



HAL
open science

**Temporalités d'un géosystème soudanien.
Géomorphologie et enregistrements sédimentaires de la
moyenne vallée du Bao Bolon (Région de Wanar, site du
Patrimoine Mondial, Sénégal).**

Mathilde Stern

► **To cite this version:**

Mathilde Stern. Temporalités d'un géosystème soudanien. Géomorphologie et enregistrements sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon (Région de Wanar, site du Patrimoine Mondial, Sénégal).. Géographie. Université d'Angers (UA), Angers, FRA.; LETG Angers, 2021. Français. NNT : . tel-03534029

HAL Id: tel-03534029

<https://theses.hal.science/tel-03534029>

Submitted on 19 Jan 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE D'ANGERS

COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 604

Sociétés, Temps, Territoires

Spécialité : *Géographie*

Par

Mathilde STERN

Temporalités d'un géosystème soudanien

Géomorphologie et enregistrements sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon (Région de Wanar, site du Patrimoine Mondial, Sénégal).

Thèse présentée et soutenue à Angers, le 25 novembre 2021

Unité de recherche : UMR 6554 CNRS, LETG-Angers, Université d'Angers, France

Rapporteurs avant soutenance :

Michel RASSE Professeur des Universités, Université Lyon 2
Barbara SPONHOLZ Professeure des Universités, Université de Würzburg

Composition du Jury :

Examineurs :	Hamady BOCOUM	Directeur de Recherches, IFAN-Cheikh Ante-Diop, Dakar
	Aline GARNIER	Maîtresse de Conférence, Université de Paris Est-Créteil
	Emmanuèle GAUTIER-COSTARD	Professeure des Universités, Université de Paris 1
	Michel RASSE	Professeur des Universités, Université Lyon 2
	Barbara SPONHOLZ	Professeure des Universités, Université de Würzburg

Directeur de thèse : Aziz BALLOUCHE
Co-encadrant de thèse: David LANDRY

Professeur des Universités, Université d'Angers
Maître de Conférence, Université d'Angers

« À la fin, toutes choses viennent se fondre en une seule, et au milieu coule une rivière. La rivière a creusé son lit au moment du grand déluge, elle recouvre les rochers d'un élan surgi de l'origine des temps. Sur certains des rochers, il y a la trace laissée par les gouttes d'une pluie immémoriale. Sous les rochers, il y a les paroles, parfois les paroles sont l'émanation des rochers eux-mêmes. Je suis hanté par les eaux. »

Norman Maclean, *La Rivière du sixième jour*, 1976.

Sommaire

<i>Remerciements</i>	7
<i>Résumé</i>	11
<i>Introduction générale</i>	17
<u>Première partie</u> : Contexte et objet d'étude	23
Chapitre 1 : Les géosystèmes d'Afrique de l'Ouest.....	25
Chapitre 2 : L'objet d'étude : un hydrosystème soudanien.....	59
<u>Deuxième partie</u> : L'étude de la moyenne vallée du Bao Bolon à l'échelle locale. Le cadre géomorphologique et les dynamiques hydrosédimentaires holocènes	123
Chapitre 3 : Le cadre géomorphologique de la moyenne vallée du Bao Bolon....	125
Chapitre 4 : Les enregistrements sédimentaires.....	207
<u>Troisième partie</u> : La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des variations climatiques et anthropiques	301
Chapitre 5 : L'évolution hydroclimatique de la moyenne vallée du Bao Bolon dans son contexte régional.....	305
Chapitre 6 : Les deux derniers millénaires, l'évolution d'un paysage anthropisé.....	323
<i>Conclusion générale</i>	353
<i>Bibliographie</i>	361
<i>Liste des figures</i>	383
<i>Liste des tableaux</i>	392
<i>Table des matières</i>	395
<i>Annexes</i>	403

Remerciements

Si les remerciements s'écrivent une fois la rédaction de la thèse achevée, il n'est d'exercice plus difficile que de résumer en quelques mots ma reconnaissance envers toutes celles et ceux m'ont accompagnée, aidée, soutenue, à un moment ou tout au long de cette thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier très chaleureusement Aziz Ballouche et David Landry, pour leur confiance et leur accompagnement depuis le début de cette aventure commune.

Aziz Ballouche, pour son implication et sa disponibilité sur lesquelles j'ai toujours pu compter. Merci de m'avoir fait découvrir le Sénégal, et plus généralement l'Afrique de l'Ouest comme il sait si bien la décrire. Au-delà de son appui scientifique, il a toujours été présent pour me conseiller et m'encourager, tant sur le déroulement de la thèse que sur les autres activités qui rythment la vie d'un doctorant : préparation des colloques, démarches administratives, enseignement... Pour tout cela, je le remercie et j'espère partager, à l'avenir, d'autres longues discussions ponctuées d'un ou deux « Si tu veux mon avis ... ».

David Landry, pour s'être rendu disponible pour les discussions sur l'avancement de la thèse, le terrain de 2019, la relecture attentive du manuscrit, malgré un emploi du temps très chargé. Son regard de pédologue a été un véritable atout sur le terrain et pour le travail de rédaction. J'ai également beaucoup apprécié la simplicité de nos échanges et la confiance qu'il m'a accordée en m'attribuant des enseignements à l'IUT.

J'ai l'honneur de remercier Michel Rasse, Professeur des Universités à l'Université de Lyon 2, et Barbara Sponholz, Professeure des Universités à l'Université de Würzburg, qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Je tiens également à remercier Hamady Bocoum, Directeur de Recherches à l'Institut Fondamental d'Afrique Noire (IFAN), Emmanuèle Gautier-Costard, Professeure des Universités à l'Université de Paris 1, ainsi qu'Aline Garnier, Maîtresse de Conférence à l'Université de Paris Est-Créteil, pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail en acceptant de l'examiner. Je remercie en particulier Aline Garnier, pour ses explications et ses encouragements lors de ma première mission de terrain en octobre 2016, ainsi que pour sa disponibilité lorsque je l'ai sollicitée par la suite.

Cette thèse n'aurait pu voir le jour sans les recherches archéologiques menées sur la nécropole de Wanar par Luc Laporte, Directeur de Recherche au CNRS, et Hamady Bocoum. Je les remercie très sincèrement pour l'intérêt qu'ils ont porté à cette thèse, et pour leur accueil chaleureux à l'IFAN et à Wanar. Merci à Luc Laporte pour les discussions enrichissantes sur le mégalithisme, que nous avons pu avoir à Wanar et en France. Je tiens également à

remercier Matar Ndiaye, Enseignant Chercheur à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, pour sa disponibilité lors de nos passages à Dakar et pour l'organisation logistique des missions de terrain.

Je remercie Laurent Lespez, Professeur des Universités à l'Université de Paris Est-Créteil, pour sa participation à mon comité de suivi, ses bons conseils et ses encouragements.

Je souhaite remercier Tamsir Cissé et sa famille pour nous avoir accueilli chez eux lors de nos séjours à Wanar, j'emporte avec moi de joyeux souvenirs de la vie sénégalaise. Je tiens également à remercier Abdou, ouvrier de Wanar, pour nous avoir prêté main forte sur le terrain et sans qui nous n'aurions pu décrire autant de profils sédimentaires. Un grand merci à Tamsir Maïga et Papis Ndiaye, chauffeurs de l'IFAN qui nous ont accompagnés sur le terrain et ont fait partie intégrante de chaque mission. Mention spéciale à Papis qui a été d'une aide incroyable dans le maniement du carottier et l'extraction des gouges... *Nio far !*

J'exprime ma gratitude envers Charles Becker, chercheur CNRS retraité, pour l'intérêt qu'il a porté à mes recherches quand je l'ai sollicité, et qui n'a pas hésité à me répondre de manière détaillée. Je le remercie ici pour tous les documents qu'il m'a envoyés, et notamment la carte morphopédologique de Bertrand (1971) qui s'est avérée essentielle à la réalisation de la carte géomorphologique.

Merci aux membres du programme de recherche international *Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique* pour les belles rencontres, les discussions enrichissantes et leur accueil convivial lors de la rencontre en Ardèche en 2017.

Un grand merci à Grégoire Maillet, qui a pris de son temps pour m'expliquer, à moi ainsi qu'aux stagiaires, le fonctionnement du granulomètre laser. Je suis également reconnaissante envers Nadège Blon qui nous a présenté la marche à suivre pour utiliser l'analyseur de carbone. Je tiens à remercier Stéphane Sourice pour sa bienveillance et sa bonne humeur au tout début de ma thèse, lors de nos longues journées d'observation des diatomées et d'adaptation du protocole. Merci à Alain Jadas-Hécart pour la correction des données de carbone, ainsi qu'à Sigrid Giffon pour sa disponibilité et son travail sur les cartes au début de ma thèse.

Les travaux de nombreux stagiaires ont contribué à l'avancement de ces recherches, je tiens à les en remercier très sincèrement. Antoine Rigaud, qui a terminé son stage juste avant que je ne commence la thèse ; bien qu'on ne se soit pas croisé, je le remercie pour la clarté des résultats et des documents qu'il a laissés et j'espère que cette thèse l'intéressera. Merci à Awa Sane pour sa participation aux missions de terrain, à Saer Diagne pour s'être penché sur la cartographie et la télédétection, à Martin Danilo, Fatoumata Camara et Manon Chauvelier pour les analyses de carbone, à Mamadou Coundoul pour son travail sur les diatomées, à Loubna El Madouri pour son étude du palynofaciès. Enfin, un grand merci à Emmanuel Weisskopf pour son enthousiasme sur le terrain, son sérieux dans les analyses granulométriques et de carbone et dans les interprétations. Merci pour son grand intérêt dans ces recherches et pour son implication, qui lui ont naturellement permis de débiter une thèse

en 2019 sur la moyenne vallée du Bao Bolon. J'ai hâte de découvrir ce que révèlent le palynofaciès et les phytolithes !

Je tiens à remercier les membres du Laboratoire LETG-Angers pour leur accueil et les nombreux moments partagés, ainsi que pour leurs encouragements envers les doctorants.

Un grand merci à tous les doctorants et anciens doctorants du Laboratoire LETG-Angers, sans qui cette aventure n'aurait pas eu la même saveur. Laura, Julie, Clément, Mahefa, Emmanuel, Bablon, Ibtissam, Imrana, Ricardo, vous avez été une aide précieuse tant sur le plan scientifique qu'humain. Compagnons de galère mais aussi piliers sur lesquels j'ai toujours pu compter, vous êtes le plus bel exemple de solidarité en milieu universitaire.

Merci à tous mes amis qui ont participé au bon déroulement de cette thèse, par leur présence, leur soutien, leur écoute, et leur curiosité. Je pense à Christelle, Thomas, Dorothee, Joseph, qui ont plus d'une fois traversé la France pour faire partie de cette aventure angevine. À Caro, Frédéric, Thibaut, qui malgré la distance m'ont toujours prêté une oreille attentive. À Sarah, une de ces très belles rencontres au détour d'une soutenance de thèse et d'un colloque, et avec qui j'espère partager d'autres moments de travail et de complicité. Aux colocs, Ben, Antoine et David, Anouck, Jordana et Jeanne, pour tous ces moments partagés et leur éternelle bonne humeur, eux qui ont été spectateurs et acteurs de mes états d'âme.

C'est avec beaucoup d'émotion que j'exprime ici mon immense reconnaissance envers ma famille, qui m'a toujours soutenue et épaulée. Mes parents, Nadège et Oliver, sans qui rien de tout ça n'aurait été possible, qui y ont toujours cru et m'ont fait relativiser lors des moments de doutes. À mon frère et ma sœur, Maxime et Laurie, sur qui j'ai toujours pu compter et qui n'ont cessé de m'encourager. Tous les quatre ont été une grande source de motivation et d'inspiration.

Même si tout ça leur passe au-dessus, merci à tous les petits et gros animaux qui m'ont permis de m'extirper quelques instants de la thèse et de ses embûches : Pedro, Mister, Pollen, Müesli, Toumaï et Juska.

Enfin, un très grand merci à Xavier, qui partage sa vie avec ma thèse et moi. Ces années de doctorat et la phase de rédaction, dont une bonne partie passée en tête à tête lors des différents confinements, n'auraient assurément pas été si agréables sans lui. Bien plus qu'un soutien, il m'a aidé à de nombreuses reprises lors de mes découragements face aux obscurs logiciels de cartographie. Merci pour son écoute, sa patience et pour avoir toujours trouvé les bons mots. Je tiens également à remercier sa famille, Elisabeth, Georges, Alexandrine et Maxime, pour le grand intérêt qu'ils ont toujours exprimé quant à l'avancement de la thèse et pour leurs encouragements sincères.

Résumé

L'étude porte sur la moyenne vallée du Bao Bolon, en domaine soudanien au Sénégal, afin d'en reconstituer l'évolution de l'environnement à différentes échelles de temps. La région est marquée par la présence humaine depuis au moins deux millénaires, comme en témoigne le site mégalithique de Wanar, inscrit au Patrimoine Mondial. Dans la deuxième moitié du XX^e siècle, l'environnement local a connu des bouleversements majeurs en lien avec l'intensification agricole du bassin arachidier et la grande sécheresse au Sahel.

Dans un premier temps, une analyse détaillée des formes et des dynamiques géomorphologiques de la région est réalisée, et met en lumière les étapes-clefs de la genèse des paysages actuels. Dans un second temps, les archives sédimentaires du *Bao Bolon* et de ses marigots affluents sont étudiées, en particulier celui du *Khour* dont le bassin versant draine la zone du site mégalithique de Wanar. Les nombreux profils étudiés (carottages, coupes, transects) dévoilent une richesse et une cohérence des enregistrements sédimentaires fluviaux à l'échelle de l'Holocène, rares en Afrique de l'Ouest. L'approche se veut multi-proxy et associe relevés de terrain et analyses de laboratoire (granulométrie laser, morphoscopie des grains de quartz, analyses de carbone, palynofaciès, diatomées, géochimie). La combinaison de l'étude géomorphologique et des enregistrements sédimentaires permet de reconstituer différentes étapes de l'évolution de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des paramètres climatiques et anthropiques.

Mots-clefs : *Hydrosystème – Dynamique fluviale – Géomorphologie – Paléoenvironnements – Mégalithisme sénégalais – Anthropisation – Holocène – Anthropocène – Afrique de l'Ouest.*

Abstract

The study focuses on the middle valley of the Bao Bolon river, in Sudanian domain in Senegal, in order to reconstruct the evolution of the environment at different time scales. The region is characterised by human presence for at least two millennia, as evidenced by the megalithic World Heritage Site of Wanar. In the second half of the 20th century, the local environment experienced major upheavals linked with the agricultural intensification of the groundnut basin and the great Sahelian drought.

First, a detailed analysis of the geomorphological forms and dynamics of the region is carried out, and highlights the key stages of the genesis of current landscapes. Secondly, the sedimentary archives of Bao Bolon and its tributaries are studied, in particular those of the *Khour*, whose watershed drains the area of the megalithic site of Wanar. The numerous profiles studied (cores, sections, transects) reveal a richness and consistency of fluvial sedimentary records at the Holocene scale, rare in West Africa. The approach is intended to be multi-proxy and associates field surveys and laboratory analyses (laser granulometry, morphoscopy of quartz grains, carbon analyses, palynofacies, diatoms, geochemistry). The combination of geomorphological study and sedimentary records allows to reconstruct different stages of the evolution of the middle Bao Bolon valley during the Holocene, under the influence of climatic and anthropogenic parameters.

Keywords : *Hydrosystem – Fluvial dynamic – Geomorphology - Palaeoenvironments – Senegambien megalithism – Anthropization – Holocene – Anthropocene – West Africa.*

À mes parents, Nadège et Oliver Stern.

Introduction générale

Le changement climatique actuel s'accompagne d'évènements extrêmes tels que les records de températures estivales de 2003 en Europe (Stott *et al.*, 2004), de 2010 en Russie (Watanabe *et al.*, 2013), de 2013 en Australie (Lewis & Karoly, 2013), les inondations de l'automne 2000 en Grande-Bretagne (Pall *et al.*, 2011) ou encore celles très actuelles de 2021 en Europe occidentale (World Weather Attribution, 2021). Toutefois, les relations entre le climat et ces évènements extrêmes sont complexes, sujettes à controverses (Otto *et al.*, 2012) et doivent être précisées (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2016). En ce sens, l'étude des changements climatiques aux échelles globales et locales et la réponse des environnements à ces changements, sur des durées plus ou moins longues, est indispensable.

Malgré de grands progrès au cours des dernières décennies, les connaissances concernant les grandes variations climatiques et environnementales du Quaternaire en Afrique de l'Ouest requièrent toujours plus de reconnaissances de séquences sédimentaires. En particulier, l'Holocène est une période-clé à documenter, à la fois comme tranche de temps qui précède immédiatement l'état actuel de nos environnements et comme période complexe où les facteurs naturels et anthropiques interfèrent les uns avec les autres dans les dynamiques environnementales.

À l'échelle du Quaternaire, les connaissances paléoclimatiques et paléoenvironnementales reposent principalement sur des carottages marins effectués au large des côtes atlantiques (Frédoux, 1994 ; deMenocal *et al.*, 2000-b ; Lézine *et al.*, 2005 ; Hanebuth & Lantsch, 2008 ; Hanebuth & Henrich, 2009 ; Nizou *et al.*, 2010, 2011 ; Bayon *et al.*, 2012). Ceux-ci offrent l'avantage d'une relative continuité de l'enregistrement sédimentaire mais sont, en revanche, éloignés des zones sources et manquent de précision pour des périodes courtes comme l'Holocène, notamment pour distinguer les facteurs dynamiques des processus continentaux.

Sur le continent, les études portent en grande partie sur des archives lacustres et palustres (Lézine, 1989 ; Ballouche & Neumann, 1995 ; Jolly *et al.*, 1998 ; Gasse, 2000 ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Leblanc *et al.*, 2006 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Lézine *et al.*, 2011 ; Maley &

Vernet, 2015). Cependant, en raison de leur grande sensibilité aux changements environnementaux, naturels ou anthropiques, les systèmes fluviaux constituent un objet d'étude d'un grand intérêt (Zielhofer *et al.*, 2008 ; Lespez *et al.*, 2011 ; Garnier & Lespez, 2019). Les archives sédimentaires d'origine alluviale permettent d'identifier les caractéristiques générales des bassins versants et le fonctionnement des systèmes fluviaux, et de reconstituer leurs évolutions : les régimes hydro-climatiques aux échelles locale, régionale ou globale, les couverts pédologiques et végétaux des bassins versants, les activités humaines et leurs effets sur les milieux. La combinaison de chacun de ces facteurs s'inscrit dans les dynamiques fluviales et les cours d'eau y répondent en adoptant des styles fluviaux particuliers qui se définissent de manière qualitative et quantitative par leur flux liquide et leur transport solide.

En Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne, les études paléoenvironnementales portant sur les systèmes fluviaux sont limitées en raison des forts contrastes saisonniers qui caractérisent le régime climatique et hydrologique de cette région. Sous ces conditions, les dynamiques hydrosédimentaires sont exacerbées et limitent généralement la conservation d'archives sédimentaires de qualité. Les principales études effectuées sur ces archives fluviales concernent le fleuve Niger (Makasse *et al.*, 2007) et les affluents du Lac Tchad (Gumnior & Thiemeyer, 2003 ; Gumnior, 2008), aujourd'hui étoffées par des données plus récentes collectées dans les vallées du Yamé au Mali (Lespez *et al.*, 2008 ; Le Drézen *et al.*, 2010 ; Lespez *et al.*, 2011 ; Garnier, 2013 ; Garnier *et al.*, 2015 ; Rasse, 2017) et de la Falémé au Sénégal oriental (Huysecom *et al.*, 2015 ; Davidoux *et al.*, 2018 ; Davidoux, 2021).

Dans un tel contexte, les recherches menées au Sénégal dans le cadre du projet SEPSEN sur le mégalithisme sénégalais, complètent ces connaissances vers l'ouest, à cheval sur les bassins versants de la Gambie et du Saloum. Ce phénomène archéologique remarquable se présente sous la forme d'ensembles monumentaux de pierres dressées, plus particulièrement de cercles de blocs de latérite, dont l'originalité et la singularité ont été reconnues par l'inscription de quatre sites du Sénégal et de Gambie au titre du Patrimoine Mondial par l'UNESCO. Depuis 2005, la mission de coopération archéologique, financée par le Ministère des Affaires étrangères, codirigée par Luc Laporte (UMR 6566 CNRS, France) et Hamady Bocoum (IFAN, Sénégal) contribue à préciser et à enrichir les connaissances sur ce phénomène unique en Afrique de l'Ouest. Les travaux de fouilles portent plus spécifiquement sur la nécropole de Wanar, dans le bassin versant du Khour, un marigot affluent du Bao Bolon (Laporte *et al.*, 2017). Ces recherches archéologiques ont donné naissance à ce projet de thèse, dans le but de mieux cerner le contexte environnemental dans lequel s'est développée cette culture protohistorique au cours des deux derniers millénaires.

Cette première étude sur les paysages de la région de Wanar, et leur évolution dans le temps, nécessite l'identification des aspects géographiques à considérer, ainsi que la connaissance d'un cadre spatial relativement large. Comprendre un espace, identifier les différents paramètres qui le composent et appréhender la dynamique et les interrelations entre ces paramètres, constituent une approche complète à l'origine d'un concept à part entière, celui de géosystème. Cette notion, élaborée à la fin des années 1960 (Bertrand, 1968), nous offre le cadre théorique d'une combinaison territoriale de facteurs abiotiques, biotiques et anthropiques en interaction. Le géosystème permet d'imbriquer différentes thématiques, de faire appel à plusieurs disciplines au service de la compréhension du fonctionnement intégré d'un espace. L'étude de la région de Wanar est réalisée dans un souci d'interdisciplinarité, autant dans la compréhension des mécanismes qui opèrent à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest que dans les analyses de terrain et de laboratoire. L'intérêt de la notion de géosystème réside dans l'étude conjointe des aspects **physiques, biologiques et anthropiques**. Comme le souligne Bertrand (1968), les aspects physiques, en réalité, sont « *presque toujours largement remodelés par l'exploitation anthropique* ». Cette approche est donc particulièrement appropriée à l'étude de la région de Wanar, sous influence anthropique depuis au moins le VII^{ème} siècle AD (Gallay, 2010). L'ensemble des changements qui affectent les paramètres physiques ou anthropiques s'inscrit dans la dimension biologique, la végétation se comportant « *en véritable réactif du milieu* » (Bertrand, 1968). Ainsi, le potentiel d'étude de certains bioindicateurs fait l'objet de recherches préliminaires, afin notamment de déterminer l'orientation qu'adopteront les études futures.

L'originalité et la pertinence du concept de géosystème résident également dans le fait qu'il intègre un quatrième aspect, dans lequel s'inscrivent et évoluent les trois premiers : le **temps**. La considération de ce paramètre fait évoluer le concept de géosystème, alors qualifié « *d'espace-temps anthropisé* » (Bertrand & Bertrand, 2000). La prise en compte de la dimension temporelle du géosystème et l'identification de ses temporalités sont au cœur des recherches menées dans cette étude.

En géomorphologie, si l'approche systémique a pu être introduite dès les années 1950, c'est en partie grâce à la prise en compte du rôle fondamental des cours d'eau dans la dynamique des paysages. Comme le cite André (2007), « *un système morphologique est avant tout un système fluvial, dont les frontières sont celles des bassins hydrographiques* », le vecteur essentiel des flux d'énergie et de transport de masse étant le cours d'eau. Le concept de géosystème s'articule ainsi autour d'un système fluvial (Schumm, 1977) ou d'un hydrosystème (Amoros & Petts, 1993), dont la dynamique dépend de paramètres climatiques, géologiques, biologiques et anthropiques changeants. Cette assertion est également valable dans notre région d'étude, même si à certaines époques du passé, les processus éoliens ont aussi eu un

rôle important. C'est pourquoi notre problématique peut se résumer en quelques interrogations :

- Les archives sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon et de ses affluents offrent-elles les enregistrements nécessaires à une prise en compte du temps long ?
- Comment les archives sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon et de ses affluents ont-elles enregistré les dynamiques environnementales d'un géosystème soudanien et comment permettent-elles d'en reconnaître les temporalités ?
- Enfin, dans ces temporalités, comment reconnaît-on le rôle des différents facteurs à l'œuvre et, notamment, le(s) temps de la montée en puissance des sociétés ?

Cette première étude de la moyenne vallée du Bao Bolon vise à retranscrire l'évolution d'un géosystème soudanien, original par sa composante patrimoniale, dans lequel les facteurs abiotiques et biotiques se combinent au facteur anthropique depuis, au moins, deux millénaires. Le fonctionnement des géosystèmes ouest africains est développé dans le premier chapitre de la première partie, avant de définir l'intérêt du concept de l'hydrosystème, de présenter la zone d'étude et la manière dont celle-ci est étudiée (Chapitre 2). La deuxième partie expose les résultats obtenus et leurs interprétations à l'échelle locale : dans un premier temps, il est apparu nécessaire d'identifier le cadre géomorphologique de la zone d'étude, indispensable à la compréhension du fonctionnement du milieu, et qui renseigne sur les étapes-clefs de la genèse des paysages actuels (Chapitre 3) ; dans un second temps, une attention toute particulière est portée sur les enregistrements sédimentaires, qui permettent de reconstituer les évolutions du Bao Bolon et des marigots à l'échelle plus fine de l'Holocène (Chapitre 4). La troisième et dernière partie combine les interprétations géomorphologiques et des enregistrements sédimentaires, selon une approche hydrosystémique, et met en lumière différentes étapes de l'évolution des paysages, du Bao Bolon, des marigots et des bassins versants, dans un contexte régional. Cette évolution se déroule en deux parties, la première jusqu'à 2 200 cal BP, suivie de la seconde où la présence humaine devient un facteur majeur de la trajectoire évolutive des paysages, depuis deux millénaires.

Première partie : Contexte et objet d'étude



Le Bao Bolon (janvier 2018)

La notion d'échelle spatiale, concept clé en géographie, est primordiale et se doit d'être définie. Ainsi, il nous paraît nécessaire d'identifier, dans un premier chapitre, les mécanismes géographiques à l'œuvre à **l'échelle de l'Afrique de l'Ouest** et la manière dont ils façonnent les géosystèmes, selon leurs paramètres physiques, biologiques, anthropiques et temporels. Dans un deuxième chapitre, **l'échelle devient locale** ; ces différents aspects sont définis par rapport à la région de Wanar. À cette échelle, le **bassin versant** fait l'objet d'une attention particulière, en raison de sa pertinence et du rôle qu'il joue dans les processus hydro-géomorphologiques. Les mécanismes à l'œuvre dans ces derniers processus sont abordés au début du chapitre 2, selon une **approche hydrosystémique**, qui fait office de trait d'union entre les géosystèmes d'Afrique de l'Ouest et l'étude menée à Wanar.

Chapitre 1 : Les géosystèmes d'Afrique de l'Ouest

p. 25

Chapitre 2 : L'objet d'étude : un hydrosystème soudanien

p. 59

Chapitre 1 : Les géosystèmes d’Afrique de l’Ouest

Appréhender un terrain nécessite la connaissance des paramètres qui le composent à différentes échelles. Ces paramètres géographiques s’imbriquent et se combinent pour former un paysage particulier à un moment donné. Dans l’approche géosystémique, la notion d’échelle est primordiale, bien que Bertrand (1968) souligne que « *tous les découpages géographiques sont arbitraires* », en citant Claval (1967) « *il est impossible de trouver un système général de l’espace qui respecte les limites propres à chaque ordre de phénomènes* ». Ce premier chapitre présente les différents phénomènes qui façonnent les paysages à l’échelle la plus large, celle de l’Afrique de l’Ouest, globalement délimitée au nord par le Sahara et à l’est par le Golfe de Guinée. Ce niveau d’échelle peut se rattacher à la « **zone** », l’unité de premier ordre spatio-temporel selon la classification de Bertrand (1968), où les phénomènes sont liés « *au concept de zonalité planétaire* ». Par souci de clarté, ces paramètres sont regroupés dans ce chapitre au sein de différents ensembles : le premier regroupe les paramètres abiotiques, la géologie et le climat ; le deuxième est constitué par les paramètres biotiques, soit les couvertures végétales et les sols. Le troisième groupe correspond aux paramètres anthropiques. Enfin, la réponse des géosystèmes aux variations de ces différents ensembles, ainsi que l’influence de chacun des paramètres, s’inscrivent dans un dernier aspect : le temps. La quatrième et dernière partie de ce chapitre s’intéresse ainsi à la dimension temporelle des géosystèmes ouest-africains.

1. Les paramètres abiotiques : la géologie et le climat

1.1. La géologie

À l’échelle des temps géologiques, les grandes variations climatiques en Afrique de l’Ouest sont à mettre en lien avec la dérive des continents. Suite à la dislocation du supercontinent Rodinia à la fin du Précambrien (-750 Ma), les masses continentales migrent pour former le Gondwana, constitué de l’actuelle Afrique de l’Ouest. La localisation au Pôle Sud du Gondwana soumet l’Afrique de l’Ouest et l’Afrique du Nord à deux glaciations, au Protérozoïque supérieur (-600 Ma) et à l’Ordovicien supérieur (-450 Ma). Le socle cristallin pré-cambrien constitue le substrat géologique du sud de l’Afrique de l’Ouest (Figure 1), avec ses formations d’origine plutoniques (granitiques), métamorphiques (schistes) et volcaniques (Dabin & Maignien, 1979).

Au cours de l'Ere Secondaire, l'Afrique occidentale et Centrale reste globalement émergée. Le socle et sa couverture paléozoïque sont soumis à une érosion généralisée, dont les dépôts (grès, sables, graviers et poudingues) du Crétacé Inférieur correspondent à une formation appelée « Continental Intercalaire » (Riser, 1999). Le Sénégal est alors localisé à proximité de l'équateur, le climat est chaud et humide, et plusieurs intrusions marines ont lieu sur les franges littorales de l'Afrique de l'Ouest, au Crétacé Supérieur, au Paléogène et au Miocène. Les zones immergées sont soumises à une sédimentation tandis qu'une érosion plus ou moins intense opère sur les zones émergées. Des dépôts continentaux s'accumulent pour former le « Continental Terminal », un grès argileux. À partir du Miocène, l'Afrique de l'Ouest remonte vers le nord jusqu'au Pliocène, la mer régresse pour former plus ou moins les littoraux actuels, le climat tropical humide du Sénégal évolue vers une tendance sèche (Michel, 1973 ; Smith *et al.*, 1973 ; Conrad G. & Lappartient J.-R., 1987). Le Pliocène se caractérise ainsi par un refroidissement global, qui se manifeste par l'aridification de l'Afrique de l'Ouest et la mise en place du désert du Sahara (Andrieu J. *et al.*, 2017). À l'échelle mondiale, le Quaternaire est marqué par l'établissement de la configuration actuelle des continents et de la circulation océanique, et par le dépôt des formations superficielles.

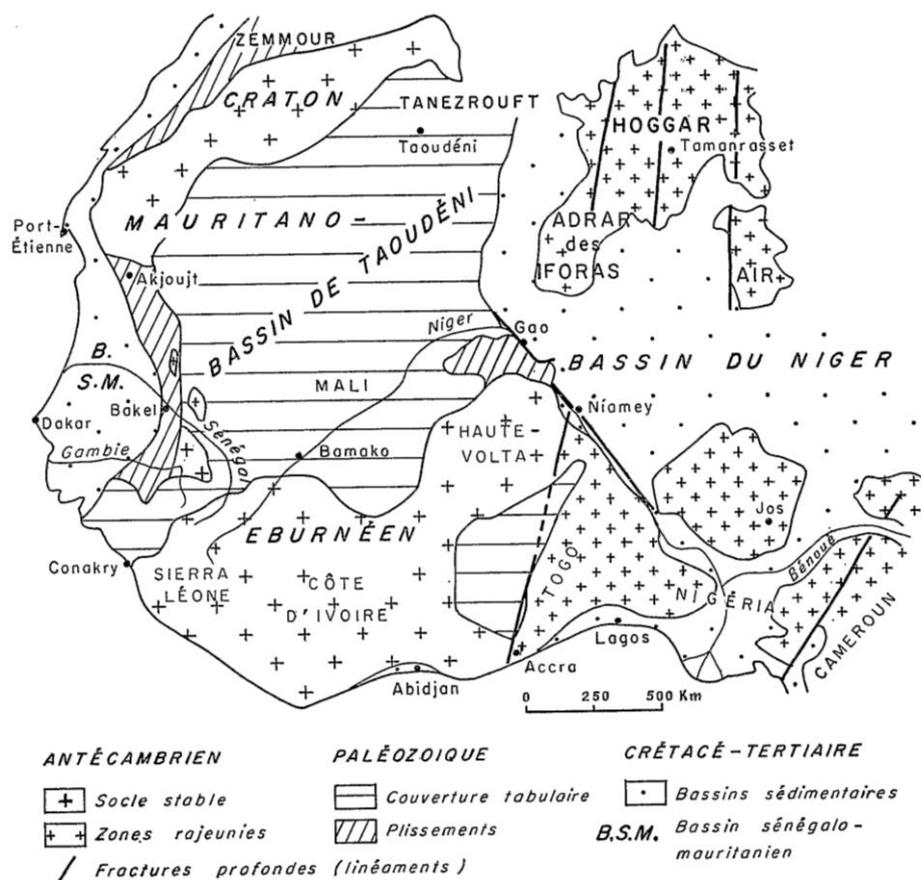


Figure 1. Les grandes unités géologiques de l'Afrique de l'Ouest (Michel, 1973, d'après G. Rocci, 1965).

1.2. Le climat

Délimitée au nord par les dunes, regs et montagnes du désert du Sahara et au Sud par les forêts tropicales humides du littoral Atlantique, c'est sans doute en Afrique de l'Ouest que le rôle de la répartition des pluies dans l'expression des paysages est le plus marqué. Son histoire géologique empreinte d'une érosion intense, due à la longue émergence du continent conjuguée à une faible activité tectonique, laisse place à une vaste région excessivement plane. Cette topographie sans relief majeur laisse libre cours à la circulation saisonnière de la mousson, à l'origine de la répartition des différents types de climat de l'Afrique de l'Ouest.

À l'échelle du globe, la circulation atmosphérique s'organise selon un modèle dit tri-cellulaire, orchestré par les mouvements de convection dans la cellule de Hadley, la cellule de Ferrel et la cellule polaire. En zone intertropicale, deux cellules de Hadley entraînent la convergence des masses d'air vers l'équateur. En balayant la surface de la Terre, ces masses d'air se réchauffent jusqu'à l'équateur, où leur rencontre forme une ceinture de basse pression appelée zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Figure 2). Un mouvement de convection s'opère alors dans cette zone favorable à la formation de cumulonimbus, où les précipitations sont abondantes et les vents faibles. A haute altitude, les masses d'air divergent alors de part et d'autre de la ZCIT, se refroidissent et redescendent, déviées vers l'Ouest sous l'effet de la force de Coriolis engendrée par la rotation de la Terre. Ces masses d'air venant d'Afrique forment alors l'anticyclone des Açores dans l'Hémisphère Nord et l'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'Hémisphère Sud (Janicot *et al.*, 2012).

Au cours de l'hiver dans l'hémisphère Sud, l'anticyclone de Sainte-Hélène, alimenté par des masses d'air polaires venant de l'Antarctique, remonte vers le Nord près de l'équateur. L'alizé austral, impulsé par cet anticyclone, franchit l'équateur et est dévié vers l'Est par la force de Coriolis. Ce vent de Sud-Ouest, humide et chaud, rencontre l'Harmattan, vent saharien du Nord Est, sec et plus chaud encore. La ligne de front entre ces deux masses d'air, la ZCIT, migre ainsi vers le nord jusqu'aux environs du 20^{ème} parallèle Nord. En été dans l'hémisphère Sud, le phénomène s'inverse, l'anticyclone de Sainte-Hélène se déplace vers le Sud, la ZCIT se situe alors au nord du golfe de Guinée, laissant place à un continent balayé par l'Harmattan (Figure 2) (Riser, 1999 ; Nicholson, 2011).

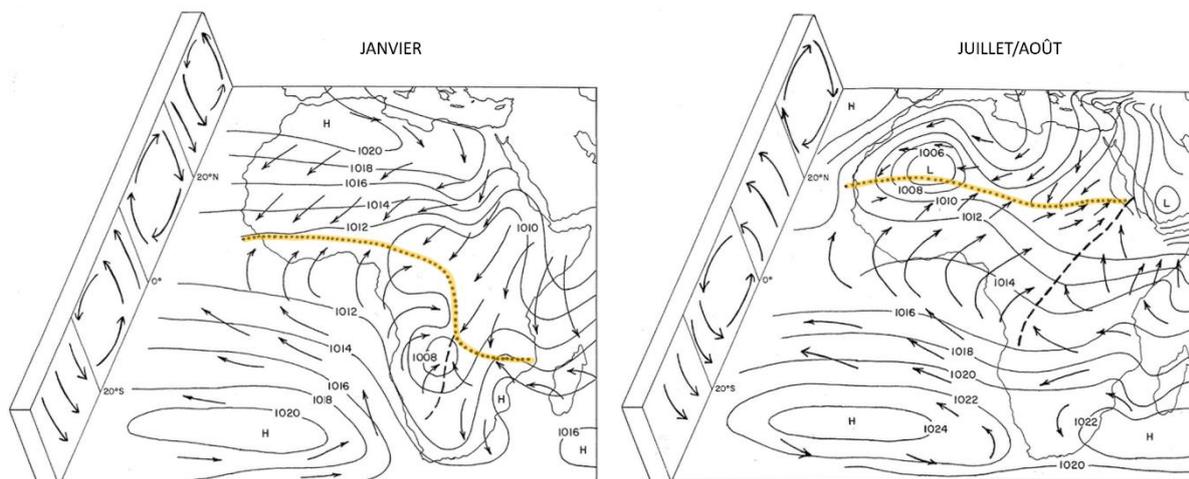


Figure 2. Circulation atmosphérique et migration saisonnière de la ZCIT (en jaune) (Modifié de Nicholson, 2011).

La raison pour laquelle la ZCIT reste cantonnée à l’Hémisphère nord est liée à la géographie particulière de l’Afrique de l’Ouest, qui permet un refroidissement important du golfe de Guinée lors de l’hiver austral couplé à un fort réchauffement du Sahara et de la Méditerranée (Lafore *et al.*, 2012). Par ailleurs, pendant l’hiver austral (juillet), la ceinture des pluies tropicales (« tropical rainbelt » de Nicholson, 2009), localisée autour de la latitude 10°N (Figure 4), présente un décalage latitudinal avec la ZCIT, située alors vers 20°N (Figure 2).

Ce décalage est lié à la présence de deux courants d’Est en Afrique de l’Ouest, le Jet d’Est Africain (JEA) qui circule au niveau des latitudes 10-15°N à environ 4 km d’altitude et le Jet d’Est Tropical (JET), entre les latitudes 5 et 10°N et vers 10 km d’altitude, qui contribuent à maintenir la convection entre ces latitudes (Figure 3) (Nicholson, 2009). D’autre part, le JEA est alimenté en partie par des vents secs extratropicaux qui participeraient à l’inhibition de la convection au nord de 15°N (Roca *et al.*, 2012).

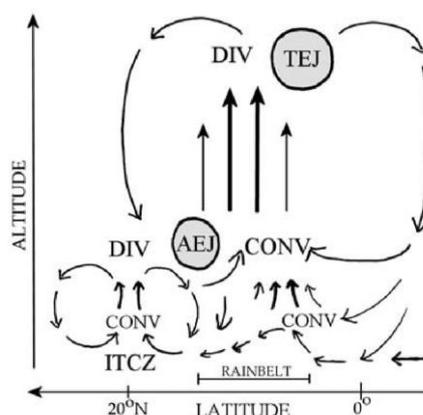


Figure 3. Représentation schématique des mécanismes de la mousson ouest africaine selon Nicholson, 2009. La ZCIT (ici ITCZ, « Intertropical Convergence Zone ») entraîne la convergence (CONV) des masses d’air en surface et leur divergence (DIV) plus en altitude, mais la présence du JEA (ici AEJ, « African Easterly Jet ») et du JET (ici TEJ, « Tropical Easterly Jet ») impulse une convection de plus grande ampleur, centrée aux environs de la latitude 10°N et à l’origine de la ceinture de pluies (« Rainbelt »).

La combinaison complexe de ces différents paramètres entraîne ainsi un balancement saisonnier de la ceinture des pluies, qui se manifeste en surface par le passage de la mousson. Comme l'illustre la Figure 4, le front de mousson est centré sur la Guinée au mois de juillet, il n'a pas encore atteint le Sénégal, et il s'agit du mois où il est le plus éloigné du Gabon. Au mois de janvier, le front de mousson est très éloigné du Sénégal et de la Guinée qui ne reçoivent pas de précipitations. Il franchit le Gabon au mois de novembre, qui reçoit un maximum de précipitations. Au mois de janvier, le Gabon est moins arrosé, le front de mousson est localisé plus au Sud, d'où il entame sa remontée vers le nord. Il franchit alors à nouveau le Gabon en mars, avant d'atteindre la Guinée en juillet, pour arroser le Sénégal en août (Figure 4). Ainsi, la saison pluvieuse, ou hivernage, est de plus en plus courte en remontant vers le Nord, tandis que les températures moyennes annuelles varient relativement peu (25°C à Dakar, 28°C à Conakry, 26°C à Libreville) (Figure 4). La durée de la saison sèche et de la saison humide en Afrique de l'Ouest conditionne le développement d'un type de végétation particulier.

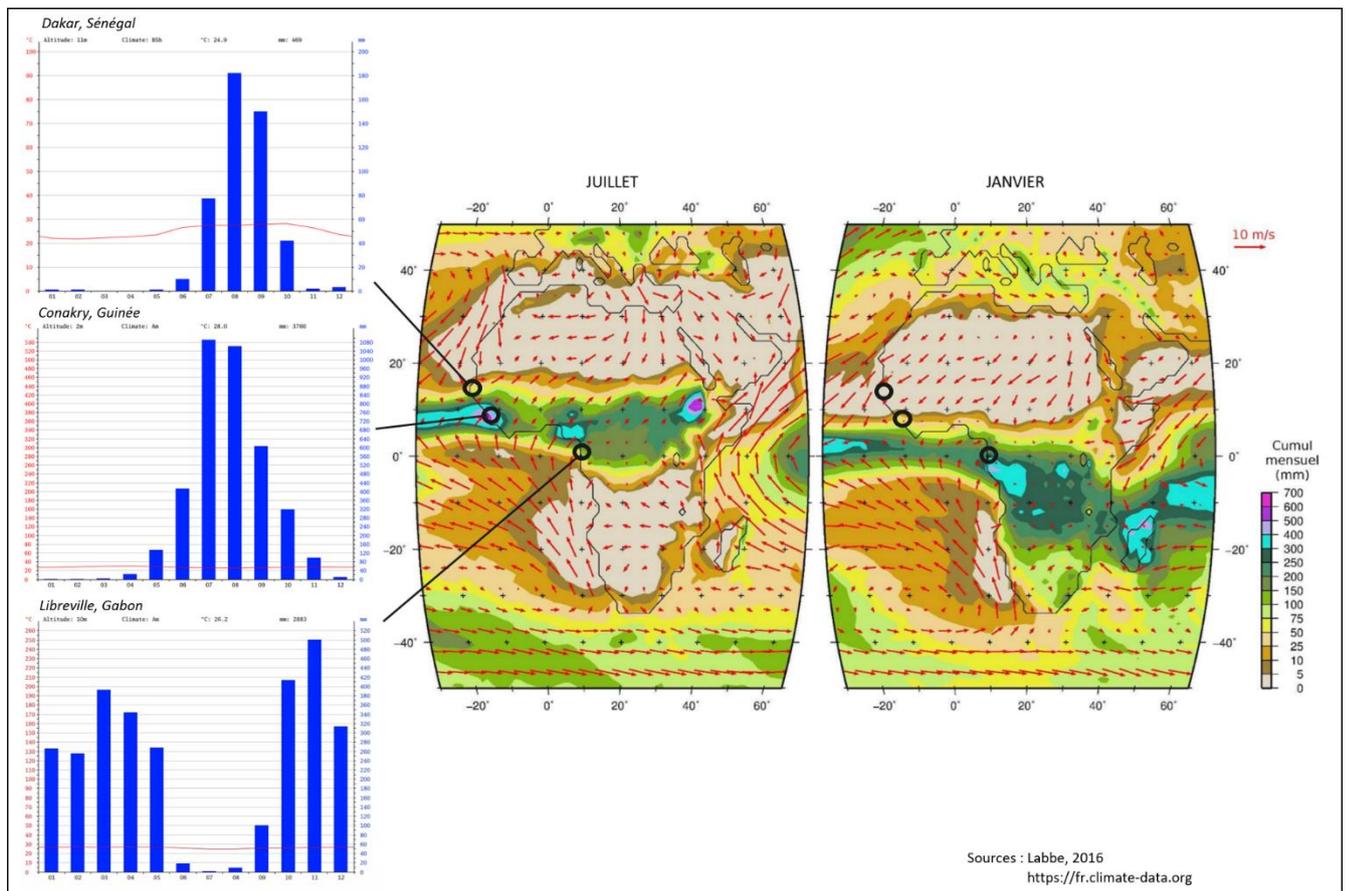


Figure 4. La mousson ouest-africaine : distribution saisonnière des précipitations (diagrammes ombrothermiques de Dakar, Conakry et Libreville, <https://fr.climate-data.org>) et moyennes mensuelles (entre 2001 et 2010) des cumuls de précipitations et du vent à 10m, en janvier et en juillet (Labbe, 2016).

2. Les paramètres biotiques : les sols et les couvertures végétales

2.1. Du climat aux grands ensembles de végétation

En 1986, White réalise la cartographie des phytochories, ces régions floristiques, à l'échelle de l'Afrique. Ces données permettent d'établir un découpage bio-climatique en bandes latitudinales de l'Afrique de l'Ouest (Figure 5).

Au sud, **la zone guinéo-congolaise** correspond à la région la plus arrosée d'Afrique de l'Ouest, avec plus de 1600 mm de précipitations par an dans sa plus grande partie. De la Côte d'Ivoire au Nigéria, deux saisons des pluies sont séparées par une période de sécheresse relativement marquée, d'un ou deux mois, et d'une autre moins intense, de moins d'un mois. Dans la partie occidentale, du Libéria à la Guinée, les précipitations sont concentrées sur une seule saison des pluies, laissant la place à une saison sèche pouvant se maintenir pendant quatre mois. Il s'agit de la zone à **forêt ombrophile** (Figure 5 A.). Cette forêt est sempervirente, très dense, riche en lianes et en épiphytes. Elle est stratifiée, de sorte que le rayonnement solaire, plusieurs fois filtré, atteint difficilement le sol, ce qui empêche le développement de la végétation basse (sous-bois, herbes et mousses). Ces conditions empêchent la propagation des incendies (Demangeot, 1976).

La **zone guinéenne** au Nord marque la transition entre la zone guinéo-congolaise et la zone soudanienne, la forêt ombrophile laisse peu à peu la place aux milieux ouverts. Cette zone biogéographique se compose d'une **mosaïque de forêts ombrophiles et de formations herbeuses**, sous l'effet de précipitations comprises en moyenne entre 1200 et 1600 mm par an. Les pluies sont principalement concentrées sur une seule saison qui dure de 5 à 8 mois. L'existence d'une saison sèche génère un caractère décidu à la plupart des espèces arborescentes de la strate supérieure, tandis que la strate inférieure qui constitue le sous-bois est très dense et sempervirente. Ces forêts qui peuvent être qualifiées de « semi-sempervirentes » sont très vulnérables aux incendies, eux-mêmes ayant entraîné l'ouverture du milieu et le développement des formations herbeuses, dites « secondaires » selon Demangeot (1976) et White (1986).

En **zone soudanienne**, les précipitations annuelles sont comprises entre 600 et 1200 mm, réparties sur une saison des pluies qui s'étend sur 4 à 6 mois. Il s'agit de la **zone à forêt sèche, forêt claire et à savane arborée/arbustive**. En forêt, les arbres sont semi-xérophytes et de manière générale moins grands que dans les zones guinéo-congolaise et guinéenne.

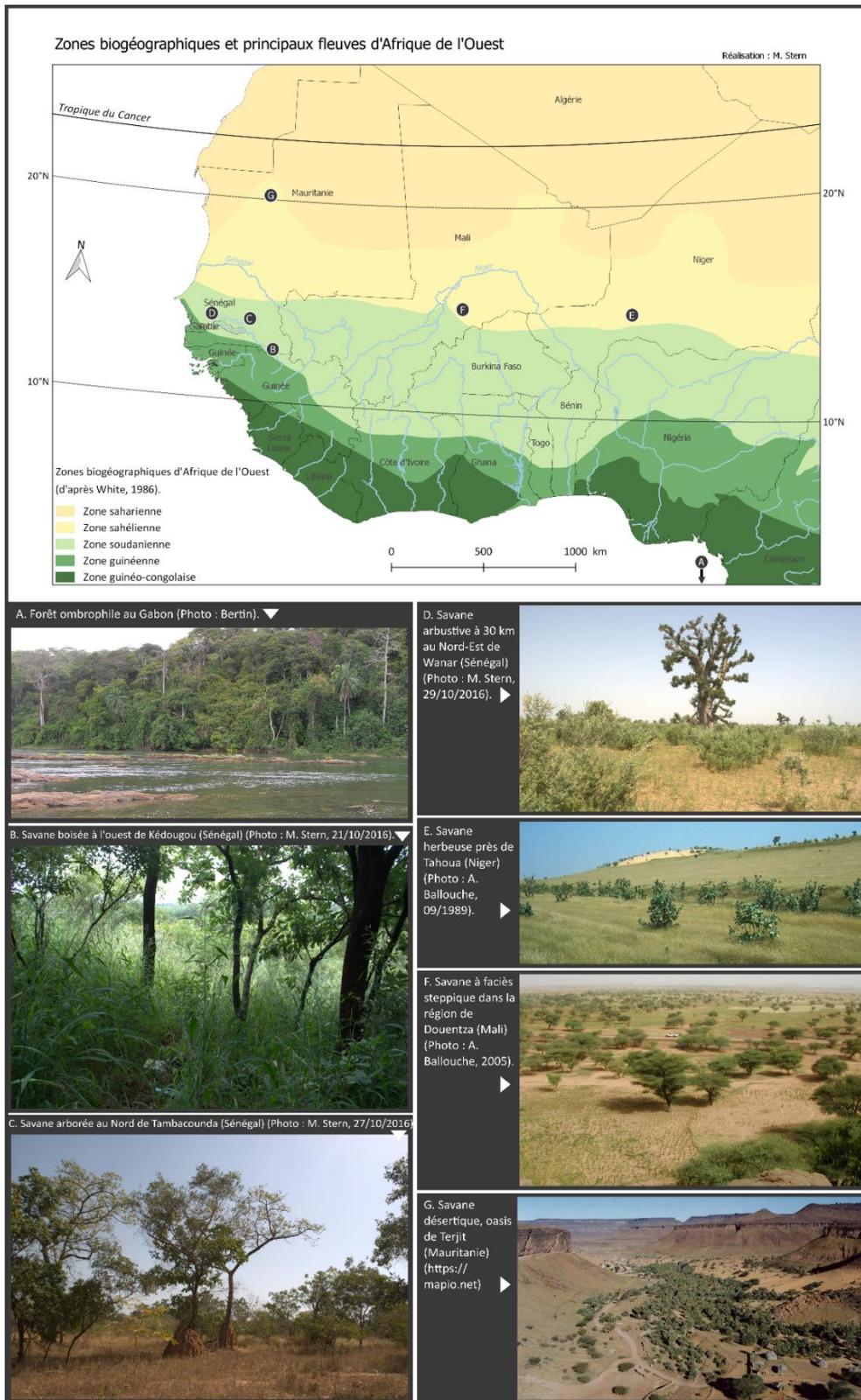


Figure 5. Zones biogéographiques en Afrique de l'Ouest (selon White, 1986). A. Forêt ombrophile au Gabon (Photo : Bertin). B. Savane boisée au Sud-Est du Sénégal, à une vingtaine de km à l'Ouest de Kédougou (Photo : M. Stern, 21/10/2016). C. Savane arborée à 20 km au Nord de Tambacounda au Sénégal (Photo : M. Stern, 27/10/2016). D. Savane arbustive à *Guiera senegalensis*, à 30 km au Nord-Est de Wanar (Photo : M. Stern, 21/10/2016). E. Savane herbeuse sahélienne près de Tahoua, Niger (Photo : A. Ballouche, 09/1989). F. Savane à faciès steppique dans la zone de Douentza au Mali (Photo : A. Ballouche, 09/2005). G. Savane désertique, oasis de Terjit en Mauritanie (<https://mapio.net>).

Le couvert est moins dense et très dépendant des saisons, ce qui permet le développement du sous-bois dans lequel les incendies vont facilement se propager. Le terme de « savane » renvoie à un tapis herbacé continu sans repos saisonnier bien net, fait de touffes non jointives entre lesquelles l'eau peut ruisseler librement (Demangeot, 1976). En saison sèche, le feu s'y propage régulièrement. Les ligneux y sont représentés par les genres propres à la savane (*Adansonia*, *Salvertia*) et en genres issus des forêts non hygrophiles voisines (*Terminalia*, *Combretum*, *Parkia*). L'inégale proportion des ligneux et des herbacées permet de subdiviser les savanes en savane herbeuse (Figure 5 E., Figure 6), arbustive (Figure 5 D., Figure 6), arborée (Figure 5 C., Figure 6), boisée (Figure 5 B., Figure 6), mais la distinction entre l'une et l'autre reste relativement difficile, en particulier le passage de la savane boisée à la forêt claire.

Dans la **zone sahélienne**, il pleut principalement entre 150 et 600 mm par an, de manière très irrégulière pendant 3 à 4 mois. Cette zone où la saison sèche est très intense est composée de formations herbeuses et arbustives semi-désertiques, au couvert discontinu ; il s'agit de la zone à **savane à faciès steppique** (Figure 5 E., Figure 6). La propagation des incendies y est donc limitée (White, 1986). Dans la partie méridionale du Sahel, le tapis graminéen est plus ou moins continu, ne dépasse pas une hauteur de 60 cm et est principalement constitué de *Cenchrus biflorus*, *Schoenefeldia gracilis*, *Aristida stipoides* et *Tragus racemosus*. La densité de ligneux est très variable localement, il s'agit essentiellement d'*Acacia tortilis*, *A. laeta*, *Commiphora africana*, *Balanites aegyptiaca*, *Boscia senegalensis*, *Maerua crassifolia* et *Leptadenia pyrotechnica*. Dans le nord du Sahel, le recouvrement des cimes des espèces ligneuses ne dépasse pas 10%. L'espèce *A. ehrenbergiana* vient s'ajouter au cortège des espèces ligneuses sahéliennes, dont la hauteur reste alors systématiquement inférieure à 5 m (White, 1986).

La limite entre la zone sahélienne et la zone saharienne est très progressive, et correspond approximativement à l'isohyète de 150 mm. Le **Sahara** est pratiquement dépourvu de végétation pérenne. Il s'agit de la zone à **savane désertique** (Figure 5 G.), où la végétation se maintient principalement au niveau des oueds (White, 1986).

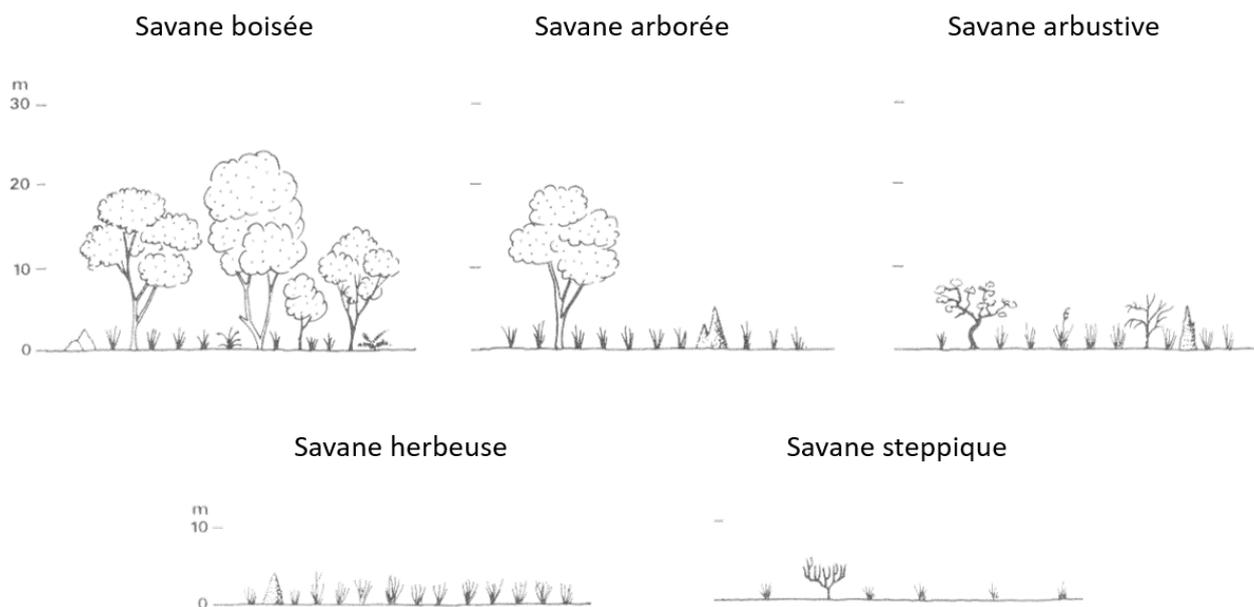


Figure 6. Différents types de savane en Afrique de l'Ouest (modifié de Demangeot, 1976).

Ces régimes des précipitations à forte saisonnalité, eux-mêmes liés en partie à une topographie globalement très plane, donnent naissance à un réseau hydrographique principalement sub-saharien (Figure 5) rythmé par des périodes de hautes et de basses eaux. Les régimes hydrologiques sont essentiellement de type pluvial tropical, avec un écoulement pendant la saison des pluies. Ce modèle se complexifie lorsque les fleuves sont alimentés en partie par les nappes phréatiques, et lorsqu'ils traversent plusieurs zones climatiques (Rodier, 1967 ; Riser, 1999).

2.2. Les systèmes racinaires

La répartition des formations végétales est ainsi fortement liée au climat, et en particulier à la longueur de la saison sèche. De manière générale, du Sud au Nord, les paysages passent progressivement de milieux fermés à des milieux ouverts. Les forêts ombrophiles, qui bénéficient de conditions idéales en termes de lumière, de chaleur et d'eau, développent une biomasse aérienne très importante, pour un enracinement réduit (Tableau 1). La transition vers les savanes se caractérise par l'espacement progressif des arbres au profit des herbes, dont la prépondérance se manifeste en particulier à l'échelle racinaire (Tableau 1). Sous l'effet des régimes de précipitations inégalement réparties et moins abondantes qu'en zone équatoriale, la végétation des savanes doit étendre ses racines afin d'exploiter d'importants

volumes de sols. Les herbes développent des systèmes racinaires peu profonds mais denses qui contraignent la croissance des arbres (Figure 7) (Walter, 1970). D'autre part, de nombreux traits pédologiques font également entrave au développement des systèmes racinaires des ligneux, comme la compacité et les horizons indurés qui gênent la progression des racines (Riou, 1995).

Tableau 1. Structure de la végétation tropicale (Demangeot, 1976).

Poids (%)	Forêt tropicale		Savane
	sèche	humide	
Feuilles	15%	26%	18%
Troncs	57%	48%	41%
Racines	28%	26%	41%

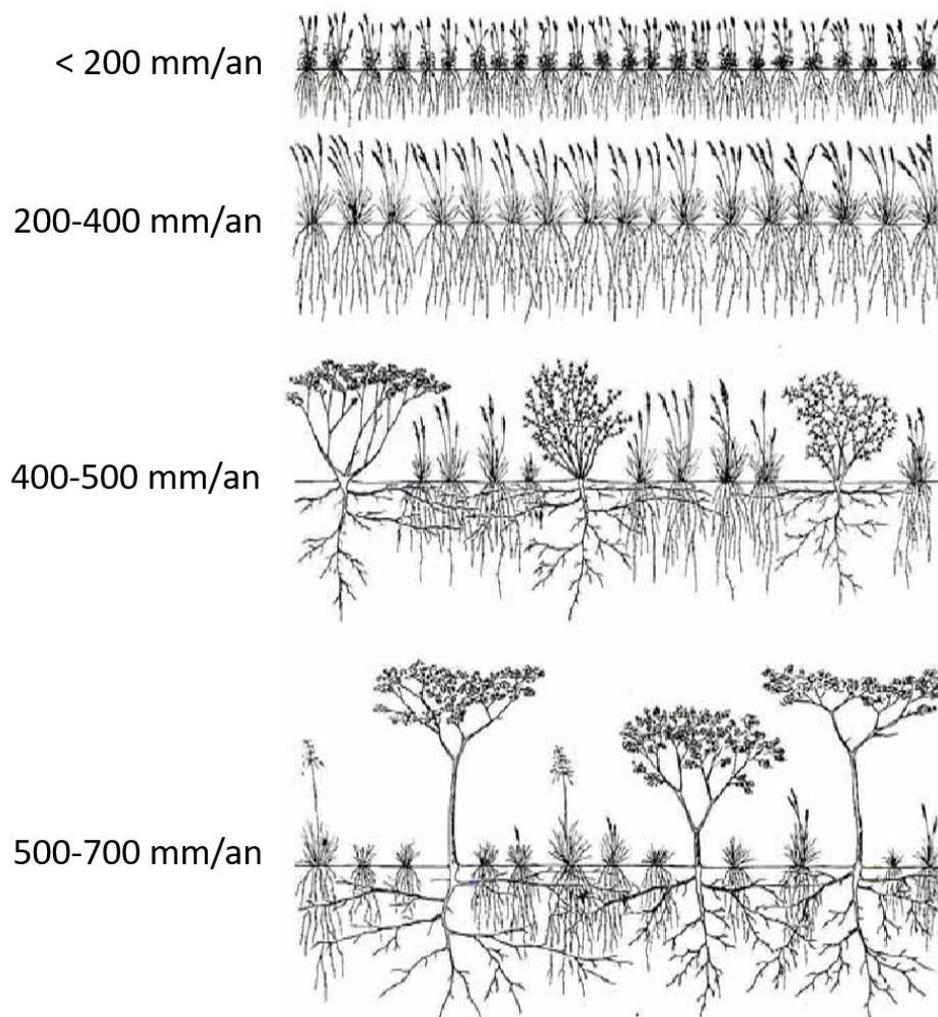


Figure 7. L'expression des systèmes racinaires de savane en fonction des précipitations (modifié de Walter, 1970).

2.3. Les sols

Les sols, en tant qu'interface entre la lithosphère et l'atmosphère, symbolisent parfaitement la complexité des milieux et la nécessité de leur étude selon une approche géosystémique. Ruellan & Dosso (1993) proposent la distinction entre deux types de facteurs de la pédogenèse, ces « éléments du milieu qui orientent les mécanismes de la formation des sols ». D'une part, les facteurs primaires, qui sont relativement indépendants les uns des autres, correspondent au temps, au climat, à la roche et à la tectonique. Les caractéristiques et la combinaison des facteurs primaires donnent naissance aux facteurs secondaires, c'est-à-dire le relief, le ruissellement, la végétation, la faune et l'homme.

2.3. a) Les facteurs primaires de la pédogenèse

La pédogenèse est étroitement liée au climat, en particulier aux précipitations et à la température dont la combinaison engendre l'hydrolyse, l'oxydation et la dissolution des roches, à l'origine de la formation des sols (Ségalen, 1970). En raison de la température annuelle élevée et de la pluviométrie importante, c'est dans la zone intertropicale humide que l'altération chimique des roches est la plus développée du globe (Tricart, 1961). Sous l'effet d'une activité tectonique quasiment nulle et d'une continentalité très ancienne de l'Afrique de l'Ouest, la pédogenèse ne peut s'exprimer en occultant le facteur temps, l'altération ayant pu s'exercer pendant plusieurs millions d'années (Ségalen, 1970).

2.3. b) Les facteurs secondaires de la pédogenèse

La végétation, la faune, le ruissellement ...

La végétation joue un rôle prépondérant dans la pédogenèse car le type de couvert détermine l'acidité du milieu, qui correspond au troisième paramètre intervenant sur l'altération, après l'humidité et la température. Ainsi, plus le couvert végétal est dense, plus le milieu est acide et plus la pédogenèse est accélérée (Riser, 1999).

Les termites jouent un rôle important dans la dynamique des géosystèmes tropicaux. Ces insectes sociaux, qui vivent en colonies sous des températures comprises entre 25 et 30°C, endossent à la fois un rôle de consommation, de morphogenèse, de pédogenèse et de fertilisation agrobiologique (Demangeot, 1999). Leurs domaines de prédilection sont les forêts sèches et les savanes, qu'ils préfèrent aux forêts ombrophiles trop humides ou au Sahel trop sec. En zone soudanienne, ils bâtissent des termitières qui atteignent 2 à 4 m de haut, pour un volume de 2 à 4 m³ (Tricart & Cailleux, 1974). Ces cathédrales, constituées d'argile et de sable prélevé en profondeur et mélangés à de la salive et des déjections, reposent sur un

réseau de galeries qui peut s'étendre sur des distances et des profondeurs considérables. Ces édifices hébergent entre 0,5 et 8 millions d'individus, à raison de 40 à 70 termitières par hectare (en Guinée et en Côte d'Ivoire) (Demangeot, 1999). De fait, ces insectes ont un impact conséquent sur les sols, par bioturbation mais également par leur extraordinaire consommation de débris végétaux, soustrayant une part non négligeable de matières organiques aux processus d'humification. Les sols sont alors généralement appauvris en carbone. Cependant, l'intérieur même des termitières est plus humide, plus riche en éléments fins et en matières organiques que les sols environnants, ce qui favorise la croissance des arbres installés dans les édifices (Figure 8).



Figure 8. Termitière d'environ 3 mètres de hauteur, dans laquelle poussent quelques arbres, dans un bosquet de forêt sèche dégradée du Sud Est du Sénégal (SNG2) (Photo : M. Stern, 20/10/2016).

..., moteurs de la pédogenèse en Afrique de l'Ouest...

Les roches sont principalement constituées de sept éléments. D'une part, le silicium (Si), l'aluminium (Al) et le fer (Fe) sont insolubles ou peu solubles et d'autre part, le sodium (Na), le potassium (K), le calcium (Ca) et le magnésium (Mg) sont solubles. Sous l'effet de la température, l'eau se charge en éléments solubles et par lessivage, le substratum ou le sol s'appauvrit peu à peu en Na, K, Ca et Mg. Le lessivage de ces éléments majeurs, corrélé à un enrichissement en acide carbonique et en acides humiques provenant de la couverture végétale, amène progressivement à une acidification du sol.

En milieu équatorial, sous forêt dense ombrophile, ces processus sont poussés à l'extrême, les drainages des sols sont maximums, la totalité des éléments majeurs ainsi qu'une grande partie du silicium sont lessivés. Ces conditions amènent à l'**allitisation**, la genèse de **kaolinite** et de **gibbsite**, il s'agit de sols **ferralitiques** (Figure 9). Si l'allitisation est très importante, l'aluminium, insoluble, se concentre jusqu'à former de la bauxite.

En s'éloignant de la zone équatoriale, vers le nord, le climat devient plus sec et les précipitations se concentrent pendant les saisons humides. L'alternance humectation – dessiccation dans les sols génère une individualisation du fer, qui concrétionne jusqu'à former des carapaces ou des cuirasses. Il s'agit du domaine de la **monosiallisation**, l'argile néoformée est essentiellement la **kaolinite**, les sols sont principalement **ferrugineux** (Figure 9). Ce cuirassement ferrugineux est possible en milieu de savane car les apports en acides humiques, qui favorisent l'exportation du fer par lessivage, sont bien moins importants qu'en forêt. De plus, l'horizon d'induration doit être oxydant afin que le fer, qui se concentre sous forme ferreuse, puisse cristalliser et devenir ferrique ; le milieu doit être aéré, les sols brassés par les termites sont d'autant plus favorables.

En zone sahélienne, les pluies insuffisantes pour lessiver les éléments en profondeur ainsi que les températures élevées, qui favorisent l'évaporation, amènent les éléments basiques, le silicium et l'aluminium à se concentrer dans les sols, ce qui génère la néoformation de **montmorillonite**. Cette pédogenèse qui s'effectue en zone relativement aride et mal drainée s'appelle la **bisiallisation**, et donne naissance à des sols isohumiques tropicaux et des sols brun-rouge subarides sur les recouvrements sableux, à des solonetz, des sols bruns et des sols ferrugineux non lessivés sur les glacis, ainsi qu'à des vertisols dans les dépressions (Figure 9) (Ruellan & Dosso, 1993 ; Riou, 1995 ; Riser, 1999).

... à l'origine des processus géomorphologiques et des reliefs actuels.

L'intensité des processus pédologiques dans la zone intertropicale, conjuguée à une histoire géologique relativement monotone, conduisent finalement les sols et paléosols à modeler les paysages et à commander les dynamiques géomorphologiques de l'Afrique de l'Ouest.

L'allitisation du socle cristallin pré-cambrien du sud de l'Afrique de l'Ouest, en zone guinéo-congolaise, s'est effectuée au cours du Crétacé, de l'Eocène et certainement jusqu'au Miocène (Boulanger & Millot, 1988). Cette longue pédogenèse a permis, par endroits, la formation de la bauxite.

De la même manière, le grès argileux du Continental Terminal en zone soudanienne a connu une monosiallisation intense, amenant les sols à s'indurer jusqu'à former des horizons de cuirasses ferrugineuses.

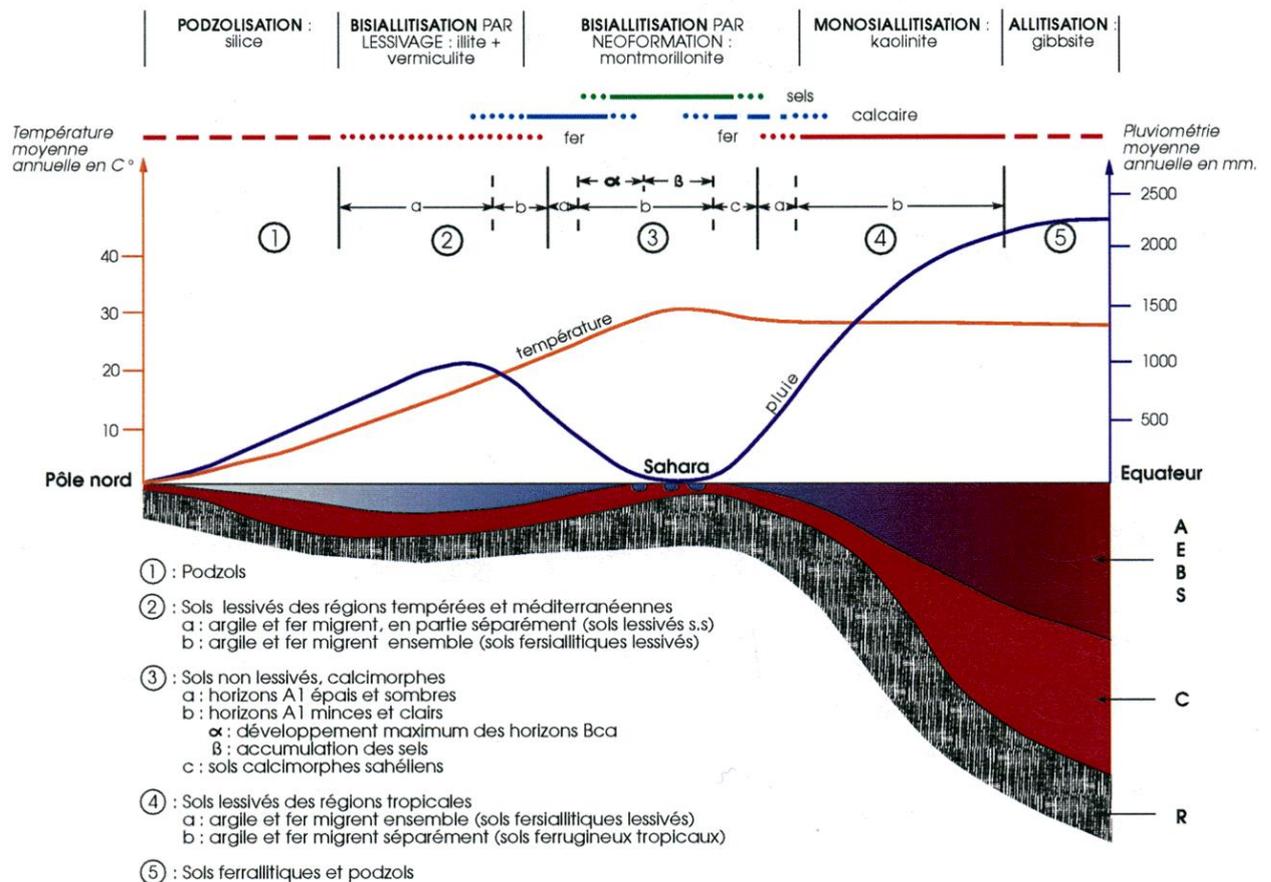


Figure 9. Zonalité climatique des altérations et des grands ensembles pédologiques, du pôle nord à l'équateur en passant par l'Europe et l'Afrique (Ruellan & Dosso, 1993).

Ces sols ferralitiques et ferrugineux ont par la suite été soumis à l'érosion, leurs horizons superficiels ont été décapés, dégageant les niveaux de cuirasse. Celles-ci constituent aujourd'hui, sous l'effet d'une érosion différentielle, les points hauts des reliefs du sous-continent ouest-africain, à l'instar des quelques massifs montagneux de roches basiques. Dans les régions les plus équatoriales, sur le socle cristallin, s'est construit un modelé de plateaux et de versants à pentes faibles, entaillé par un réseau hydrographique (Dabin & Maignien, 1979). Plus au nord, le modelé est subhorizontal, des buttes-témoins de cuirasse ferrugineuse dominent fréquemment les plaines environnantes. Les versants en contrebas de ces cuirasses présentent des pentes très faibles, il s'agit de glacis où règnent des processus d'érosion et d'accumulation. Enfin, le modelé est dunaire au nord, aux portes du Sahara.

Les cuirasses ferrugineuses, très nombreuses et largement étendues en zone soudanienne, sont une composante majeure des paysages de savane. Les cuirasses mises à affleurement selon le procédé décrit ci-dessus sont appelées cuirasses d'accumulation relative, bowal ou encore **cuirasses authigènes**, car le fer accumulé provient du lessivage de l'horizon supérieur (migration verticale du fer). Il s'agit de cuirasses anciennes positionnées en sommets d'interfluves. Sur les versants et en bas de pente, le drainage oblique induit des migrations

latérales du fer en solution, qui finalement précipite dans la zone de battement de nappe ; l'accumulation de fer y est alors absolue, et amène à la formation de **cuirasses allogènes** (Figure 10) (Tricart, 1993 ; Demangeot, 1999 ; Dellanoy *et al.*, 2016).

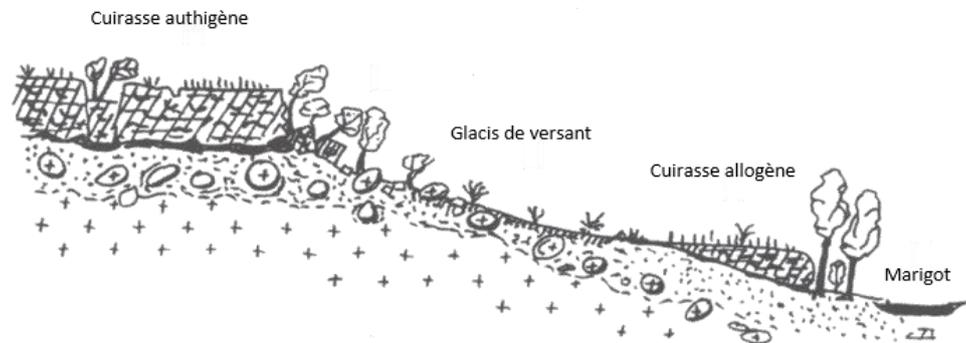


Figure 10. L'organisation géomorphologique d'un versant cuirassé en Afrique soudanienne (modifié de Demangeot, 1999).

Les sols et les hommes en Afrique de l'Ouest

Ce schéma de la pédogenèse en Afrique de l'Ouest, qui s'organise en bandes latitudinales, est toutefois à nuancer. En effet, il s'avère être parfaitement adapté si le seul facteur considéré est le climat. À ce stade, un élément fondamental du géosystème n'a pas été abordé, alors qu'il détient un rôle capital dans la construction des paysages ouest-africains. Il s'agit du facteur anthropique.

Les savanes en particulier constituent des paysages complexes, qui résultent en partie de la combinaison de facteurs climatiques, pédologiques et morphologiques, mais il s'agit aussi et surtout de paysages culturels, fortement modifiés par l'homme (Pomel *et al.*, 1994). La définition de la savane énoncée par Pomel *et al.* en 1994 en citant Standford & Isichei (1986), comme étant « *une formation végétale arborée diffuse, avec un sous-bois de graminées plus ou moins dense, sous climat tropical saisonnier et feux annuels* », met en évidence un facteur dynamique essentiel au maintien de ce type de milieu : le feu. Avant l'apparition de l'homme, l'existence de feux de grande ampleur, d'origine « naturelle » (déclenchés par exemple par la foudre) est attestée, ce qui peut soulever la question de la position de ces feux dans le géosystème : sont-ils la cause ou la conséquence du développement des savanes ? L'origine des savanes pose question, mais il s'avère que leur physionomie actuelle est étroitement liée aux activités anthropiques (Pomel *et al.*, 1994 ; Ballouche, 2019). Les raisons des mises à feu sont multiples, que ce soit pour l'agriculture, la chasse, la guerre, etc., et ce, depuis l'utilisation des savanes par l'homme. Cette intervention sur les paysages par les populations, que ce soit par le feu ou par le développement du pâturage, influence l'évolution des couvertures pédologiques qui doivent être considérées en tant qu'« anthroposystèmes » (Figure 11) (Pomel *et al.*, 1994 ; Pomel, 2002).

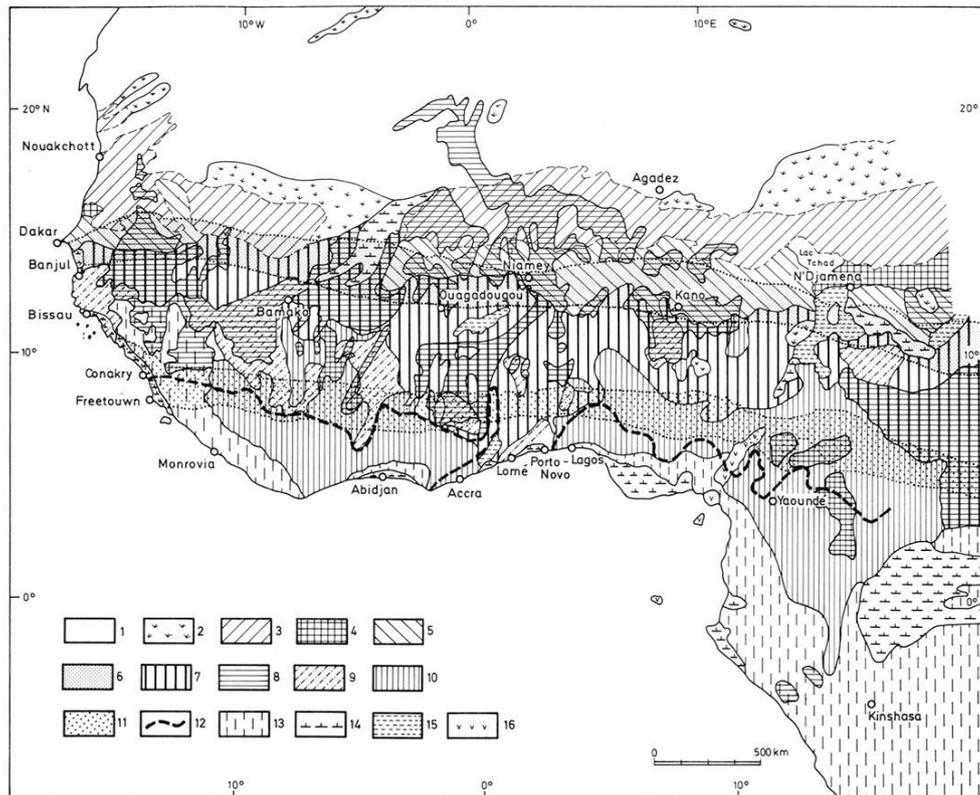


Figure 11. Les types de sols en Afrique de l'Ouest selon (Pomel et al., 1994). Altération minimale (concentration de Ca-Na-Si-Al) des régions arides et subarides sahariennes et sahéliennes : 1. sols minéraux bruts des déserts (dunes, sols salés et compactés des oasis) ; 2. sols peu évolués subdésertiques (sols compactés et encroûtés des zones surpâturées) ; 3. sols isohumiques (élevage transhumant, agriculture précaire, sols incendiés et colluvionnés, sols éoliens) ; 4. sols halomorphes et sols sodiques, sols compactés des zones de cure de sel, sols à OPS salées des zones irriguées.

Altération bisiallitique ou fersiallitique (Fe-Si-Al) et couverture d'altération montmorillonitique des régions tropicales sèches soudanaises : 5. sols ferrugineux peu lessivés (dunes fixes, cultures pluviales, sols à OPS ferrugineuses des cultures itinérantes sur brûlis) ; 6. zone à fort concrétionnement actuel superficiel (région agropastorale des cultures pluviales d'arachide, mil-sorgho-niébé) ; 7. sols ferrugineux tropicaux lessivés, sols encroûtés (cultures pluviales de coton).

Altération monosiallitique (Fe-Al) et couverture d'altération kaolinique et ferrugineuse des régions tropicales humides soudanaises : 8. extension générale des cuirasses de fer ; zone à cuirassement actuel généralisé, située entre les deux zones de concrétionnement 6 et 11. Altération ferrallitique (Fe-Al) et couverture d'altération kaolinique et gibbsitique des régions tropicales humides guinéennes : 9. sols ferrugineux lessivés et sols ferrallitiques (déforestation ancienne, jachères à rotation rapide) ; 10. sols ferrallitiques rouges faiblement et moyennement désaturés (cultures d'igname, de caféiers) ; 11. zone à fort concrétionnement actuel superficiel (sols à OPS ferrugineuses des cultivateurs défricheurs, des forgerons) ; 12. limite forêt mésophile/savane soudanienne avant les déboisements des derniers siècles, zone d'exploitation forestière et des cultures agro-industrielles (hévéas-palmiers à huile, agrumes).

Altération ferrallitique (Fe-Al) et allitique (Al) et couverture d'altération kaolinique et/ou gibbsitique des forêts ombrophiles guinéennes et équatoriales : 13. sols ferrallitiques jaunes fortement désaturés, sols lessivés jaunes incendiés des cultivateurs de manioc, rizicultures dans les zones inondables.

Sols azonaux : 14. sols hydromorphes, drainage des bas-fonds (deltas et cuvettes intérieures), cultures irriguées, légumes et coton, sols sulfatés des mangroves défrichées, sols des tannes lagunaires, zones de fabrication du sel, sols compactés et salés des zones irriguées, des bas-fonds ; 15. vertisols et vertisols compactés des zones surpâturées, caravanières et des oasis ; 16. sols volcaniques, régions de refuge, sols de survie rajeunis et surexploités.

3. Les paramètres anthropiques

3.1. La population et l'agriculture en Afrique de l'Ouest

La population de l'Afrique, à l'échelle du continent, est relativement peu dense (29,5 habitants au km² en 2005) mais très inégalement répartie. Le taux de croissance naturelle en Afrique s'élève à +2,3%, soit presque deux fois plus que la moyenne mondiale (+1,2%). En 2004, 50% des Africains travaillent dans le domaine de l'agriculture, mais la faible productivité de ce secteur ne permet pas de satisfaire les besoins alimentaires du continent. En effet, bien que la production agricole ait augmenté de près de 2% entre 1965 et la fin du 20^{ème} siècle, ces chiffres restent bien inférieurs à ceux de la croissance démographique (Ben Yahmed *et al.*, 2007). L'agriculture représente donc un enjeu économique majeur.

L'Afrique de l'Ouest concentre 40% de la population totale du continent. Elle est répartie de manière zonale, selon deux bandes majeures et discontinues, l'une correspondant à la zone soudano-sahélienne et l'autre bordant le golfe de Guinée (Figure 12) (Dubresson *et al.*, 2011).

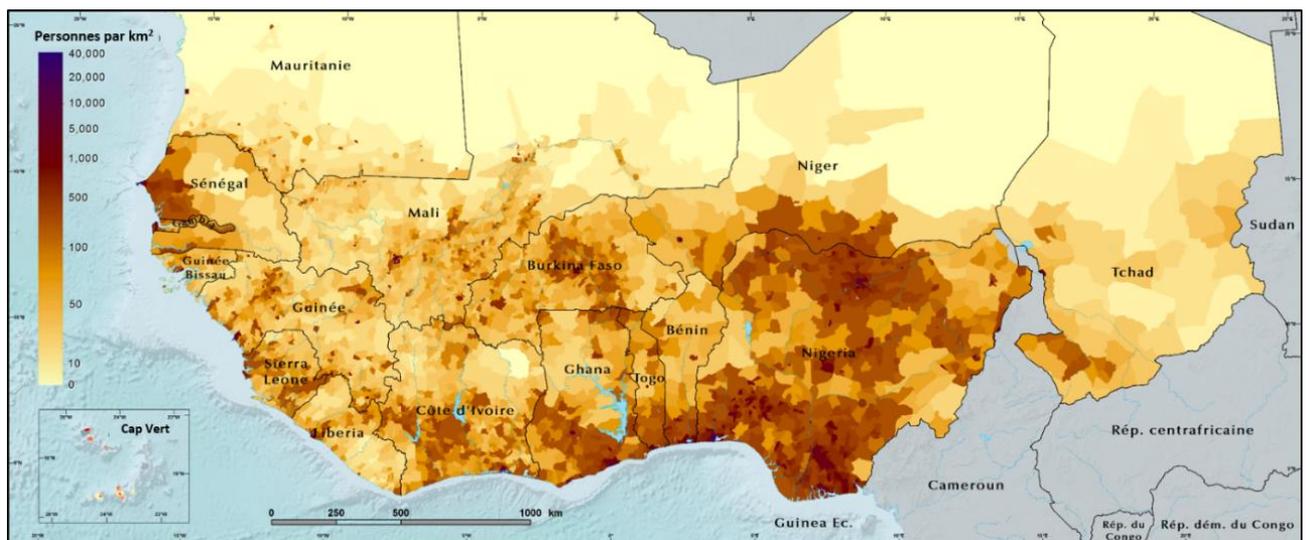


Figure 12. Les densités de population en Afrique de l'Ouest en 2015 par unités administratives (CILSS, 2016).

À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, différents systèmes de production agricole dominent selon une zonation en bandes latitudinales (Figure 13), en lien avec les caractéristiques climatiques, pluviométriques, pédologiques, historiques et sociologiques (FAO & OCDE, 2007). Au nord de la zone sahélienne ainsi qu'en zone saharienne, c'est l'élevage qui domine. Au sud de la zone guinéenne et en zone guinéo-congolaise, les systèmes de production sont principalement arboricoles et forestiers. La zone soudanienne est dominée par la production céréalière, associée à l'élevage au nord et à la culture de tubercules au sud (Figure 13).

SYSTÈMES DE PRODUCTION AGRICOLE

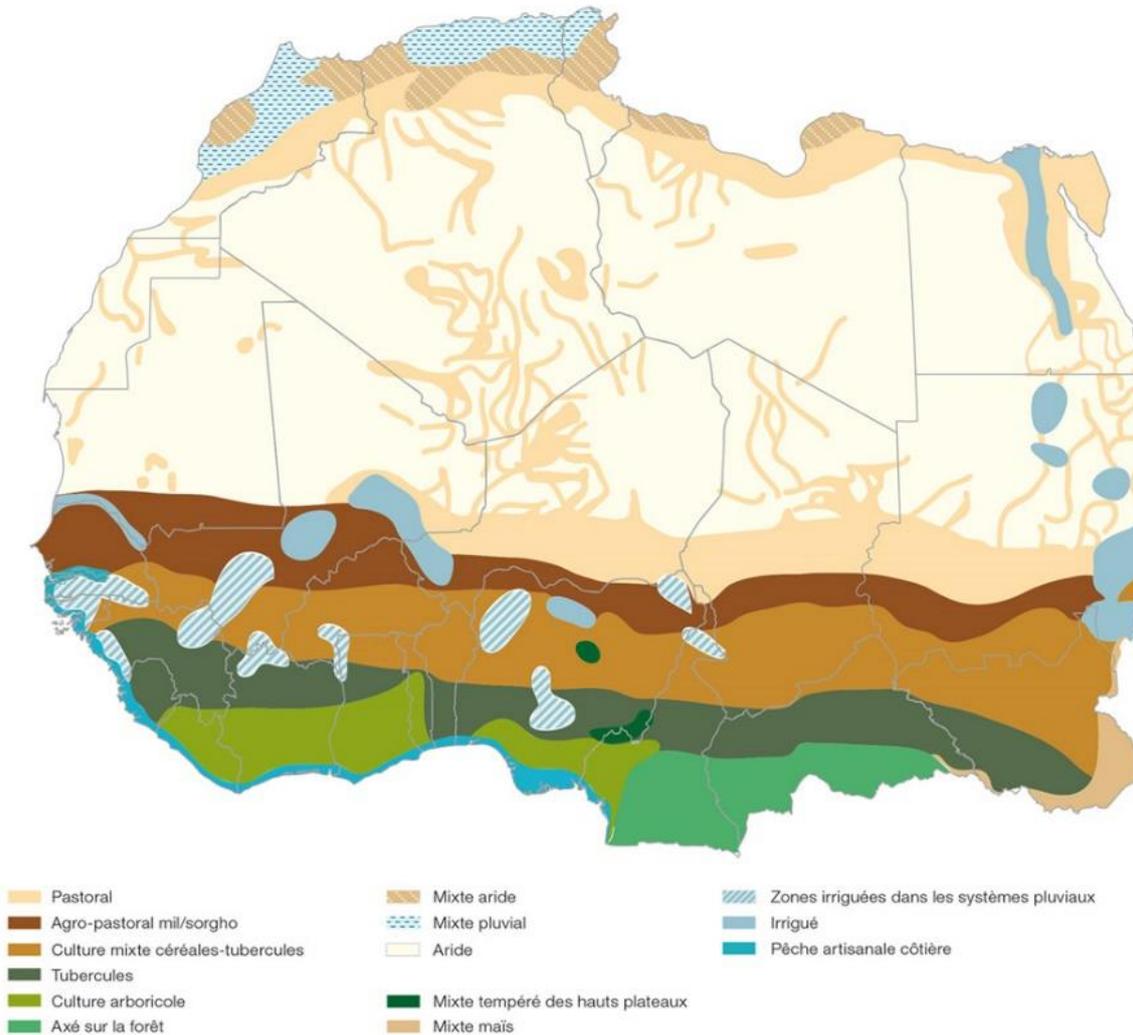


Figure 13. Les systèmes de production agricole en Afrique de l'Ouest (OCDE, 2014).

3.2. Les savanes soudanaises : un milieu largement anthropisé, des paysages façonnés par l'homme

Les savanes ouest-africaines du domaine soudanien sont ainsi largement anthropisées (Figure 12Figure 13). La strate arborée est généralement conservée, les savanes fonctionnent comme des systèmes agricoles traditionnels à vocation agro-sylvo-pastorale. Les paysages sont façonnés par la sélection d'arbres (comme le karité - *Vitellaria paradoxa*, le néré - *Parkia biglobosa*, le baobab - *Adansonia digitata*, le kad ou balanzan - *Faidherbia albida*, le raisinier - *Lannea microcarpa*, le ronier - *Borassus aethiopum*) et d'espèces non-ligneuses en tant que ressource en bois et fourragère, mais également pour des raisons rituelles (Ballouche, 2019). La forte variabilité des précipitations commande des systèmes de cultures pluviales et de décrue (riziculture). La variété des espèces cultivées est cependant remarquable, combinant

espèces indigènes (mils, sorgho, fonio, haricots, ignames) ou introduites (maïs, manioc). La fertilité des sols est favorisée par des cycles de cultures plus ou moins longs et par la pratique de la jachère. Cette dernière en particulier, sous l'effet d'un climat soudanien aux précipitations relativement importantes et à saison sèche marquée, permet le développement d'une importante biomasse principalement graminéenne, continue et saisonnièrement combustible. La pratique traditionnelle du feu est courante et conditionne la nature et la structure de la biomasse combustible. Le passage régulier des incendies s'exprime à l'échelle des paysages, sélectionnant des espèces pyrophiles (*Combretaceae*, *Sapotaceae* (*Vitellaria*), *Parkia*, *Pterocarpus*, *Prosopis*...) résistantes aux feux, et orientant le port des arbres et la structure de la végétation (Ballouche, 2019). L'objectif de ces incendies est de débarrasser les espaces en jachère de leur matière végétale sèche, afin de laisser la place à de nouvelles pousses dont la croissance est favorisée par un sol enrichi en cendres (Figure 14). La jachère permet également aux systèmes pastoraux, mobiles et transhumants, de bénéficier de ressources fourragères. Les parcelles sont alors fertilisées par la fumure du bétail. Lorsque le fourrage herbacé fait défaut en saison sèche, les bergers et bouviers pratiquent l'émondage des arbres afin de subvenir aux besoins de leur troupeau. Dans la zone soudanienne, les espèces principalement utilisées comme fourrage sont *Azelia africana*, *Pterocarpus erinaceus*, *Khaya senegalensis*. Cette pratique pastorale se traduit dans le paysage par des arbres dont le feuillage est organisé « en boules » (Petit & Mallet, 2001). Les branches des petits arbres sont parfois coupées de sorte à les faire plier sans les sectionner, afin de rendre les feuilles accessibles au bétail (Figure 15).



Figure 14. L'entretien des savanes par le feu au Sénégal (SNG22) (Photo : M. Stern, 26/10/16).



Figure 15. *Acacia seyal* qui poursuit sa croissance après avoir été coupé pour nourrir le bétail au sol, dans un bosquet de forêt sèche dégradée du Sud Est du Sénégal (SNG2) (Photo : M. Stern, 20/10/2016).

Les paysages de savanes ouest-africaines sont aujourd'hui partagés entre d'une part ces systèmes agro-sylvo-pastoraux, traditionnels, extensifs et centrés sur des besoins locaux, et d'autre part des systèmes de monoculture intensifs et de rente. Ces types de cultures, principalement dédiées à l'arachide (9 millions de tonnes en 2005) et au coton (5.1 millions de tonnes) (Ben Yahmed *et al.*, 2007), se confrontent aux pratiques traditionnelles en diminuant les espaces de jachère. Les zones de parcours pastoraux sont réduites, ce qui génère des tensions entre agriculteurs et pasteurs, qui doivent se rabattre vers des pâturages de moindre qualité. L'apport en fumure et la fertilisation par le passage des feux cessent, imposant aux agriculteurs suffisamment fortunés d'avoir recours aux intrants chimiques (Ballouche, 2019).

4. La temporalité des géosystèmes ouest-africains

La présentation des éléments constitutifs d'un géosystème peut difficilement dépasser une certaine catégorisation disciplinaire. Mais dès lors qu'on intègre la notion de temps dans une réflexion environnementale, l'imbrication des paramètres abiotiques, biotiques et anthropiques est telle que la notion de géosystème prend tout son sens. Comme le soulèvent Bertrand & Bertrand (2000), « *L'environnement reste encore enfermé dans des systèmes de référence disciplinaires ou sectoriels peu ou mal adaptés. Globalisant et neutre, le temps transcende ces clivages. Il inscrit tous les éléments dans un même et irréversible mouvement.* » Ainsi, il est nécessaire de détailler l'évolution de l'Afrique de l'Ouest dans le temps, afin d'identifier la manière dont cette **zone**, selon les différents niveaux d'échelle spatiale établis par Bertrand (1968), répond aux variations planétaires. Une attention particulière est portée sur l'Holocène, mieux documenté à des échelles locales que le Pléistocène, et marqué par l'évolution grandissante du paramètre anthropique. Dans cette optique, les deux derniers Millénaires sont particulièrement détaillés, puisque l'entrée dans notre ère se traduit par un basculement du paramètre anthropique qui, par la complexification des sociétés, devient un acteur majeur des paysages, notamment à l'origine du concept encore discuté de l'Anthropocène.

4.1. L'Afrique de l'Ouest au Quaternaire

À l'échelle mondiale, l'évolution climatique au cours du Quaternaire est relativement bien connue, en raison de la bonne conservation des carottes glaciaires, des restes biologiques et des archives sédimentaires. Il s'avère que le Quaternaire est rythmé par une alternance de phases glaciaires et interglaciaires sous l'effet de la combinaison des variations de l'insolation et des paramètres astronomiques terrestres de Mylanković : l'excentricité, l'obliquité et la précession. Les périodes glaciaires, associées à une extension des glaciers dans les hautes latitudes, se manifestent par un refroidissement de l'ordre de 2 à 3 degrés dans la zone intertropicale selon Tricart (1993). De manière générale et schématique, la présence de calottes de glaces sur l'Europe engendre le déplacement vers le Sud et surtout le renforcement de l'anticyclone des Açores. La migration saisonnière de la ceinture des pluies tropicales reste alors cantonnée aux basses latitudes, entraînant une extension du Sahara sur les zones sahéliennes, voire soudanienne actuelles (Dupont & Hooghiemstra, 1989 ; Schulz *et al.*, 2009).

L'étude du Quaternaire en Afrique de l'Ouest est surtout réalisée à partir de carottes sédimentaires marines (Frédoux, 1994 ; deMenocal *et al.*, 2000-b ; Lézine *et al.*, 2005 ;

Hanebuth & Lantsch, 2008 ; Hanebuth & Henrich, 2009 ; Nizou *et al.*, 2010, 2011 ; Bayon *et al.*, 2012). Celles-ci présentent des séquences relativement longues, continues et bien conservées, contrairement aux archives continentales généralement mal conservées en milieux arides (Dupont, 1993). Dupont publie en 1993 la synthèse de 15 années de recherches en palynologie marine, qui porte sur 6 carottages au large de l'Afrique de l'Ouest, entre 9° et 35°N. Ces travaux montrent que les périodes glaciaires autour de 450, 350, 135, 110 et 20 BP se manifestent par des périodes de sécheresse en Afrique de l'Ouest et par le renforcement des alizés du nord-est. Le désert connaît une extension vers le sud jusqu'aux latitudes 14-15°N (Figure 16 et Figure 17). À ces latitudes, les précipitations sont alors de l'ordre de 100 à 150 mm/an, la végétation se maintient de manière éparse en Afrique de l'Ouest. À l'inverse, les périodes interglaciaires autour de 505, 490, 380 et 290 BP se traduisent par l'affaiblissement des alizés du nord-est, accompagné d'une remontée vers le nord de la limite Sahara/Sahel. À 24°N, les précipitations atteignent 150 mm/an, la végétation connaît un essor important (Dupont, 1993).

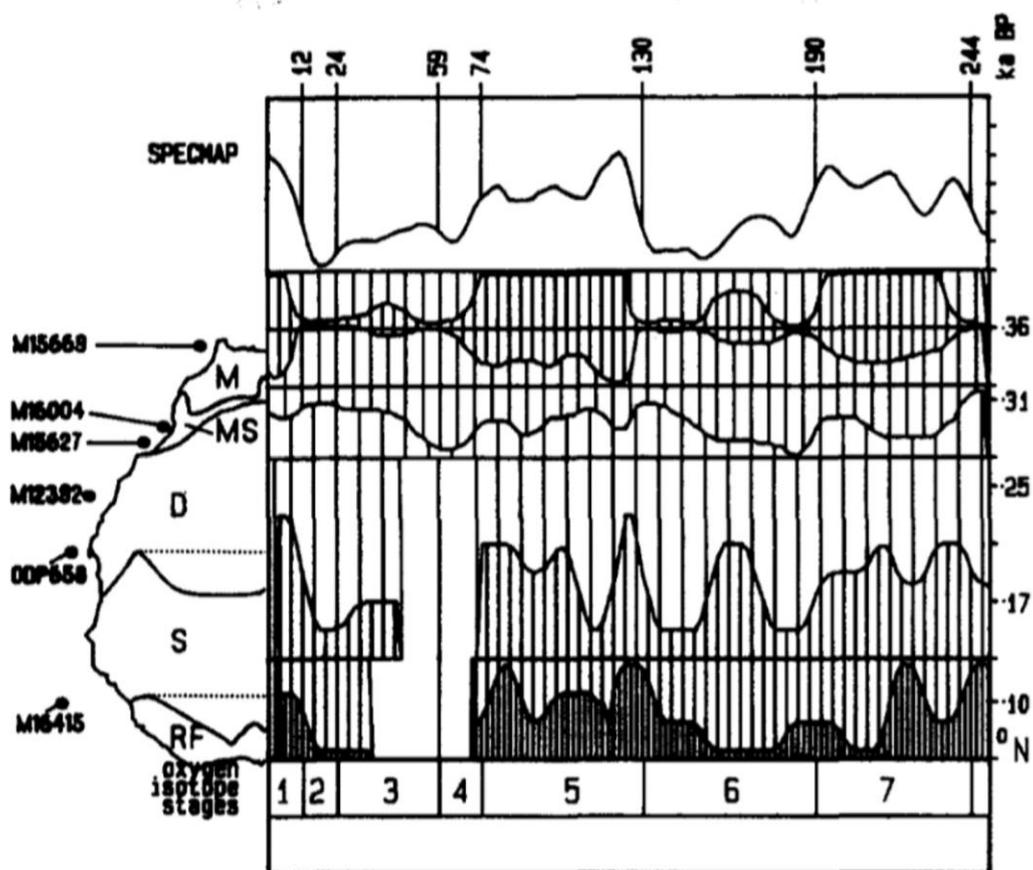


Figure 16. Evolution de l'extension des zones biogéographiques au cours des 250 000 dernières années. De haut en bas : Données lissées et empilées des isotopes de l'oxygène ; Estimations de la position latitudinale des forêts méditerranéennes (M) ; Zone de transition entre les formations méditerranéennes et sahariennes (MS) ; Zone saharienne (D) ; Zone soudano-sahélienne (S) ; Zone guinéenne (RF) ; Les stades isotopiques de l'oxygène. À gauche : Position actuelle des zones biogéographiques de l'Afrique de l'Ouest et localisation des carottes marine (Dupont, 1993).

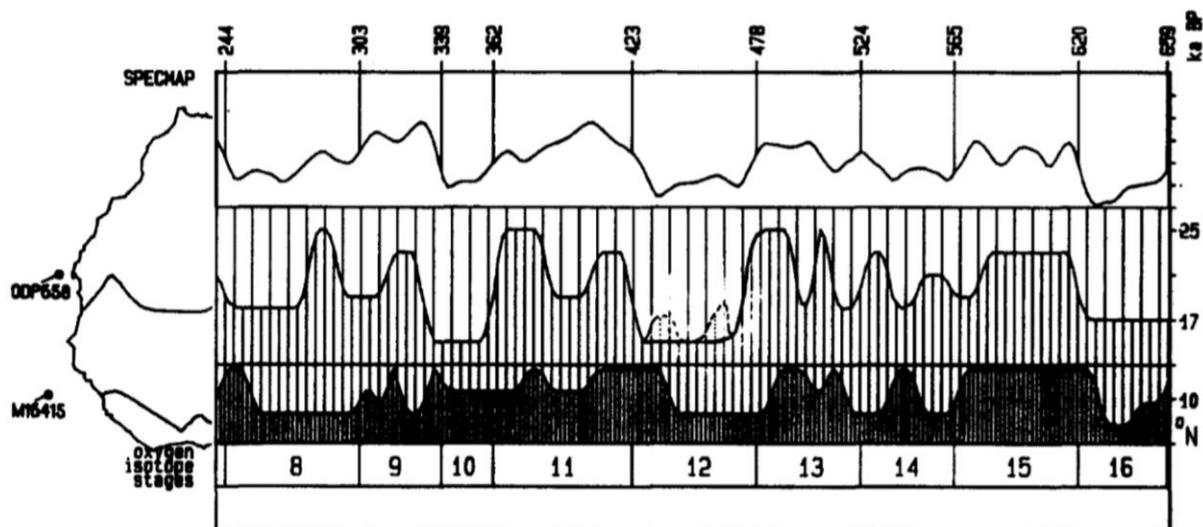


Figure 17. Evolution de l'extension des zones biogéographiques entre 240 000 et les 700 000 BP. De haut en bas : Données lissées et empilées des isotopes de l'oxygène ; Estimation de la position latitudinale de la limite Sahara/Sahel ; Limite septentrionale de la forêt tropicale humide ; Les stades isotopiques de l'oxygène. A gauche : Position actuelle des zones biogéographiques de l'Afrique de l'Ouest et localisation des carottes marines (Dupont, 1993).

Des dépôts lacustres ou palustres, marqueurs des dernières périodes interglaciaires, sont conservés au cœur du désert actuel. De la même façon, des formations dunaires, qui s'étendent au-delà des limites actuelles de la zone saharienne, témoignent d'anciennes périodes glaciaires. En particulier, le dernier maximum glaciaire, qui a lieu entre 20 000 et 18 000 ans BP, se manifeste par l'établissement de conditions hyperarides en Afrique de l'Ouest au cours de l'Ogolién, entre 23 000 et 15 000 BP. Pendant cette période, les formations dunaires sahariennes s'étendent jusqu'à 14°N et plus au sud vers le lac Tchad. Ces dépôts de sables et de limons éoliens, témoins de la dernière grande extension du désert, ont été fixés par la végétation lors des phases humides postérieures. Sous l'effet d'une intense pédogenèse, ils ont adopté une couleur rouge caractéristique (Andrieu J. *et al.*, 2017).

4.2. L'Afrique de l'Ouest à l'Holocène

À l'échelle des temps géologiques, l'Holocène, dernière phase Interglaciaire du Quaternaire, correspond probablement à la période la plus étudiée et documentée. Des séquences sédimentaires particulièrement continues et bien conservées peuvent avoir des résolutions de l'ordre de la décennie, de l'année voire de la saison. La subdivision de l'Holocène en différentes époques est délicate car il est difficile d'identifier des changements climatiques clairement marqués dans le temps et dans l'espace. Cependant, l'International Union of Geological Sciences (IUGS) a tranché pour un découpage de l'Holocène fondé sur deux

événements climatiques marquants et à signature globale : le premier vers 8 275 BP et le second vers 4 200 BP (Walker *et al.*, 2019). L'Holocène se divise donc en trois périodes selon l'IUGS :

- Holocène Inférieur ou Greenlandien (11650 BP - 8275 BP)
- Holocène Moyen ou Northgrippien (8275 BP - 4200 BP)
- Holocène Supérieur ou Meghalayen (4200 BP – 0 BP)

Les connaissances actuelles sur l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique de l'Afrique de l'Ouest au cours de l'Holocène sont présentées selon cette subdivision, par souci de respect de la convention. Cependant, bien que cette subdivision ait été officialisée, les différents géosystèmes de la planète ne réagissent pas de manière égale et simultanée aux changements climatiques. Ainsi, de nombreux auteurs ont opté pour des subdivisions de l'Holocène en accord avec la réalité de leur site d'étude. En ce sens, la Figure 18 permet une comparaison rapide de quelques-uns des découpages de l'Holocène employés dans la littérature, avec la subdivision actée par l'IUGS.

En Afrique de l'Ouest, les carottages marins effectués au large de l'Atlantique offrent l'avantage d'une relative continuité de l'enregistrement sédimentaire, mais sont, en revanche, éloignés des zones sources et manquent de précision pour des périodes courtes comme l'Holocène, notamment pour distinguer les facteurs dynamiques des processus continentaux. Sur le continent, les études portent en grande partie sur des archives lacustres et palustres (Lezine, 1989 ; Ballouche & Neumann, 1995 ; Jolly *et al.*, 1998 ; Gasse, 2000 ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Leblanc *et al.*, 2006 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Lézine *et al.*, 2011 ; Maley & Vernet, 2015). La fin de la dernière glaciation a permis l'essor des sociétés, notamment à travers l'agriculture et l'élevage. Les dynamiques anthropiques constituent dès lors un facteur à part entière du façonnement des paysages au cours de l'Holocène.

4.2. a) Holocène Inférieur ou Greenlandien (11 650 BP – 8 275 BP)

À l'échelle mondiale

Le Greenlandien doit son nom à la carotte de glace, prélevée au Groenland, dont les enregistrements justifient la définition de cette première phase de l'Holocène. Ceux-ci témoignent d'un changement majeur du régime de circulation atmosphérique au Groenland, associé à un important réchauffement, de l'ordre de $10 \pm 4^\circ\text{C}$ (Grachev & Severinghaus, 2005 ; Buizert *et al.*, 2014 ; Walker *et al.*, 2019). À l'échelle mondiale, l'Holocène Inférieur se manifeste par d'importantes variations climatiques à l'origine de l'expression « l'oscillation préboréale », le préboréal étant l'ancien terme qualifiant cette période (Bos *et al.*, 2007).

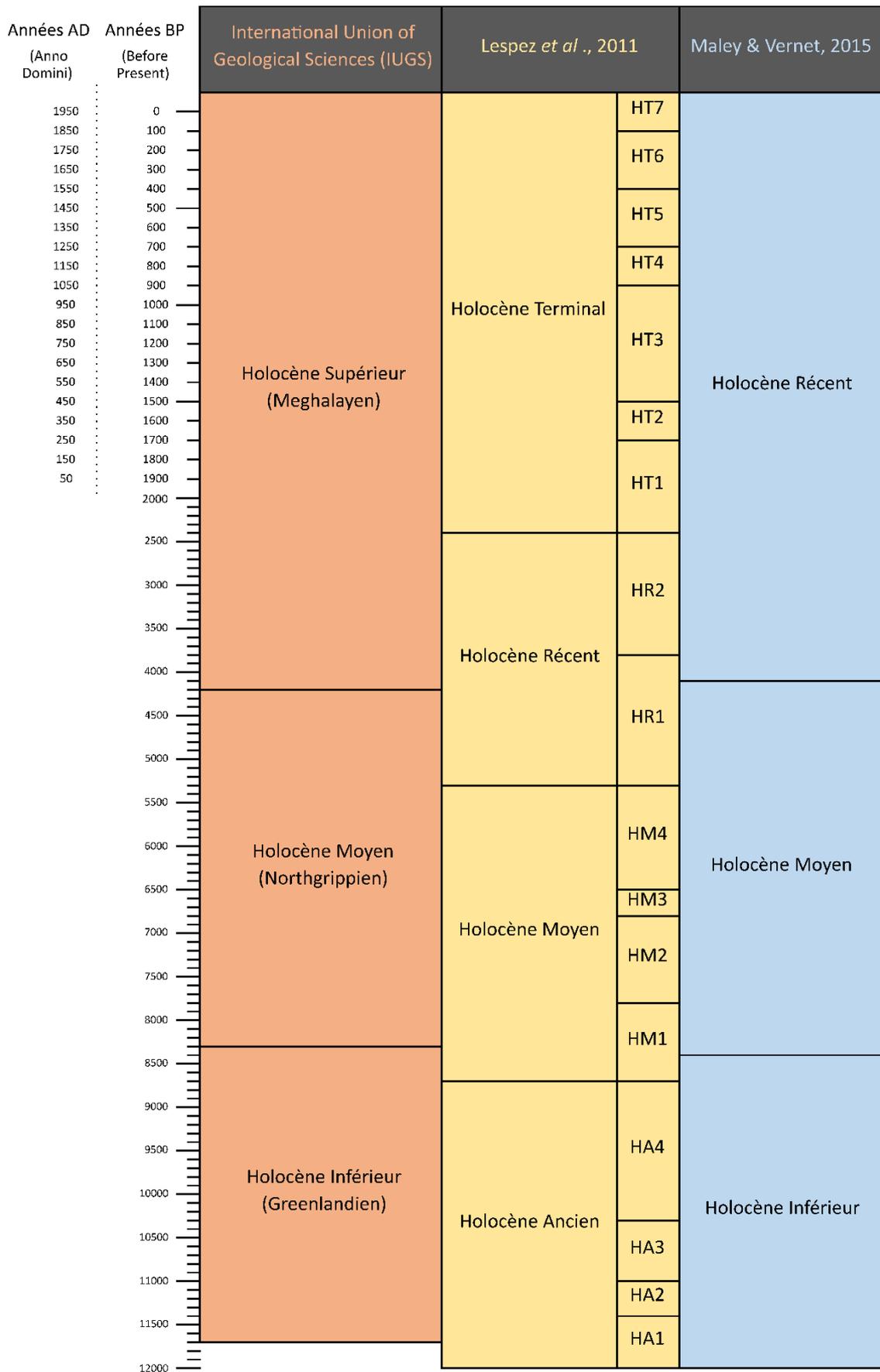


Figure 18. La subdivision de l'Holocène par l'IUGS comparée au découpage utilisé par Lespez *et al.* (2011) et Maley & Vernet (2015).

En Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, l'entrée dans l'Holocène est marquée par le passage abrupt des conditions relativement sèches du Pléistocène à des conditions extrêmement humides, avec un renforcement et un déplacement très au nord du front de mousson sous l'effet de variations de l'insolation (deMenocal *et al.*, 2000-a ; Weldeab *et al.*, 2007), associés à une expansion vers le Sud des pluies méditerranéennes (Cheddadi *et al.*, 2021). Dès 14 500 cal BP, les conditions climatiques deviennent plus humides, les arbustes et herbes pérennes colonisent le Sahara (deMenocal *et al.*, 2000-a). Cependant, une période plus sèche et relativement courte, qui marque la transition Tartiglaciaire/Holocène, a été enregistrée dans les dépôts sédimentaires du Yamé au Mali entre 11 350 et 10 950 cal BP (Lespez *et al.*, 2011), au large du Cameroun (Weldeab *et al.*, 2005), à l'embouchure du Niger entre 11 400 et 11 200 cal BP (Lézine *et al.*, 2005) et au nord-est du Nigéria vers 11 200 cal BP (Wang *et al.*, 2008). Le maximum de l'épisode humide, communément appelé « Période Humide Africaine » ou « Optimum Humide Africain », est atteint entre environ 9 000 et 6 000 cal BP (deMenocal *et al.*, 2000-b). Vers 7 000 BP, des civilisations perfectionnées voient le jour dans la vallée du Nil et empruntent ce « Sahara vert », qui joue alors le rôle d'un important carrefour de populations, pour atteindre les pays du Tchad et du Niger (Ben Yahmed *et al.*, 2007 ; Andrieu J. *et al.*, 2017). Les savanes verdoyantes leur auraient alors permis de consommer des céréales sauvages, induisant l'émergence de la poterie en Afrique de l'ouest vers 11 400 cal BP (Neumann *et al.*, 2009 ; Huysecom *et al.*, 2009). Le caractère généralement humide de l'Holocène Inférieur, qui contraste avec les conditions hyperarides de l'Ogolien, semble avoir favorisé l'installation de populations humaines vers 10 000 - 9 000 cal BP à Ounjougou, dans la vallée du Yamé. La synthèse de Manning & Timpson (2014), basée sur l'étude de 1 011 sites archéologiques au Sahara, montre un changement démographique majeur et rapide entre 10 500 et 5 500 BP, étroitement lié à la Période Humide Africaine et aux changements environnementaux qui lui sont associés (Andrieu J. *et al.*, 2017).

4.2. b) Holocène Moyen ou Northgrippien (8 275 BP – 4 200 BP)

À l'échelle mondiale

Les carottages réalisés au Groenland ont également permis d'identifier la seconde phase de l'Holocène, l'Holocène Moyen ou Northgrippien. Le réchauffement général de l'Holocène Inférieur laisse place à un refroidissement abrupt à 8 200 BP (Walker *et al.*, 2018). Bien que l'évènement à 8 200 BP soit généralement bien identifié autour de l'Atlantique Nord (Walker *et al.*, 2018), son ampleur semble globale comme en témoignent les spéléothèmes d'Asie du Sud, de Chine, du Brésil et de Californie (Cheng *et al.*, 2009 ; Wu *et al.*, 2012 ; Oster *et al.*, 2017), les enregistrements polliniques en Méditerranée (Pross *et al.*, 2009 ; Peyron *et*

al., 2011) et en Sibérie (Velichko *et al.*, 1997), ou encore les sédiments lacustres du Nord de l'Inde (Dixit *et al.*, 2014), du Plateau Tibétain (Zhang & Mischke, 2009) et d'Afrique Tropicale (Gasse, 2000). Cet évènement est à mettre en lien avec la diminution de l'activité solaire au cours de l'Holocène Moyen, et surtout avec la modification de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord (Walker *et al.*, 2019).

En Afrique de l'Ouest

Cette diminution de l'activité solaire à l'Holocène Moyen se traduit par une tendance à long terme à l'assèchement en Afrique de l'Ouest, marquée par une variabilité des précipitations entre 7 500 à 2 500 cal BP (Gasse, 2000 ; deMenocal *et al.*, 2000-b ; Salzmann *et al.*, 2002 ; Solanki *et al.*, 2004 ; Garnier, 2013). L'évènement 8 200 BP génère un épisode de sécheresse enregistré notamment dans le lac Bosumtwi au Ghana, en zone guinéo-congolaise, et dans le Bahr-el Ghazal alimenté par le lac Tchad, en zone sahélienne (Talbot *et al.*, 1984 ; Gasse, 2000). Toujours en zone sahélienne, une sécheresse de plus faible ampleur a été enregistrée vers 7 000 – 6 500 BP dans les paléolacs Termit et Bougdouma à l'ouest du Niger (Gasse & Van Campo, 1994). Pour deMenocal *et al.* (2000-a), la Période Humide Africaine se termine par un évènement abrupt vers 5 500 cal BP, tandis que la transition avec la phase d'aridification est plus progressive et plus tardive selon d'autres auteurs (Lézine *et al.*, 2011 ; Collins *et al.*, 2017). Si la Période Humide Africaine s'accompagne du déplacement de populations à travers le Sahara, l'assèchement postérieur de ce dernier génère dès lors un obstacle aux relations entre l'Afrique tropicale et le Nord du continent (Ben Yahmed *et al.*, 2007). Cependant, au cours de la seconde moitié du 5^{ème} Millénaire cal BP, cet assèchement de plus en plus marqué de l'Holocène Moyen aurait favorisé le développement de l'agriculture dans la zone sahélo-saharienne à partir de la domestication du mil (*Pennisetum glaucum*), avant de s'étendre dans la zone sahélo-soudanienne (Manning *et al.*, 2011 ; Eichhorn & Neumann, 2014 ; Ozainne *et al.*, 2014). La culture en champs aurait été initiée par des populations saisonnièrement nomades, afin d'assurer leur subsistance grâce à cette source de nourriture secondaire (Marshall & Hildebrand, 2002 ; Neumann, 2003).

4.2. c) Holocène Supérieur ou Meghalayen (4 200 BP – 0 BP)

À l'échelle mondiale

La transition vers l'Holocène Supérieur est référencée dans un spéléothème d'une grotte localisée dans l'état de Meghalaya au nord-est de l'Inde, à l'origine du nom attribué à cette dernière subdivision. Le spéléothème a enregistré une réduction très marquée des précipitations à 4 200 BP, sous l'effet d'une perturbation des vents d'ouest et des moussons

d'Inde et d'Asie (Walker *et al.*, 2019). Cet évènement s'inscrit dans un tournant de l'évolution climatique de l'Holocène (« Holocene Turnover » selon les termes de Paasche & Bakke, 2009) à l'origine d'une réorganisation des circulations océaniques et atmosphériques. Tout comme l'évènement à 8.2 ka BP, il semble se manifester à l'échelle globale puisqu'il est identifié en Amérique du Nord, au Nord de l'Europe, en Chine, en Afrique, dans les Andes patagoniennes d'Amérique du Sud et en Antarctique (Mayewski *et al.*, 2004 ; Staubwasser & Weiss, 2006 ; Schimpf *et al.*, 2011 ; Peck *et al.*, 2015 ; Walker *et al.*, 2019). Dans les hautes latitudes, l'évènement à 4.2 se traduit par un refroidissement climatique et une avancée des glaciers, tandis qu'une période d'aridité règne sur les moyennes et basses latitudes pendant environ 250 ans (Wanner *et al.*, 2015 ; Balascio *et al.*, 2015 ; Weiss, 2016 ; Geirsdóttir *et al.*, 2018 ; Walker *et al.*, 2019). Dans certaines régions du globe comme en Espagne (López-Sáez *et al.*, 2018), en Grèce (Davis, 2013), en Egypte (Hassan *et al.*, 2017), en Palestine (Harrison, 2012) et en Chine (Li *et al.*, 2018), ces conditions sont associées à l'effondrement de sociétés et à la migration de populations (Walker *et al.*, 2019).

En Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, la phase d'aridification qui met un terme à la Période Humide Africaine de l'Holocène Moyen atteint son paroxysme vers 4 200 – 4 000 BP (Gasse, 2000 ; Maley, 2010 ; Shanahan *et al.*, 2015 ; Maley & Vernet, 2015). Dès lors, un palier semble franchi vers l'aridité, bien que les tendances postérieures ne soient pas univoques. En effet, bien que les fluctuations hydro-climatiques soient de moindre amplitude, elles entraînent d'importantes variations des hydro-systèmes et des écosystèmes. Selon les données physiques, géochimiques ou biologiques utilisées, les interprétations peuvent varier, voire être parfois contradictoires. Selon Lézine *et al.* (2011), le Sahel connaît une période de relative humidité entre 3 500 et 2 500 BP, avant d'évoluer vers l'aridité. McIntosh (1998) montre des apports abondants du fleuve Niger entre 4 000 et 2 400 BP, et Armitage *et al.* (2015) évoquent les hauts niveaux lacustres du Tchad entre 4 000 et 3 200 BP, avant qu'il ne soit soumis à d'importantes fluctuations jusqu'à 2 400 BP. Des conditions climatiques relativement humides ont également été enregistrées par le système fluvial du Yamé, vers 3 000 BP (Lespez *et al.*, 2011 ; Garnier *et al.*, 2015). Au large du fleuve Sénégal, dans l'Atlantique, l'analyse d'une carotte marine révèle deux phases humides, de 2 750 à 1 900 cal BP et de 1 000 à 700 cal BP, séparées par deux périodes de sécheresse, de 3 000 à 2 750 cal BP et de 1 900 à 1 000 cal BP (Nizou *et al.*, 2011). Toujours au large du Sénégal, Bouimetarhan *et al.* (2009) mentionnent, quant à eux, une phase humide qu'ils nomment « little humid phase » entre 2 900 et 2 500 cal BP, suivie d'un assèchement progressif jusqu'à 2 200 cal BP.

La difficile interprétation paléoclimatique des enregistrements sédimentaires de l'Holocène Supérieur peut résulter en partie de l'importance du facteur anthropique dans la construction des paysages, comme le suggèrent plusieurs études en Afrique de l'Ouest. Lespez *et al.* (2011) soulèvent le fait que le changement drastique observé dans le système fluvial du Yamé au Mali vers 4 000 BP puisse être, pour la première fois, lié aux activités humaines. L'importance des microcharbons dans les sédiments témoignant de la rythmicité annuelle des feux de brousse en début de saison sèche, associée à l'apparition du mil, ainsi que la multiplicité des vestiges archéologiques, attestent d'une contribution anthropique dans l'ouverture des paysages en lien avec le développement de l'agriculture à Ounjougou dans la vallée du Yamé, et d'une économie basée sur la production alimentaire (Ozainne *et al.*, 2004 ; Le Drézen, 2008 ; Ozainne *et al.*, 2009-a ; Lespez *et al.*, 2011 ; Eichhorn & Neumann, 2014). Cette ouverture des paysages serait responsable de l'érosion des versants et de la sédimentation dans les fonds de vallée entre 3 900 et 2 400 cal BP (Lespez *et al.*, 2011). Ces résultats obtenus dans la vallée du Yamé s'inscrivent dans une période où l'agriculture se généralise à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, globalement entre 4 000 et 2 000 BP (Ozainne *et al.*, 2014 ; Manning & Timpson, 2014).

Vers 2 000 BP, une crise hydro-sédimentaire majeure est observée à l'échelle régionale, mais l'interprétation paléoclimatique peut, là aussi, diverger selon les auteurs. La période comprise entre 2 500 et 1 500 cal BP est généralement considérée comme une période de fortes fluctuations climatiques (Bouimetarhan *et al.*, 2009, b ; Nizou *et al.*, 2011 ; Maley & Vernet, 2015). En Pays dogon, au Mali, une incision généralisée dans la vallée du Yamé, une instabilité des versants et un colluvionnement de grande ampleur entre 2 350 et 1 700 cal BP, sont interprétés comme une importante aridification qui a également eu un impact sur le peuplement humain (Mayor *et al.*, 2005 ; Ozainne *et al.*, 2009-b ; Lespez *et al.*, 2011 ; Ozainne *et al.*, 2014 ; Garnier *et al.*, 2015). Des constats comparables sont faits dans le bassin du Tchad (Gasse, 2000 ; Armitage *et al.*, 2015) et au large du Sénégal (Bouimetarhan *et al.*, 2009, a).

Suite à cette crise hydrosédimentaire, les deux derniers millénaires sont relativement bien documentés mais les événements enregistrés ponctuellement, souvent asynchrones, ne permettent pas d'identifier une tendance climatique générale à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Maley & Vernet, 2015). Cette difficile harmonisation des résultats et des interprétations est due au paramètre anthropique qui prend de plus en plus d'ampleur dans les géosystèmes d'Afrique de l'Ouest, et dont la signature sur les paysages varie dans le temps et dans l'espace. En effet, le début de notre ère est marqué par un essor des populations en Afrique de l'Ouest, en lien avec une complexification des sociétés qui s'organisent en grands empires. Dès lors, les paysages évoluent sous les effets combinés des activités anthropiques et des variations climatiques. Ainsi, au Mali, l'expansion du peuplement pré-Dogon et

l'émergence des premiers empires (Figure 19) s'accompagnent du développement intensif de l'agriculture et de la métallurgie, à l'origine d'une érosion des versants et de la reprise de la sédimentation dans la vallée du Yamé, vers 1 700 – 1 600 BP (Mayor *et al.*, 2005 ; Lespez *et al.*, 2011).



Figure 19. La succession des Empires historiques d'Afrique de l'Ouest et leur aire d'expansion maximale (Mayor *et al.*, 2005).

L'empire du Ghana, vraisemblablement fondé à la fin du III^{ème} siècle AD par des populations sédentaires du Sud du Sahara, se démarque au VIII^{ème} siècle par son commerce de l'or et du sel, jusqu'à son apogée au XI^{ème} siècle AD (Figure 19) (Tourte, 2005-a). Les XIII^{ème} et XIV^{ème} siècles sont marqués par l'apogée de l'Empire du Mali, qui s'étend alors sur presque l'ensemble des zones soudanienne et sahélienne de l'Afrique de l'Ouest. L'économie de l'empire est basée avant tout sur l'agriculture, à l'origine du développement de la culture du coton (*Gossypium arboreum* L., *Gossypium herbaceum* L. *Gossypium sudanense*) et de l'élevage (Tourte, 2005-a,b). L'essor des activités de rente, à l'instar de l'intensification agricole, des feux, de l'élevage et de la métallurgie, pose la question du poids qu'occupèrent les sociétés dans les dynamiques hydro-sédimentaires et la construction des paysages. Cette période impériale a laissé de nombreux vestiges archéologiques associés aux pratiques funéraires en Sénégal (Figure 20). Des tumuli, édifiés au cours d'une période s'étalant du VIII^{ème} au XIV^{ème} siècle, témoigneraient notamment des enterrements princiers du milieu du XI^{ème} siècle AD (Thilmans & Descamps, 1982 ; Becker & Martin, 2005 ; Delvoye *et al.*, 2011). Le mégalithisme, qui s'exprime par l'édification de cercles de pierres dressées entourant des tombes, est daté du VII^{ème} au XV^{ème} siècle AD (Becker & Martin, 2005 ; Laporte *et al.*, 2017). D'autres auteurs associent toutefois le début du mégalithisme sénégalais au XIII^{ème} siècle BC (Holl & Bocoum, 2014). De plus, des amas coquilliers mis en place dès le IV^{ème} siècle avant notre ère sont parfois accompagnés de tumulus coquilliers, édifiés au cours des deux derniers Millénaires (Descamps C. *et al.*, 1974 ; Martin & Becker, 1981 ; Thilmans & Descamps, 1982 ; Becker & Martin, 2005 ; Camara *et al.*, 2017).

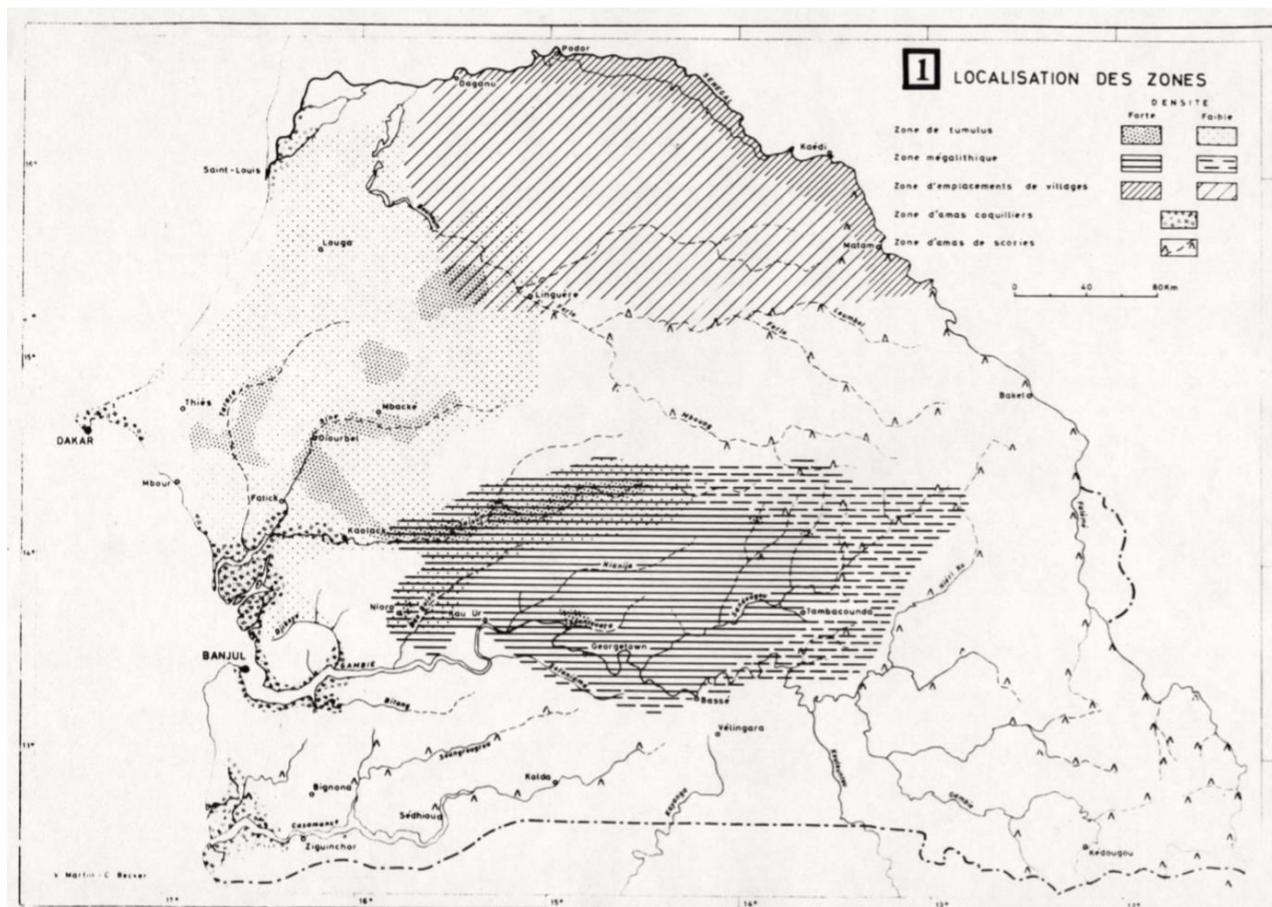


Figure 20. Localisation des zones protohistoriques (Martin & Becker, 1981).

Par la suite, les sociétés ouest-africaines sont marquées par un nouveau changement aux lourdes conséquences : l'installation des premiers comptoirs européens sur les côtes atlantiques. Au commerce d'esclaves avec le monde islamique, qui existe depuis l'Empire du Mali, vient s'ajouter dans la première moitié du XVIème siècle la traite des esclaves vers l'Amérique, jusqu'à son abolition au XIXème siècle. Ce commerce qui au total a drainé près de 20 millions d'Africains, avec un maximum d'activité entre 1 740 et 1 830 AD, aurait en partie contribué à la stagnation démographique et économique de l'Afrique subsaharienne (Ben Yahmed *et al.*, 2007 ; Dubresson *et al.*, 2011). De plus, la répartition actuelle de la population d'Afrique de l'Ouest pourrait en partie être associée à la traite des esclaves, comme le suggère le vide humain en zone guinéo-soudanienne (Figure 12) qui témoigne des populations décimées, enclavées entre les comptoirs de la côte Atlantique et les empires esclavagistes du Sahel. En parallèle, les échanges intercontinentaux initiés aux XVème et XVIème siècles par voie maritime provoquent une révolution agricole en Afrique, en y introduisant nombre d'espèces végétales exotiques (maïs - *Zea Mays*, manioc - *Manihot esculenta*, arachide - *Arachis hypogaea* L., etc.) (Park, 1799 ; Tourte, 2005-b). De nouvelles espèces de coton,

originaires des Caraïbes (*Gossypium barbadense*) et du Mexique (*Gossypium hirsutum*) sont introduites en Afrique à la fin du XVIIème siècle (Tourte, 2005-b). A la fin du XIXème siècle, les états européens se partagent l'Afrique ; ce processus de colonisation s'achèvera en 1914, les structures politiques africaines sont remplacées par les institutions coloniales. Ainsi, après son exploitation comme « *réservoir de main-d'œuvre* » destinée au continent américain lors de la traite transatlantique, l'Afrique joue dès lors un rôle de « *réservoir de terres* » pour les Européens (Blanc, 2018). Pour répondre à la pénurie mondiale d'huile végétale au lendemain de la Seconde Guerre Mondiale, la France a recours à une intensification de la culture d'arachide au Sénégal, dont la production va doubler en dix ans sous l'effet d'un recours accru à la motorisation. La monoculture s'étend sur une grande partie du Sénégal, ce qui lui vaut aujourd'hui le nom de « Bassin arachidier », transformant ainsi les modes de culture et les paysages.

Cette évolution des sociétés ouest-africaines au cours des deux derniers Millénaires a eu lieu dans un contexte climatique changeant, dont les effets ont pu être démultipliés ou atténués par ces mêmes activités anthropiques. L'intensification agricole de la seconde moitié du XXème siècle s'inscrit dans la petite phase humide des années 1950-1960, connue pour avoir favorisé un bref développement des activités des agriculteurs et des éleveurs (Maley & Vernet, 2015). Cependant, les décennies 1960, 1970 et 1980 sont marquées par un déclin significatif des précipitations, qui s'accompagne d'une baisse drastique des débits des fleuves et rivières. Les superficies des zones humides se réduisent considérablement, comme celle du Lac Tchad qui a été divisée par 10 depuis 1950 (Garnier, 2013). Les conséquences sur les sociétés sont importantes et entraînent la migration de certaines populations. Associée à cela, l'augmentation de la population au cours de cette période, à l'instar de la population mondiale, exerce une pression supplémentaire sur les sols amenant à la disparition de la jachère et à la réduction des pâturages (Lamagat *et al.*, 1990 ; Garnier, 2013). Ces décennies de sécheresses, combinées à la croissance démographique et aux activités agro-pastorales, sont notamment à l'origine d'une incision généralisée à l'ensemble du bassin de la Falémé, entre le Sénégal et le Mali, au cours du XXème siècle (Davidoux *et al.*, 2018).

Chapitre 2 : L'objet d'étude : un hydrosystème soudanien

Dans ce deuxième chapitre, l'étude devient locale, l'échelle est celle du « **géosystème** » selon la définition de Bertrand (1968), « *il s'agit d'une unité dimensionnelle comprise entre quelques kilomètres carrés et quelques centaines de kilomètres carrés* ». C'est à ce niveau spatio-temporel que peut s'inscrire le concept d'hydrosystème, qui unit au sein d'une même dynamique les paramètres abiotiques, biotiques, anthropiques et temporels du géosystème. La première partie de ce chapitre est ainsi consacrée à la définition de l'hydrosystème, en tant que marqueur des changements environnementaux (1). La deuxième partie porte sur la description du site d'étude (2), et présente le contexte de l'hydrosystème à l'étude (2.1) avant de détailler les éléments qui constituent le géosystème dans lequel cet hydrosystème s'inscrit. Les connaissances actuelles de ce géosystème portent sur le cadre physique (2.2), la dynamique anthropique (2.3) et le patrimoine archéologique (2.4). L'évolution dans le temps des paysages de la région est encore méconnue. Afin d'améliorer la compréhension de cet espace, il est nécessaire d'enrichir les connaissances portant sur la dimension temporelle, pour mettre en lumière les interrelations entre chacun des différents paramètres. Pour ce faire, l'hydrosystème est analysé, des versants aux archives sédimentaires, selon une méthodologie de terrain et de laboratoire détaillée dans la dernière partie de ce chapitre (3).

1. Du cours d'eau aux archives fluviales

L'étude de la Terre, de ses environnements et de son évolution repose en grande partie sur un aspect qui lui vaut son originalité : l'eau, et en particulier l'existence de l'eau sous ses trois états ; liquide, solide, gazeux. Bien que cette eau soit présente en majeure partie dans les océans, le fait qu'elle puisse changer d'état génère une dynamique au sein de l'hydrosphère, un mouvement perpétuel marqué par le passage de l'eau d'un réservoir à un autre. Cette dynamique est largement mise à profit en paléoclimatologie, notamment à travers l'étude des bulles d'air emprisonnées dans la glace des calottes polaires, qui a entre autres permis de fixer la subdivision de l'Holocène. De la même manière, l'étude de la composition minéralogique des sédiments marins et des microfossiles qu'ils contiennent permet de reconstituer les conditions océaniques et climatiques passées (voir Chapitre 1 partie 4). Il en est de même en milieu continental, où les écoulements façonnent les paysages et archivent localement le fruit de leur érosion.

1.1. Le rôle morphogénique des cours d'eau

Les eaux qui s'écoulent à la surface des continents prélèvent des particules et les transportent progressivement vers l'aval. Ces éléments sont organo-détritiques et proviennent des sols, des formations superficielles, des roches et des organismes vivants. Dans un bassin versant, les écoulements se concentrent pour former des cours d'eau, qui transportent les particules jusqu'aux océans. Cependant, on estime qu'à la surface de la Terre, environ un quart des sédiments produits par l'érosion atteint les océans. L'essentiel des matériaux se dépose donc, pour une durée plus ou moins longue, au niveau des bas de versants, des cônes de déjection, des lits majeurs, des lacs, des réservoirs artificiels ou dans les cours d'eau, sous la forme d'alluvions (Bravard & Petit, 2000 ; Campy *et al.*, 2013).

Les cours d'eau se caractérisent par leur débit liquide, soit le volume d'eau qui circule par unité de temps, exprimé en m^3/s , et leur débit solide, qui correspond à la masse de matériaux transportés par unité de temps. Ce débit solide, également appelé **charge**, comprend la **charge de fond** et la **charge en suspension**. Au cours de son transport, la charge de fond reste toujours plus ou moins en contact avec le fond du lit ; il s'agit donc des particules les plus grossières, qui se déplacent par roulage, saltation et charriage (Figure 21).

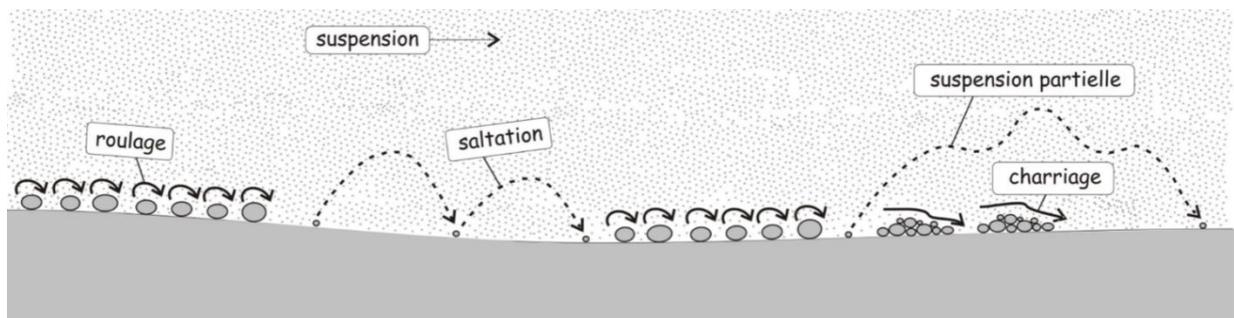


Figure 21. Les modes de déplacement de la charge solide dans un cours d'eau (Rosique, 2012).

Les particules les plus fines constituent la charge en suspension, qui correspond à la turbidité lorsqu'elles sont présentes en quantité importante.

À cette charge viennent également s'ajouter les substances dissoutes, c'est-à-dire les produits organiques et minéraux en solution, dont la concentration est principalement déterminée par la température et le débit (Bravard & Petit, 2000).

Le pouvoir de transport sédimentaire d'un cours d'eau dépend de 2 variables :

- la **capacité de transport**, qui correspond à la masse totale de la charge que le cours d'eau peut mobiliser, et qui dépend du débit.
- la **compétence**, qui correspond à la taille du plus gros élément déplacé par le cours d'eau en un lieu et à un instant donné. La compétence d'un cours d'eau augmente avec sa vitesse

d'écoulement, sa turbulence et sa turbidité, et diminue avec la rugosité du lit (Bravard & Petit, 2000).

Lorsque la capacité et la compétence d'un cours d'eau diminuent, son pouvoir de transport se réduit ce qui amorce une dynamique de sédimentation. L'alluvionnement a lieu principalement lorsque le débit est sujet à de fortes fluctuations, lors du retrait des crues (Macaire, 1990).

Dans le chenal, c'est-à-dire dans le lit mineur, la sédimentation de la charge s'effectue au fur et à mesure que la compétence diminue, l'alluvionnement est donc un processus sélectif. Au début de la décrue, la charge de fond s'immobilise progressivement, puis la charge en suspension se dépose en fin de décrue lorsque les écoulements sont lents.

Dès lors qu'une crue est suffisamment importante pour permettre un débordement au-delà du lit mineur, l'énergie de l'écoulement se dissipe et la compétence diminue brutalement. La charge en suspension se dépose alors dans la plaine d'inondation, c'est-à-dire dans le lit majeur (Rosique, 2012).

Les sédiments transportés par les cours d'eau peuvent avoir deux origines ; soit il s'agit de particules prélevées sur les versants d'un bassin par le ruissellement, soit ils proviennent du lit du cours d'eau, il s'agit alors d'alluvions remobilisées (Campy *et al.*, 2013). Les écoulements continentaux sont ainsi capables, en fonction de leur énergie, de modeler les reliefs par **érosion**, de **transporter** les matériaux produits et mobilisés par cette érosion, et de les **déposer** par sédimentation. Dans le chenal, ces trois processus peuvent se combiner ou s'enchaîner, et leur importance relative dépend de la **vitesse des écoulements** et de la **taille des particules**. Le diagramme de Hjulström présente, sous forme de bilan, le processus (érosion, transport ou sédimentation) qui domine en fonction de la vitesse d'écoulement et de la taille des particules disponibles (Figure 22).

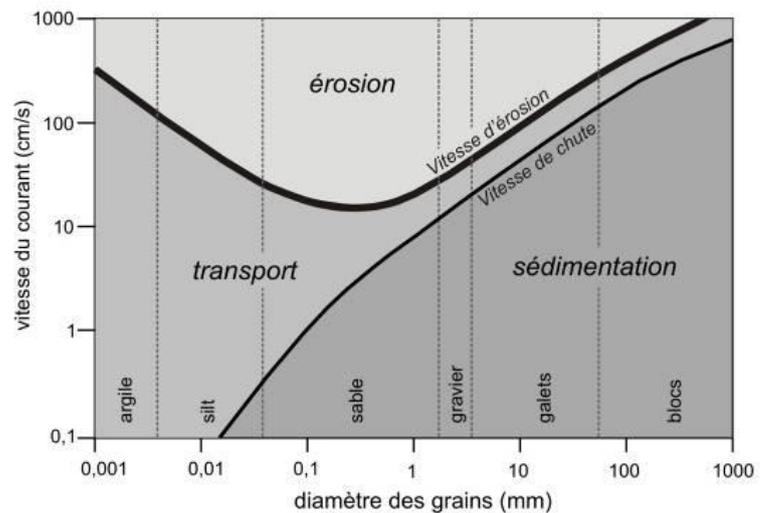


Figure 22. Diagramme de Hjulström (Pinto Martins, 2008)

La vitesse d'écoulement, paramètre fondamental de l'action fluviale, dépend de la pente. Or, cette pente varie spatialement et temporellement.

1.2. Les notions de système fluvial et d'hydrosystème fluvial

À l'échelle d'un bassin versant, la pente varie d'amont en aval. Son profil longitudinal décrit de manière générale une courbe concave, la pente s'atténue de manière régulière vers l'aval. Ainsi, il est possible d'identifier différentes portions au sein d'un bassin versant, où la pente, et donc la vitesse d'écoulement, favorise l'érosion, le transport ou la sédimentation. De ces interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant, qui diffèrent d'amont en aval, est né le concept de système fluvial.

En 1977, Stanley A. Schumm propose, à travers cette notion de système fluvial, de faire le lien entre la tête de bassin pourvoyeuse de sédiments, et les sites de dépôts en aval. Ainsi, le système fluvial s'inscrit dans un bassin versant au sein duquel se développe un réseau hydrographique, constitué d'une arborescence de ruisseaux ou torrents qui convergent jusqu'à atteindre un fleuve, qui lui-même aboutit à la mer (Schumm, 1977 ; Amoros & Petts, 1993). L'augmentation du débit et la réduction de la pente conditionnent les dynamiques des flux liquides et solides, à l'origine de phénomènes géomorphologiques qui structurent le système fluvial en trois sections d'amont en aval (Figure 23) :

La **section supérieure**, qui fonctionne comme une **zone de production** dominée par des processus d'**érosion**. La tête de bassin fournit le matériel sédimentaire, la charge solide est abondante et grossière. Les pentes sont les plus fortes, les vitesses d'écoulement sont très variables. En région montagneuse, les écoulements sont de type torrentiel, ils adoptent un tracé rectiligne. Les eaux sont turbulentes, fraîches et bien oxygénées. La production végétale aquatique est très limitée en raison de la turbulence et de l'énergie solaire interceptée par la végétation riveraine, ainsi la matière organique présente dans ces eaux est de type particulière et provient des berges (débris végétaux et animaux).

La **section moyenne**, qui fonctionne comme une **zone de transfert** dominée par des processus de **transport**. La vitesse d'écoulement diminue sous l'effet d'une réduction de la pente. Au sortir d'une zone montagneuse, les chenaux adoptent un style fluvial en tresses, où les chenaux multiples déposent et remobilisent des sédiments grossiers. La réduction progressive de la pente et l'augmentation du débit, due aux apports hydriques des affluents, favorisent la confluence des bras en un chenal unique qui adopte alors un style à méandres. La charge solide y est abondante et fine. Dans cette section moyenne, la largeur de l'écoulement est beaucoup plus importante qu'au niveau de la tête de bassin, ce qui limite la proportion des apports terrestres de débris organiques. Cependant, cette largeur permet à l'écoulement de bénéficier de l'énergie solaire, qui favorise le développement de la végétation aquatique et du phytoplancton.

La **section inférieure**, qui fonctionne comme une **zone d'accumulation** dominée par des processus de **sédimentation**. La pente est faible, la vitesse d'écoulement également. L'énergie n'est pas suffisante pour l'érosion et le transport des sédiments, ils sont donc déposés. La charge solide est très fine. Le chenal unique à méandres de la section moyenne diffuse en chenaux multiples, séparés par des iscles végétalisés. Ce style anastomosé est typique des zones deltaïques. Ces eaux très calmes sont parfois sujettes à un déficit en oxygène dissout, les plantes aquatiques et à feuilles flottantes peuvent s'y développer, des dépôts de vase peuvent également se former là où la vitesse d'écoulement est très faible voire nulle (Schumm, 1977 ; Amoros & Petts, 1993).

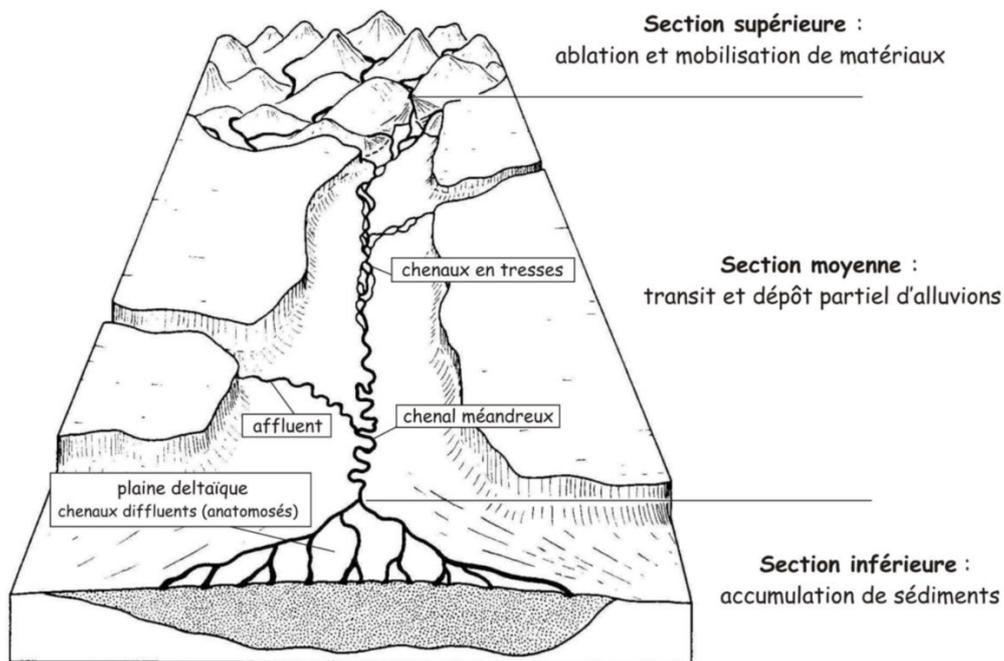


Figure 23. Les différentes sections du système fluvial (Campy & Macaire, 1989, modifié par Rosique, 2012).

Au concept de système fluvial a été reproché l'unidirectionnalité des flux hydriques et de matière : de l'amont vers l'aval et du lit mineur vers le lit majeur. La notion d'**hydrosystème fluvial** telle que proposée par Amoros & Petts en 1993 met en avant la **bidirectionnalité** des flux de matière, d'énergie et d'organismes, et souligne l'interdépendance du cours d'eau et de sa plaine alluviale. Ce concept intègre **trois dimensions spatiales** (Figure 24) :

- La dimension longitudinale qui considère tous les phénomènes liés aux flux amont-aval.
- La dimension transversale qui se réfère à tous les éléments de la surface liés à la dynamique fluviale, ainsi que leurs interactions.
- La dimension verticale qui englobe tous les ensembles hydriques souterrains, leurs échanges entre eux et avec la surface

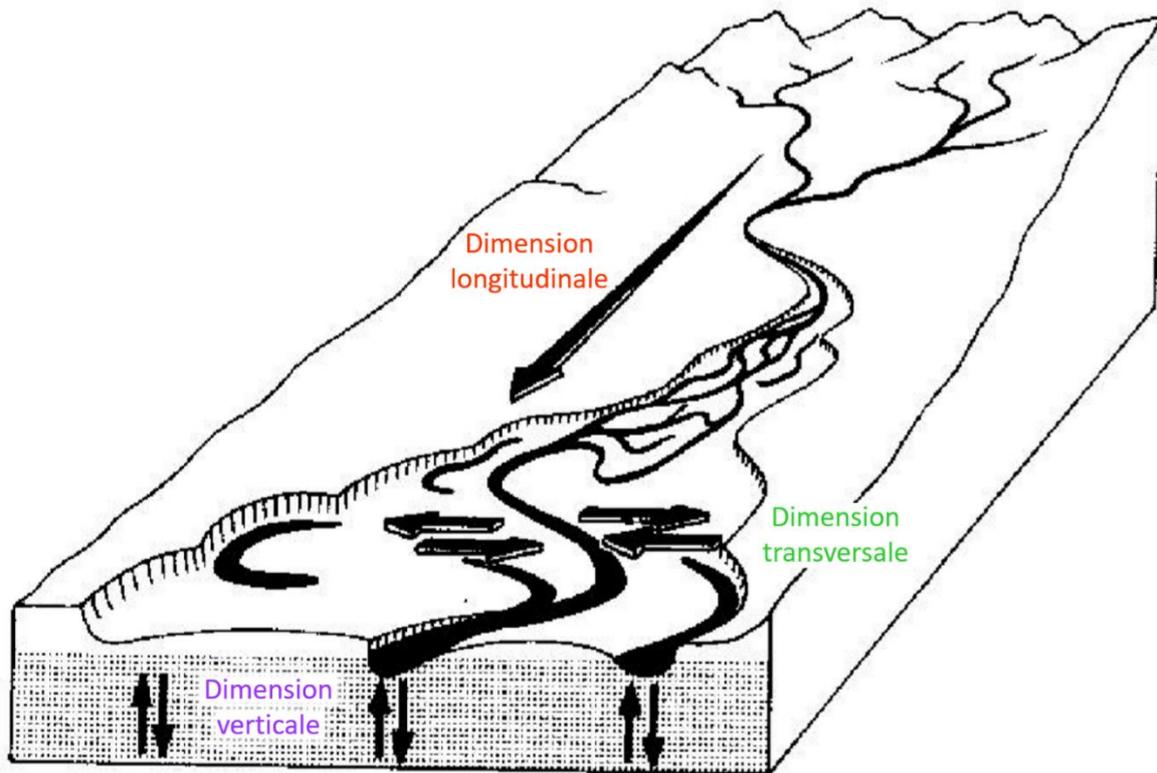


Figure 24. Les trois dimensions spatiales du concept d'hydrosystème fluvial (modifié de Amoros & Petts, 1993).

1.3. Une dimension temporelle

Le concept d'hydrosystème fluvial considère une quatrième dimension, la dimension temporelle (Amoros & Petts, 1993). Selon Pautou (1992) et Amoros & Petts (1993), cette dernière doit être abordée selon plusieurs échelles emboîtées :

- L'année : Les variations saisonnières rythment le fonctionnement de l'hydrosystème fluvial. Le régime hydrologique se base sur l'échelle annuelle, il permet d'identifier les caractéristiques générales comme les périodes de crue et les périodes d'étiage, dont l'alternance joue un rôle majeur dans les flux bidirectionnels.
- La décennie : Les processus de la dynamique fluviale comme l'érosion, l'alluvionnement ou encore la modification des tracés se manifestent à l'échelle décennale, tout comme les fluctuations au sein des populations végétales.
- Le siècle : Les déviations de l'hydrosystème fluvial s'expriment à une échelle de temps séculaire, comme par exemple les modifications des formes du relief.
- Le millénaire : L'hydrosystème fluvial est soumis de manière plus ou moins continue à des mouvements lents, de faible intensité, comme les mouvements tectoniques.

Les évolutions géomorphologiques des hydrosystèmes fluviaux, selon ces différentes échelles temporelles, sont l'effet de facteurs qui affectent les débits liquides et solides. Ces paramètres

façonnent la géométrie des lits, et donc modifient localement les pentes. La dynamique des écoulements évolue en réponse à ces changements de pente, et la topographie des chenaux est sans cesse redessinée.

Ainsi, le profil longitudinal d'un cours d'eau subit constamment des ajustements. En un point donné d'un cours d'eau, les débits liquides et solides vont varier dans le temps principalement sous l'effet des **évolutions climatiques** et des **paramètres anthropiques** (Schumm, 1977 ; Bravard & Petit, 2000).

Les débits liquides et leur répartition sur l'année, qui caractérisent les régimes hydrologiques des cours d'eau, sont étroitement liés aux conditions climatiques. Les dynamiques hydrosédimentaires d'un bassin versant sont ainsi commandées par ces conditions climatiques et leurs fluctuations (Schumm, 1977). La raréfaction de la couverture végétale sur les versants, sous l'effet d'un changement climatique ou d'une activité anthropique, favorise leur érosion et donc la production de matériaux restitués aux cours d'eau. Les fluctuations climatiques sont également à l'origine des variations du niveau des océans (eustatisme), et donc du **niveau de base** des cours d'eau. Le niveau de base correspond au niveau au-dessous duquel le profil longitudinal ne peut pas s'abaisser, il s'agit donc de la surface des océans (localement, il peut s'agir de niveaux lacustres, ou encore de la surface des eaux d'une rivière lorsqu'on considère le niveau de base de ses affluents). Lorsque le niveau des océans baisse, les cours d'eau tendent à creuser leur lit, tandis qu'une élévation du niveau des mers conduit les cours d'eau à exhausser leur lit. Ces ajustements opèrent surtout dans la partie aval des fleuves, où leur écoulement est presque au niveau de base. Suite aux phases d'exhaussement, et donc de sédimentation, les alluvions fluviales peuvent être conservées dans le chenal où dans la plaine d'inondation jusqu'à ce qu'une nouvelle phase d'érosion les mobilise et les évacue. Ainsi, les cours d'eau ont la capacité de pouvoir archiver les différents événements qui les ont affectés.

Les enregistrements sédimentaires

Les alluvions présentent différents faciès. Leur volume, leur granulométrie et leur forme dépendent principalement de trois facteurs :

- Leur nature pétrographique qui dépend des paramètres lithologiques du bassin versant
- Du contexte bioclimatique qui commande les processus d'érosion, de transport et de sédimentation
- De la dimension du cours d'eau et de son style fluvial

La présence d'archives sédimentaires dans les chenaux ou dans leurs plaines d'inondation atteste de phases de sédimentation, qui peuvent être corrélées à des phases d'érosion des versants (Campy *et al.*, 2013). Au-delà de ces premières informations concernant la dynamique générale du système, enclin à l'érosion ou à la sédimentation, les alluvions présentent des caractéristiques dans leur composition et leur géométrie qui sont révélatrices des milieux de dépôt et des dynamiques locales. La **granularité** des particules, c'est-à-dire leur taille, est dépendante de l'énergie de l'écoulement : les particules les plus fines sont transportées en suspension et sédimentent lorsque l'énergie est nulle ou quasi-nulle, par décantation ; les particules plus grossières nécessitent, quant-à-elles, une énergie plus importante pour être déplacées, elles sont donc les premières à sédimer lorsque l'écoulement faiblit. Dans le chenal, l'alluvionnement est donc un processus sélectif qui dépend de l'hydrogramme de crue : dès que le pic de crue est passé, l'énergie de l'écoulement diminue, les particules les plus grosses sont déposées en premier, avant d'être recouvertes par des couches de granularité de plus en plus fine ; l'ensemble sédimentaire présente ainsi un granoclassement vertical positif (Campy *et al.*, 2013). Cependant, lorsque la décrue est rapide (par exemple, pour les rivières à régime torrentiel), la sélection est très faible voire nulle et les particules ne présentent pas de tri. Dans la plaine d'inondation et sur les berges, l'alluvionnement se produit dès lors qu'il y a débordement, sous l'effet d'une dissipation brutale de l'énergie.

Lorsque la sédimentation se fait de manière sélective, la répétition des dépôts peut amener à la formation de bancs (dont l'épaisseur va du centimètre au mètre) composés d'une superposition de lamines (millimétriques) ou de lits (centimétriques). Ce litage peut être perturbé par l'écoulement sus-jacent (Figure 25), voire complètement détruit par bioturbation. La **structure** observée en section verticale renseigne ainsi sur la dynamique de l'écoulement et le milieu de dépôt.

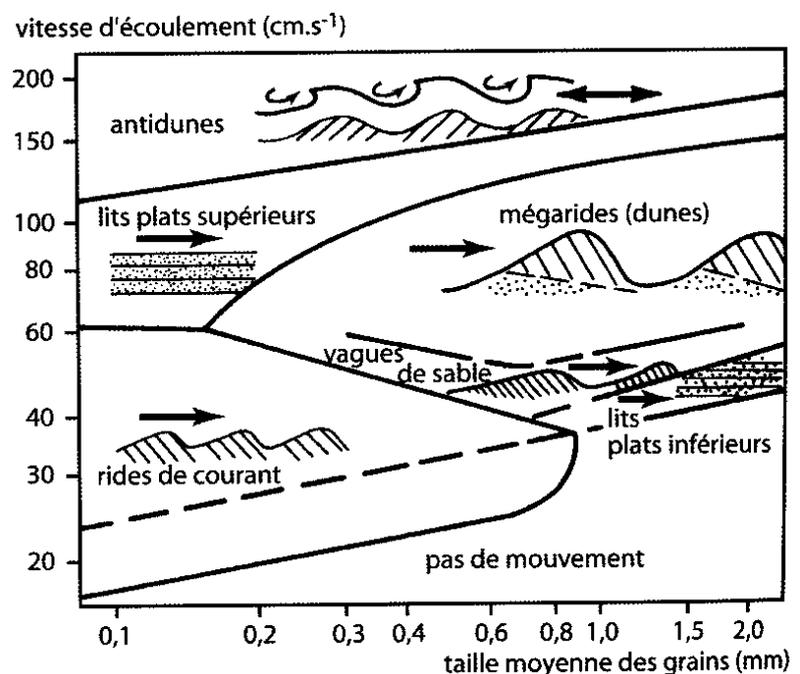


Figure 25. Les différentes formes du lit des cours d'eau selon la taille des grains et la vitesse du courant (Campy *et al.*, 2013).

La description des faciès constitue une étape majeure dans l'étude sédimentologique, puisqu'elle permet de corréler certains types de sédiments à une dynamique fluviale et des environnements de dépôt particuliers. Selon Cojan & Renard (2013), la notion de faciès correspond à la description des caractères lithologiques, c'est-à-dire le lithofaciès, et paléontologiques, soit le biofaciès, d'un dépôt. Un système de classification des lithofaciès est proposé par Miall en 1996, essentiellement basé sur la description du litage, la taille des particules, la texture et la structure sédimentaire. L'auteur considère également les structures biogènes et les fossiles comme des éléments qui peuvent localement enrichir les descriptions des lithofaciès. La classification des lithofaciès selon Miall (1996) est basée sur un système de code à 1 ou 2 lettres :

- La première en lettre capitale indique la taille de grain dominant

G : Gravier (« *Gravel* »)

S : Sable (« *Sand* »)

F : Particules fines (« *Fine-grained facies, including very fine sand, silt and mud* »)

- La deuxième et éventuellement troisième lettre, en minuscule, désigne la texture ou la structure du lithofaciès

m : Massif (« *massive* »)

r : rides à stratification croisée (« *Ripple cross-lamination* »)

etc.

Garnier *et al.* (2015) proposent une adaptation de cette classification au domaine soudano-sahélien, à partir de l'étude des dépôts du Yamé au Mali (Figure 26). Cette classification repose sur la description de la texture, de l'agencement des alluvions et du style fluvial. Deux grands types de dépôts sont distingués : d'une part les dépôts de chenaux, grossiers (graviers, sables grossiers), qui se déplacent relativement lentement par charriage ; d'autre part, les dépôts de plaine d'inondation, plus fins (sables fins, limons, argiles), qui sont transportés en suspension et plus rapidement (Garnier, 2013). Enfin, un troisième type de dépôt, les dépôts colluviaux, vient compléter cette classification.

Faciès (Miall, 1996)	Description sédimentologique	Autres propriétés	M(μm)	C (μm)	Environnement de dépôt interprété
Gh	Graviers et galets imbriqués dans une matrice sableuse / Stratification horizontale		600-2000	4000-20000	Dépôts de chenaux divaguants au sein d'une bande active composée de bancs sablo-graveleux
Sl	Sables grossiers à fins / Stratification entrecroisée		300-1200	1000-4000	Dépôts de chenaux à compétence modérée (bancs médians/ latéraux)
Sp	Sables grossiers à fins / Stratification planaire		300-1200	1000-4000	Dépôts de chenaux à compétence modérée (bancs latéraux)
Sh	Lits de sables fins à moyens / Stratification horizontale	En alternance avec Fl	70-300	400-2500	Passées sableuses déposées en dehors du chenal lors des épisodes de crues
Sm	Sables moyens homométriques à structure massive	Taches d'oxydo-réduction	50-300	300-700	Dépôts sableux massifs déposés au sein d'une large plaine alluviale
Fl	Alternance de lits de sables et de lits limono-argileux	En alternance avec Sh / Souvent riches en charbons et restes foliaires.	15-200	300-700	Dépôts fins déposés lors de la décrue dans la plaine alluviale / Mare
Fsm	Alternance de lits limoneux et de lits limono-argileux	Restes organiques / Parfois fentes de dessiccation et traces d'oxydation.	20-100	100-250	Mare au sein d'une plaine alluviale humide
Fm	Limons argileux à structure massive	Riche en matière organique. Parfois fentes de dessiccation au sommet	4-20	80-250	Dépôts lacustro-palustres
Co	Limons sableux avec quelques gravillons sans organisation sédimentaire nette	Parfois pédogénisés	100-300	800-1200	Colluvions (ruissellement diffus spasmodique)

Figure 26. Les faciès sédimentaires de la vallée du Yamé (Garnier et al., 2015).

La détermination des faciès des archives sédimentaires étudiées dans la région de Wanar est basée sur cette classification (Garnier *et al.*, 2015), qui prend en compte l'aspect du sédiment en coupe, mais aussi certains paramètres statistiques liés à sa distribution granulométrique, comme la médiane (M ou D50) et le dernier percentile (C ou D99).

De plus, la représentation de ces deux paramètres (D50 en fonction du D99), selon le diagramme logarithmique de Passega (également appelé image CM) (Passega, 1957, 1964), permet d'identifier les modes de transports et les milieux de dépôt des sédiments. Cette méthode, créée par R. Passega à partir d'échantillons prélevés dans le Mississippi, a été adaptée à la vallée du Yamé par Garnier (2013), en combinant la granularité des dépôts actuels avec l'unité géomorphologique à laquelle ils sont associés. Le référentiel ainsi établi permet de caractériser les environnements de dépôts des sédiments holocènes, à savoir les Chenaux de forte énergie (**A**), les Chenaux de moyenne énergie (**B**), les Chenaux de faible énergie et Passées sableuses déposées en dehors du chenal lors de la crue (**C**), les Dépôts fins déposés dans la plaine alluviale lors de la décrue (**D**), les Dépôts de mare (**E**) et les Dépôts lacustro-palustres (**F**). Les caractéristiques de chacun de ces six groupes, les lithofaciès et les modes de dépôt qui leur sont associés sont représentés dans la Figure 27.

Groupe	M (μm)	C99 (μm)	Lithofaciès	Interprétation de l'environnement de dépôt	Interprétation du mode de transport dominant
A	4000-16000	14000-20000	Gh, Gp, Gt	Chenaux de forte énergie	Roulement
B	200-3000	5000-15000	Gh, Gp, Gt, Sl, Sp	Chenaux de moyenne énergie	Roulement ; saltation
C	60-2500	800-3500	Sp, Sl, Sh, Sm	Chenaux de faible énergie et passées sableuses déposées en dehors du chenal lors de la crue	Saltation ; suspension
D	20-250	200-2000	Fl	Dépôts fins déposés dans la plaine alluviale lors de la décrue	Suspension
E-F	4-150	80-250	Fsm, Fm	Dépôts de mares alluviales et lacustro-palustres	Suspension uniforme et décantation

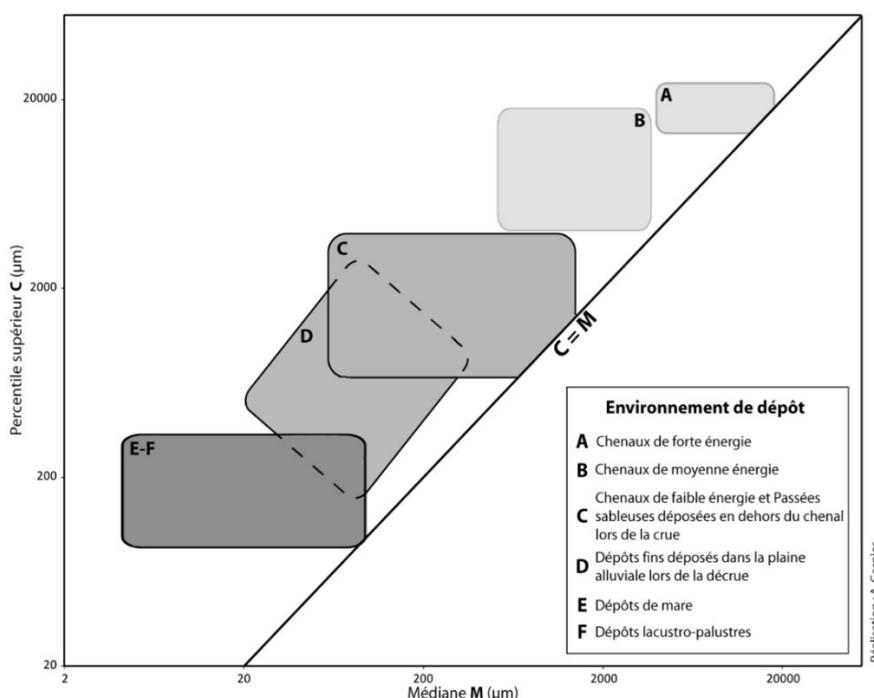


Figure 27. Image CM réalisée par Garnier (2013) et caractéristiques des 6 groupes sédimentaires définis à partir des dépôts actuels de la vallée du Yamé (Mali).

Les observations et descriptions de terrain doivent ainsi être complétées par des analyses effectuées en laboratoire, comme la granulométrie. Les analyses en laboratoire permettent également de renseigner sur le biofaciès (analyses de carbone, de diatomées, du palynofaciès).

L'étude des alluvions, en tant qu'héritages des dynamiques fluviales, permet de reconstituer l'évolution d'un bassin versant et d'en identifier les facteurs déterminants, et en particulier d'entrevoir, à l'échelle locale, l'empreinte de l'Homme et des sociétés sur leur territoire. Cependant, à l'échelle du temps long, l'action fluviale n'est pas l'unique processus intervenant dans la construction des paysages. Les alluvions peuvent ponctuellement porter la marque de phénomènes variés, en particulier éoliens et pédologiques.

2. Le site d'étude

L'étude porte sur un hydrosystème soudanien au Sénégal, dans la moyenne vallée du Bao Bolon, affluent de rive droite du fleuve Gambie. Au cœur du bassin arachidier, la région est anthropisée et possède un riche patrimoine archéologique. Le site de Wanar est l'un des quatre sites mégalithiques sénégalais classés au Patrimoine Mondial de l'Humanité par l'UNESCO (Figure 28), avec Sine Ngayene, Kerbatch et Wassu. Depuis 2005, il fait l'objet de fouilles dans le cadre d'une mission de coopération archéologique, financée par le Ministère des Affaires étrangères et codirigée par Luc Laporte (UMR 6566, CNRS, France) et Hamady Bocoum (Directeur de l'IFAN, Sénégal). Ces recherches menées à Wanar sont à l'origine des travaux présentés dans cette thèse, dont l'objectif général est la compréhension de l'évolution des paysages avant et depuis l'implantation humaine dans la région.



Figure 28. Le mégalithisme sénégalais en zone soudanienne.

2.1. Un hydrosystème soudanien : de la Gambie au Bao Bolon

2.1. a) La Gambie

La Gambie, fleuve de 1 150 km qui se jette dans l'Atlantique, draine un bassin versant de 77 054 km² qui s'étend sur les territoires de la Guinée, du Sénégal et de la Gambie (Lamagat *et al.*, 1990). Ses débits annuels cumulés près de l'embouchure ont été estimés à 11 milliards

de m³. Elle draine un espace appartenant essentiellement au domaine soudanien, hormis la partie sud de la tête de bassin, en Guinée, ainsi que son embouchure, qui se situent dans la zone biogéographique Guinéenne (White, 1986). Le fleuve prend sa source à 1 125 m d'altitude le Fouta-Djalou, massif ancien et cristallin où les dénivellations peuvent être importantes, avant de traverser le bassin sédimentaire du Continental Terminal, très homogène et plat. Cette topographie particulière confère à la Gambie un caractère maritime jusqu'au niveau de Gouloumbou, là où le fleuve passe du Sénégal à la Gambie, à une vingtaine de kilomètres au Sud du Tambacounda (Figure 28). Bien que situé à 492 kilomètres de son embouchure, le fleuve y est à l'altitude de la mer, et donc encore influencé par les marées. La salinité diminue en s'éloignant de la côte Atlantique, mais se fait sentir en fin de saison sèche jusqu'à 220 km de l'embouchure, voire au-delà (Lamagat *et al.*, 1990). Comme ses voisins au nord et au sud, respectivement le Saloum et la Casamance, la Gambie est une immense ria, une vallée fluviale envahie par la mer. Toutefois, elle présente la particularité d'être relativement encaissée dans les plateaux gréseux du Continental Terminal, ce qui restreint son écoulement principalement dans un chenal unique, dans une vallée très étroite (5 kilomètres au niveau de Farafenni) (Figure 29). De fait, le lit majeur de la Gambie est relativement étroit, et la mangrove y est beaucoup plus réduite que chez ses voisins (Michel, 1973 ; Lamagat *et al.*, 1990).

La Gambie traverse le Fouta Djallon du sud au Nord, alimentée par un réseau hydrographique dense dans cette région montagneuse, très arrosée et aux terrains imperméables. Les écoulements y sont abondants et les crues brutales (Michel, 1973). Elle franchit ensuite les contreforts du Fouta Djallon, en adoptant un style à méandres à hauteur de Kédougou et bifurque vers le nord-ouest. Les mesures du débit relevées à Gouloumbou (Figure 28) révèlent que près de 90% des écoulements se concentrent entre juillet et octobre. Les eaux montent rapidement en août, le pic de la crue d'environ 2000 m³/s est atteint en septembre (Michel, 1973). Passé Gouloumbou, le fleuve s'écoule vers l'ouest, sur les terrains perméables du Continental Terminal, où il se connecte à quelques affluents aux apports négligeables comme la Sandougou, le Bao Bolon et le Bitang Bolon (Lamagat *et al.*, 1990). Le terme « Bolon » ou « Bolong » est un terme emprunté au mandingue et signifie « bras de mer », il caractérise les cours d'eau influencés par la marée et qui mêlent eau douce et eau de mer (Becker & Martin, 2005). Dans sa partie aval, le lit mineur de la Gambie s'élargit et sa pente longitudinale est extrêmement faible, ce qui entraîne un étalement des ondes de crues vers l'embouchure (Michel, 1973). Selon cet auteur, les eaux remplissent alors « des petites vallées mortes, tel le Bao Bolon ».

2.1. b) La moyenne vallée du Bao Bolon

Affluent, ou défluent de rive droite de la Gambie (Figure 29), le Bao Bolon draine un bassin versant de 1795 km² (Lamagat *et al.*, 1990). Selon les termes employés par De Blic (1965), il s'agit d'une « dépression argileuse privée de tout drainage naturel ». Pendant la saison des pluies, il fonctionne comme un défluent de la Gambie. Les eaux de crues du fleuve, associées aux apports par ruissellement et à la montée de la nappe phréatique, provoquent un engorgement total du sol (De Blic, 1965). Le Bao Bolon communique avec la Gambie à travers une zone estuarienne, il se divise en multiples chenaux anastomosés au sein desquels se développe la mangrove (Lamagat *et al.*, 1990).

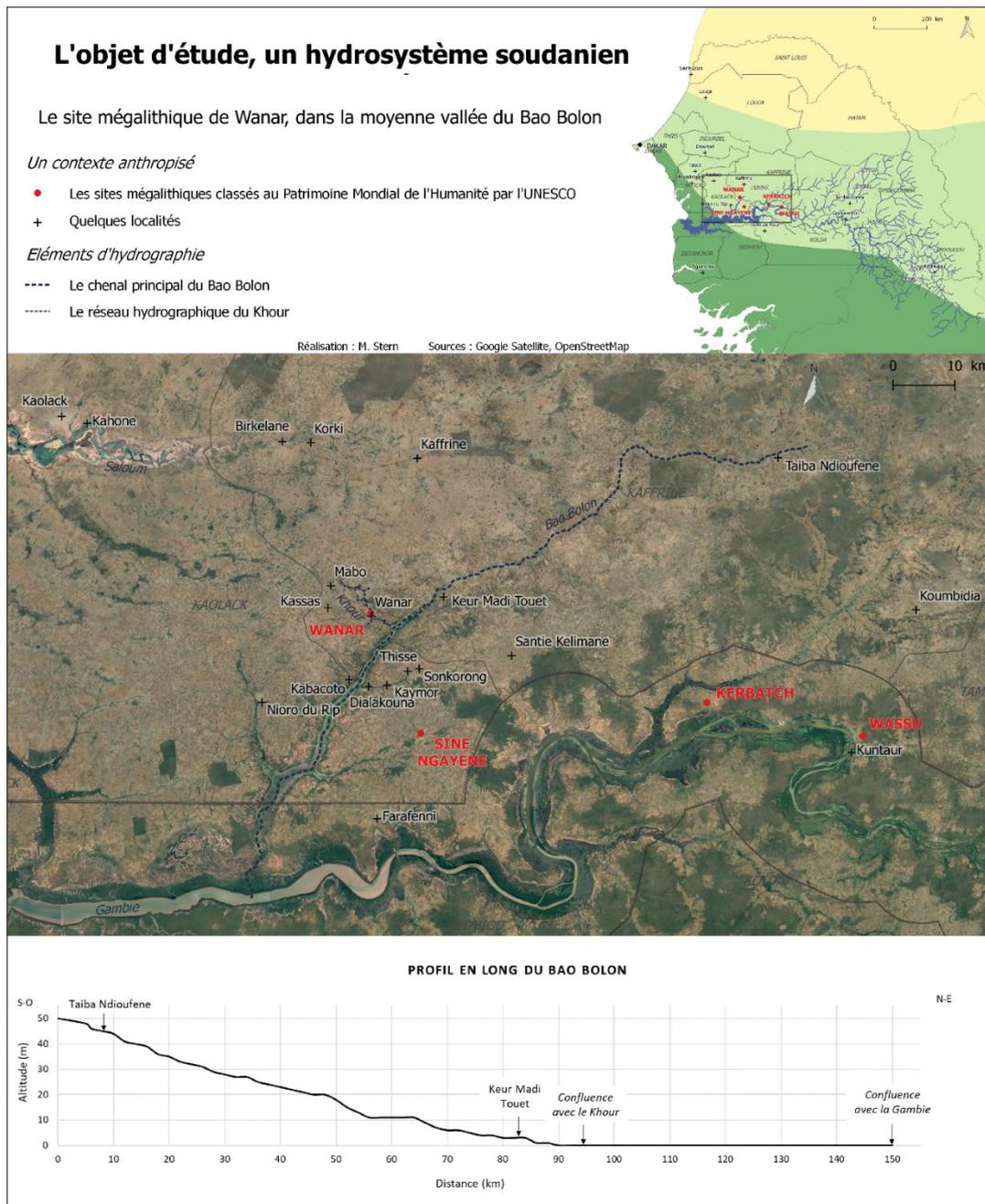


Figure 29. La région d'étude dans la moyenne vallée du Bao Bolon.

Le chenal principal du Bao Bolon s'étend sur environ 150 km. Son altitude à l'amont est d'environ 50 m (au Nord-Est de Taiba Ndioufene). À 90 km de là, il atteint son niveau de base, le niveau de la mer, entre Keur Madi Touet et sa confluence avec le Khour (Figure 29). Ce tronçon supérieur du Bao Bolon affiche ainsi une pente générale très faible, de l'ordre de 0.06%. Toute la partie aval du cours d'eau se maintient à une altitude de 0 m ; la pente du Bao Bolon est donc nulle sur ses 60 derniers km, avant de se connecter à la Gambie. Sur l'ensemble de son cours, la pente globale du Bao Bolon est donc de 0,03 %.

De nombreux affluents se connectent au Bao Bolon, comme le marigot du Khour, avec lequel il conflue après avoir parcouru 94 km (Figure 29). Le chenal du Khour s'étend sur 13 km et passe à moins de 2 km du site mégalithique de Wanar (Figure 30). À l'amont, près de Mabo, son altitude est de 20 m. Il se jette dans le Bao Bolon, dont l'altitude est de 0 m, près de Keur Djibi. Sur l'ensemble de son tracé, le Khour enregistre ainsi une pente moyenne de 0,15 %.



Figure 30. Le site d'étude, le marigot du Khour et ses alentours.

2.2. Un cadre physique

2.2. a) Le climat

La moyenne vallée du Bao Bolon au Sénégal se situe en domaine soudanien. Selon la classification de Köppen-Geiger, le climat est de type Bsh (semi-aride). La température est relativement élevée et constante sur l'année, elle varie en moyenne entre 30°C en mai et 24°C en décembre, pour une moyenne annuelle de 27,3°C (Figure 31). Les précipitations sont en moyenne de 671 mm/an, réparties sur les mois d'été de juin à septembre/octobre. Les saisons sont donc très marquées, avec une saison humide de juin à septembre suivie d'une saison sèche d'octobre à mai. Ce contraste favorise l'écoulement saisonnier et intermittent des cours d'eau.

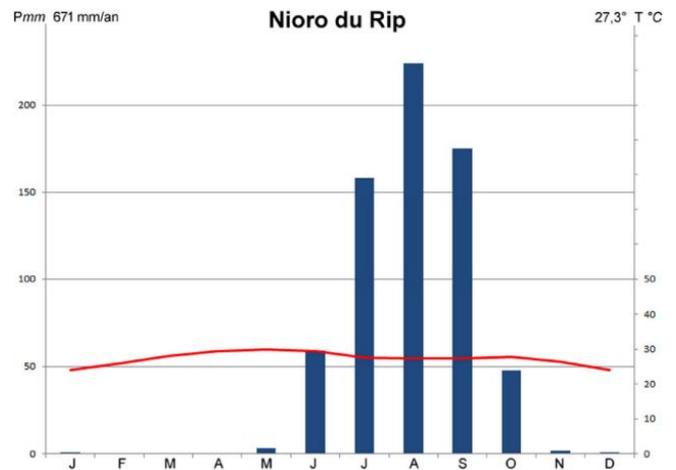


Figure 31. Diagramme ombrothermique de Nioro du Rip (climate-data.org)

2.2. b) La végétation

D'un point de vue biogéographique, la région appartient au domaine de la forêt claire soudanienne indifférenciée, considérée en partie comme une forme dégradée des forêts denses sèches (White, 1986). Dans la réalité, le couvert végétal actuel, très anthropisé, correspond à des savanes plus ou moins arborées ou arbustives, dominé par la production agricole d'arachide et de mil. La densité du couvert végétal varie très fortement entre la saison humide, où les arbres déploient leurs feuillages et les herbacées se développent massivement, et la saison sèche où seules les *Faidherbia albida* arborent un feuillage et le sol est nu ou couvert d'herbes sèches (Figure 32).



Figure 32. La végétation à Wanar en saison humide et en saison sèche (Photos : M. Stern)

2.2. c) La géologie

La région d'étude se situe dans le bassin sédimentaire du Sénégal, qui repose sur le socle de roches protérozoïques et paléozoïques (Lucas *et al.*, 1979). À partir du Crétacé Supérieur, les intrusions marines submergent la région de Wanar ; les sédiments marins du Maestrichtien forment une série presque continue jusqu'au Miocène (Figure 33) (Michel, 1973 ; Lucas *et al.*, 1979). Ils sont recouverts par le grès argileux cuirassé du Continental Terminal, qui fait office de roche-mère dans la zone d'étude. Ces ensembles géologiques renferment deux aquifères : en profondeur, la nappe du Maestrichtien, dont le toit se situe à environ 300 m de profondeur, et en surface la nappe phréatique dont le toit est à une cote voisine de zéro (Albergel *et al.*, 1991). C'est dans cette dernière que les habitants de la région vont puiser leur eau, grâce à des puits de profondeurs variables (entre 11 m à Dialakouna près du Bao Bolon, et 55 m à Santie Kelimane, à la limite du bassin du Bao Bolon) (Figure 30). Ces puits traversent les formations du Quaternaire et du Continental Terminal (Albergel *et al.*, 1991).

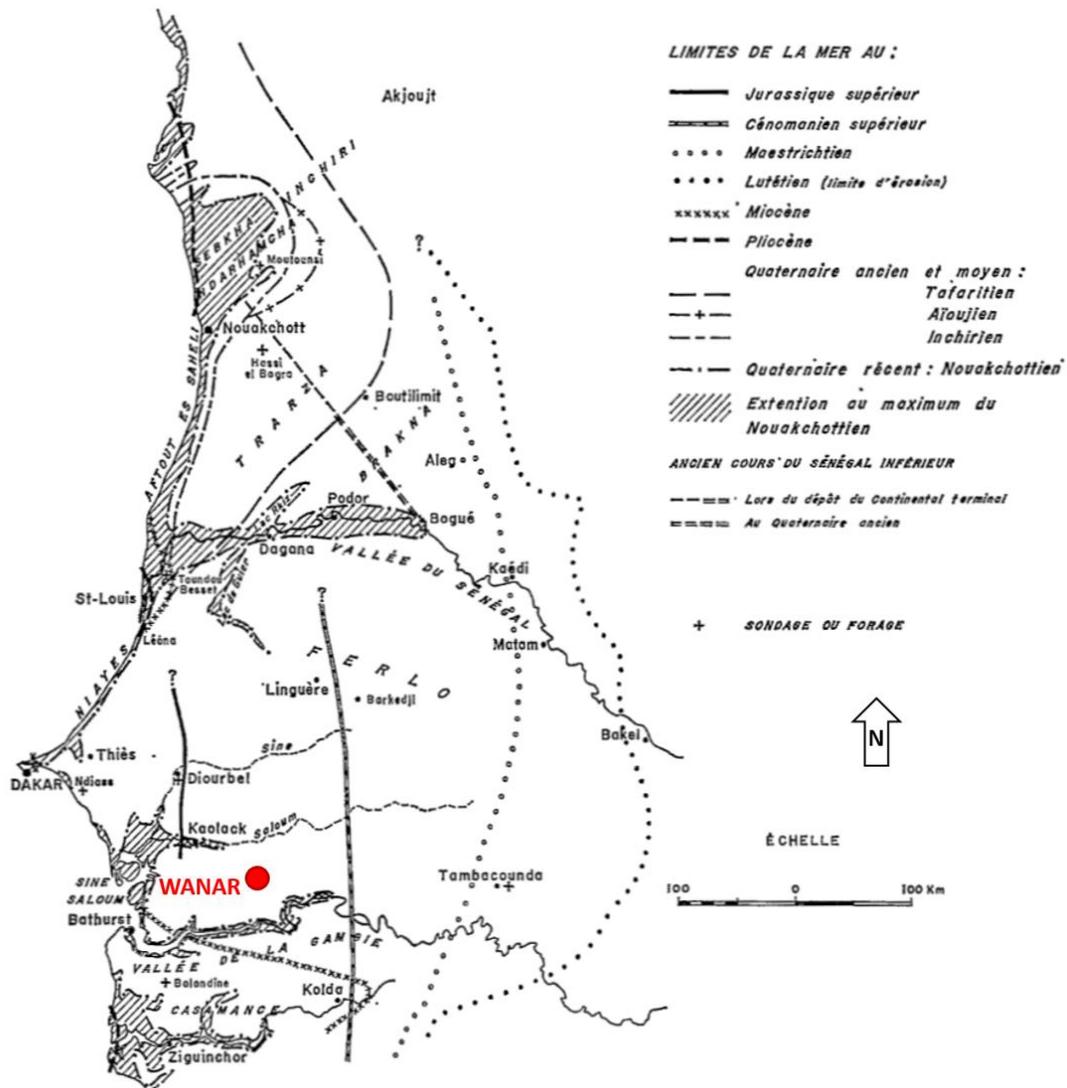


Figure 33. Les transgressions marines dans le bassin sédimentaire du Sénégal (modifié de Michel, 1973).

2.2. d) La morpho-pédologie

Les cartes morphopédologiques, réalisées à partir d'études combinant les paramètres géomorphologiques et pédologiques, ont vu le jour en Afrique francophone dans les années 70 dans le but d'évaluer le potentiel agricole des terres tropicales (Bétard & Bourgeon, 2009). Dans ce contexte, une première carte couvrant la zone d'étude a été réalisée par Bertrand en 1971 (Annexe 1), puis une autre couvrant l'ensemble du Sénégal, au 1 :500 000ème, réalisée par Myers *et al.*, en 1985. Un extrait de cette dernière est présenté en Figure 34, accompagné des éléments de légende mis en concordance avec la carte de Bertrand (1971) et avec la typologie des sols du référentiel pédologique français (Association française pour l'étude du sol Afes, 2008) et international (IUSS Working Group WRB, 2015). La description des différents ensembles morpho-pédologiques cartographiés dans la Figure 34 est issue du rapport accompagnant cette carte (Myers *et al.*, 1986).

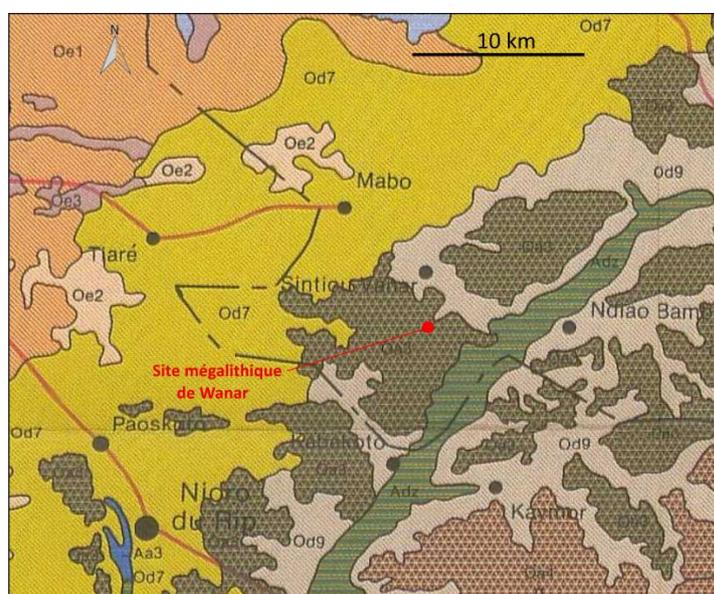
Le lit du Bao Bolon se caractérise par des dépôts fluvio-marins sur lesquels se développent des sols hydromorphes à gley salé (**Adz**). La surface de ces sols est parfois recouverte d'efflorescences salines et ces sols sont presque constamment très humides. Ils sont argileux et présentent parfois en profondeur des niveaux sableux avec des fragments de cuirasse en décomposition. L'horizon supérieur est foncé, des taches rouges ou jaune vif apparaissent en profondeur.

Dans les fonds de vallées des affluents du Bao Bolon, généralement à moins de 20 m d'altitude, des sols ferrugineux tropicaux lessivés (**Od9**) se développent sur un matériau colluvio-alluvial remanié. Ces sols sont rouge-jaunâtre, leur texture est limono-sableuse en surface et limono-argilo-sableuse en profondeur. Ils peuvent présenter des faciès plus ou moins hydromorphes, un horizon gravillonnaire peut être présent en profondeur.

Les versants sont constitués de plateaux et de buttes résiduelles du grès argileux du Continental Terminal à l'état cuirassé ou gravillonnaire (**Oa3**, **Oa4**). Des sols ferrugineux tropicaux lessivés tronqués et indurés peuvent s'y développer, aux côtés de régosols sur cuirasse. Les sols ferrugineux sont limoneux en surface et présentent un niveau d'accumulation argileuse en profondeur, caractéristique du lessivage. De couleur gris rose en surface, ils deviennent roses avec des taches rouges ferrugineuses ou des concrétions en profondeur. Leur structure est massive et ils sont caractérisés par un niveau induré en profondeur.

Sur la rive droite du Bao Bolon, au-delà de cette bande cuirassée, à des altitudes allant de 20 à 40 m, dominant les sols ferrugineux tropicaux, tronqués et remaniés (**Od7**). Leur texture est sableuse en surface, puis limono-sableuse voire argilo-sableuse en profondeur. De couleur brun rougeâtre en surface, ils virent au rouge en profondeur.

Entre les bassins du Bao Bolon et du Saloum s'étend une unité morphologique appelée « basses plaines et cuvettes », dont l'altitude n'excède généralement pas 40 m (**Oe**). S'y développent principalement des sols ferrugineux tropicaux lessivés, plus ou moins remaniés, sur matériau dunaire (**Oe1**). Ils sont très sableux (sablo-limoneux en surface et limono-sableux en profondeur) et principalement de couleur rouge. L'ensemble **Oe2** est lié au réseau hydrographique du Saloum, les sols y sont parfois hydromorphes et leur texture est légèrement plus fine que les sols de l'ensemble **Oe1**. Le troisième et dernier ensemble constituant ces basses plaines et cuvettes correspond à l'unité **Oe3**. Il s'agit de cuvettes argileuses allongées qui occupent les fonds de vallées mortes. Les sols sont hydromorphes, parfois à tendance vertique, de couleur gris clair avec des traces d'hydromorphie. La texture est limono-sableuse, puis limono-argilo-sableuse à faible profondeur (Myers *et al.*, 1986).



Carte morphopédologique (Myers <i>et al.</i> , 1985; 1986)				Carte morphopédologique (Bertrand, 1971)		Référentiel pédologique français (AFES, 2008)	WRB (FAO, 2014)
Type de formations	Unité physiographique	Types de sols	Cultures	Unités géomorphologiques	Types de sols dominants	Types de sols	Types de sols
A : Formations sur dépôts alluviaux et colluvions	Ad : Vallées (semi-) permanentes	Aa3 : Sols hydromorphes à gley salé	X	Bao Bolon	Sols hydromorphes	Salisols, Réductisols	Solonchaks, Gleysols
O : Formations sur grès plus ou moins argileux du "Continental Terminal", "imprécisément" reliées à l'Oligo-Mio-Pliocène	Od : Plateaux et buttes résiduels	Od3 : Lithosols sur cuirasse, régoles ou sols peu évolués d'apport hydromorphe, sur matériau gravillonnaire. Sols ferrugineux tropicaux peu profonds tronqués.	Mil, sorgho, arachides	Plateaux et buttes résiduels - Zones des bas-glacis d'épandage	Lithosols sur cuirasse - Sols ferrugineux tropicaux lessivés tronqués, parfois remaniés et colluviaux.	Lithosols, Régoles	Leptosols
		Od4 : Sols peu évolués d'apport hydromorphe ou régoles, sur matériau gravillonnaire ; Sols ferrugineux tropicaux lessivés sur matériau de colmatage. Lithosols sur cuirasse	Mil, sorgho, arachides				
	Od : Versants, pentes et glacis d'épandage	Od7 : Sols ferrugineux tronqués et remaniés	Mil, arachides, sorgho, coton	Zones des bas-glacis d'épandage	Sols rouges ou beiges, ferrugineux tropicaux lessivés, sur matériau dunaire plus ou moins remanié, parfois hydromorphes.	Ferrugineux	Lixisols, Acrisols
		Od9 : Sols ferrugineux tropicaux lessivés sur un matériau colluvio-alluvial remanié	Mil, sorgho, coton, pâturages	Dépôts colluvio-alluviaux anciens	Sols rouges et jaunes-rouges : ferrugineux tropicaux lessivés remaniés		
Oe : Basses plaines et cuvettes	Oe1 : Sols ferrugineux tropicaux lessivés plus ou moins remaniés sur matériau dunaire, tronqués, indurés, sols peu évolués	Oe2 : Sols ferrugineux tropicaux lessivés, parfois hydromorphes	arachides, mil	Zones des bas-glacis d'épandage	Sols rouges ou beiges, ferrugineux tropicaux lessivés, sur matériau dunaire plus ou moins remanié, parfois hydromorphes.	Ferrugineux, Réductisols	Lixisols, Acrisols, Gleysols
			arachides, mil, sorgho	Dépôts alluviaux récents associés au réseau hydrographique du Saloum	Sols hydromorphes à gley profond, sols ferrugineux tropicaux hydromorphes		
			X		Vertisols, sols hydromorphes	Vertisols, Réductisols	Vertisols, Gleysols

Figure 34. Extrait de la carte morphopédologique du Sénégal au 1/500 000ème (Myers *et al.*, 1985), associé aux différentes nomenclatures (Bertrand, 1971 ; Afes, 2008 ; IUSS Working Group WRB, 2015).

2.3. Une région anthropisée

Les paysages de la région de Wanar sont particulièrement anthropisés, puisqu'elle se situe au cœur du bassin arachidier du Sénégal. Région la plus active des campagnes sénégalaises en termes d'économie, le bassin arachidier s'étend globalement sur les régions de Diourbel, Louga, Kaffrine, Kaolack, Fatick et Thiès (Figure 28) (Lericollais, 1980 ; Sidibé, 2005). Ces régions sont particulièrement propices à la culture de l'arachide, puisque ses exigences hydriques varient entre 400 et 1000 mm/an (Sidibé, 2005), et son cycle végétatif court (environ 120 jours) lui permet de s'adapter à la durée de la saison humide : elle « *germe facilement dans un sol légèrement humide, se développe sous de fortes pluies et fructifie au mieux lors des journées sèches qui suivent* » (Péhaut, 1961). Sa fructification étant souterraine, elle nécessite des sols légers et est peu exigeante en termes de fertilité (Péhaut, 1961); les sols de la région de Wanar lui sont ainsi particulièrement adaptés. Dans le bassin arachidier, la culture de cette graine oléagineuse est pratiquée par des exploitations agricoles familiales, à l'aide d'outils mécanisés comme les semoirs, et fait appel à la traction équine (Figure 35) (Tourte, 2005-c).



Figure 35. Le recours à la traction équine pour les travaux des champs d'arachides dans la région de Wanar (Photo : A. Ballouche, octobre 2011).

Une étude a été réalisée dans le village de Wanar (Figure 36) en 2007, alors composé de 50 familles, soit 909 habitants (Bignebat & Sakho-Jimbira, 2013). L'étude révèle que près de 80% des revenus annuels proviennent des activités agricoles, la principale activité étant la culture de l'arachide, puis du coton, du mil et du maïs. Les familles questionnées, qui regroupent en moyenne 17,6 membres, détiennent en moyenne 15,3 hectares de terres. La pression démographique est importante et pose le problème de la pénurie de terres (Figure 37). Cette

pression est telle qu'aucune parcelle n'est laissée en jachère (Bignebat & Sakho-Jimbira, 2013), et amène certaines familles à migrer vers la forêt de Pata en Casamance, au-delà de la Gambie (Figure 28), en quête de terres disponibles et plus fertiles (Sidibé, 2005).



Figure 36. Les alentours du village de Wanar. Au premier plan : sol nu en saison sèche. A l'arrière-plan : à droite, le hangar de stockage des arachides ; au centre, le village entouré de baobabs (*Adansonia digitata*) (Photo : M. Stern, février 2017).



Figure 37. Les paysages agricoles de la région de Wanar (Photos : M. Stern, février 2017)

Les arachides cultivées dans le bassin arachidier sont destinées à l'exportation (Figure 38) essentiellement vers la Chine. Cependant, au-delà du fait que la graine oléagineuse constitue la source de revenus la plus sûre, elle reste très appréciée par les paysans. En effet, elle occupe une part importante de l'alimentation familiale, ses fanes constituent un fourrage de bonne qualité pour le bétail (Figure 39), elle joue un rôle social de premier ordre et est facilement commercialisée à l'échelle locale (Sidibé, 2005). L'arachide joue ainsi un rôle primordial dans l'organisation des paysages et rythme la vie des habitants du bassin arachidier, qui, une fois les récoltes faites en octobre-novembre (Péhaut, 1961), s'adonnent au décortiquage pendant la saison sèche (Figure 40).



Figure 38. L'entrepôt des arachides à Kaolack (Photo : M. Stern, janvier 2019).



Figure 39. Les fanés d'arachides destinées à l'alimentation du bétail à Wanar (Photo : M. Stern, octobre 2016).



Figure 40. Le décortiquage des arachides à Wanar (Photo : D. Landry, janvier 2019).

2.4. Un riche patrimoine archéologique

2.4. a) Le mégalithisme sénégalais : des premières recherches au classement par l'UNESCO

Les premières recherches archéologiques en Afrique de l'Ouest ont été menées par des amateurs, administrateurs et militaires, à partir de la seconde moitié du 19^{ème} siècle. En 1916, le Docteur Pierre Jouenne publie, à partir d'un important travail d'inventaire et de fouilles, des études portant sur le mégalithisme sénégalais qu'il interprète comme un modèle de culte solaire (Bocoum & Becker, 1997). Il s'agit de pierres dressées, taillées en formes cylindriques ou trapézoïdales dans la cuirasse ferrugineuse, et disposées isolément, alignées sur une ou plusieurs rangées, en cercles ou en cercles doubles (Laporte *et al.*, 2009). Avec la création à Dakar en 1936 de l'IFAN (l'Institut Français d'Afrique Noire, qui devient l'Institut Fondamental d'Afrique Noire en 1966), le Sénégal bénéficie de recherches archéologiques relativement importantes par rapport à ses pays voisins. En particulier, la zone des mégalithes sénégalais est de loin la mieux étudiée, probablement de par le caractère spectaculaire des monuments (Bocoum & Becker, 1997). Ainsi, Mauny conclut en 1961 sur l'usage funéraire des mégalithes. Par la suite, Charles Becker et Victor Martin entament un inventaire des vestiges protohistoriques sénégalais. La prospection de la zone des tumuli dure environ deux ans, entre 1969 et 1971, et leur permet en outre de relever l'existence d'un nouveau type de monument, composé d'un tumulus associé à une ou plusieurs pierres frontales. Cet inventaire, repris par A. Gallay en 1982 puis actualisé en 1984 par Martin & Becker, totalise 28 931 pierres dressées qui constituent 16 900 monuments répartis en 1 987 sites (Becker & Martin, 2005 ; Laporte *et al.*, 2009). La zone d'extension du mégalithisme sénégalais s'étend sur environ 30 000 km², délimitée approximativement au nord par le Saloum, au sud par la Gambie, à l'ouest par le bassin du Bao Bolon et à l'est par le Sandougou (Figure 20). Cette distribution représente environ un site par 15 km², avec une densité plus élevée vers l'ouest (Laporte *et al.*, 2012). C'est notamment cette densité importante, associée à l'originalité des formes des monuments, qui a motivé en 2006 le classement de quatre de ces sites mégalithiques au Patrimoine Mondial de l'Humanité par l'Unesco : Sine Ngayène et Wanar au Sénégal, Wassu et Kerbatch en 2006 (Figure 28). Sine Ngayène est le plus grand site mégalithique de la zone, avec 52 cercles de pierres dressées dont un cercle double, pour un total de 1102 pierres taillées. Le site de Wanar comprend 21 cercles, dont un cercle double, et 9 mégalithes bifides formés de deux branches verticales, parfois reliées par un tenon central, appelés « pierres lyres ». Les pierres les plus hautes de la zone se trouvent à Wassu, site qui réunit 11 cercles. À Kerbatch, le complexe mégalithique comporte 9 cercles, dont un double, et une pierre bifide (UNESCO).

2.4. b) Les connaissances actuelles du mégalithisme sénégalais

Édifiés en cercles entre le VII^{ème} et le XV^{ème} siècle, les mégalithes de Sénégal ont été extraits de carrières de latérites proches à l'aide d'outils en fer. Soigneusement taillés en colonnes, leur hauteur moyenne est de 2 m pour une masse allant jusqu'à 7 tonnes. Les cercles, dont les diamètres varient entre 3 et 6 m, se composent de 8 à 14 pierres (Becker & Martin, 2005 ; Laporte *et al.*, 2009). Le mégalithisme sénégalais, tout comme les tumuli, témoigne d'un peuplement relativement important. En effet, le caractère monumental des sites funéraires se justifie si l'on considère la sédentarité des populations, voir le maintien de certains villages pendant plusieurs siècles, ainsi qu'une main-d'œuvre nécessairement importante. Ces vestiges témoignent ainsi de sociétés hautement organisées, sophistiquées et pérennes. Aujourd'hui, il semblerait que les connaissances des habitants de la région concernant ces anciennes sociétés se soient estompées, comme le soulèvent Becker & Martin (2005), Gallay, (2011), Laporte *et al.* (2017) ainsi que Holl (2012). Ce dernier, en recueillant les études effectuées à ce propos, s'intéresse à la perception qu'ont les populations de ces vestiges. L'édification par des peuples anciens et le caractère religieux des cercles est généralement admis. Les auteurs du début du XX^{ème} siècle affirment que les cercles peuvent être utilisés comme lieux de prière par certaines femmes, désireuses de maternité, et de cérémonies incluant sacrifices d'animaux et offrandes afin d'assurer la protection des champs ; donc sans lien apparent avec les raisons initiales de leur construction. Holl conclut finalement que malgré les différents témoignages des auteurs, il semblerait que la « continuité culturelle et génétique entre les bâtisseurs de mégalithes et les populations actuelles » se soit rompue sous l'effet de l'adoption et de la généralisation de la pratique de l'islam (Holl, 2012). Ainsi, afin de mieux cerner le fonctionnement des sociétés sénégalaises protohistoriques, à travers la compréhension de leurs rites funéraires et de leur utilisation des sites mégalithiques, des études archéologiques sont nécessaires. Dans ce contexte, la nécropole de Wanar fait l'objet, depuis 2005, de fouilles archéologiques dans le cadre d'un programme de coopération entre la France et le Sénégal, mené par Luc Laporte (CReAAH, Centre de Recherche en Archéologie, Archéosciences et Histoire, UMR 6566 du CNRS) et Hamady Bocoum (IFAN).

2.4. c) Le site mégalithique de Wanar

Les 21 cercles mégalithiques qui composent la nécropole de Wanar mesurent entre 3 et 5 m de diamètre, hormis le cercle double dont le diamètre extérieur est de 6 m. La plupart des cercles présentent, à l'est, une ou plusieurs pierres frontales dressées qui correspondent parfois à des pierres lyre (Figure 41 B.) (Laporte *et al.*, 2009). À une centaine de mètres au nord-ouest du site se trouve la carrière d'extraction des monolithes (Figure 41 F.), où gît une pierre lyre en cours de fabrication (Figure 41 G.). Les cercles mégalithiques se distinguent selon deux catégories, définies par la forme et la disposition des monolithes qui les constituent, et par la position géographique des monuments (Figure 42; Figure 41 C. et D.). Ainsi, la partie sud-ouest du site est occupée par des monolithes de morphologie fine et allongée, souvent disposés de manière jointive. Dans la partie nord-est, des monolithes courts et trapus sont plutôt disposés de façon disjointe, et les espaces les séparant sont alors comblés par des blocs décimétriques de latérite (Laporte *et al.*, 2009 ; Laporte *et al.*, 2012). À l'intérieur de chaque cercle de pierres pointe le sommet d'un petit tumulus. Une partie des monolithes s'est aujourd'hui effondrée et repose en éventail autour des tumuli, ce qui suggère un comblement des cercles qui exerçait une pression, de l'intérieur vers l'extérieur (Figure 41 E.) (Laporte *et al.*, 2009). Les cercles de pierres constituent finalement les façades résiduelles de monuments construits en élévation au-dessus de l'espace sépulcral. Ces monuments circulaires correspondaient à des plateformes de soixante-dix centimètres de haut, maintenues par les mégalithes, et recouverts par des structures formées de bois dur d'espèces herbacées utilisées habituellement pour la confection des toitures. La nécropole adopte ainsi l'aspect d'un village des morts (Laporte *et al.*, 2017). Entre la façade orientale des cercles et la pierre frontale, une succession de dépôts de céramique de nature différente, contemporains de la fin de l'édification des monuments mais aussi de la ruine des cercles, rend compte de pratiques rituelles ou commémoratives (Delvoye *et al.*, 2016). Les inhumations, au sein de fosses creusées en forme de silo, ont précédé l'érection des mégalithes (Laporte *et al.*, 2012 ; Laporte *et al.*, 2017). Dans ces sépultures ont été retrouvés des pointes de lances en fer, des anneaux en fer ou en alliages cuivreux, quelques éléments en or ainsi que des pierres taillées. Ce mobilier témoigne d'une certaine hiérarchisation des sociétés liées au mégalithisme, qui s'inscrivent dans un contexte de formation des États du Ghana ou du Mali (Laporte *et al.*, 2012 ; Delvoye *et al.*, 2016 ; Laporte *et al.*, 2017).

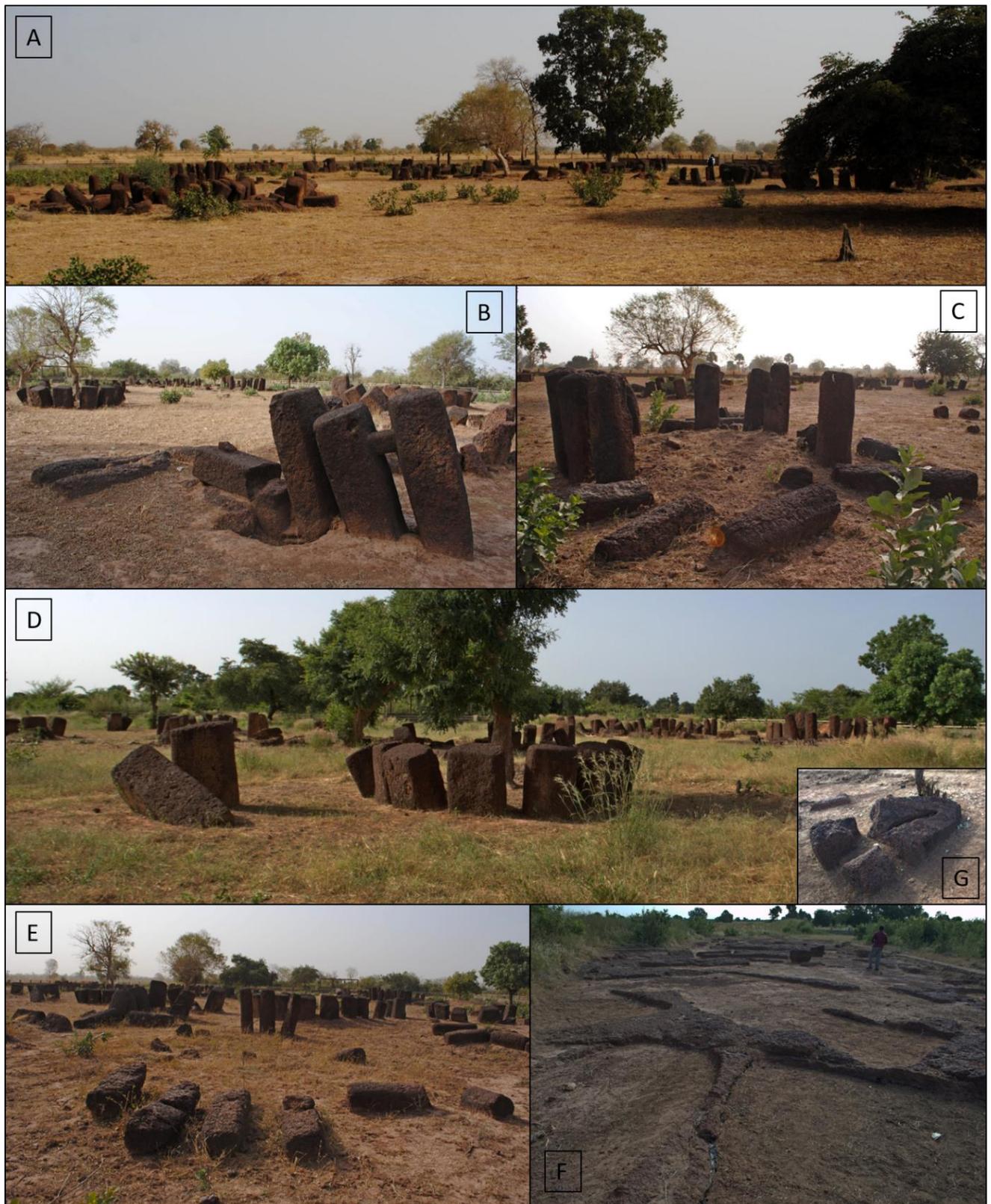


Figure 41. Le site mégalithique de Wanar. A. Vue d'ensemble (janvier 2018) ; B. Pierre lyre frontale (janvier 2018) ; C. Monument composé de mégalithes fins et allongés (janvier 2018) ; D. Au premier plan, monument composé de mégalithes courts et trapus, à l'arrière-plan, les mégalithes sont fins et allongés (novembre 2016) ; E. Mégalithes effondrés en éventail (janvier 2018) ; F. Carrière de mégalithes (novembre 2016) ; G. Pierre-lyre en cours de fabrication dans la carrière de mégalithes (novembre 2016). (Photos : M. Stern).

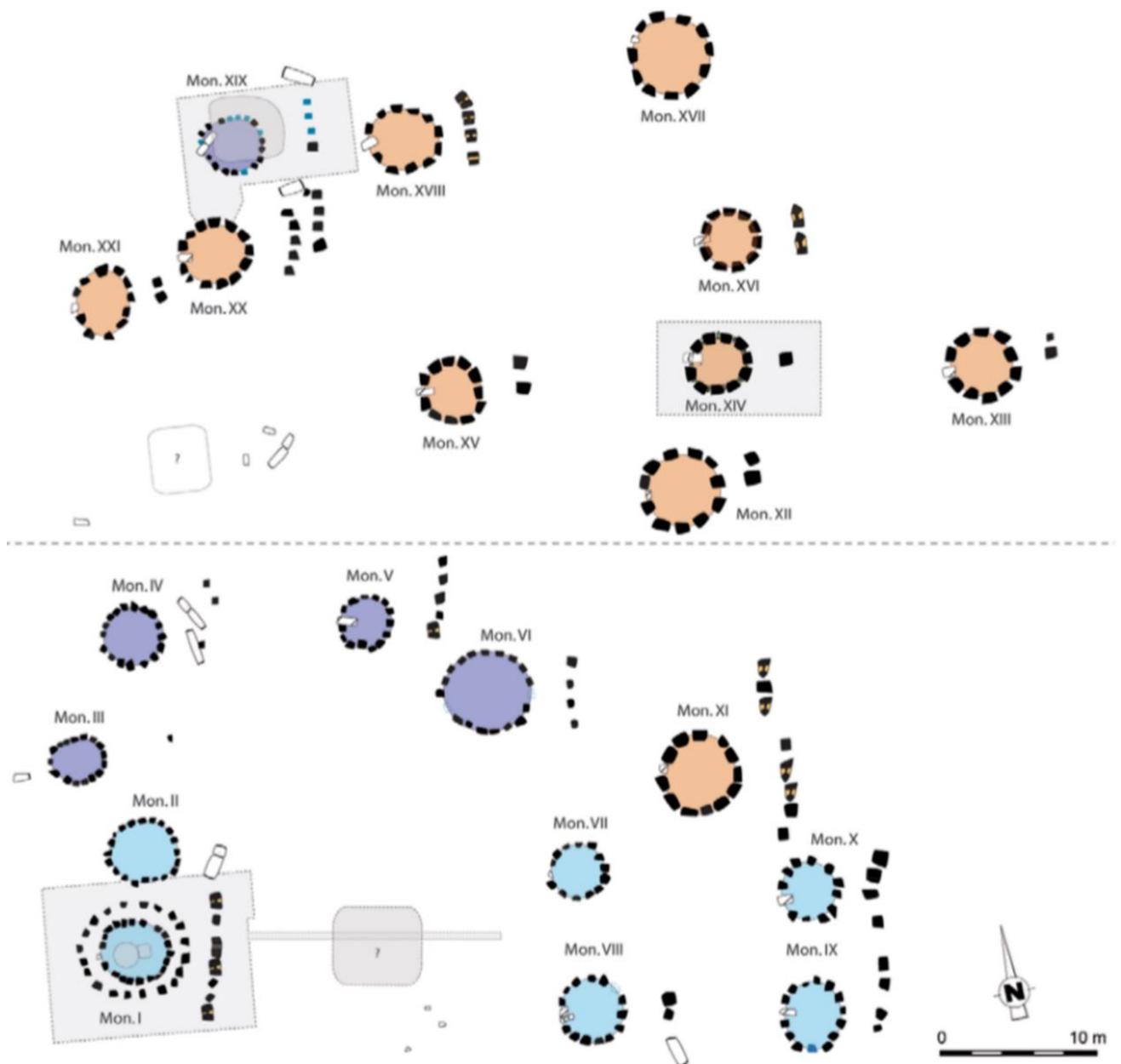


Figure 42. Plan du site mégalithique de Wanar. En bleu, les monuments constitués de monolithes fins et allongés ; en rouge, les monuments constitués de monolithes courts et trapus (Laporte et al., 2012).

3. Matériel et méthodes

Le site mégalithique de Wanar a fait l'objet de nombreuses fouilles archéologiques, qui permettent d'acquérir une meilleure connaissance du mégalithisme sénégalais. Ces recherches donnent lieu à plusieurs publications (Laporte *et al.*, 2009 ; Delvoye *et al.*, 2011 ; Laporte *et al.*, 2012 ; Delvoye *et al.*, 2016 ; Laporte *et al.*, 2017). Les premières prospections autour du site de Wanar, dans un objectif d'études paléoenvironnementales, n'ont lieu qu'en 2011. La compréhension de l'évolution des paysages, et des interrelations entre les populations et leur territoire, nécessite une bonne connaissance du géosystème actuel et ancien. Pour cela, d'importants travaux de prospection sont nécessaires, les campagnes de terrain se multiplient alors au cours des années suivantes. La zone prospectée s'élargit ainsi au fur et à mesure des recherches, pour documenter la région du site mégalithique de Wanar, dans la moyenne vallée du Bao Bolon, et plus globalement la zone entre le Saloum et la Gambie. En parallèle de ces travaux de terrain, des analyses en laboratoire sont menées afin de préciser les connaissances acquises *in situ*. La deuxième mission de terrain, effectuée en 2014, fait l'objet de deux carottages ; leur analyse en laboratoire en 2016, dans le cadre d'un stage de M2 (Rigaud, 2016), dévoile l'important potentiel d'étude des archives sédimentaires de la région de Wanar (Stern *et al.*, 2017-b). Ces résultats prometteurs sont à l'origine de cette thèse, débutée en 2016. Les analyses en laboratoire effectuées sur les archives sédimentaires de la région permettent d'approfondir les observations de terrain, mais aussi de donner un cadre chronologique précis, et d'envisager la détermination de milieux de dépôts. Ainsi, l'approche se veut multi-proxy, différents bio-indicateurs sont étudiés de manière préliminaire, le but étant d'évaluer leur potentiel d'étude qui conditionnera notamment l'orientation des recherches futures.

3.1. Des recherches centrées sur l'étude du terrain

3.1. a) La méthodologie de terrain

De la compréhension du fonctionnement géomorphologique de la région...

Reconstituer l'évolution de la dynamique hydrosédimentaire à proximité du site mégalithique de Wanar ne peut s'envisager sans une bonne connaissance de son contexte géomorphologique. Si la reconstitution de l'évolution paléoenvironnementale de la région est essentiellement réalisée à partir de l'étude des archives sédimentaires fluviales, la présence de celles-ci repose sur les processus d'altération mécanique et chimique du substratum et des sols qui opèrent sur les versants, dont elles ne sont finalement que les produits (Deconinck & Chamley, 2011). Ainsi, un des objectifs des missions de terrain est de définir les grands

ensembles géomorphologiques de la zone et d'identifier les dynamiques qui y règnent. Une reconnaissance sur le terrain de l'organisation hydrographique est également nécessaire, afin de déterminer la provenance des particules terrigènes constituant des archives sédimentaires.

Avant le départ en mission de terrain, une reconnaissance des zones à investiguer est réalisée à partir de l'observation des images satellite (Google Earth) et des cartes morphopédologiques (Figure 34). Ainsi, des zones à prospecter et des sites à sonder/carotter sont identifiés au préalable, le séjour à Wanar n'étant pas compatible avec l'utilisation des outils informatiques.

Les prospections sur les versants portent sur les différents ensembles géomorphologiques identifiés lors de l'étude des cartes morpho-pédologiques. Pour chaque ensemble, les sites investigués sont d'abord localisés par GPS (Garmin eTrex 10). La description est plus ou moins approfondie en fonction des caractéristiques du site et porte sur différents points :

- Une première description géomorphologique est réalisée. L'objectif est d'identifier l'ensemble géomorphologique auquel ce site appartient (cuirasse, glaciaire, etc.). Les modèles particuliers sont référencés (ravinement, sommet de cuirasse affleurante, dépression, etc.), ainsi que la position par rapport à l'hydrographie.
- L'occupation du sol est décrite dans un deuxième temps. La végétation est identifiée, ainsi que le type de cultures.
- Enfin, lorsqu'un sondage ou un carottage est réalisé sur cette formation, différentes informations sont relevées telles que la profondeur du sol, la couleur, la texture, la nature des limites des horizons/unités sédimentaires, la présence de pisolithes, etc. La description des formations sur les versants est réalisée de la même manière que pour les carottages et sondages dans les formations alluviales.

De nombreuses photographies sont réalisées, notamment au sommet des cuirasses en vue panoramique, afin de rendre compte du modelé et de la topographie générale des alentours.

La zone prospectée s'avère être sujette à une extraction relativement importante de matériaux pour la construction (cuirasse pour les routes, sables pour les bâtiments). De ce fait, de nombreux sites prospectés sur les versants correspondent à des carrières de cuirasse ou de sable, dont les profils sont facilement observables en coupe.

Le Khour s'écoulant à proximité du site mégalithique de Wanar, il fait l'objet d'une attention particulière dans cette étude et son bassin versant doit être délimité. Pour ce faire, l'utilisation des outils informatiques (Google Earth, MNT) s'avère relativement arbitraire en raison du relief très peu marqué de la région, l'altitude des points les plus hauts ne dépassant pas 50 m. Il est donc nécessaire d'identifier sur le terrain les points constituant la ligne de

crête, en observant les modelés depuis les points hauts. Lorsque le doute demeure, les habitants des villages alentour sont questionnés sur le sens d'écoulement des eaux en saison des pluies (l'essentiel des missions de terrain a lieu en saison sèche, où l'écoulement est inexistant).

... à l'exploitation des archives sédimentaires fluviales

Comme le souligne Macaire (1990), il est nécessaire d'analyser un dépôt fluvial de manière globale, « *comme un système et non pas seulement à partir d'une ou deux coupes non représentatives de la variabilité des faciès et de l'activité d'ensemble du cours d'eau* ». Ainsi, le réseau hydrographique du Kour est carotté et sondé en de nombreux points, d'amont en aval, afin d'illustrer sa dynamique sur l'ensemble de son cours. Les ravinements observés constituent des profils en coupes très accessibles, qui sont parfois prolongés par des sondages à la tarière Edelman, au carottier manuel ou au carottier à percussions. La partie aval du Kour est sondée et carotée au sein-même du chenal, en zone inondée en saison humide. Les archives sédimentaires fluviales exploitées sont principalement celles du Kour. Afin de pouvoir les confronter à un contexte plus général et évaluer la variabilité des dynamiques à l'échelle locale, les alluvions du Bao Bolon et de certains de ses affluents sont également étudiées.

Le Bao Bolon fait l'objet de nombreux carottages et sondages, sur ses berges ainsi que dans le chenal, partiellement accessible en saison sèche. L'objectif est d'entrevoir l'architecture des dépôts sédimentaires sur le plan vertical (afin d'identifier les phases d'accrétion et d'incision) mais aussi horizontal (en considérant la mobilité latérale des chenaux) (Macaire, 1990). Quelques-uns des affluents de rive droite et gauche du Bao Bolon sont sondés et carotés, parfois en prolongement des coupes que constitue leur ravinement.

Les sondages et carottages

Les sondages sont réalisés avec une tarière Edelman et/ou un carottier manuel, auxquels peuvent s'ajouter 3 rallonges d'1m chacune (Figure 43 et Figure 44). Ce matériel est utilisé principalement lors des prospections de terrain, puisqu'il ne nécessite pas d'installation particulière et son utilisation est relativement rapide. Cependant, il ne permet pas d'accéder aisément aux niveaux plus profonds et il n'autorise pas toujours un échantillonnage de qualité, en raison du brassage effectué par la rotation de la tarière et des petites quantités de matériel prélevées dans le carottier.

Lorsque l'objectif est de prélever du matériel en profondeur, et/ou d'effectuer un travail d'échantillonnage conséquent, un carottier à percussion COBRA TT est utilisé. Les 9 rallonges disponibles permettent ainsi de carotter jusqu'à 10 m de profondeur. Quatre types de gouges d'1 m de longueur sont utilisés. Les trois premières, ouvertes, ont un diamètre allant de 4 à

9 cm. La gouge au plus grand diamètre est utilisée pour les carottages proches de la surface, avant de passer progressivement aux gouges de diamètres inférieurs si nécessaire. Enfin, la quatrième gouge est entièrement fermée et permet, en y glissant un tube en PVC avant le carottage (\varnothing 5 cm), de prélever l'intégralité de la séquence sédimentaire (Figure 43 et Figure 44). Ces carottes peuvent alors être conservées entières au laboratoire, ce qui permet de maintenir l'aspect du matériel sur toute sa profondeur, et de l'échantillonner ultérieurement. Cependant, malgré la transparence des tubes en PVC, aucune description du carottage ne peut être effectuée directement sur le terrain, au moment du prélèvement.

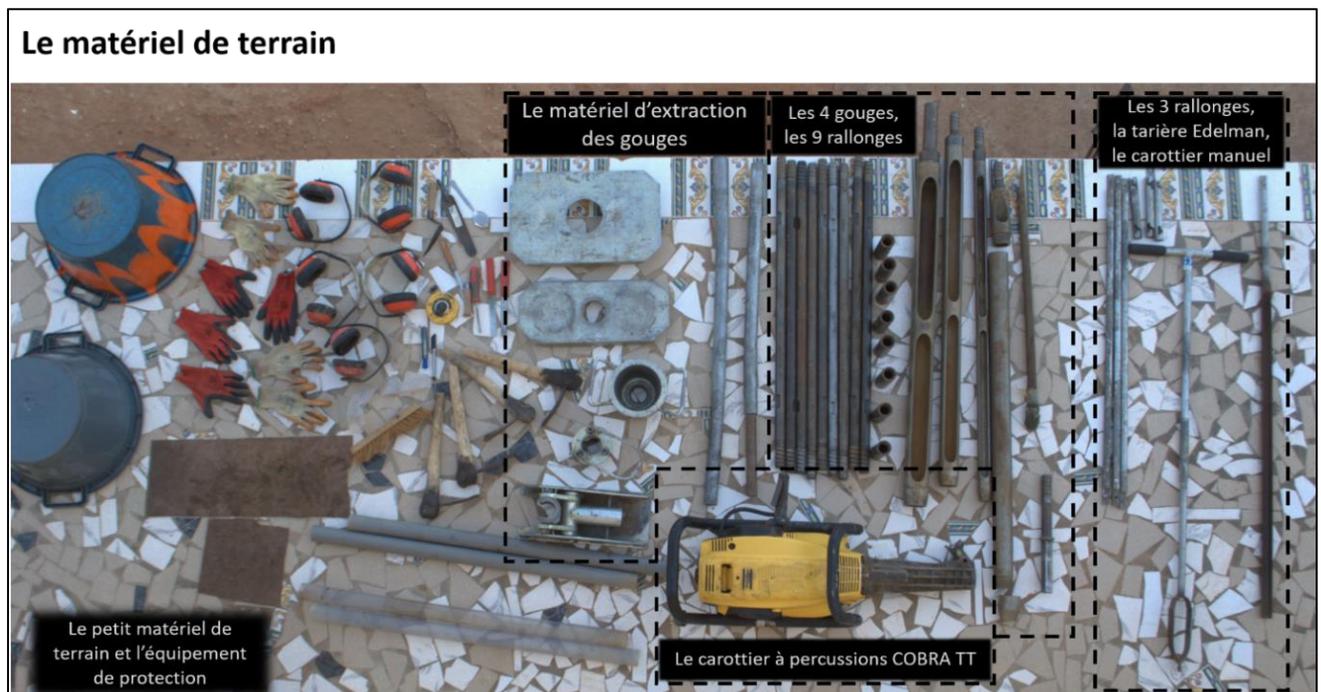


Figure 43. Le matériel utilisé pour les sondages et pour l'extraction des carottes sédimentaires (Photo : M. Stern).

Les descriptions des profils sur le terrain ou à l'ouverture des carottes en laboratoire permettent, après avoir rafraîchi le matériel sédimentaire au couteau, de distinguer les principales unités lithologiques par leur couleur, leur texture, leur structure et les caractéristiques de leurs limites supérieures et inférieures. La couleur n'est volontairement pas fixée par un code tel que celui proposé par la charte Munsell, en raison de son caractère temporaire et saisonnier, qui lui confère une grande variabilité dans le temps et dans l'espace. La texture est décrite au toucher. La structure est définie à partir de l'aspect visuel du matériel et à son comportement au toucher (éclatement en particules individuelles, agrégats, rugosité, etc.). Les limites de faciès sont soit des limites franches, soit des limites progressives. Les altitudes de chacun des profils, telles que présentées dans le (Tableau 2), proviennent de Google Earth.



Figure 44. Les modes de prélèvement et d'observation des profils sédimentaires. A, B, C, D : Sondages à la tarière Edelman et au carottier manuel et description des profils ; E, F, G : Le carottage au carottier à percussion COBRA TT et l'extraction des gouges à l'aide d'un système de mâchoires à billes et d'une barre de levier.

3.1. b) Les missions

Mission SNW – 26/10/11 au 31/10/11 – Aziz Ballouche & David Landry.

La première mission de terrain dont l'objectif est l'étude des environnements et des paléoenvironnements à Wanar est effectuée du 26 au 31 octobre 2011 par Aziz Ballouche (géographe paléoenvironmentaliste) et David Landry (pédologue) (UMR 6554, LETG Angers). L'objectif de cette première prospection est d'identifier les grands ensembles du géosystème (géomorphologie, sols, végétation, mise en valeur) et d'évaluer le potentiel d'études géoarchéologiques, dans le but de renseigner l'évolution de cet environnement depuis l'époque de l'édification des monuments mégalithiques de la région (Figure 45).

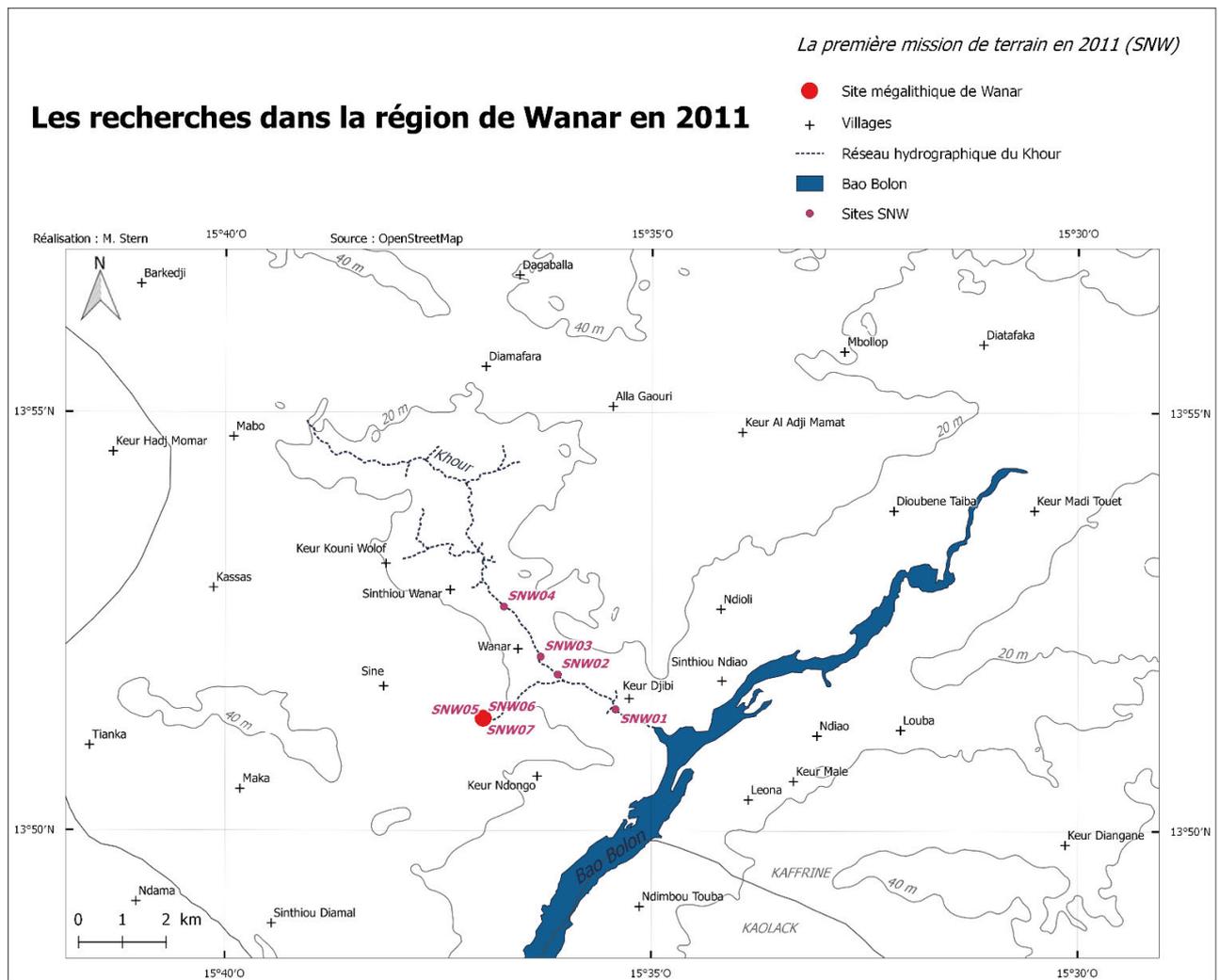


Figure 45. Les sites étudiés en 2011 lors de la mission SNW.

Mission SEW – 25/02/14 au 28/02/14 – Aziz Ballouche

La deuxième mission de terrain est effectuée par Aziz Ballouche, du 25 au 28 février 2014. L'objectif est de prélever des carottes sédimentaires dans le Khour à l'aide du carottier à percussion COBRA TT (Figure 46), pour être ramenées et analysées au laboratoire (LETG-Angers).

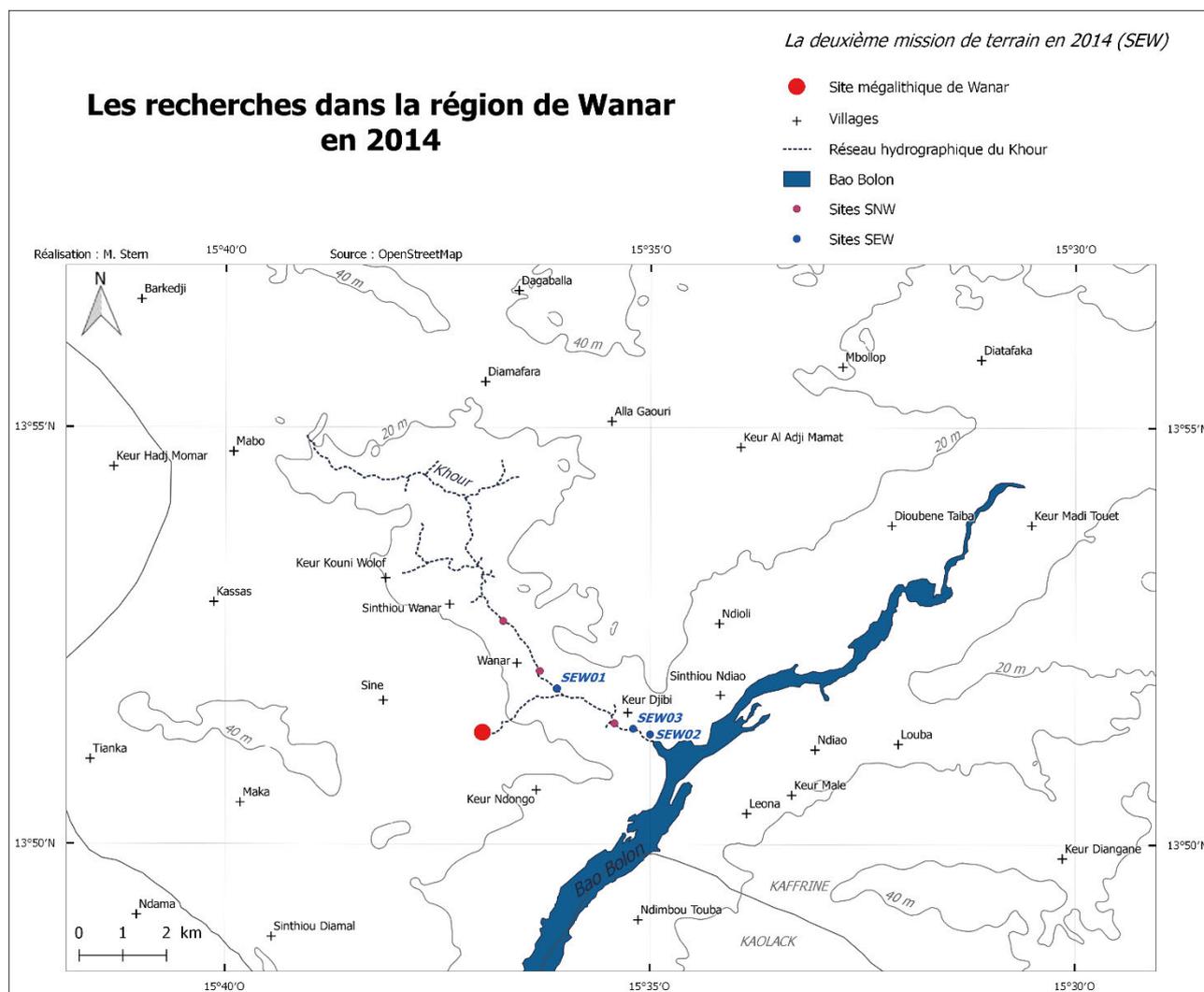


Figure 46. Les sites étudiés en 2014 lors de la mission SEW.

Mission SNG – 18/10/16 au 30/10/16 – Aziz Ballouche, Aline Garnier, Mathilde Stern

En 2016, en fin de saison humide, une mission de terrain est réalisée par Aziz Ballouche, Aline Garnier (LGP, Meudon) et Mathilde Stern (Doctorante LETG-Angers) avec pour objectif la reconnaissance des paysages végétaux du Sénégal et l'élaboration d'un référentiel d'assemblages polliniques et phytolithiques. Cette mission permet d'observer la diversité des paysages du Sud au Nord du Sénégal et de constater l'influence de la durée de la saison sèche sur les formations végétales. Une partie des 38 sites investigués illustre la Figure 5. Les derniers

jours (du 27 au 30/10/16) de la mission sont consacrés à la région de Wanar, où 10 sites sont référencés (Figure 47). Cette prospection permet notamment de documenter les paysages de la zone en saison humide, puisque les missions ultérieures ont lieu en saison sèche.

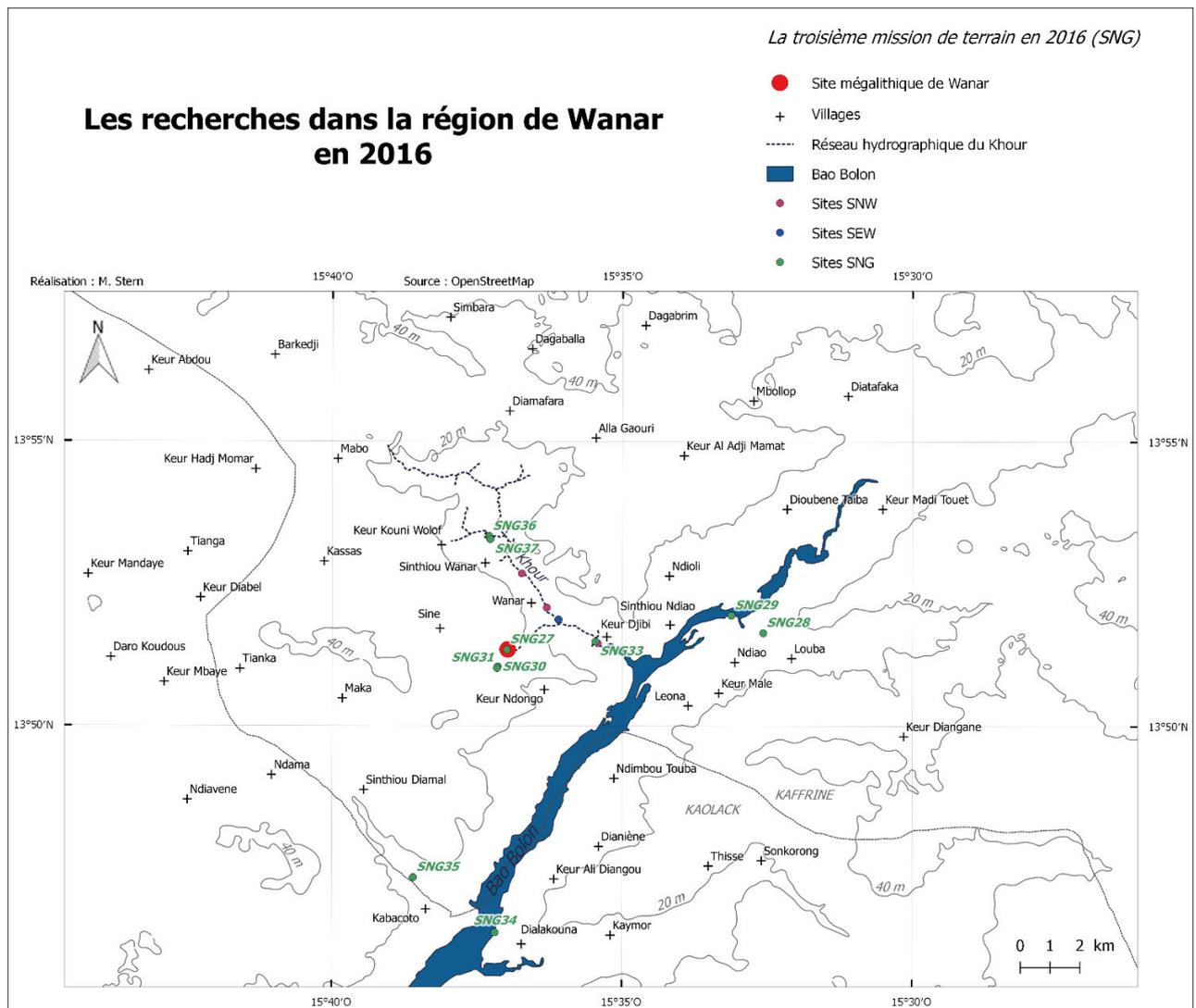


Figure 47. Les sites étudiés en 2016 lors de la mission SNG.

Mission SAW – 19/02/17 au 05/03/2017 – Aziz Ballouche, Mathilde Stern, Awa Sane, Abdou Cissé

La Mission SAW, réunissant Aziz Ballouche, Mathilde Stern, Awa Cissé (étudiante en Master d'Archéologie à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar) et Abdou (ouvrier de Wanar), a pour objectif de prospector la région de Wanar afin de reconnaître les formes géomorphologiques générales et de sonder les dépôts alluviaux dans le marigot du Khour, du Bao Bolon et de quelques-uns de ses affluents (Figure 48). Une reconnaissance à pieds du Khour, entre Sinthiou Wanar et la confluence avec le Bao Bolon, permet d'observer la morphologie du chenal sur ce tronçon, et d'en relever différentes coupes.

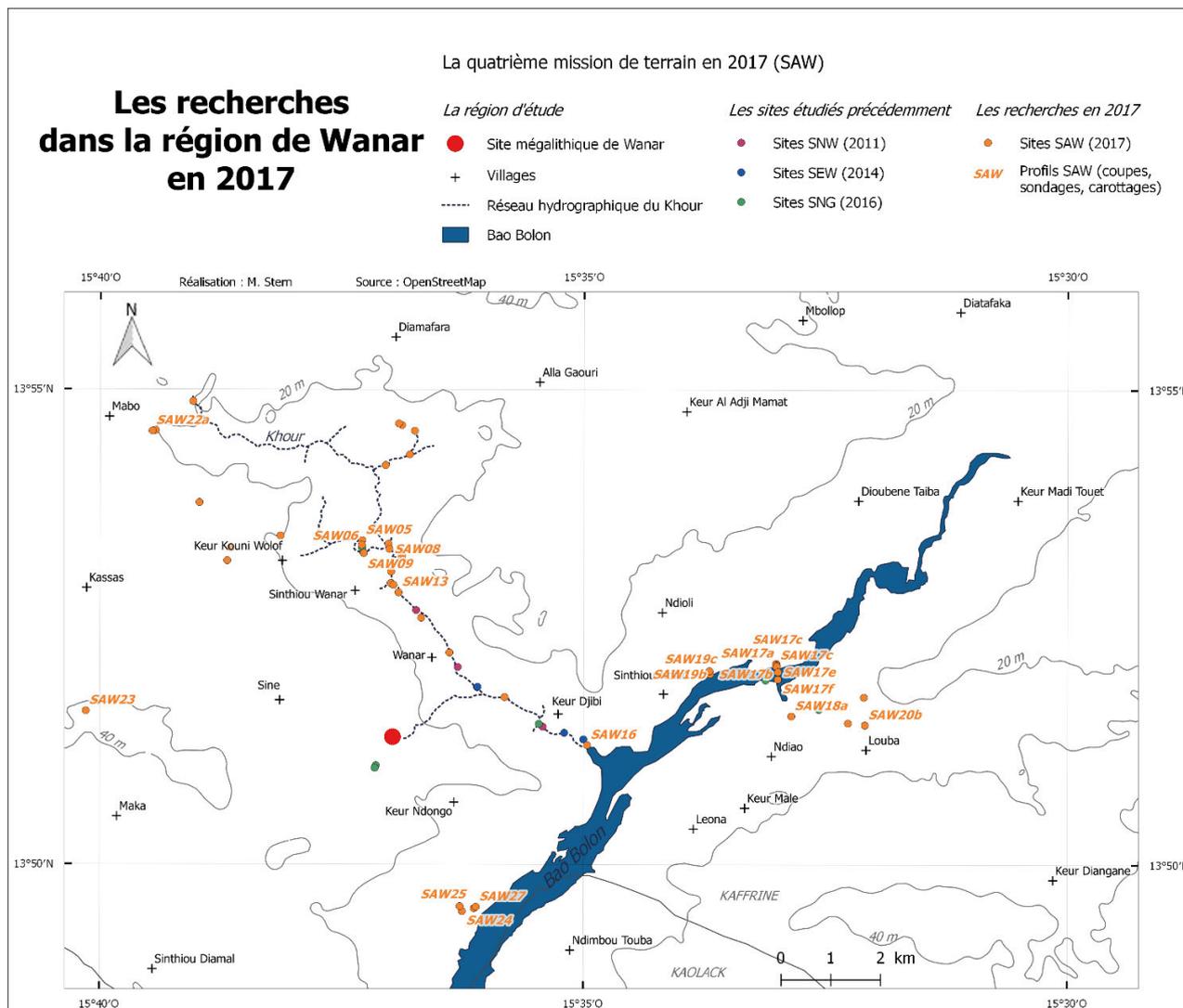


Figure 48. Les sites étudiés en 2017 lors de la mission SAW.

Mission WAR – 20/01/18 au 05/02/18 – Mathilde Stern, Emmanuel Weisskopf, Awa Sane, Papis Ndiaye, Abdou Cissé

La mission WAR est effectuée par Mathilde Stern, Emmanuel Weisskopf (stagiaire de Master 2 de Géographie Environnementale à l'Université de Strasbourg), Awa Sane, Papis Ndiaye (chauffeur de l'IFAN ayant grandement participé aux travaux de terrain) et Abdou Cissé. Il s'agit d'une campagne de carottage, l'objectif est d'identifier la géométrie des archives sédimentaires entre les différentes portions des cours d'eau et entre les différents cours d'eau (le Khour, le Bao Bolon, les affluents du Bao Bolon) (Figure 49). Pour ce faire, le carottier à percussion COBRA TT est utilisé, ce qui permet de prélever des carottes en profondeur.

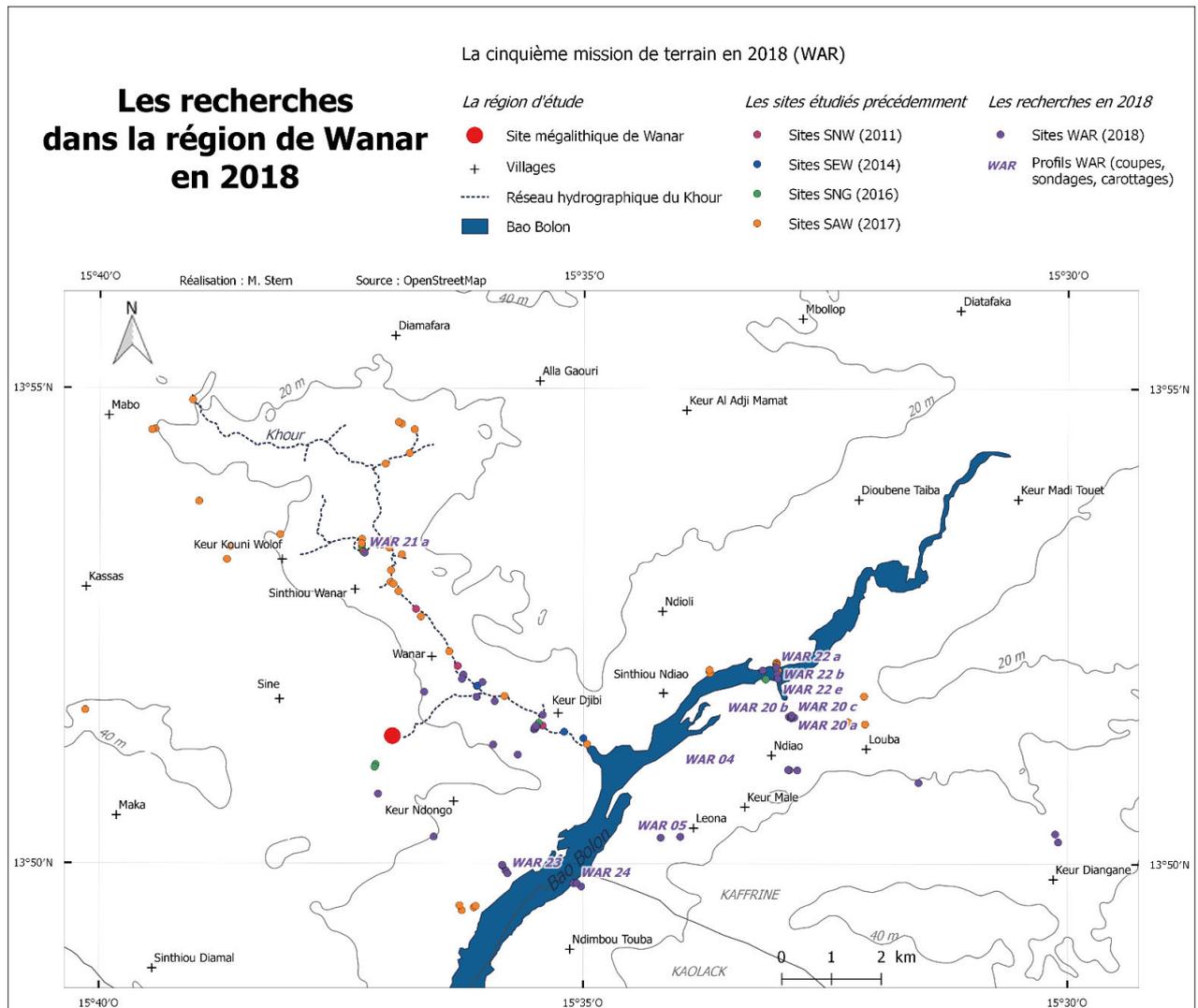


Figure 49. Les sites étudiés en 2018 lors de la mission WAR.

Mission SBB – 08/01/19 au 22/01/2019 – Aziz Ballouche, David Landry, Mathilde Stern, Mouhamed Ba, Abdou Cissé

La mission SBB, réunissant Aziz Ballouche, David Landry, Mathilde Stern, Mouhamed Ba (étudiant en Master de Géographie à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar) et Abdou Cissé a pour objectifs la délimitation et la prospection du bassin versant du Khour, ainsi que l'étude des ensembles géomorphologiques des versants (Figure 50).

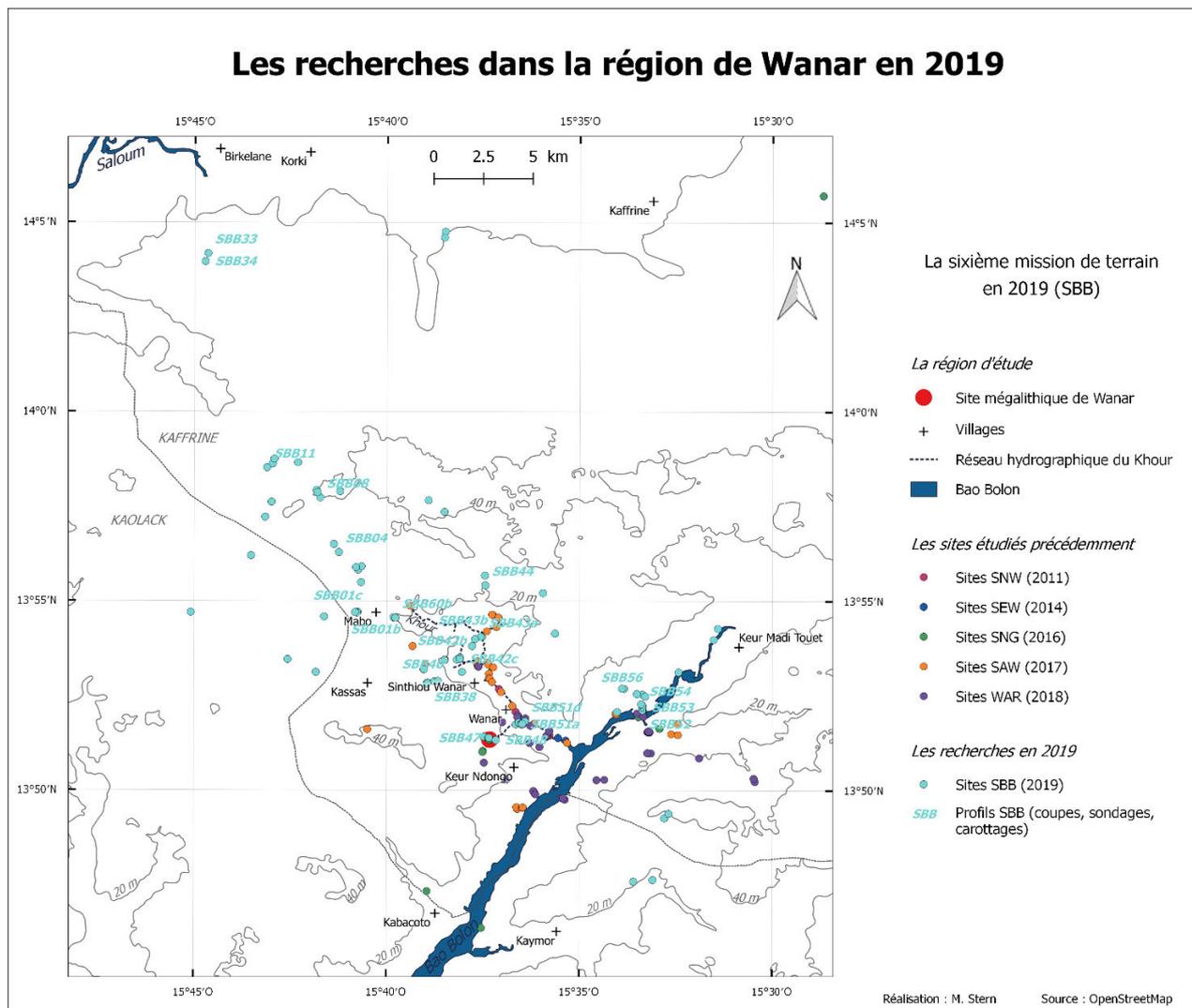


Figure 50. Les sites étudiés en 2019 lors de la mission SBB.

Bilan des missions de terrain effectuées à Wanar entre 2011 et 2019

Les recherches présentées dans cette thèse portent sur ces 6 missions de terrain dont les caractéristiques sont résumées dans le Tableau 2. L'ensemble des missions de terrain équivaut à 62 jours de recherches dans la région de Wanar. Ces travaux permettent de documenter 186 sites, dont 63 profils sédimentaires (coupes, carottages ou sondages à la tarière Edelman ou au carottier manuel) (Figure 51). Un total de 658 échantillons a été prélevé, qui correspond à 18 carottes en tubes d'1 m et 640 échantillons individuels (617 échantillons sédimentaires pour les études paléoenvironnementales, 22 échantillons de surface destinés à l'analyse de bioindicateurs actuels, 1 bloc prélevé pour les analyses micromorphologiques).

Tableau 2. Détails des 6 missions de terrain réalisées dans la région de Wanar et description des sites échantillonnés et des profils étudiés.

Détails des 6 missions de terrain				Description des sites échantillonnés et/ou des profils étudiés																		
Année	Saison	Période à Wanar	Nom de la Sites investigués dans la région de Wanar mission	Echantillons prélevés	Profils sédimentaires étudiés (coupes, carottages, sondages)	Nom du site	Localisation générale	Altitude (m)	Mode d'extraction des échantillons ou d'observation des profils	Profondeur (cm)	Echantillons Individuels	Carottes d'1 m										
2011	Saison humide	26/10/11 au 31/10/11	SNW	7	5	2 échantillons de surface 1 bloc	SNW01	Khour	2	Tarière	180	-	-									
							SNW02		4		200	-	-									
							SNW03		7		200	-	-									
							SNW04		10		230	-	-									
							SNW05		21		-	2	-									
							SNW06		21		-	1	-									
							SNW07		21		130	1	-									
2014	Saison sèche	25/02/14 au 28/02/14	SEW	3	3	7 carottes d'1 m	SEW01	Khour	4	Carottage en tube	300	-	3									
							SEW02		1	230	-	-										
							SEW03		2	400	-	4										
2016	Saison humide	27/10/16 au 30/10/16	SNG	10	20 échantillons de surface	Site mégalithique de Wanar	SNG27	Versant	21	Echantillonnage de surface	-	2	-									
							SNG28		1		-	2	-									
							SNG29		1		-	2	-									
							SNG30		21		-	2	-									
							SNG31		22		-	2	-									
							SNG32		2		-	2	-									
							SNG33		1		-	2	-									
							SNG34		10		-	2	-									
							SNG35		11		-	2	-									
							SNG36		8		-	2	-									
							SNG37		8		-	2	-									
							2017		Saison sèche		19/02/17 au 05/03/17	SAW	45	231 échantillons de sédiment	Affluent de rive droite du Bao Bolon	SAW05	Khour	9	Tarière, carottier manuel	125	10	-
																SAW06		11	150	1	-	
SAW08	7	140	6	-																		
SAW09	8	330	37	-																		
SAW13	8	170	2	-																		
SAW16	1	180	32	-																		
SAW17a	3	340	13	-																		
SAW17b	3	140	4	-																		
SAW17c	2	230	8	-																		
SAW17d	0	160	1	-																		
SAW17e	0	170	3	-																		
SAW17f	0	380	1	-																		
SAW18a	2	220	21	-																		
SAW19b	3	520	5	-																		
SAW19c	4	110	5	-																		
SAW20b	3	300	11	-																		
SAW22a	18	400	18	-																		
SAW23	42	70	8	-																		
SAW24	2	275	28	-																		
SAW25	4	95	7	-																		
SAW27	2	155	10	-																		

Détails des 6 missions de terrain				Description des sites échantillonnés et/ou des profils étudiés														
Année	Saison	Période à Wanar	Nom de la mission	Sites investigués dans la région de Wanar	Echantillons prélevés	Profils sédimentaires étudiés (coupes, carottages, sondages)	Localisation générale	Altitude (m)	Mode d'extraction des échantillons ou d'observation des profils	Profondeur (cm)	Echantillons individuels	Carottes d'1 m						
2018	Saison sèche	20/01/18 au 05/02/18	WAR	343 échantillons de sédiment 11 carottes d'1 m	11	WAR04	Affluent de rive gauche du Bao Bolon	3	Coupe, tarière	285	7	-						
						WAR05	Versant	5		445	9	-						
						WAR20a		2		500	34	-						
						WAR20b	Affluent de rive gauche du Bao Bolon	3		400	20	-						
						WAR20c		2		700	48	4						
						WAR21a	Versant	9		202	16	-						
						WAR22a		0	Carottier à percussion	400	30	-						
						WAR22b	Bao Bolon	0		300	51	-						
						WAR22e		0		700	2	7						
						WAR23	Affluent de rive droite du Bao Bolon	2		400	52	-						
						WAR24	Affluent de rive gauche du Bao Bolon	5		800	74	-						
						2019	Saison sèche	08/01/19 au 22/01/19	SBB	43 échantillons de sédiment	23	SBB01b		33	Coupe, tarière	250	-	-
												SBB01c		31	Coupe	315	9	-
												SBB04		33		405	8	-
SBB08		39	Coupe, tarière	295	8							-						
SBB11	Versant	30		345	7							-						
SBB33		26	Tarière	90	1							-						
SBB34		29	Coupe	310	-							-						
SBB38		29	Tarière	120	5							-						
SBB40		22	Tarière, carottier manuel	150	-							-						
SBB42b		14		40	-							-						
SBB42c	Khour	14	Tarière	60	1							-						
SBB43a		12	Fosse	80	-							-						
SBB43b		14	Tarière	270	1							-						
SBB44	Versant	21	Coupe, tarière	350	-							-						
SBB47		22		50	-	-												
SBB48		20	Tarière	50	-	-												
SBB51d	Khour	4		210	-	-												
SBB52		4	Coupe	170	1	-												
SBB53	Bao Bolon	1		130	-	-												
SBB54		3	Tarière	30	-	-												
SBB56	Versant	9		370	1	-												
SBB60b		18	Coupe, tarière	420	1	-												
Total				186	658	63					640	18						

Bilan des missions de terrain menées dans la région de Wanar

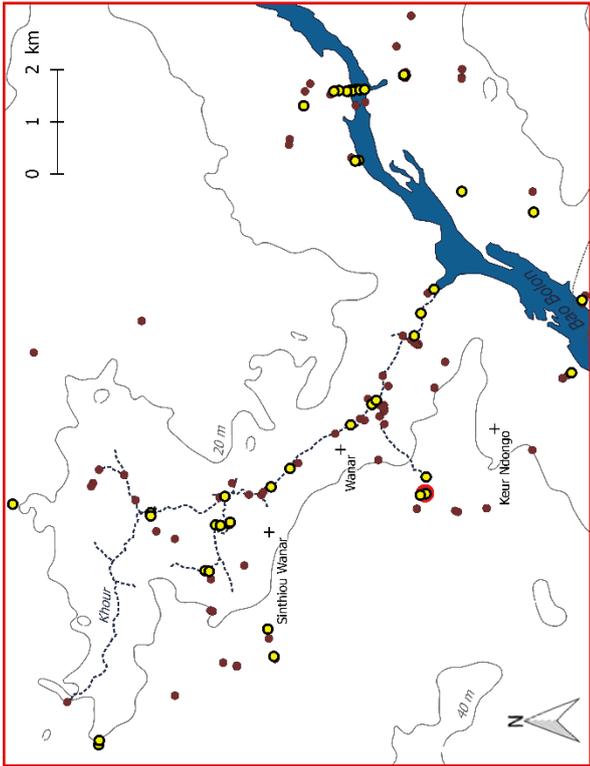
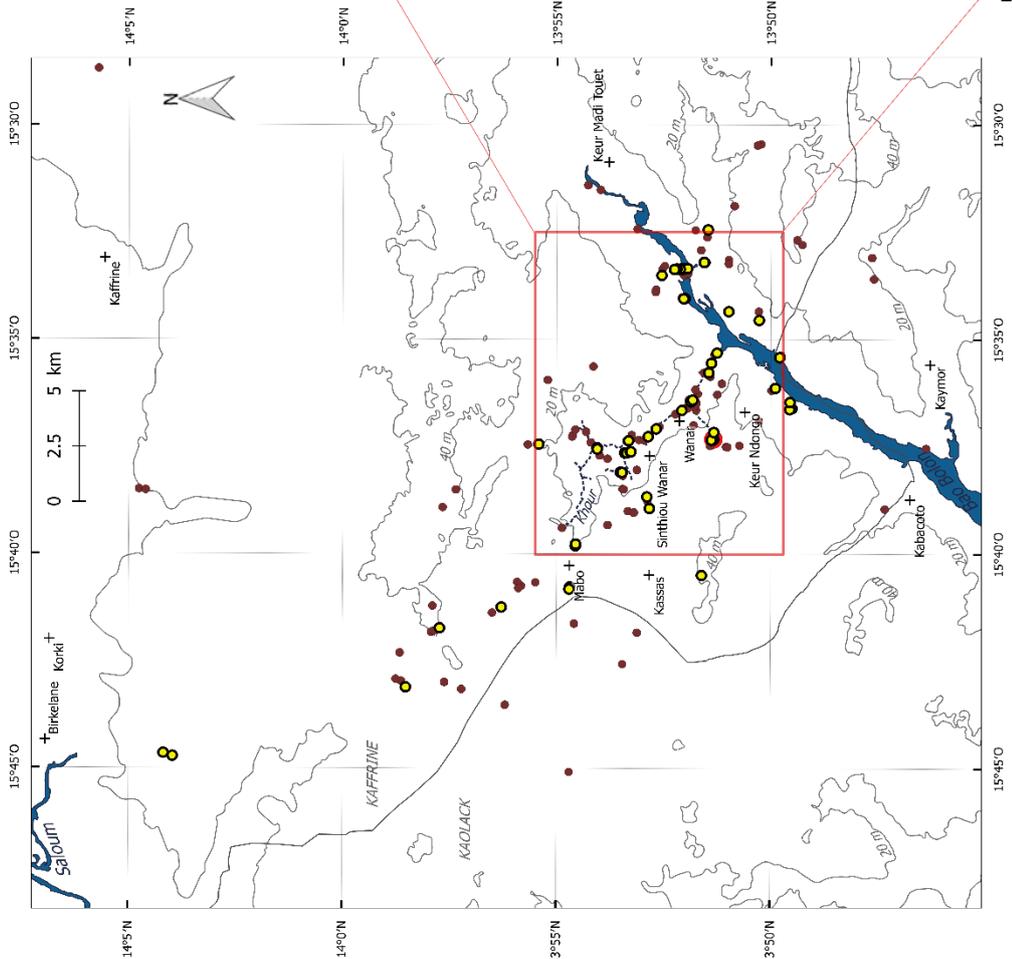
Les recherches dans la moyenne vallée du Bao Bolon, entre Saloum et Gambie : des versants aux archives sédimentaires fluviales

La région d'étude

- Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Réseau hydrographique du Khour
- Bao Bolon

Le travail de terrain

- Les 186 lieux décrits (géomorphologie, végétation)
- Les 63 profils étudiés (coupes, sondages, carottages)



Réalisation : M. Stern Source : OpenStreetMap

Figure 51. Les travaux de terrain dans la région de Wanar entre 2011 et 2019 : 186 lieux décrits et 63 profils sédimentaires étudiés.

3.2. Les analyses au laboratoire

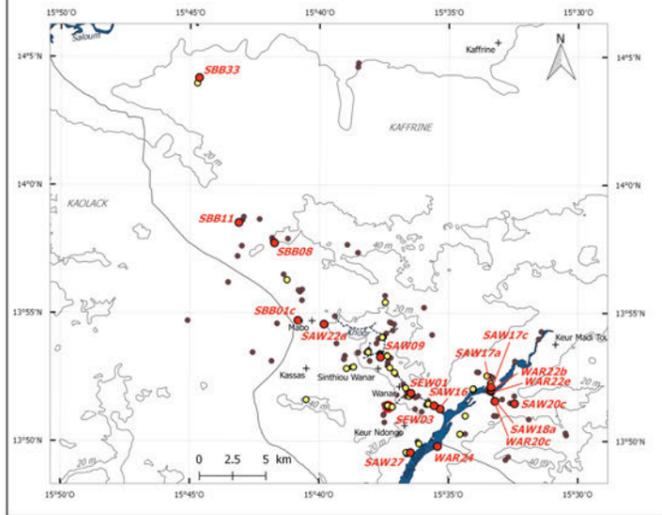
Les recherches menées à Wanar dans le cadre de cette étude suivent une approche résolument basée sur le terrain, qui se justifie par l'absence de données documentant cette région du Sénégal. Cependant, le projet de cette thèse s'est concrétisé dès lors que le potentiel d'étude des archives sédimentaires de cette zone a été révélé, à travers des analyses en laboratoire. La cohérence et la pertinence des archives sédimentaires carottées en 2014 (SEW01 et SEW03) a été attesté notamment par les datations radiocarbone et les analyses granulométriques. Dans cette étude, les analyses en laboratoire sont donc indissociables des travaux *in situ*, puisqu'elles dévoilent des faits imperceptibles sur le terrain et fixent un cadre chronologique. La granulométrie et les datations radiocarbone sont les analyses les plus réalisées car les plus appropriées, en considérant le contexte géographique et l'objectif premier qui est la compréhension de l'évolution hydro-sédimentaire. Cependant, de nombreuses méthodes peuvent apporter de précieuses informations en réponse à cette question. Différentes techniques sont ainsi utilisées pour caractériser les archives sédimentaires de Wanar, comme la morphoscopie des quartz, les analyses de carbone, l'observation du palynofaciès et des diatomées, ainsi que le traitement par fluorescence des rayons X (XRF) (Annexe 2) (Stern *et al.*, 2019-b). L'intérêt de chacune de ces techniques, dans un objectif d'étude paléoenvironnementale, ainsi que les protocoles suivis sont décrits dans cette partie. Les sondages et carottages sur lesquels portent ces différents traitements sont cartographiés dans la Figure 52; la combinaison des résultats obtenus permet ainsi de caractériser les archives sédimentaires de la région de Wanar selon une analyse multi-proxy.

3.2. a) La granulométrie laser

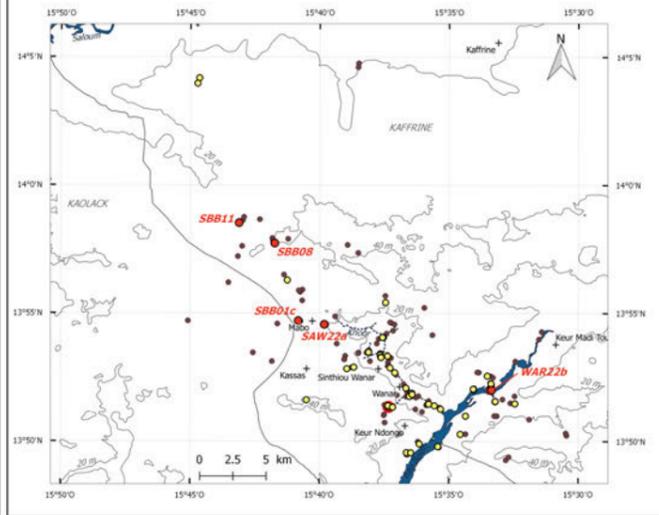
Principe de la méthode

Afin de préciser les textures des sédiments étudiés dans la région de Wanar, des analyses granulométriques sont effectuées sur certains échantillons. Ces mesures, réalisées à l'aide d'un granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000, consistent à déterminer la distribution volumique de la taille des particules qui composent le sédiment. Pour ce faire, l'échantillon est mis en agitation et les particules circulent au travers d'une lentille traversée par un rayon laser. En fonction de la taille des particules qui transitent dans la lentille, le rayon laser est plus ou moins dévié. Cette diffraction est mesurée par des capteurs, et l'analyse de cette diffraction laser permet de déterminer la taille des particules sédimentaires, alors considérées comme des sphères (Grangeon, 2012).

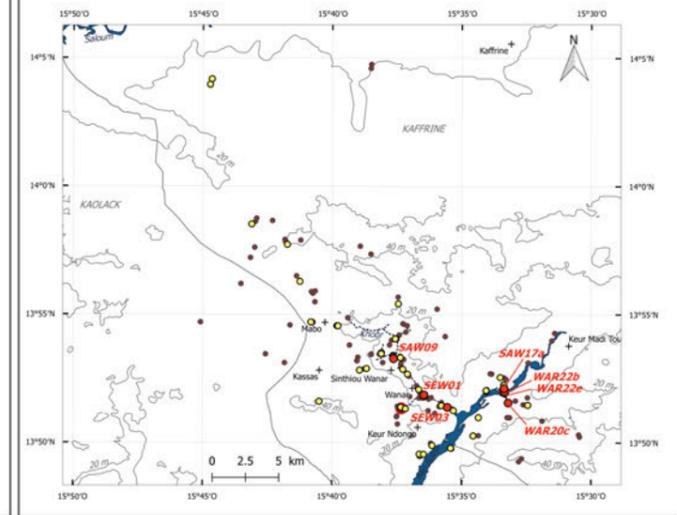
La granulométrie



La morphoscopie des quartz



Le carbone organique et inorganique



Les analyses en laboratoire

Vers une analyse multi-proxy des archives sédimentaires de la région de Wanar

Du terrain au laboratoire

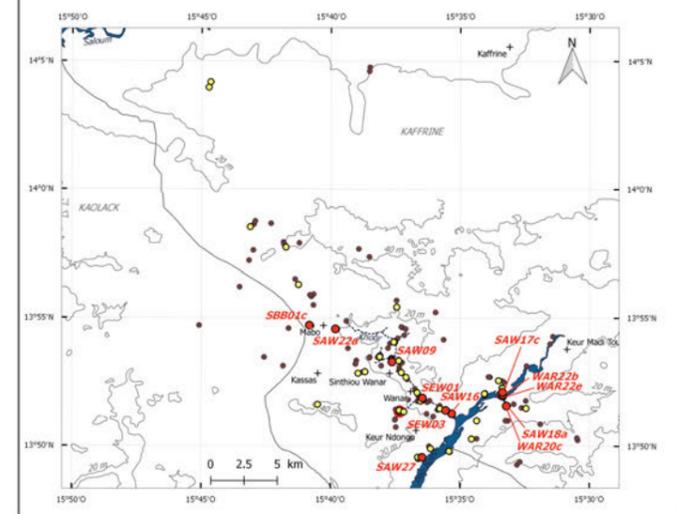
La région d'étude

- Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Réseau hydrographique du Kourouma
- Cours d'eau permanents

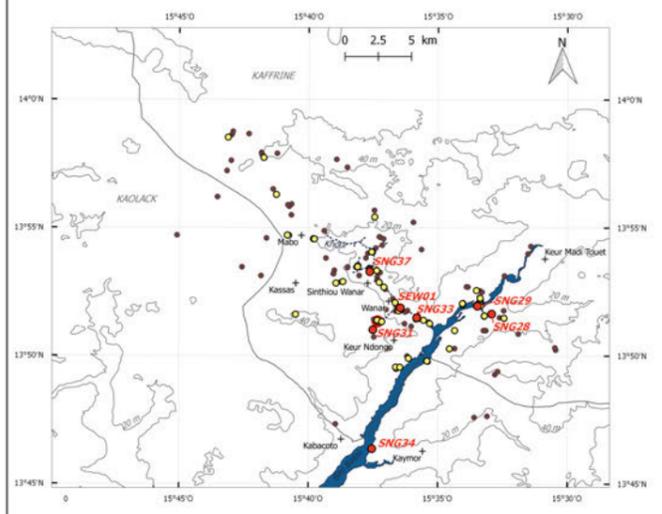
Le matériel étudié

- Les sites étudiés
- Les profils décrits et échantillonnés (coupes, sondages, carottages)
- Les profils analysés en laboratoire

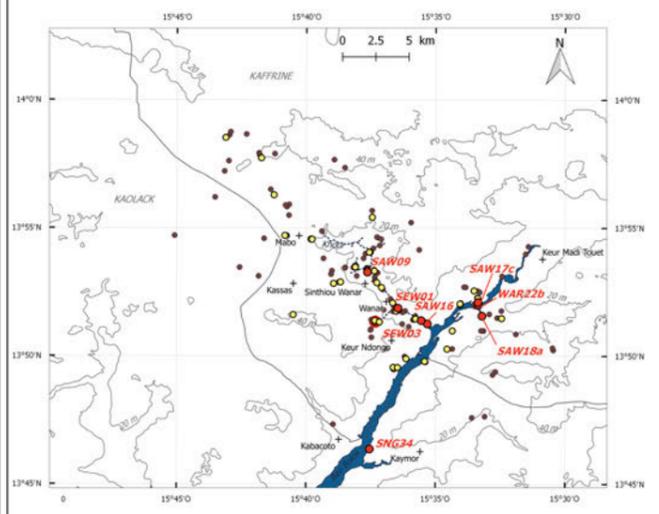
Les datations radiocarbone



Le palynofaciès



Les diatomées



Les analyses XRF

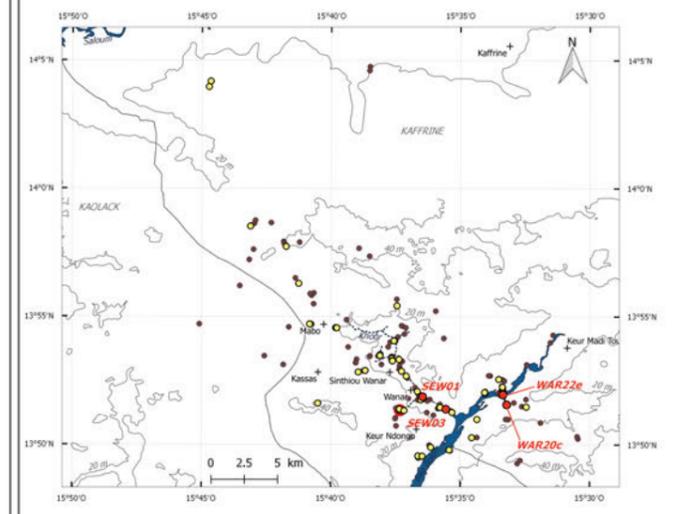


Figure 52. Les profils étudiés au laboratoire.

Les analyses granulométriques sont réalisées sur 432 échantillons issus de 18 profils sédimentaires (Figure 52). Les carottes SEW01 et SEW03 sont analysées en 2016 dans le cadre d'un stage de M2 (Rigaud, 2016), avant le commencement de cette thèse. Certaines analyses granulométriques font également l'objet d'un autre stage de M2 (Weisskopf, 2018).

Le protocole

- La préparation des échantillons

Les échantillons sont séchés à l'étuve à 40°C pendant 24 à 72h. Dix grammes sont prélevés et désagrégés à l'aide d'une cuillère, afin de casser les agrégats et dissocier au maximum les particules fines, sans pour autant briser les éléments grossiers. L'échantillon est ensuite tamisé à 2 mm (Figure 53).



Figure 53. Une série d'échantillons tamisés à 2 mm pour les analyses granulométriques (Photo : M. Stern).

La fraction grossière ($\varnothing > 2\text{mm}$) est pesée puis passée à la colonne de tamis composée de 8 tamis de mailles 2 mm, 3,15 mm, 5 mm, 6,3 mm, 8 mm, 10 mm, 12,5 mm et 20 mm. La masse du refus recueillie dans chacun des tamis est pesée.

La fraction fine ($\varnothing < 2\text{mm}$) est traitée au peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) à chaud (70°C) pendant 12 à 24h afin de détruire la matière organique (Figure 54), puis mise à décanter à froid. Au bout de 24 à 48h, le surnageant limpide est ôté à l'aide d'une pipette.



Figure 54. L'effervescence lors des attaques au peroxyde d'hydrogène à chaud (ici dans un bac à sable chauffé) (Photo : M. Stern).

L'échantillon est transvasé dans un flacon à agitation dans lequel est ajouté 100 mL de dispersant (Hexamétaphosphate de sodium, $\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$ à 3%) puis mis à l'agitation pendant 12h (Figure 55).



Figure 55. Agitation pendant 12 h des échantillons en solution d'hexamétaphosphate de sodium
(Photo : E. Weisskopf).

L'échantillon, transvasé dans un bécher, est agité à l'aide d'un barreau magnétique (Figure 56). Un sous-échantillon est prélevé à la pipette, à proximité de la paroi du bécher, selon un mouvement effectué à vitesse constante de bas en haut. Trois réplicats par échantillon sont réalisés.



Figure 56. Agitation d'un échantillon au barreau magnétique avant la mesure de granulométrie laser
(Photo : M. Stern).

Pour chaque réplicat, le contenu de la pipette est injecté dans la cuve du granulomètre laser (Figure 57), après avoir activé les ultrasons et l'agitation à 100 %. L'appareil analyse un taux

d'obscurité, qui correspond à la densité de particules qui transitent au travers de la lentille, où va être effectuée la mesure. Dans cette étude, le taux d'obscurité optimal est de 10%, donc l'échantillon est injecté de la pipette vers la cuve jusqu'à atteindre cette valeur ; pour cela, plusieurs prélèvements à la pipette dans le bécher peuvent s'avérer nécessaires. Pour chaque réplicat, trois mesures sont réalisées. Les échantillons fournissent chacun trois réplicats, ce qui fait au minimum 9 mesures de disponibles.

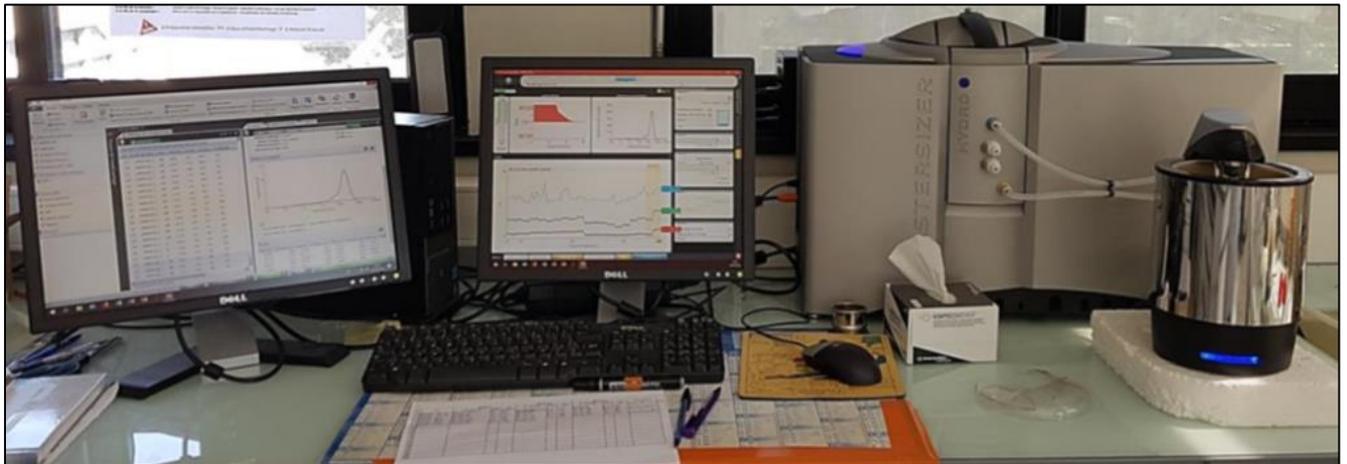


Figure 57. Le granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 (Photo : E. Weisskopf).

- La sélection et le traitement des données

Les 9 mesures sont observées grâce au logiciel Mastersizer v3.62. La mesure la plus représentative de l'ensemble des mesures effectuées est sélectionnée pour représenter l'échantillon. Les paramètres qui entrent en compte dans le choix de cette mesure sont la forme générale de la distribution, la position du(des) mode(s), la médiane (D50), le D10 et le D90 (Figure 58).

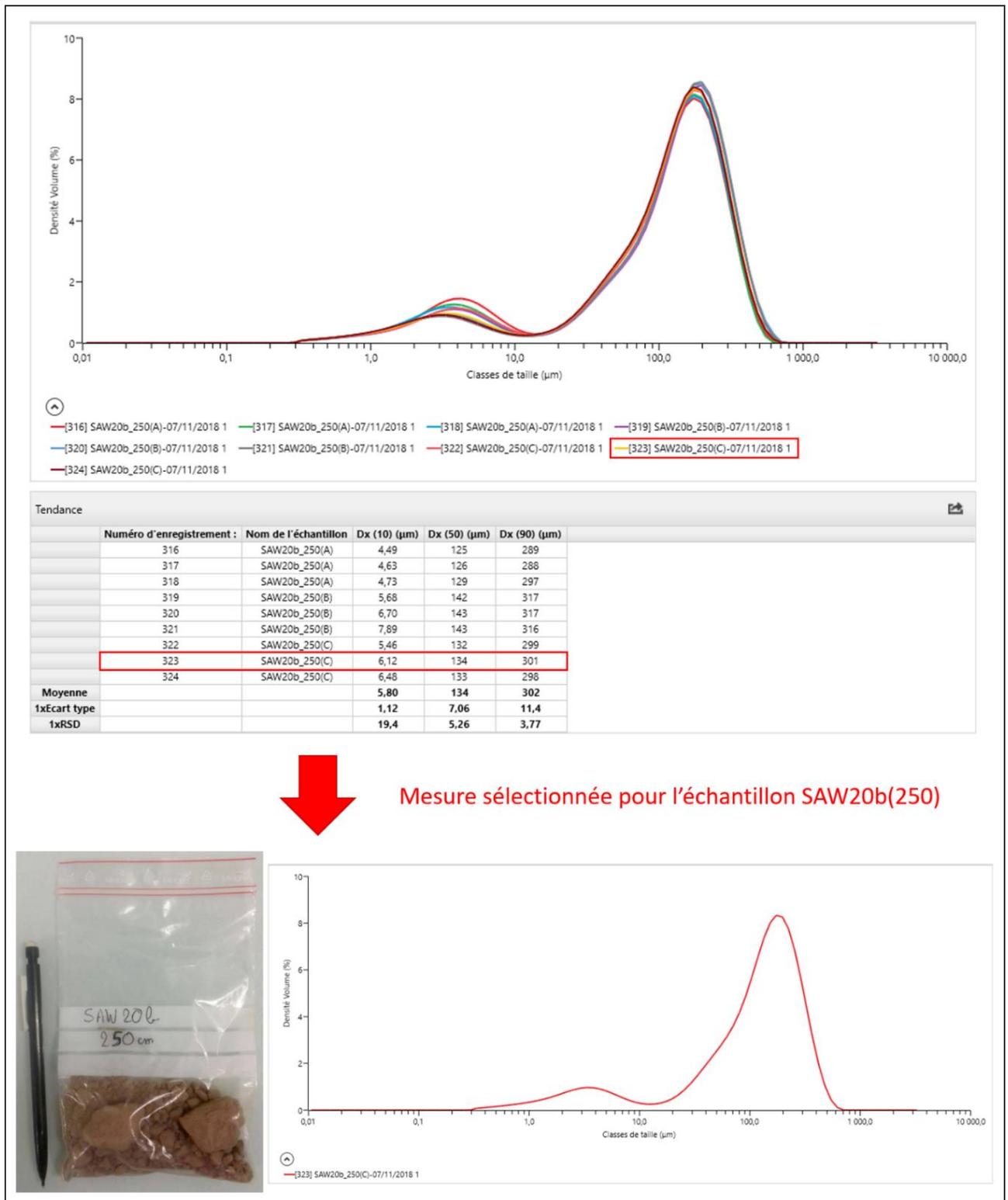


Figure 58. La stratégie de sélection de la mesure granulométrique. L'exemple pour l'échantillon SAW20b(250) : L'ensemble des mesures présente la même forme de distribution granulométrique, les modes sont centrés sur les mêmes valeurs (3,5 µm et 200 µm). Les paramètres statistiques de la mesure n°323, qui correspond au 3^{ème} réplicat (C), sont les plus représentatifs de l'ensemble des mesures ; c'est donc la mesure n°323 qui est sélectionnée pour représenter l'échantillon SAW20b(250).

Les mesures réalisées par le granulomètre laser Malvern Mastersizer s'étendent sur une gamme allant de 0,01 à 3500 µm. Cependant, seules les particules fines, dont les diamètres sont inférieurs à 2 mm, sont analysées. Les données obtenues sont dans un premier temps regroupées en trois catégories de textures : **les sables entre 2 mm et 63 µm**, **les limons entre 63 µm et 2 µm** et **les argiles inférieures à 2 µm**. Le pourcentage de sables, de limons et d'argiles pour chaque échantillon permet d'en identifier la texture à l'aide d'un triangle de texture (Figure 59).

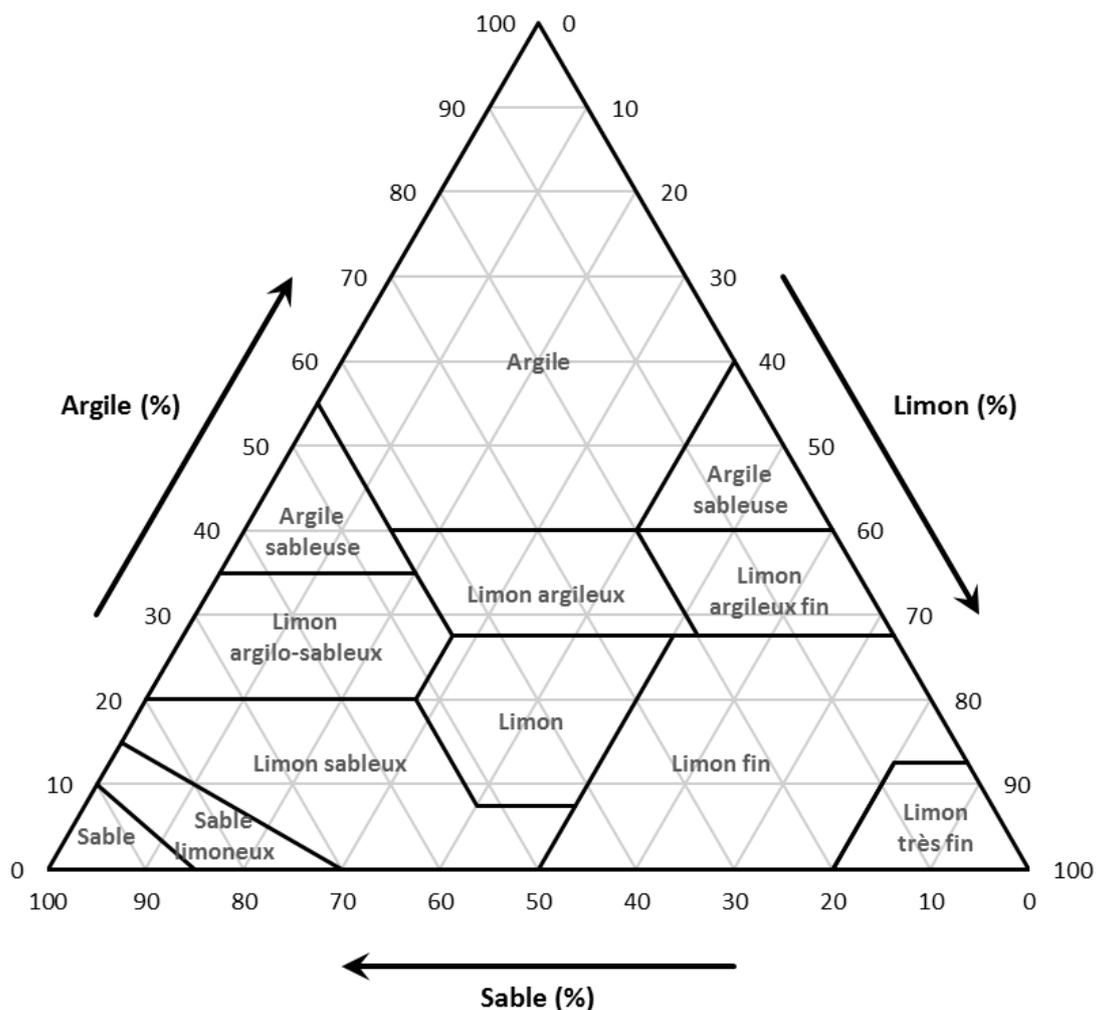


Figure 59. Diagramme des textures (triangle USDA, United States Department of Agriculture) utilisé pour caractériser les dépôts de la moyenne vallée du Bao Bolon et de ses affluents.

Les données granulométriques sont traitées à l'aide du logiciel Gradistat pour en déterminer les principaux paramètres (Blott & Pye, 2001). Les paramètres statistiques retenus ici pour chaque échantillon sont le dernier percentile (D99), la médiane (D50) ainsi que les quartiles Q1 (D25) et Q3 (D75) qui permettent de calculer l'indice de Trask ($S_o = \sqrt{Q3/Q1}$). Cet indice

permet d'évaluer la dispersion des distributions granulométriques, afin d'apprécier la qualité du classement (Friedman, 1962). Les classes retenues dans cette étude sont celles proposées par Crosaz (1995) :

$So < 0,5$ = extrêmement bien classé

$0,5 < So < 1$ = très bien classé

$1 < So < 2,5$ = bien classé

$2,5 < So < 3$ = normalement classé

$3 < So < 4$ = faiblement classé

$4 < So$ = très mal classé

L'indice de Trask ainsi que le D50, calculés uniquement sur la fraction fine ($\emptyset < 2$ mm), viennent documenter les coupes, carottages et sondages présentés dans les Chapitres 4 et 5.

- L'utilisation des paramètres statistiques pour l'interprétation des milieux de dépôt

L'interprétation des milieux de dépôt à partir de la distribution granulométrique repose d'une part sur l'identification des différents faciès selon la classification de Garnier *et al.* (2015) adaptée de Miall (1996), et d'autre part sur l'utilisation de l'image CM ou diagramme de Passega établie par Garnier (2013). Ces deux techniques se basent sur l'utilisation du D50 et du D99 qui doivent être calculés sur l'ensemble de l'échantillon, en tenant compte des éléments grossiers. Ainsi, pour chaque classe de taille de particules supérieures à 2 mm, la valeur médiane est intégrée dans Gradistat (les classes étant 2 000 – 3 150 μm ; 3 150 μm – 5 000 μm ; 5 000 μm – 6 300 μm , 6 300 μm – 8 000 μm , 8 000 μm – 10 000 μm , 10 000 μm – 12 500 μm , et 12 500 μm – 20 000 μm ; les médianes sont donc respectivement 2 575 μm , 4 075 μm , 5 650 μm , 7 150 μm , 9 000 μm , 11 250 μm et 16 250 μm) qui va calculer le D50 sur l'ensemble de l'échantillon. Le D99 est déterminé en sélectionnant la catégorie de particules où se situe le dernier pourcentage de la distribution. Les D50 et D99 ainsi obtenus sur l'ensemble de l'échantillon sont utilisés dans le Chapitre 4.

- Discussion de la méthode

La granularité des particules est un paramètre largement étudié par les sédimentologues et pédologues (Polakowski *et al.*, 2014 ; Makó *et al.*, 2017), pour lequel plusieurs techniques d'analyse existent. La méthode traditionnelle et conventionnelle consiste à tamiser l'échantillon à 2 mm pour étudier les particules fines ; dans cette fraction, les sables sont également extraits par tamisage. La détermination des proportions en argiles et en limons s'effectue alors par la méthode de sédimentation à la pipette (Gee & Bauder, 1986 ; Di Stefano

et al., 2010). La vitesse de sédimentation, sous l'effet de la gravité, est déterminée par la taille des particules, considérées sphériques selon la loi de Stokes. La granulométrie laser repose sur cette même hypothèse de sphéricité des particules, ce qui n'est incontestablement pas le cas dans la réalité. Les sables et les limons ont une forme irrégulière et rugueuse, tandis que les argiles prennent l'aspect de feuillets ou de tubes (Makó *et al.*, 2017). La forme complexe des particules complique les analyses granulométriques de manière générale (Polakowski *et al.*, 2014). Différentes études démontrent que la granulométrie laser tend à sous-estimer la proportion d'argiles et à surestimer la proportion des limons par rapport aux mesures à la pipette, tandis que la proportion des sables est globalement équivalente pour les deux techniques (Fedotov *et al.*, 2007 ; Di Stefano *et al.*, 2010 ; Makó *et al.*, 2017). À l'inverse, les méthodes de sédimentation telles que la pipette tendent à surestimer la proportion d'argiles (Fedotov *et al.*, 2007 ; Makó *et al.*, 2017). La vitesse de sédimentation est supposée être déterminée par la taille des particules ; cependant, la densité est un paramètre primordial dans la vitesse de sédimentation. Ainsi, des particules considérées comme des argiles par la méthode de sédimentation s'avèrent en réalité être de la taille des limons, mais enveloppés d'un film organo-minéral qui leur confère une faible densité, ce qui les maintient en suspension (Fedotov *et al.*, 2007 ; Makó *et al.*, 2017).

Ainsi, des biais plus ou moins importants existent dans chacune des méthodes d'analyse granulométriques. Malgré le fait que la pipette soit la méthode de référence, la granulométrie laser apparaît comme la technique la plus appropriée à l'objectif de cette étude. En effet, la granulométrie laser permet l'analyse d'une grande quantité d'échantillons dans un temps relativement restreint, ce qui autorise le traitement de l'intégralité de certaines coupes ou carottes. De plus, elle requiert une petite quantité de sédiment, contrairement à la méthode de la pipette où 20 g sont nécessaires (Di Stefano *et al.*, 2010 ; Makó *et al.*, 2017). Enfin, la granulométrie laser permet d'obtenir en détail la distribution granulométrique d'un échantillon, réparties en classes de tailles continues entre 0 et 2 mm. Cependant, les particules dont la taille excède 2 mm ne peuvent être analysées par l'appareil ; l'échantillon doit être préalablement tamisé, ce qui implique la combinaison de deux méthodes de mesures largement différentes, dont les résultats doivent être combinés avec précautions (Grangeon, 2012). Dans cette étude, nous considérons que la sous-estimation des argiles, associée à la surestimation des limons, influence peu les interprétations, et ce pour deux raisons : d'une part, tous les échantillons sont analysés selon le même protocole de granulométrie laser, les résultats restent ainsi comparables entre eux ; d'autre part, le fait que certains argiles soient considérés comme des limons fins par le granulomètre laser n'a que peu d'influence sur l'interprétation hydro-sédimentaire, les deux types de particules étant associées à des milieux de très faible énergie.

3.2. b) La morphoscopie des grains de quartz

Principe de la méthode

La morphoscopie des sables est une méthode mise au point par Cailleux (1942), qui consiste à observer la forme et l'aspect de la surface des grains de quartz, ceux-ci étant les plus répandus dans les sédiments et les plus résistants, afin de déterminer leur origine et les agents de transports qui les ont affectés. Les grains étudiés ont des dimensions allant généralement de 0,1 à 2 mm (Ters, 1960).

- La reconnaissance des grains de quartz

Ces grains sont clairs, transparents, parfois teintés de rouille. Leur transparence peut parfois être atténuée par l'aspect mat de leur surface, mais ils ne sont jamais opaques. Ils peuvent parfois être confondus avec des grains de calcaires, bien que ceux-ci soient d'ordinaire plus opaques. Afin d'éviter toute confusion, les calcaires sont généralement dissouts à l'acide chlorhydrique. Les quartz peuvent aussi être confondus avec les feldspaths, bien que ces derniers soient généralement moins translucides et présentent des fissures en plans parallèles et en escaliers ; cependant, cette confusion aurait relativement peu d'impact sur les résultats puisque ces deux minéraux s'usent de la même manière et à la même vitesse (Cailleux & Tricart, 1959 ; Ritchot & Cailleux, 1971).

- L'action des paramètres environnementaux et des agents de transport sur les grains de quartz

Sous climat chaud, l'altération des roches granitiques, c'est-à-dire **l'arénisation**, produit des grains de quartz non-usés dont les contours sont anguleux. Ces grains peuvent présenter un aspect mat plus ou moins généralisé associé à des traces de ferrugination lorsqu'ils proviennent des horizons supérieurs des **sols latéritiques** (Cailleux & Tricart, 1959). Les mouvements de terrain tels que la solifluxion ou les coulées boueuses n'altèrent pas particulièrement les grains. **Le vent** transporte des grains de dimensions comprises entre 0,3 et 0,6 mm et leur donne progressivement un aspect rond et mat. Les grains plus petits subissent probablement moins de chocs et conservent leur forme anguleuse, tout comme les grains plus gros qui sont plus rarement charriés et qui se déplacent près du sol, par sauts discontinus. Les grains transportés par **l'eau** sont émoussés et luisants. L'action de polissage est très marquée sur les grains d'1 mm, voire moins (jusqu'à 0,1 mm). Cependant, les grains de dimension supérieure adoptent une forme émoussée mais leur aspect est mat en raison des nombreux chocs avec les autres particules. Ils ressemblent alors aux grains ronds mats éoliens, seule leur dimension peut permettre de les distinguer. L'action des vagues semble façonner de manière plus efficace les grains émoussés luisants que l'action des rivières. Par exemple, les lacs du Soudan dont les vagues sont relativement fortes donnent un émoussé sensiblement plus marqué aux alluvions du Niger qui constituent leurs plages. La mer tend

finalement à façonner des grains arrondis luisants, tandis que les fleuves génèrent des grains subanguleux-luisants (Cailleux & Tricart, 1959).

Il est à noter que les agents de transports, le vent et l'eau, façonnent très lentement les grains de quartz. Par exemple dans les fleuves, au bout de 300 km, seulement 2 à 5 % des grains non-usés adoptent un aspect émoussé luisant, aux contours encore subanguleux (Cailleux & Tricart, 1959). De ce fait, les grains déjà façonnés et remaniés par un second agent de transport gardent généralement l'aspect qu'ils avaient avant d'être à nouveau pris en charge, sauf si cette reprise est suffisamment prolongée pour générer une nouvelle usure. Les marques du nouvel agent de transport apparaissent d'abord sur les parties les plus saillantes, les sommets et les arrêtes.

Le protocole

Des analyses morphoscopiques sont réalisées sur 9 échantillons prélevés sur 5 profils différents (Figure 52).

Pour chaque échantillon, 3g de matériel sont prélevés et tamisés par voie humide à 160 μm . Le refus est mis à sécher dans l'étuve à 40°C, avant d'être placé dans une boîte de pétri (Figure 60), et dispersé en faisant de légères secousses afin d'isoler au maximum chaque grain. L'observation s'effectue à la loupe binoculaire, directement dans la boîte de pétri déposée sur un fond noir qui améliore la visibilité des grains. Le fond noir utilisé est un papier millimétré noirci à l'aide d'un marqueur, ce qui permet de conserver une zone où le quadrillage millimétré est visible afin d'avoir une échelle lors de l'observation.

Toutes les particules visibles dans un champ sont observées et classées selon trois catégories de taille :

- Entre 0,16 mm et 0,7 mm
- Entre 0,7 mm et 1,5 mm
- Entre 1,5 mm et 2 mm

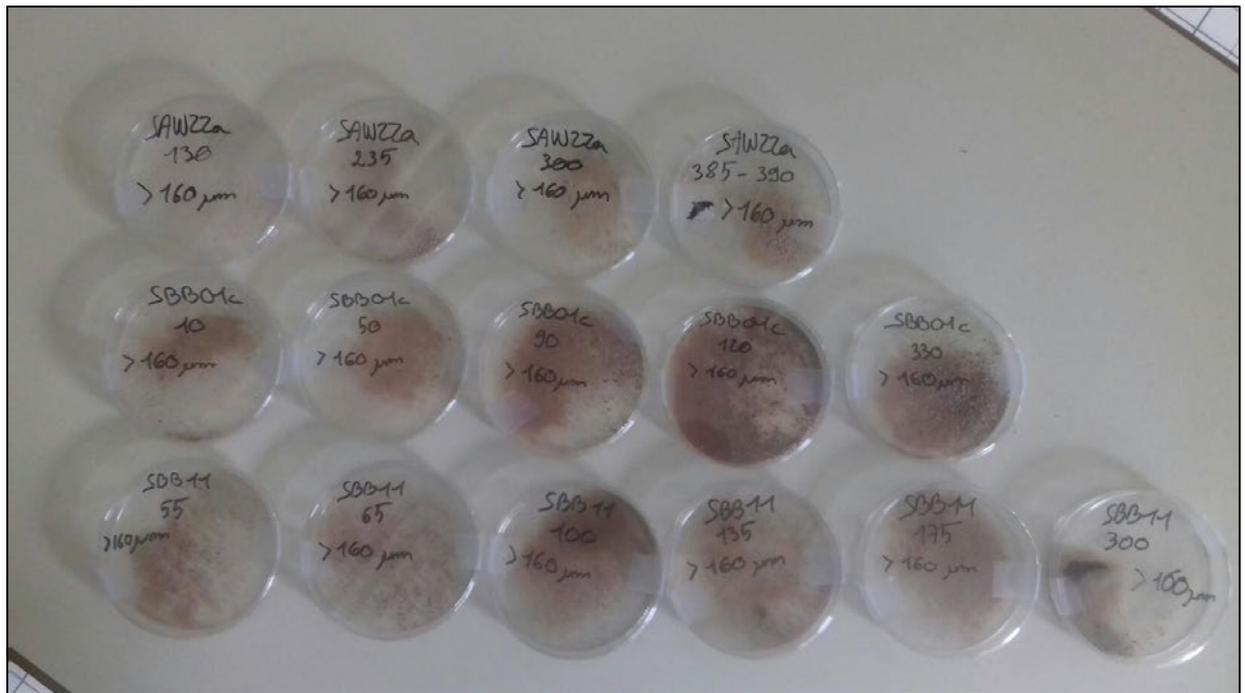


Figure 60. Les échantillons, tamisés à 160 μm , prêts pour les observations morphoscopiques (Photo : M. Stern).

Pour chacune de ces classes, les grains observés sont répartis dans cinq catégories de formes établies et décrites par Cailleux & Tricart (1959), ainsi que par Lezine *et al.* (1985) dans le cadre de leurs travaux sur la tourbière de Thiaye au Sénégal, en milieu margino-littoral :

- Non usés
- Émoussés luisants irréguliers
- Émoussés luisants ronds
- Irréguliers mats
- Ronds mats

Trois champs différents sont observés par échantillon, en prenant soin de ne pas agiter la boîte de pétri entre deux observations afin de ne pas compter plusieurs fois les mêmes grains. Au total, les trois champs observés permettent d'étudier entre 50 et 100 grains, ce qui est suffisamment représentatif de l'ensemble de l'échantillon ; au-delà de 100 grains, l'œil de l'observateur se fatigue et la classification des grains est moins précise (Cailleux & Tricart, 1959 ; Ritchot & Cailleux, 1971). Les résultats sont ensuite convertis en pourcentages du total des grains observés.

3.2. c) Les analyses de carbone

La matière organique présente dans les cours d'eau provient d'apports des versants, des berges et des plaines d'inondations, des organismes qui évoluent en milieux aquatiques et des éléments transportés et déposés par le vent. À l'instar des particules minérales, cette matière peut sédimenter dans les chenaux et les plaines alluviales ; sa concentration dans les sédiments peut, dès lors, renseigner sur la dynamique des milieux de dépôt. La matière organique est composée à environ 50 % de carbone organique (Bernoux & Chevallier, 2013), qui peut être mesuré à partir de différentes techniques telles que la combustion de l'échantillon dans un flux d'oxygène.

Le principe de la méthode

La détermination des teneurs en carbone organique et inorganique des sédiments échantillonnés est réalisée à l'aide d'un analyseur de carbone organique total (COT-mètre) Shimadzu TOC-L CSH/CSN. L'appareil est couplé à un module solide Shimadzu SSM-5000A composé de deux chambres (Figure 61):

- Une chambre est dédiée aux analyses de carbone total (TC). Une combustion à 900°C est réalisée afin que tout le carbone contenu dans l'échantillon se combine à l'oxygène et soit évacué sous forme de CO². Le dioxyde de carbone ainsi produit est capté par un détecteur NDIR (détection infrarouge non dispersive).
- Une seconde chambre permet les mesures de carbone inorganique (IC). Les échantillons, auxquels est ajouté de l'acide phosphorique, sont soumis à une combustion à 200°C. Sous l'effet de la montée en température et de l'acide phosphorique, le carbone inorganique produit du CO² qui est capté par le détecteur NDIR.

À partir des mesures de CO² produit, le carbone total et le carbone inorganique sont quantifiés par comparaison avec un étalonnage. La teneur en carbone organique (OC) est alors obtenue en soustrayant la valeur de carbone inorganique à la valeur de carbone total (TC = OC + IC).

Le protocole

Les analyses de carbone sont réalisées sur 7 profils (Figure 52). Une partie de ces analyses est réalisée dans le cadre de stages de Master 1 et 2 (Weisskopf, 2018 ; Camara, 2019 ; Chauvelier, 2021).

Pour chaque échantillon, préalablement séché à 40°C, 5 g sont prélevés et broyés à l'aide d'un broyeur Retsch MM 400, réglé sur 30 oscillations par seconde pendant 30 secondes. L'objectif du broyage est d'homogénéiser au maximum les échantillons.

Les échantillons broyés sont disposés dans des piluliers, 500 mg sont prélevés et déposés dans une nacelle en céramique. Pour chaque échantillon de 5 g de sédiment broyé, 6 répliqués de 500 mg sont analysés. Parmi ces 6 répliqués, 3 sont destinés aux mesures du carbone total, les 3 autres sont utilisés pour les mesures de carbone inorganique. La combustion nécessaire aux analyses de carbone total présente un risque de dispersion des particules ; de ce fait, les échantillons dans les nacelles sont recouverts de fibre de céramique avant d'être insérés dans l'appareil. Aux échantillons destinés aux analyses de carbone inorganiques sont injectés, lorsqu'ils sont en place dans l'appareil, 3 mL d'acide phosphorique à 33 %.

Après l'analyse de 10 échantillons, une mesure à blanc ainsi que 2 mesures étalon sont réalisées. Les résultats sont ensuite convertis en pourcentages massiques de carbone contenu dans un répliquat. Une fois les 6 répliqués mesurés par échantillon (3 TC, 3 IC), les teneurs en carbone organique et en carbone inorganique sont obtenues en faisant la moyenne des mesures respectives.



Figure 61. L'analyseur de carbone Shimadzu TOC-L CSH/CSN couplé à un module solide Shimadzu SSM-5000A (Photo : E. Weisskopf).

3.2. d) Les datations radiocarbone (^{14}C)

Principe de la méthode

Le carbone possède 15 isotopes dont deux stables, le ^{12}C , dont le noyau est composé de 6 protons et 6 neutrons (soit 12 nucléons), et le ^{13}C , dont le noyau est composé de 6 protons et 7 neutrons (soit 13 nucléons). Le ^{12}C représente environ 99% du carbone présent sur Terre (C_{total}), le ^{13}C environ 1%. Les autres isotopes du carbone, radioactifs, n'existent que sous forme de traces. Le ^{14}C est le plus stable d'entre eux, avec une demi-vie de 5730 ans.

Le ^{14}C est formé de manière relativement constante dans la haute atmosphère. Sous l'effet des rayonnements cosmiques, des atomes d'azote (^{14}N), dont les noyaux sont composés de 7 protons et de 7 neutrons, sont soumis à des réactions nucléaires. Leurs noyaux perdent un proton et gagnent un neutron, et forment ainsi des atomes de ^{14}C composés de 6 protons et 8 neutrons (soit 14 nucléons). Ces atomes de ^{14}C se combinent avec l'oxygène présent dans l'air pour former du CO_2 , à l'instar du ^{12}C et du ^{13}C . Ces molécules de CO_2 sont alors absorbées par les végétaux à travers la photosynthèse, puis par les animaux qui consomment ces végétaux. Les atomes de ^{14}C sont ainsi assimilés par tous les organismes vivants.

La concentration en ^{14}C dans l'atmosphère, et donc dans les organismes vivants, est relativement constante avec un rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ de 10^{-12} . Cette stabilité résulte d'un équilibre entre la formation du ^{14}C dans la haute atmosphère et sa désintégration sous l'effet de sa radioactivité. Lorsque les êtres vivants, végétaux et animaux meurent, leur assimilation de ^{14}C est stoppée tandis que perdure la désintégration des atomes de ^{14}C qui les constituent. La désintégration du ^{14}C suit une loi de décroissance exponentielle, la demi-vie de 5730 ans du ^{14}C signifie qu'au bout de cette période, la moitié des noyaux de ^{14}C se sont désintégrés. Ainsi, en comptant le nombre d'atomes de ^{14}C dans un échantillon à l'aide d'un spectromètre de masse, il est possible de dater la mort des organismes présents dans l'échantillon.

Cette technique permet de dater de la matière organique jusqu'à 50 000 ans BP, sachant que plus l'échantillon est ancien, plus il est pauvre en ^{14}C , ce qui augmente l'incertitude de la mesure (Reimer *et al.*, 2013). La notion BP, « Before Present », fait référence à l'année 1950 en raison des avancées en matière de datation radiocarbone. En effet, cette méthode de datation a été réalisée pour la première fois en 1950 par Willard Frank Libby, ce qui lui valut le prix Nobel de Chimie dix ans plus tard (Libby, 1952).

Cette technique de datation repose sur le fait que le rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ est resté stable au cours du temps. Or, la comparaison des dates ^{14}C avec des dates obtenues par d'autres méthodes, comme la dendrochronologie, révèle que ce rapport $^{14}\text{C}/C_{\text{total}}$ a varié au cours du temps sous l'effet des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre et de l'activité solaire

(Lefèvre, 2020). Les essais nucléaires, réalisés dès les années 1940, modifient également fortement ce rapport en augmentant considérablement les émissions de ^{14}C dans l'atmosphère. À l'inverse, l'utilisation croissante d'énergies fossiles depuis la révolution industrielle rejette dans l'atmosphère du carbone provenant de matières organiques datant de plusieurs centaines de millions d'années, donc dépourvues de ^{14}C , ce qui diminue la proportion de $^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$.

Les variations du rapport $\text{C}^{14}/\text{C}_{\text{total}}$ ont pu être quantifiées en croisant les résultats obtenus par datation radiocarbone avec ceux obtenus par d'autres méthodes de datation telles que la dendrochronologie (Baillie, 1995), la méthode de l'Uranium-Thorium (Bard *et al.*, 1993) ainsi que l'étude des varves des sédiments lacustres (Kitagawa & Plicht van der, 1998 ; Lefèvre, 2020). Ainsi, des courbes de calibration pour la datation radiocarbone ont pu être établies, la dernière étant celle de Reimer *et al.* publiée en 2020.

Les datations radiocarbone réalisées dans cette étude

Les datations radiocarbone sont réalisées par le laboratoire Beta Analytic, avec un spectromètre de masse par accélérateur (SMA). Au total, la chronologie établie dans cette étude s'appuie sur 29 datations effectuées sur la fraction organique des sédiments, ainsi que sur des charbons ou micro-charbons. Ces datations viennent documenter 12 profils (SEW01, SEW03, SAW09, SAW16, SAW17c, SAW18a, SAW22a, SAW27, WAR20c, WAR22b, WAR22e, SBB01c) (Figure 52). La calibration des dates conventionnelles est fournie par Beta Analytic grâce aux logiciels BetaCal3.21 et BetaCal3.9 utilisant la courbe de calibration INTCAL20, valable pour l'hémisphère Nord (Reimer *et al.*, 2020). Le programme OxCal 4.3 est également utilisé pour visualiser les données groupées, avec la même courbe de calibration (INTCAL20). L'interprétation des âges radiocarbone en âges conventionnels est réalisée avec la méthode de la densité de probabilité la plus élevée (HPD – Highest Posterior Density). L'échantillonnage du matériel à dater est effectué en évitant systématiquement les horizons présentant des signes de perturbations (bioturbation, percolation). L'ensemble des dates obtenues présente une grande cohérence stratigraphique, une seule inversion est observée. Cette inversion, qui concerne le site SAW16, est présentée et commentée dans les chapitres suivants. La chronologie retenue s'appuie sur la subdivision de l'Holocène récemment officialisée par l'International Union of Geological Sciences (IUGS), soit l'Holocène Inférieur daté entre 11 650 BP et 8 275 BP, l'Holocène Moyen entre 8 275 BP et 4 200 BP, et l'Holocène Supérieur depuis 4 200 BP (Walker *et al.*, 2019).

3.2. e) Le palynofaciès

Principe de la méthode

Le terme de palynofaciès désigne l'identification des différents constituants organiques d'un sédiment et l'estimation de leurs proportions relatives (Diot, 1991 ; Sebag *et al.*, 2006). Il a été défini pour la première fois par Combaz (1964) dans un contexte de recherche pétrolière, afin de caractériser les différents stades de transformation de la matière organique (Diot, 1992). Aujourd'hui, le palynofaciès est un outil de reconstitutions paléoenvironnementales car son étude permet d'appréhender l'origine de la matière organique, les modes de transport des particules, leur milieu de dépôt, ainsi que de mettre en évidence l'influence des activités humaines (Diot, 1991 ; Sebag *et al.*, 2006).

Le protocole

L'étude du palynofaciès est réalisée sur 35 échantillons issus de 7 sites (Figure 52). L'étude des palynofaciès des échantillons de surface (6 échantillons SNG) vient étayer l'interprétation des données fossiles (carotte SEW01). Ces recherches font l'objet d'un stage de M2 (El Madouri, 2019).

Des échantillons de 3 g sont prélevés et traités à l'acide chlorhydrique (HCl à 33%) à froid pendant 15 min puis rincés à la centrifugeuse (5 min à 5000 tours/min). Ils sont traités à l'acide fluorhydrique (HF) à 70% à froid pendant 12 h, rincés à la centrifugeuse puis à nouveau traités à l'HCl à 10% à chaud (60°C pendant 4 h), afin d'éliminer les fluosilicates. Les échantillons sont alors rincés puis traités à l'hydroxyde de potassium (KOH) (15 g/100 mL), dans un bain-marie froid pendant 10 min, afin de détruire les colloïdes humiques. Après une dernière opération de rinçage, les échantillons sont versés dans des piluliers et 10 mL de glycérine sont ajoutés. Les préparations sont séchées à l'étuve à 40°C.

À l'aide d'un vortex, les particules sont mises en suspension dans la glycérine pour homogénéiser la préparation. Une petite quantité est prélevée à la pipette Eppendorf et déposée sur une lame. La lamelle est appliquée sur les gouttes puis fixée sur la lame par du vernis transparent.

L'observation des lames s'effectue au microscope optique à lumière transmise Olympus CH30, principalement au grossissement 400, parfois au grossissement 1 000 après l'application d'huile à immersion. Dans chaque champ d'observation, toutes les particules identifiables sont dénombrées, certaines sont classées selon leur taille (supérieures ou inférieures à 100 µm). Au minimum, 300 particules sont comptées par échantillon. Les observations du palynofaciès sont faites selon 16 types de particules organiques, regroupés en 9 catégories (El Madouri, 2019) :

- Les palynomorphes (les spores, les pollens et les palynomorphes non polliniques)
- Les zooclastes
- Les particules opaques équidimensionnelles (OPE)
- Les particules opaques allongées (OPA)
- Les phytoclastes préservés (les cuticules et les membranes)
- Les phytoclastes préservés transparents (*Transparent ligno-cellulosic fragments*, TLC)
- Les phytoclastes altérés (*Altered ligno-cellulosic fragments*, ALC)
- Les particules gélifiées (*Gelified particles*, GP)
- Les particules amorphes (*Amorphous particles*, AP) et la matière organique amorphe (*Amorphous Organic Matter*, AOM)

3.2. f) Les diatomées

Principe de la méthode

Les diatomées (Bacillariophycées) sont des microalgues unicellulaires photosynthétiques qui se développent en milieu aquatique, aussi bien dans les lacs et les rivières que dans la zone photique des eaux marines. Leur taille varie de 20 à 200 µm. Elles disposent d'une enveloppe siliceuse, appelée frustule, qui présente des ornements caractéristiques (pores, épines, excroissances, etc.) (Pelletan, J., 1888 ; Langlois, 2006). Le frustule se compose de deux valves emboîtées, ajustées à la manière d'une boîte et son couvercle. La nature siliceuse de ces deux valves leur permet d'être relativement bien conservées dans les sédiments, l'observation de leur forme et de leur ornementation permet alors d'en déterminer les espèces (Gasse & Tékala, 1979). Les assemblages de diatomées témoignent des conditions précises des milieux, comme la profondeur des eaux, la luminosité, les températures, l'alcalinité, la salinité, la richesse en gaz dissous et en matière organique, etc.). En ce sens, les diatomées sont d'excellents indicateurs biologiques, elles constituent un outil précis pour reconstituer les paléoenvironnements (Gasse & Tékala, 1979).

Le protocole

Le protocole de réalisation des lames minces destinées à l'observation et l'identification des diatomées est inspiré du protocole établi par le laboratoire Aquascop Angers (Beaucouzé, 49). Ce bureau d'étude, spécialisé dans l'étude des milieux aquatiques, s'intéresse aux diatomées en tant qu'indicatrices de la qualité des eaux. L'observation des diatomées est réalisée sur une vingtaine d'échantillons provenant de 8 profils (Figure 52) et a en partie fait l'objet d'un stage de M2 (Coundoul, 2018).

Des échantillons de 0,5 g sont prélevés et traités au peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) à 35% à chaud (65°C pendant 24 à 48 h). En plus de détruire la matière organique, cette attaque

favorise la séparation des valves des diatomées. De l'eau distillée est ensuite ajoutée, puis les échantillons sont mis à décanter pendant 72h. Le surnageant est prélevé et jeté, et de l'eau distillée est ajoutée dans le tube afin de diluer l'échantillon jusqu'à ce qu'il soit légèrement trouble.

Les lamelles sont plongées dans un bain d'éthanol afin d'être dégraissées. Les échantillons sont agités pour homogénéiser la préparation. À la pipette, 400 µL sont prélevés et déposés sur une lamelle ; comme elle a été dégraissée, l'échantillon s'y répartit de manière homogène sur toute la surface. La lamelle est disposée à l'abri des poussières, afin de sécher à l'air libre sans contamination. La lamelle est ensuite collée au Naphrax sur une lame déposée sur une plaque chauffante.

Pour chaque lame, l'ensemble de la lamelle est observé au microscope au grossissement 400. L'identification des diatomées est effectuée au grossissement 1 000 avec une goutte d'huile à immersion. Malgré les nombreux tests réalisés sur le protocole, relativement peu de diatomées sont observées dans les échantillons préparés. De ce fait, la présence ou l'absence de diatomées dans les échantillons constitue déjà un indicateur dans les interprétations. La quantité de diatomées observées par lame varie entre 0 et plusieurs dizaines, voire centaines. Les diatomées observées sont identifiées au niveau du genre, mais l'espèce n'a pu être déterminée.

3.2. g) Le traitement des carottes sédimentaires prélevées en tubes à l'Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Plateforme PACS

Les carottes prélevées en tubes ont l'avantage de présenter la série sédimentaire de manière continue. De ce fait, les 4 carottages en tubes disponibles dans la région de Wanar font l'objet de photographies précises et d'analyses géochimiques, réalisées à l'Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux), Plateforme PACS (Analyse des Carottes Sédimentaires).

Les tubes du carottage WAR22e, ainsi que les 4 m supérieurs du carottage WAR20c sont ouverts à l'UMR EPOC à l'aide d'un banc d'ouverture. Les carottes SEW01 (3 m) et SEW03 (4 m) ont été ouvertes en 2016 par Aziz Ballouche, à l'aide d'une scie électrique.

Ouverture des carottes sédimentaires prélevées en tubes en PVC

Les carottes en tubes WAR20c (4 m) et WAR22e (7 m) sont ouvertes sur le banc d'ouverture Siame Technologies (UMR EPOC, 2020). La carotte est insérée entre deux scies circulaires afin de découper le tube en PVC dans le sens de la longueur (Figure 62 A.). Le sédiment est à son tour coupé en deux à l'aide d'un fil de fer (Figure 62 B.). La carotte découpée est ouverte en

deux, puis les surfaces des deux demi-carottes sont nettoyées des éventuels débris de PVC provenant de la découpe du tube, et lissées à la spatule (Figure 62 C.). Les carottes sont ensuite recouvertes de cellophane pour préserver leur humidité et les protéger des poussières (Figure 62 D.).

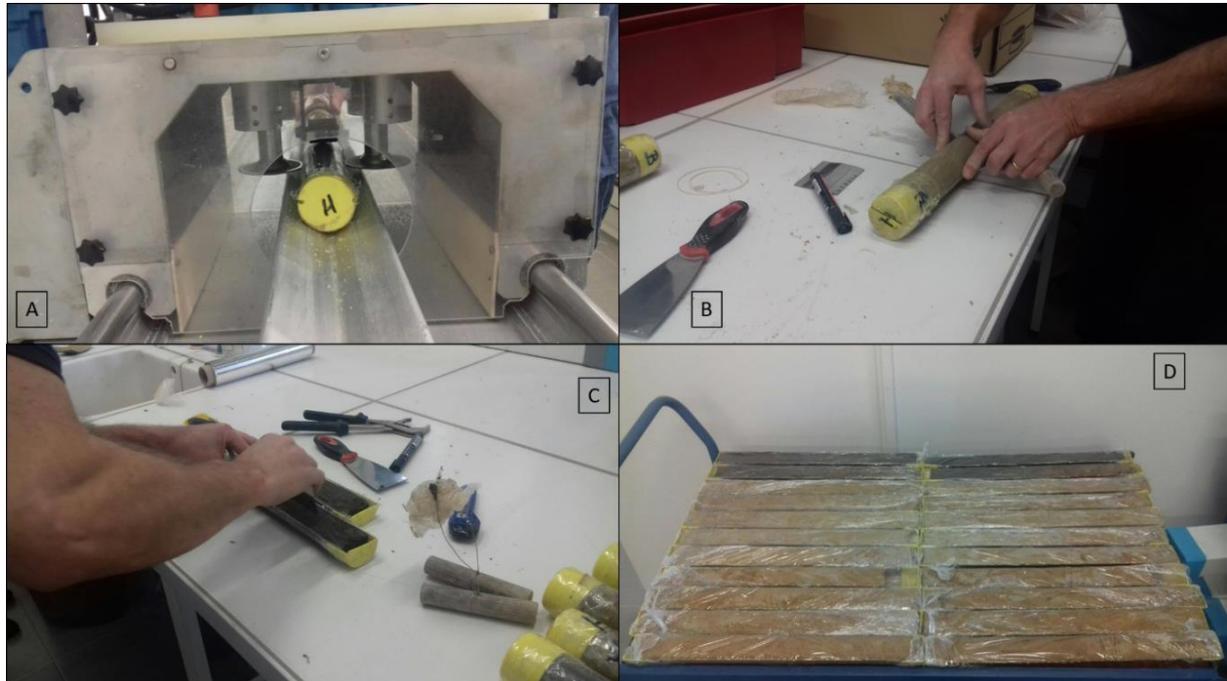


Figure 62. L'ouverture des carottes à l'UMR CNRS 5805 EPOC de l'Université de Bordeaux. A. La découpe du tube grâce aux deux scies circulaires. B. La découpe de la carotte à l'aide d'un fil de fer. C. Le nettoyage et le lissage à la spatule de la surface des deux demi-carottes. D. La conservation des carottes après ouverture (Photos : M. Stern).

Photographies des carottes

Les carottes, coupées dans le sens de la longueur, sont disposées sur le banc photo, face du sédiment vers de haut. Le banc photo est équipé d'un appareil photo Leica Digilux2 avec capteur CCD 2/3'' et une résolution de 5 millions de pixels, relié à un logiciel de pilotage informatique. L'appareil est monté sur un système de banc coulissant permettant de photographier, en une ou plusieurs fois, l'ensemble de la carotte à la distance optimale (Figure 63) (UMR EPOC, 2020).

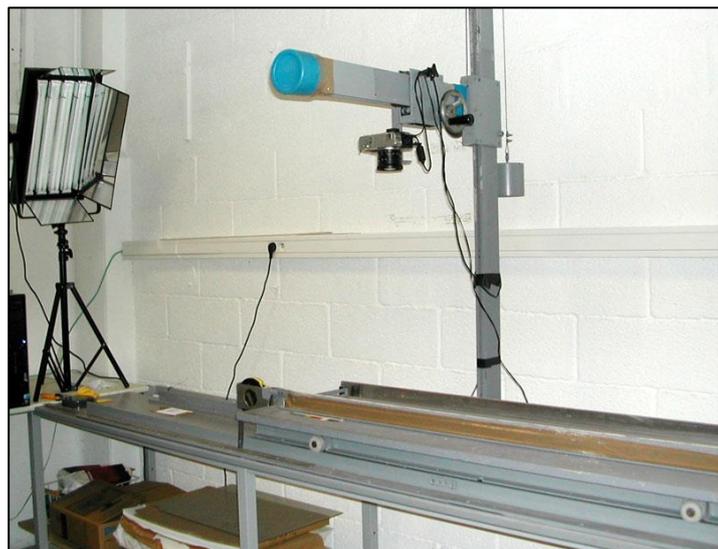


Figure 63. Le banc photo de l'UMR CNRS 5805 EPOC à l'Université de Bordeaux (UMR EPOC, 2020).

Les analyses géochimiques XRF (X-Ray Fluorescence, Fluorescence des rayons X)

- Principe de la méthode

Il est possible de quantifier la composition élémentaire des archives sédimentaires à travers des analyses par fluorescence des rayons X (XRF). Cette technique consiste à exposer l'échantillon à une source de rayon-X. Les atomes ainsi excités émettent alors de l'énergie, appelée fluorescence. Comme chaque atome a une fluorescence unique, la mesure de ce rayonnement émis permet d'identifier la composition chimique du sédiment (Boyle, 2000 ; Haruna & Kasham, 2016). Les avantages de cette méthode sont multiples, puisqu'elle est non destructive, permet l'analyse en continu et à très haute résolution de nombreux éléments, et est très rapide car elle ne nécessite pas de préparation de l'échantillon (UMR EPOC, 2020).

- Protocole

Les analyses XRF sont réalisées au sein de l'UMR CNRS 5805 EPOC à l'Université de Bordeaux, équipée d'un XRF Core Scanner Avaatech (Figure 64) (UMR EPOC, 2020). Les carottes sédimentaires (SEW01 0-300cm ; SEW03 0-400cm ; WAR20c 0-400cm et WAR22e 0-700cm) (Figure 52), coupées en deux dans le sens de la longueur, sont scannées à une résolution centimétrique à deux niveaux d'énergie (10 KV, 400 mA, 10 secondes par mesure ; et 30 KV, 1 500 mA, 15 secondes par mesure).



Figure 64. XRF core scanner de l'UMR CNRS 5805 EPOC, à l'Université de Bordeaux (Photo : M. Stern).

Deuxième partie : L'étude de la moyenne vallée du Bao Bolon à l'échelle locale. Le cadre géomorphologique et les dynamiques hydrosédimentaires holocènes



Le Khour près de Sinthiou Wanar (janvier 2019)

L'ensemble des analyses réalisées à l'échelle locale permet d'identifier certains paramètres qui conditionnent le fonctionnement géosystémique de la moyenne vallée du Bao Bolon. Ces travaux donnent lieu à une première étude d'ordre géomorphologique, qui permet de définir le cadre abiotique, biotique et anthropique de la région, et de délimiter l'hydrosystème principalement étudié, à savoir le bassin versant du Khour. Cette approche fournit les premiers renseignements sur certaines étapes-clefs de l'évolution de la région. Pour identifier l'évolution géosystémique à plus fine échelle temporelle, une seconde étude axée sur les enregistrements sédimentaires fluviaux est réalisée.

Chapitre 3 : *Le cadre géomorphologique de la moyenne vallée du Bao Bolon*

p. 125

Chapitre 4 : *Les enregistrements sédimentaires*

p. 207

Chapitre 3 : Le cadre géomorphologique de la moyenne vallée du Bao Bolon

Bolon

La région d'étude présente un paysage géomorphologique typique des savanes soudaniennes, dominé par des affleurements de cuirasse et de vastes étendues de glacis. La topographie, très peu contrastée, oscille entre 50 m et 0 m d'altitude au niveau du Bao Bolon. Une formation au modelé éolien recouvre certains niveaux de cuirasse, là où l'altitude est la plus élevée. L'étude des affleurements de cuirasse permet de distinguer différents niveaux, connectés les uns aux autres par l'intermédiaire de glacis. Les bas-fonds des marigots et du Bao Bolon sont souvent bordés par des affleurements de cuirasse à basse altitude, secondaires, mais ils peuvent aussi se raccorder directement au glacis (Figure 65).

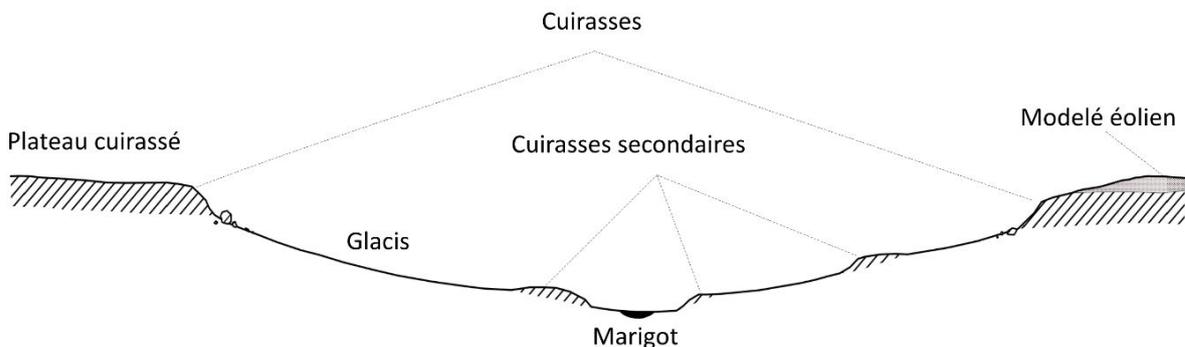


Figure 65. Le modelé général de la région d'étude.

Les recherches menées dans la région d'étude permettent de préciser ce schéma général, notamment en identifiant les différents types de cuirasse et de glacis selon leur modelé et leur position sur les versants.

1. La carte géomorphologique

À partir des observations et des relevés de terrain, de l'analyse des images satellite et des données d'altitude de Google Earth, et en s'appuyant sur les cartes morphopédologiques anciennes (Bertrand, 1971 ; Myers *et al.*, 1985), une carte géomorphologique de la moyenne vallée du Bao Bolon est réalisée (Figure 66).

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

Réalisation : M. Stern

Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- ▨ Cuirasse authigène (30-45 m)
- ▨ Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- ▨ Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- ▨ Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- ▨ Formation éolienne remaniée

Les glacis

- ▨ Haut glacis
- ▨ Glacis principal
- ▨ Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- ▨ Bas-fonds
- ▨ Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- ▨ Bassin versant du Khour

- Autour du site mégalithique de Wanar -

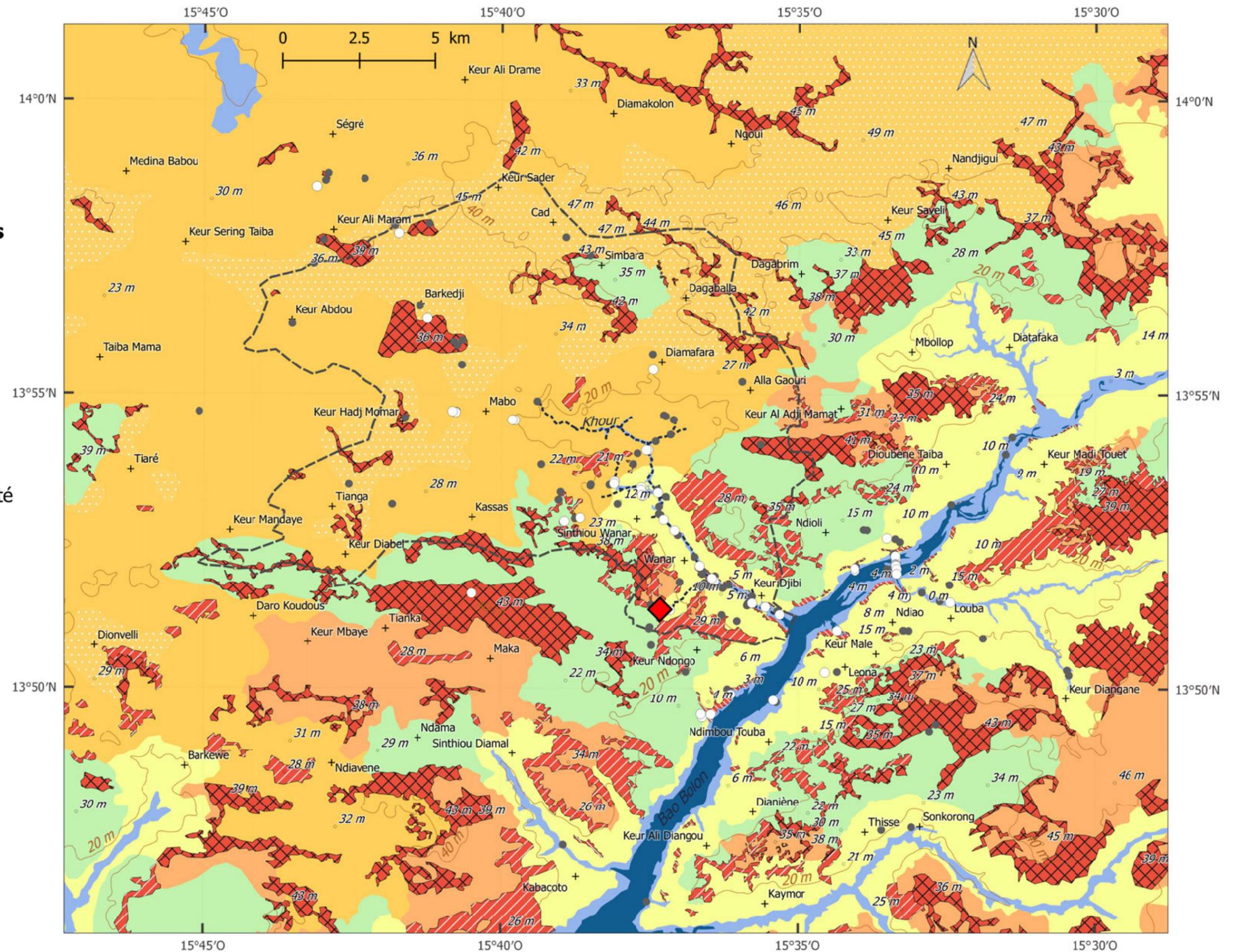


Figure 66. Le cadre géomorphologique de la région d'étude.

L'objectif de cette cartographie est d'identifier les ensembles géomorphologiques de la région, afin d'appréhender les dynamiques et les modalités d'érosion et de sédimentation de la zone. Chaque catégorie regroupe les zones où les formes du relief, l'altitude générale, le matériel d'origine, le processus de formation et le rôle dans la dynamique générale du versant sont similaires. La végétation est également décrite à partir des relevés de terrain. Les missions ayant eu lieu pour l'essentiel en saison sèche, les graminées n'ont pu être identifiées.

1.1. Les niveaux cuirassés

Les versants de la zone d'étude sont principalement dominés par des cuirasses à l'affleurement, représentées en rouge sur la carte géomorphologique. Elles s'observent fréquemment sur le terrain sous la forme de corniches ou buttes cuirassées (Figure 67).

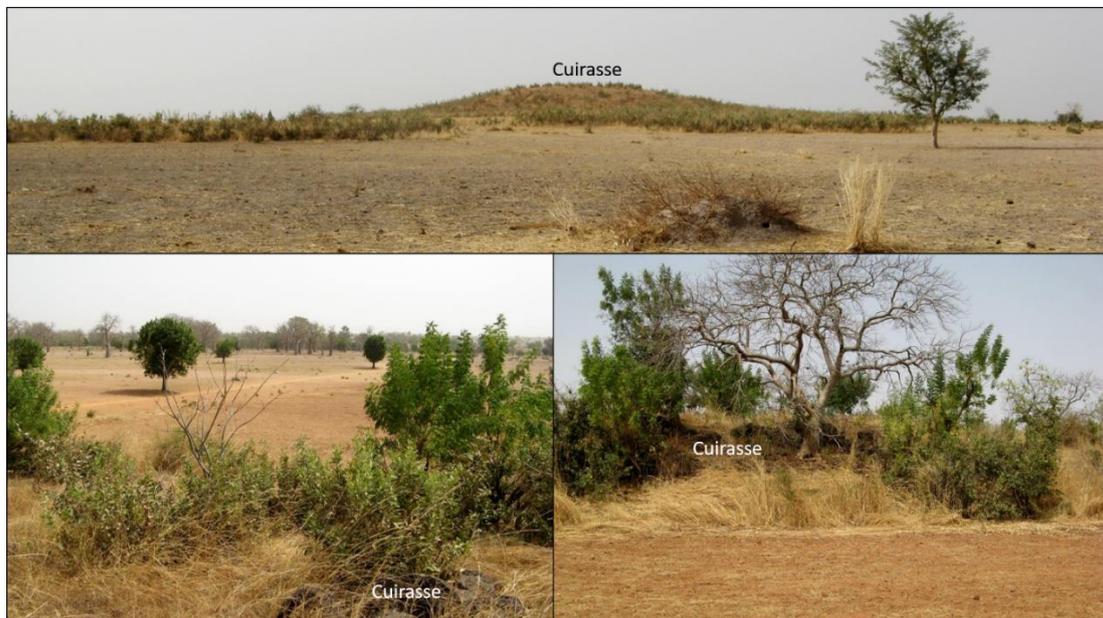


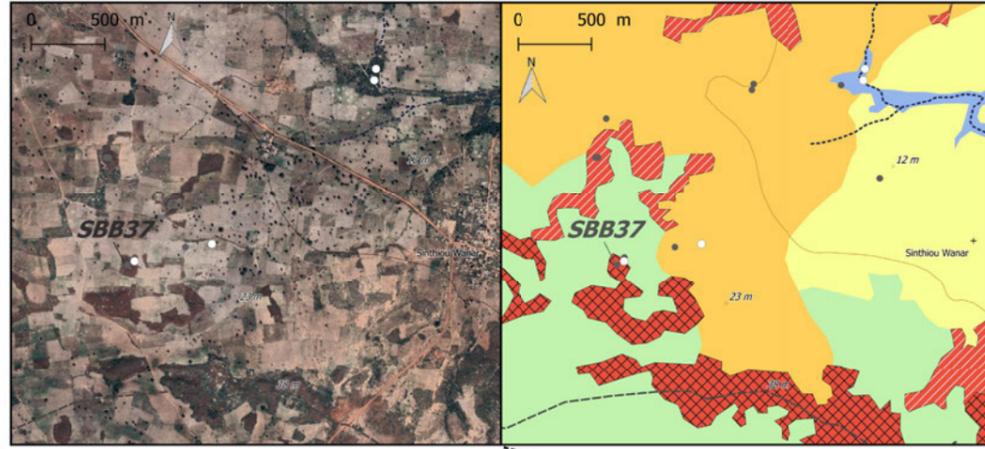
Figure 67. Les corniches et buttes cuirassées (Photos : M. Stern).

L'agriculture est fortement développée dans la zone d'étude et l'essentiel des surfaces cultivables est mis à profit ; sur les versants, seuls les affleurements de cuirasse ne peuvent être cultivés. Les régosols et lithosols suffisent cependant au développement de la végétation, ce qui participe au démantèlement des cuirasses (Petit, 1990). Il s'agit d'une végétation typique de savane arbustive, composée essentiellement de *Combretum sp.*, *Acacia macrostachya*, *Grewia sp.*, *Andropogon sp.* et *Borreria sp.*, qui permet de distinguer nettement les cuirasses affleurantes des parcelles cultivées sur les images satellites et aériennes (Figure 68). Ces affleurements de cuirasse correspondent fréquemment aux zones cartographiées par Bertrand (1971) comme « *Pseudo cuesta* », « *Glacis d'épandage ou de démantèlement de cuirasse* » et « *Zones externes des plateaux ou zones cuirassées diverses* », regroupés dans l'unité géomorphologique « *Plateaux et buttes résiduels* ».

Zoom sur les *grands ensembles géomorphologiques*

Les cuirasses affleurantes en détails

Une butte cuirassée - SBB37



Vue sur le point SBB37, sommet de la butte cuirassée.



Vue depuis la butte cuirassée (SBB37), sur les parcelles cultivées du glacis.



Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse authigène (30-45 m)
- Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour

Réalisation : M. Stern
Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

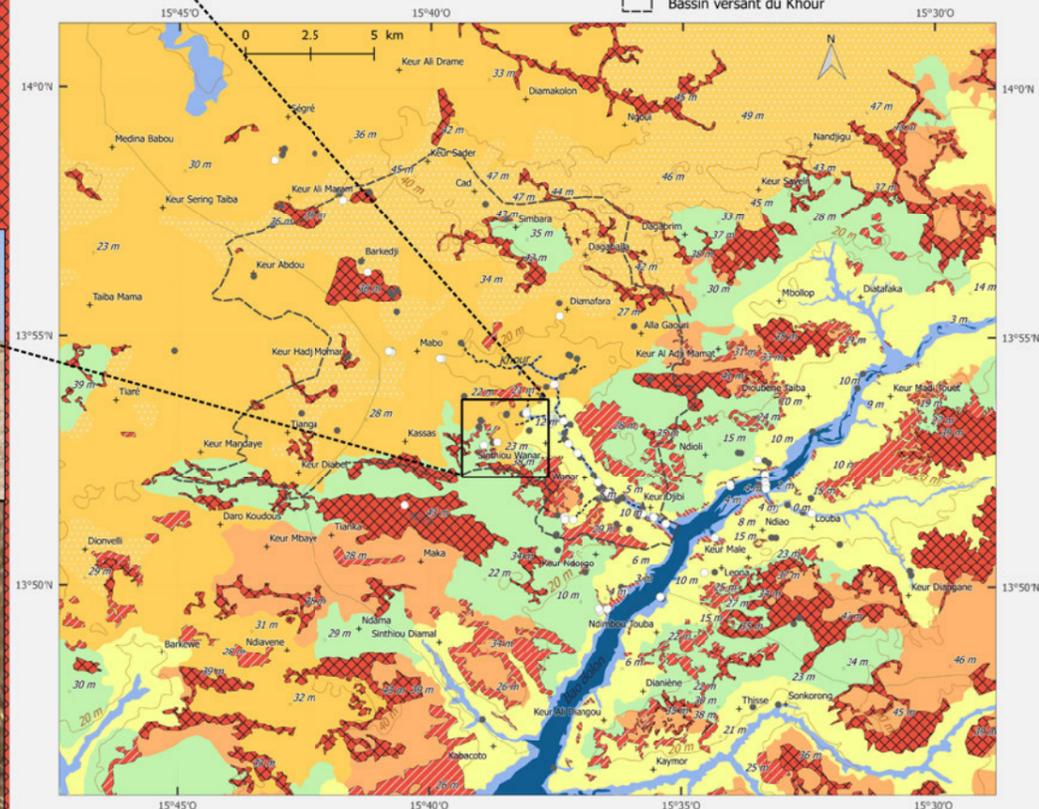


Figure 68. Les affleurements de cuirasse en détails.

En s'appuyant sur les altitudes et la topographie des cuirasses, au moins trois types peuvent être distingués :

- **Les cuirasses authigènes dont l'altitude est comprise entre 30 et 45 m.** La majorité des cuirasses en affleurement dans la zone correspond à ce type de cuirasse. Elles sont situées sur les parties hautes des versants, il s'agit des cuirasses les plus éloignées du réseau hydrographique. Globalement, les cuirasses affleurant dans la moitié nord-ouest de la carte, principalement occupée par les formations éoliennes remaniées, sont authigènes.
- **Un premier niveau de cuirasses allogènes, d'altitude variant entre 20 et 30 m,** formé à partir du démantèlement des cuirasses authigènes supérieures. Ces cuirasses sont moins représentées dans la zone d'étude que les précédentes. Elles peuvent être positionnées directement au contact des cuirasses authigènes, comme à l'ouest de Wanar ou au sud de Keur Madi Touet, ou séparées de ces dernières par le « Haut glacis », comme en amont de Kabacoto, ou par le « Glacis principal » comme à l'ouest de Keur Ndongo. Ce niveau de cuirasses allogènes est plus proche du réseau hydrographique que les cuirasses authigènes, il marque le plus souvent la limite amont du glacis colluvio-alluvial. Les mégalithes du site de Wanar ont été prélevés dans un niveau de cuirasse allogène.
- **Un second niveau de cuirasses aux alentours de 5 m d'altitude.** Ce niveau correspond à de petits affleurements de forme allongée qui bordent les cours d'eau, marquant souvent la limite de leur lit majeur. L'altitude est très basse, aux alentours de 5 m en moyenne, souvent 3 m en bordure du Bao Bolon. Ces cuirasses n'apparaissent pas dans la carte de Bertrand (1971), elles se positionnent au sein des zones cartographiées par cet auteur comme « dépôts alluviaux récents ». Ces niveaux de cuirasse ont pourtant été observés à l'affleurement au niveau des ravinements de part et d'autre du Bao Bolon (Figure 69). Ces zones apparaissent plus ou moins arbustives sur les images satellite, et le sol apparaît rougi. Par extrapolation, les zones de basse altitude qui bordent le Bao Bolon et qui présentent les mêmes caractéristiques sur les images satellites ont été cartographiées en cuirasses allogènes (5 m). C'est le cas pour les niveaux classés comme tels à l'amont et à l'aval de la section étudiée du Bao Bolon (identifiée ponctuellement par les « sites d'observation » et les « profils décrits »), qui n'ont pas été observés directement sur le terrain (Figure 66).



Figure 69. La cuirasse allogène 2 (altitude \approx 5 m) (Photos : M. Stern).

1.2. Les formations éoliennes

Les formations éoliennes occupent presque toute la moitié nord-ouest de la carte (Figure 66). Il s'agit des zones où l'altitude est la plus élevée, jusqu'à 49 m au nord-est, près de Nandjigui. Dans la zone étudiée, ces formations n'apparaissent qu'en rive droite du Bao Bolon, en direction du Saloum. Ces zones sont entièrement cultivées à la manière d'un parc arboré, largement composé de *Cordyla pinata*, puis dans une moindre mesure de *Pyliostigma reticulatum*, de *Combretum sp* et parfois de *Grewia sp*. Les parcelles sont relativement diversifiées, y sont cultivés du mil, de l'arachide et de l'Hibiscus (*Hibiscus sp.*) (Figure 70).

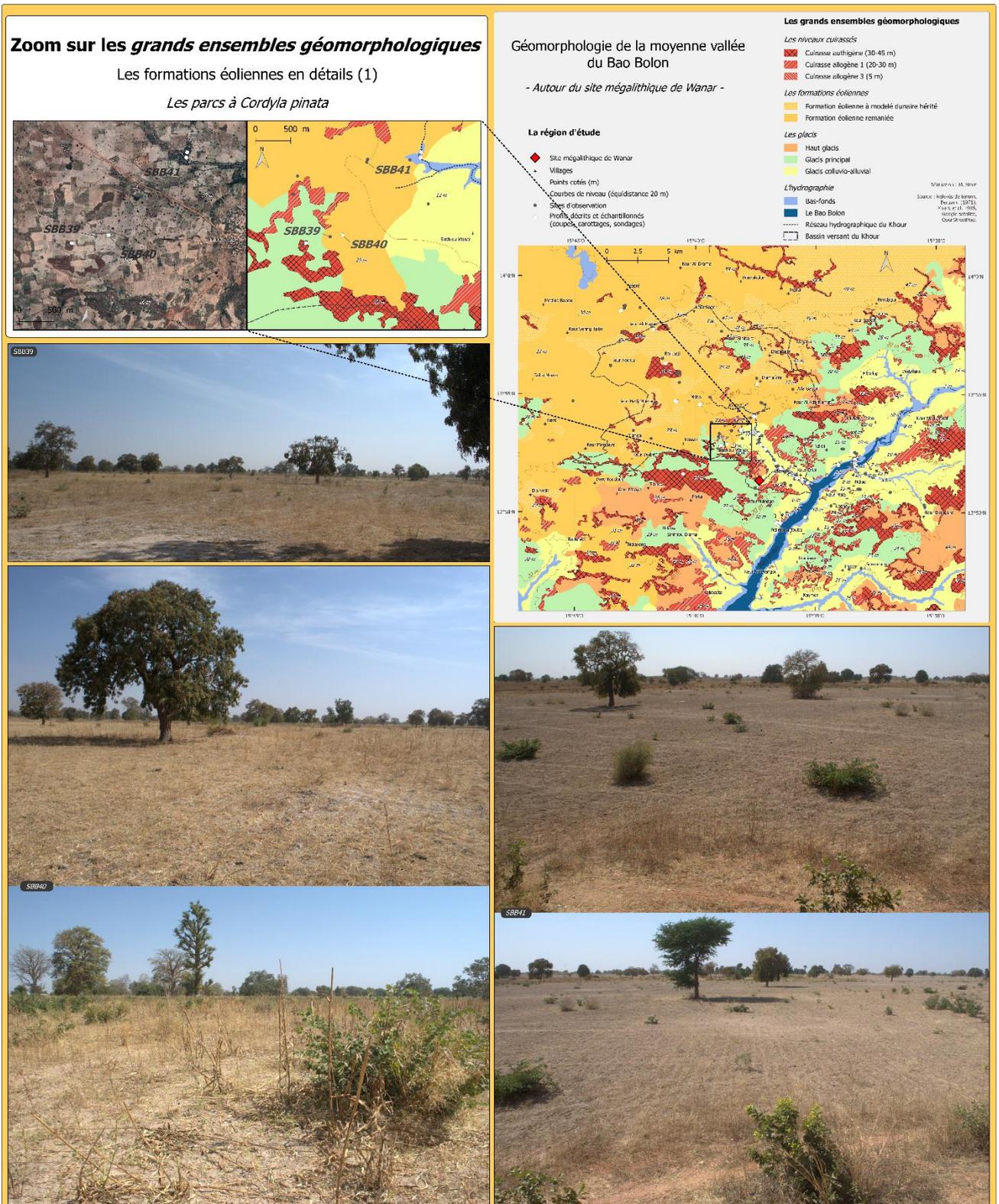


Figure 70. Les formations éoliennes en détails : les parcs à *Cordyla pinata*.

Zoom sur les *grands ensembles géomorphologiques*

Les formations éoliennes en détails (2)

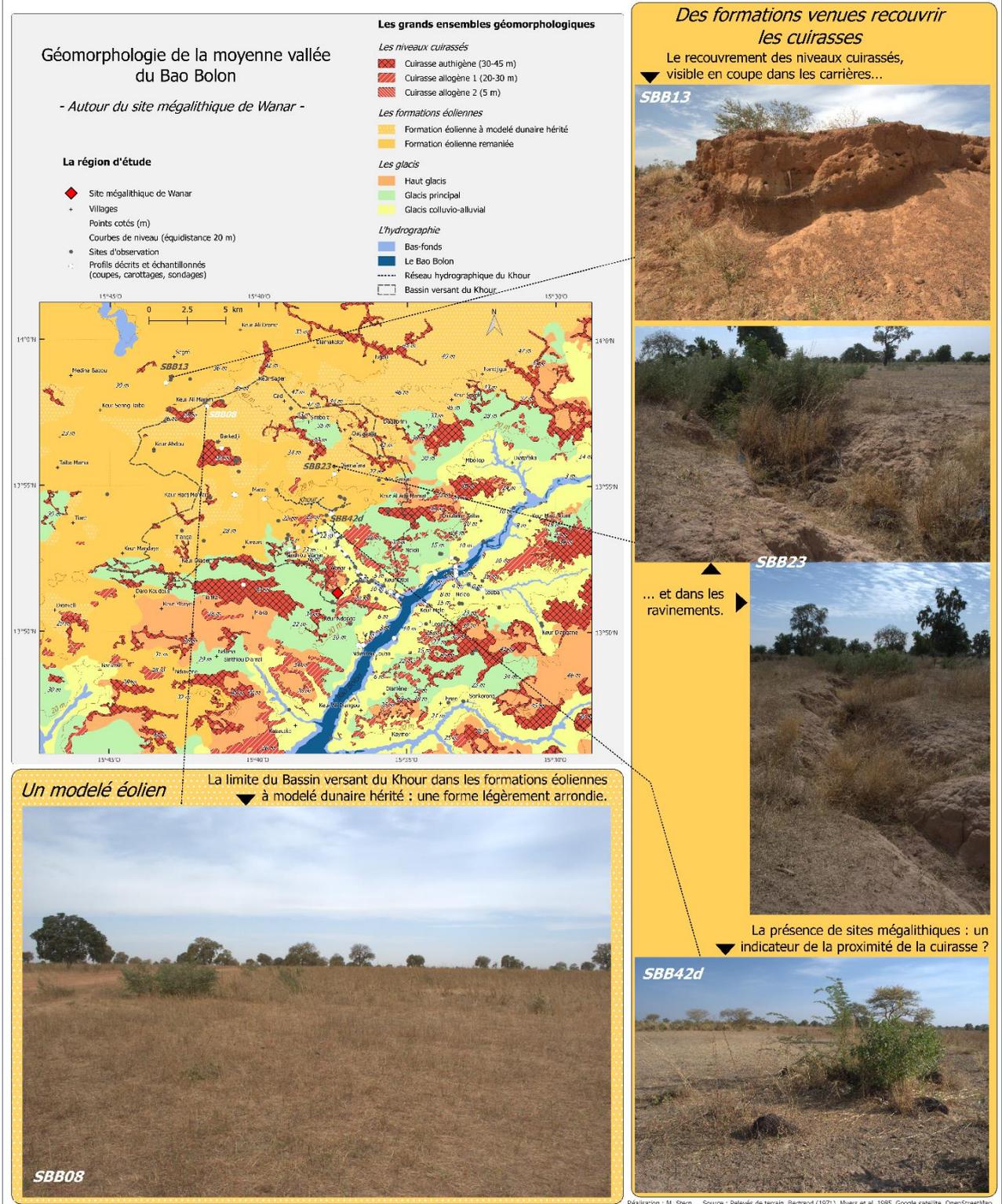


Figure 71. Les formations éoliennes en détails : des dépôts au modelé éoliens, venus recouvrir les niveaux cuirassés.

Ces ensembles laissent apparaître localement des affleurements de cuirasse authigène, hormis aux abords du réseau hydrographique du Khour où affleurent des niveaux de cuirasse allogène 1. Les formations éoliennes recouvrent totalement ou en partie les niveaux de cuirasse, comme en témoigne la présence de carrières de granulat, ainsi que les niveaux cuirassés observés dans les ravinements (Figure 71). De même, des sites mégalithiques inventoriés par Martin & Becker (1981) et observés sur le terrain (Figure 71) apparaissent dans cette formation géomorphologique, ce qui interroge sur la relation entre l'implantation des sites et la proximité ou la profondeur de la cuirasse, bien que les mégalithes aient pu être transportés et édifiés à une certaine distance de l'affleurement d'où ils ont été extraits (Laporte, communication personnelle, 05/11/2020). La position de ces formations, aux altitudes les plus élevées, au nord de la carte, et au-dessus des cuirasses permet d'affirmer qu'il s'agit de dépôts d'origine éolienne, venus recouvrir les cuirasses affleurantes. Leur morphologie permet d'identifier deux types de formations, d'une part les formations éoliennes à modelé dunaire hérité (Figure 71), qui correspondent aux « buttes dunaires à versants convexes » de la carte de Bertrand (1971), et d'autre part les formations éoliennes remaniées, globalement associées aux « basses plaines » de Bertrand (1971), dont l'absence de relief suggère l'aplanissement du modelé dunaire sous l'effet d'un remaniement par les eaux de ruissellement.

1.3. Les glacis

Les zones cuirassées se connectent au réseau hydrographique par l'intermédiaire de **glacis**. Trois types de glacis sont distingués.

Le **Haut glacis** correspond aux zones en bordure des cuirasses authigènes et allogènes (20-30 m), parfois en position de raccordement entre ces deux types d'affleurements d'altitudes différentes. Un niveau ferrugineux se trouve à faible profondeur, il s'agit d'un profil de cuirasse, de cuirasse démantelée ou d'accumulations pisolithiques. Le mince recouvrement sus-jacent provient de l'érosion des cuirasses affleurantes et des apports éoliens anciens. Malgré la faible profondeur du niveau induré ou pisolithique, la mise en culture de ces terrains est possible. Cet ensemble apparaît ainsi sur les images satellites comme des espaces cultivés. Dans la carte de Bertrand (1971), la grande majorité des zones classées dans l'unité géomorphologique « Plateaux et buttes cuirassées » qui apparaissent cultivées sur les images satellites, sont cartographiées comme Haut glacis dans la Figure 66.

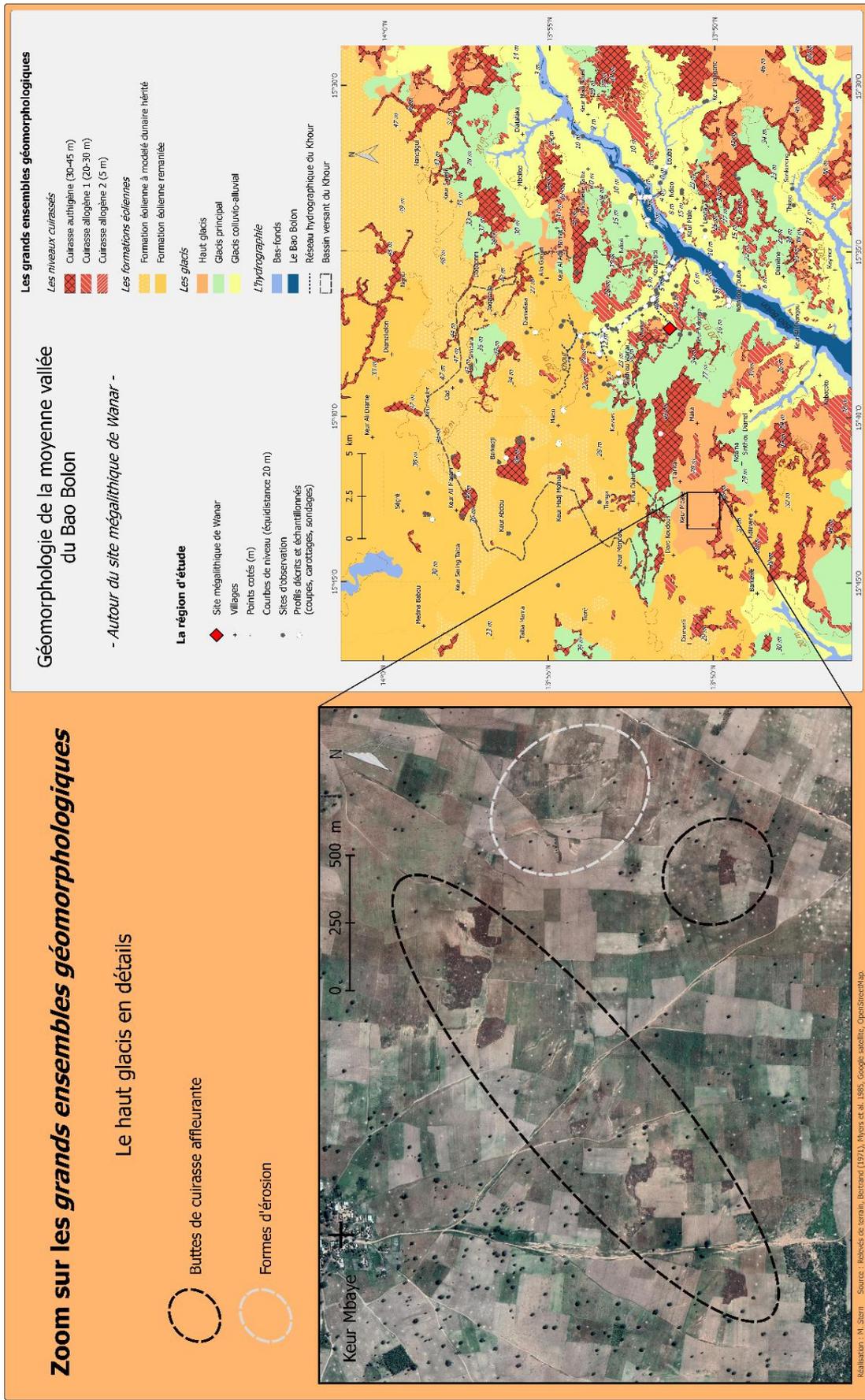


Figure 72. Le haut glacis en détails.

Par souci de clarté, les affleurements de cuirasse très peu étendus, de quelques dizaines ou centaines de mètres, n'ont pas systématiquement été numérisés, puisqu'ils n'auraient pas été visibles à l'échelle de la carte (Figure 66). Il s'avère que ces petits affleurements sont très fréquemment rencontrés dans le Haut glacis, ce qui atteste de la faible profondeur du niveau cuirassé ou induré et favorise l'érosion (Figure 72). Les espèces végétales n'ont pas été identifiées sur le terrain, mais les images satellites permettent d'observer la présence de quelques arbres et arbustes dans les parcelles de champs. La carte de Bertrand (1971) préconisait la culture de céréales sur ces parcelles (mil et sorgho principalement).

Le **glacis principal** correspond à des surfaces d'érosion, d'épandage et d'accumulation en contrebas des zones cuirassées. Il présente une forme concave, avec une pente générale faible, inférieure à 1 %. Lorsqu'il est délimité par deux affleurements de cuirasses authigènes, comme c'est le cas au nord de la carte près de Simbara, ou encore entre Kassas et Tianka, il affiche un profil en forme de cuvette. Le glacis principal correspond globalement aux « Versants liés aux plateaux et buttes résiduels » de l'ensemble géomorphologique « Zones des bas-glacis d'épandage » de Bertrand (1971). Des sols ferrugineux colluviaux, tronqués, remaniés et gravillonnaires s'y développent. Le glacis principal est intégralement cultivé, il s'agit principalement de champs d'arachides dans lesquels on observe une végétation arbustive, implantée de manière dispersée et très peu dense, composée essentiellement de *Guiera senegalensis*, *Mitracarpus sp.*, *Combretum sp.*, *Cassia sp.*, *Pyliostigma reticulatum* et *Hibiscus esculentus* (Figure 73).

Ce glacis principal, qui connecte les affleurements cuirassés d'altitudes différentes, se raccorde au réseau hydrographique par l'intermédiaire d'un troisième type de glacis, le **glacis colluvio-alluvial**. La transition entre le glacis principal et le glacis colluvio-alluvial est marquée par une rupture de pente, le versant devient rectiligne et la pente est quasiment nulle, inférieure à 0,4%. Lorsque la partie amont du glacis colluvio-alluvial est rattachée à un affleurement de cuirasse allogène 1, comme c'est fréquemment le cas, le profil est concave. Cet ensemble s'inscrit dans les « dépôts alluvio-colluviaux anciens » de Bertrand (1971), il correspond globalement à la « terrasse colluvio-alluviale ». Le glacis colluvio-alluvial est cultivé selon un modèle de parc arboré (Figure 74). Les cultures d'arachides et de mil dominant, la strate arborée, très diversifiée, se compose d'espèces telles que *Cordyla pinata*, *Terminalia macroptera*, *Borassus aethiopicum*, *Adansonia digitata*, *Pyliostigma reticulatum*, *Albizia sp.*, *Combretum sp.*, *Ziziphus jujuba*, *Faidherbia albida* et *Ficus sp.*

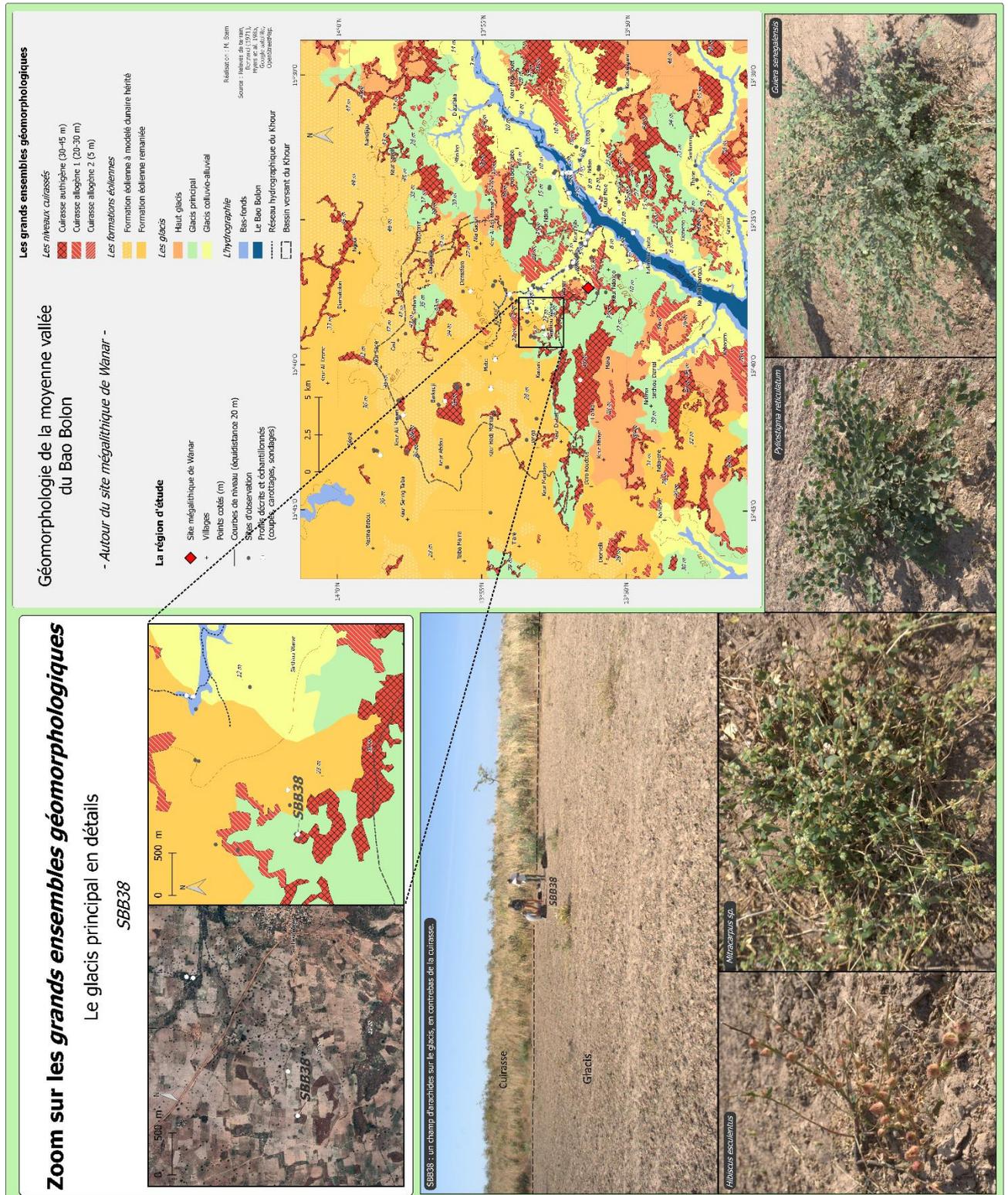


Figure 73. Le glacis principal en détails.

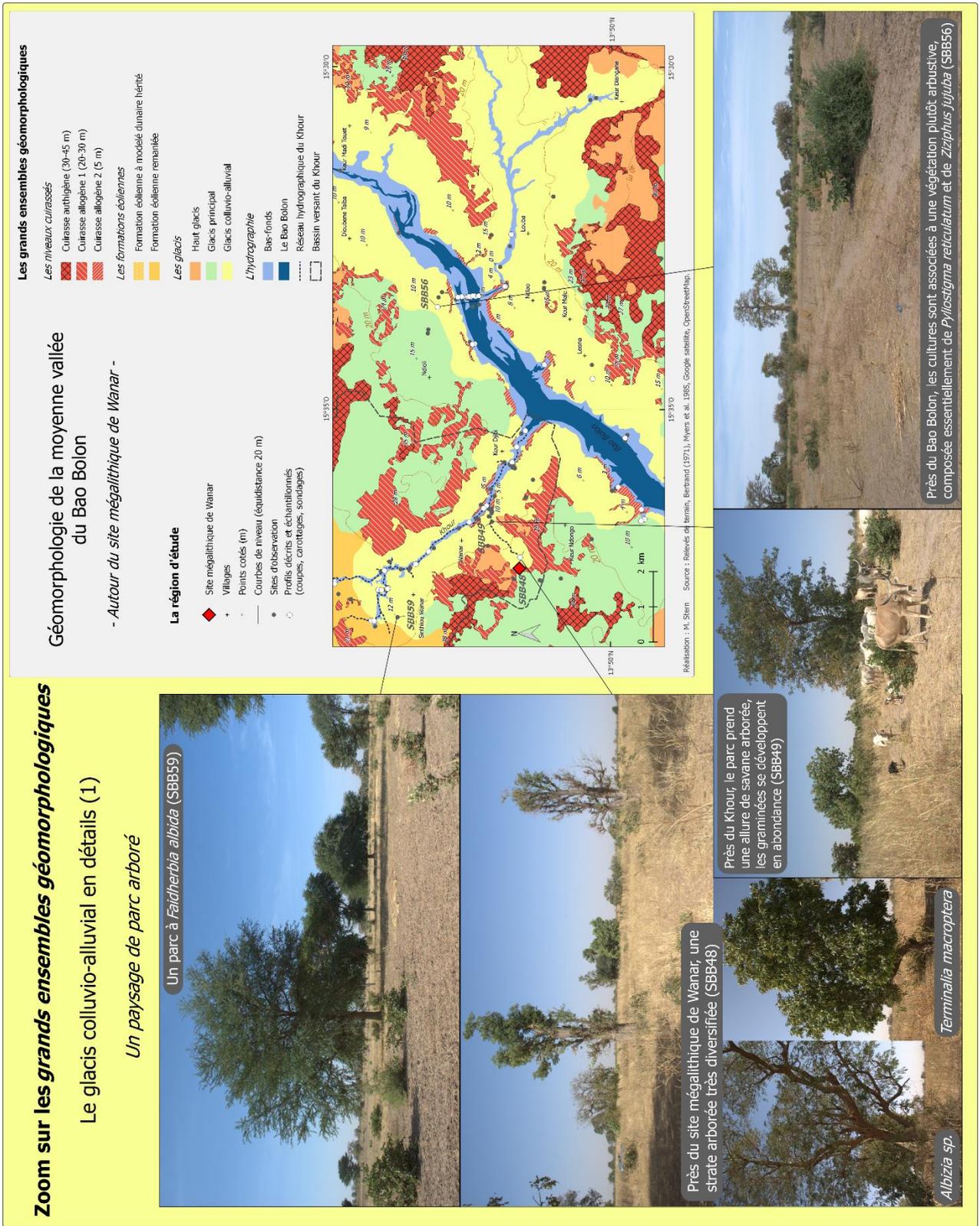


Figure 74. Le glacis colluvio-alluvial en détails : un paysage de parc arboré.

Zoom sur les grands ensembles géomorphologiques

Le glacis colluvio-alluvial en détails (2)

Des niveaux cuirassés enfouis ...

... mis à affleurement au niveau des ravinelements



SAW11



WAR07b

... exploités comme matériel de construction.



WAR06



WAR02



Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- ▨ Cuirasse authigène (30-45 m)
- ▨ Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- ▨ Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

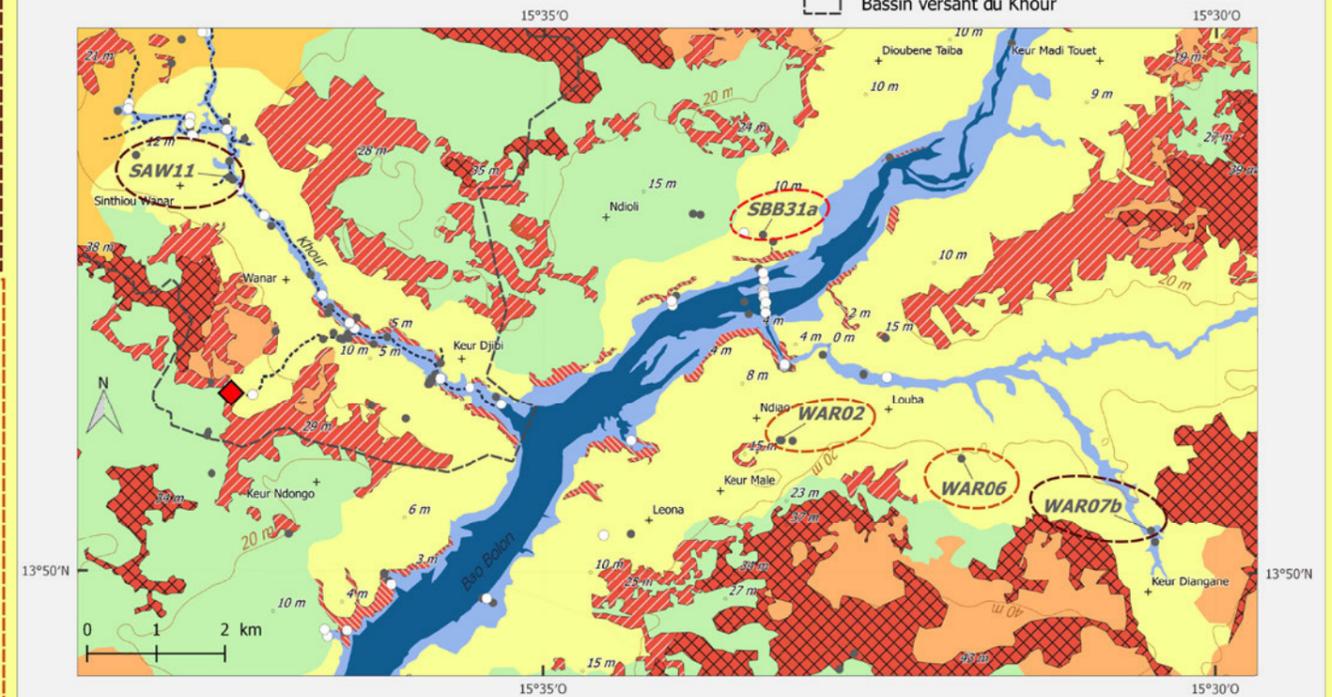
- ▨ Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- ▨ Formation éolienne remaniée

Les glacis

- ▨ Haut glacis
- ▨ Glacis principal
- ▨ Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- ▨ Bas-fonds
- ▨ Le Bao Bolon
- ▨ Réseau hydrographique du Khour
- ▨ Bassin versant du Khour



Réalisation : M. Stern Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

... en lien avec les nombreux sites mégalithiques édifiés sur le glacis colluvio-alluvial ?



SBB31a

Figure 75. Le glacis colluvio-alluvial en détails : des niveaux cuirassés enfouis.

Cet ensemble recouvre des niveaux cuirassés (Figure 75), comme en témoigne la présence de plusieurs carrières d'extraction de matériel ferrugineux. L'incision de certains cours d'eau dans le glacis colluvio-alluvial révèle également la présence de niveaux cuirassés enfouis ou pisolithiques (Figure 75). De plus, plusieurs sites mégalithiques ont été édifiés dans cet ensemble géomorphologique (Wanar, Sinthiou Wanar, Ndiao, Kabacoto), ce qui pourrait suggérer la proximité de la cuirasse ferrugineuse.

1.4. L'hydrographie

1.4. a) Les bas-fonds

Les bas-fonds correspondent aux zones encaissées ou de basse altitude, en lien avec le réseau hydrographique. Cet ensemble se situe à l'aval du glacis colluvio-alluvial, parfois séparé de ce dernier par la cuirasse allogène 2 (5 m). La végétation est arbustive et arborée, ces zones ne sont pas cultivées mais fournissent une ressource en bois (Figure 76) et constituent des zones de parcours pour les troupeaux en saison sèche (Figure 77)

Figure 76. Les savanes arborées et arbustives des bas-fonds, ici près du Khour : une importante ressource en bois (Photo : M. Stern).



- Les Bas-fonds du Bao Bolon

Au niveau du Bao Bolon, il s'agit de la plaine alluviale dont l'altitude est inférieure à 4 m, qui s'inscrit dans l'ensemble « Levées et cuvettes » du Bao Bolon dans la carte de Bertrand (1971). La végétation arborée et arbustive se compose pour l'essentiel de *Balanites aegyptiaca*, *Acacia seyal* et *Acacia nilotica*. Le passage des bas-fonds du Bao Bolon vers les glacis est marqué par une rupture de pente et une transition très nette d'un milieu fermé vers le milieu ouvert des parcelles cultivées (Figure 78). Au niveau du point SBB31, cette transition favorise le développement d'une lisière à *Combretum sp.* (Figure 78).

- Les bas-fonds des marigots

De part et d'autre du Bao Bolon, les bas-fonds correspondent aux chenaux des marigots, affluents du Bao Bolon, à écoulement saisonnier et temporaire. La connexion avec le glacis est marquée par une rupture de pente, la végétation est arbustive et arborée et se compose d'*Acacia seyal*, *Combretum spp.*, *Guiera senegalensis*, *Tamarindus indica*, *Adansonia digitata*, *Acacia macrostachya*, *Cassia spp.*, *Pyliostigma reticulatum*, *Ziziphus sp.*, *Hexalobus monopetalus* (Figure 79).

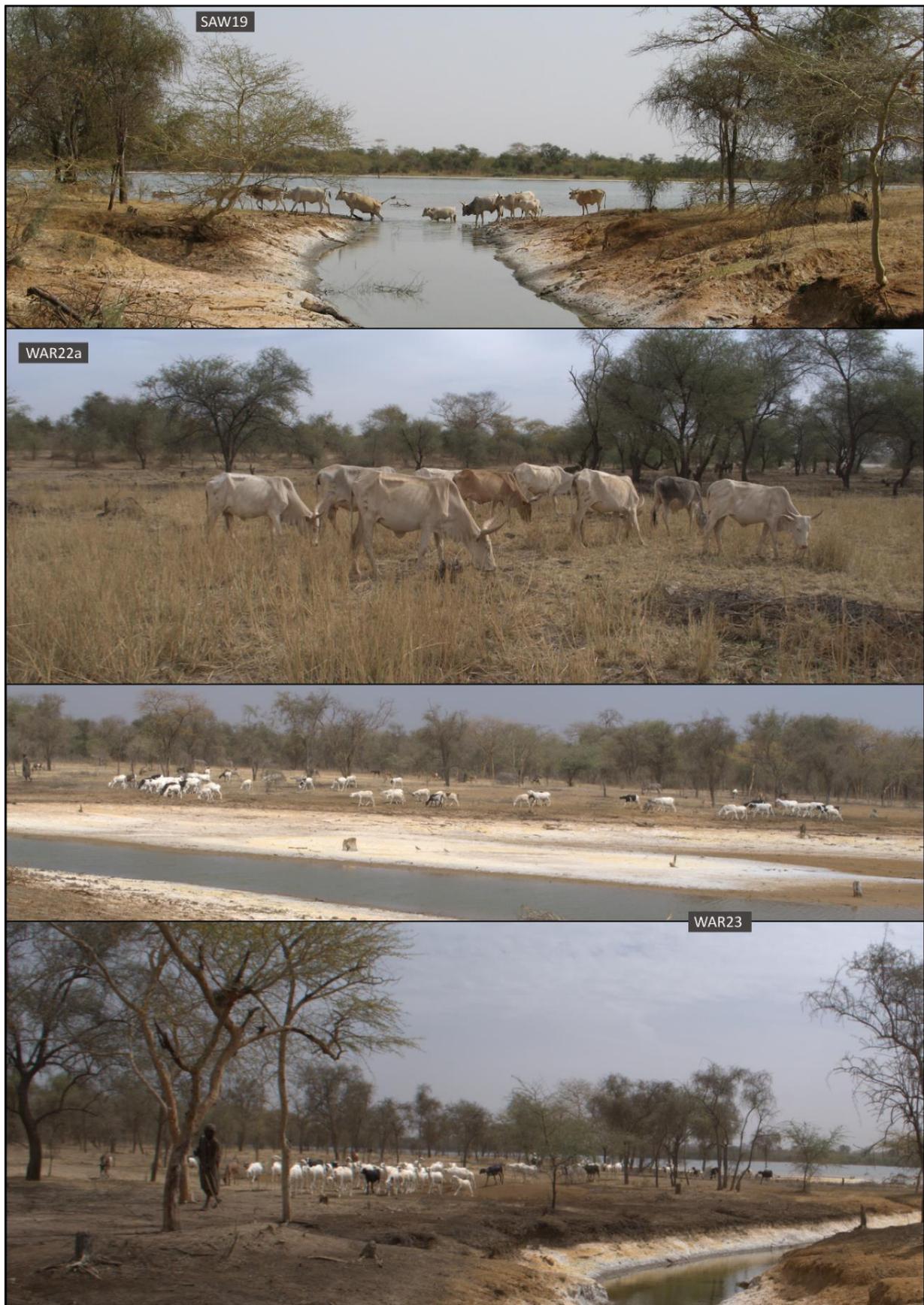
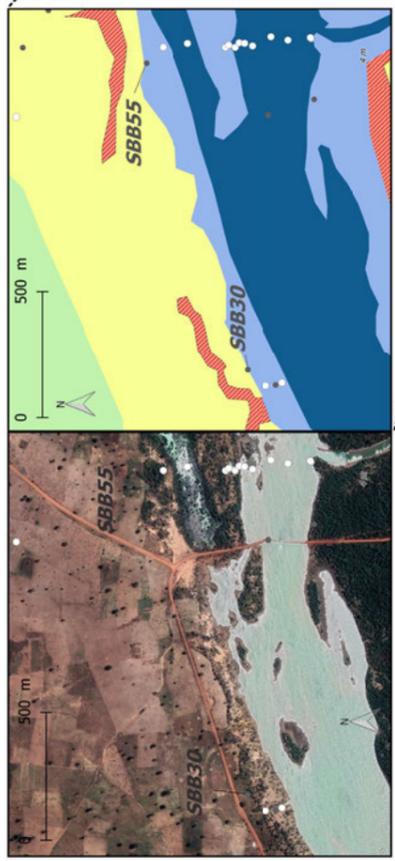


Figure 77. Les savanes arborées et arbustives des bas-fonds, ici autour du Bao Bolon : des zones de parcours et de pâturage privilégiées pour le bétail (Photos : M. Stern).

Zoom sur les grands ensembles géomorphologiques

Les bas-fonds en détails (1)

Le Bao Bolon



Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

Les grands ensembles géomorphologiques

- Les niveaux cuirassés**
- Cuirasse autiglène (30-45 m)
 - Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
 - Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

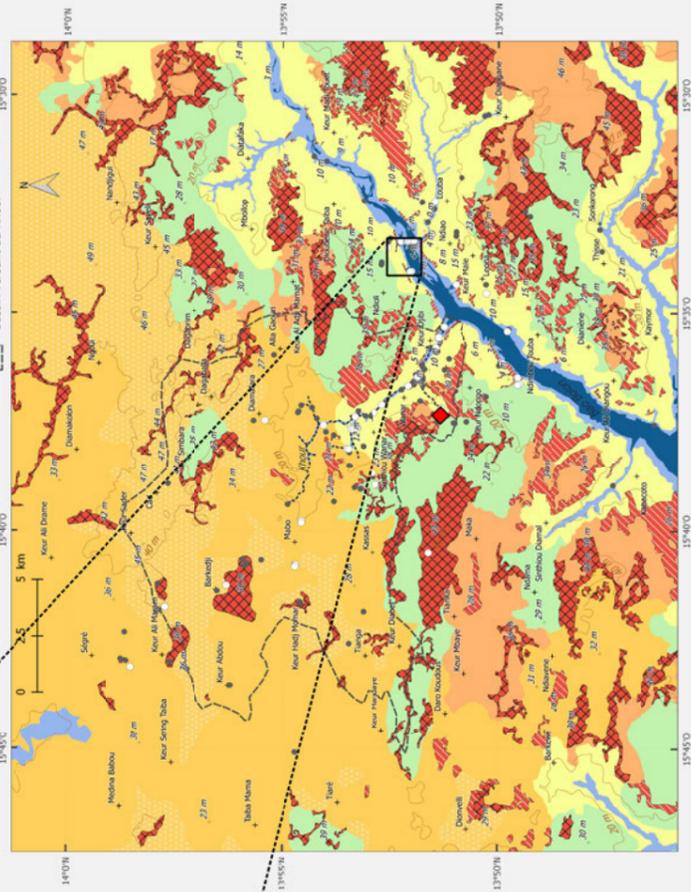
- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Basin versant du Khour

La région d'étude

- Site mégalithique de Wanar
- Villages
- Poins cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profilis décimés échantillonnés (coupes, carottages, sondages)



▼ SBB30, du Bao Bolon au glacis.



▼ SBB55, la lisière à Combretum sp.

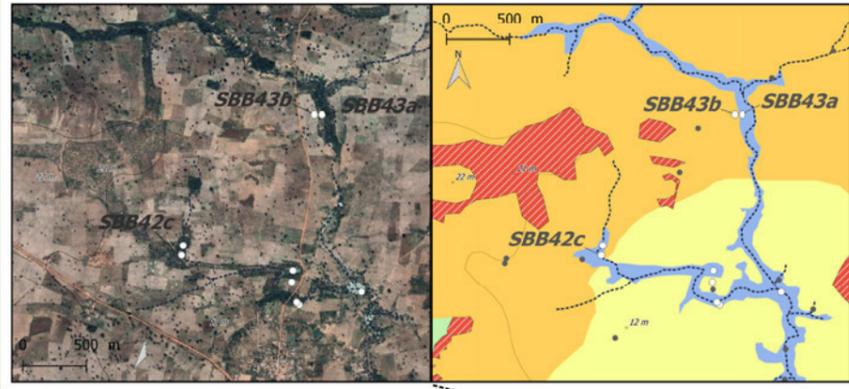


Figure 78. Les bas-fonds du Bao Bolon en détails.

Zoom sur les grands ensembles géomorphologiques

Les bas-fonds en détails (2)

Le Khour



Savane arbustive à *Acacia seyal*, *Combretum sp.*, *Guiera senegalensis* (SBB42c) ▼

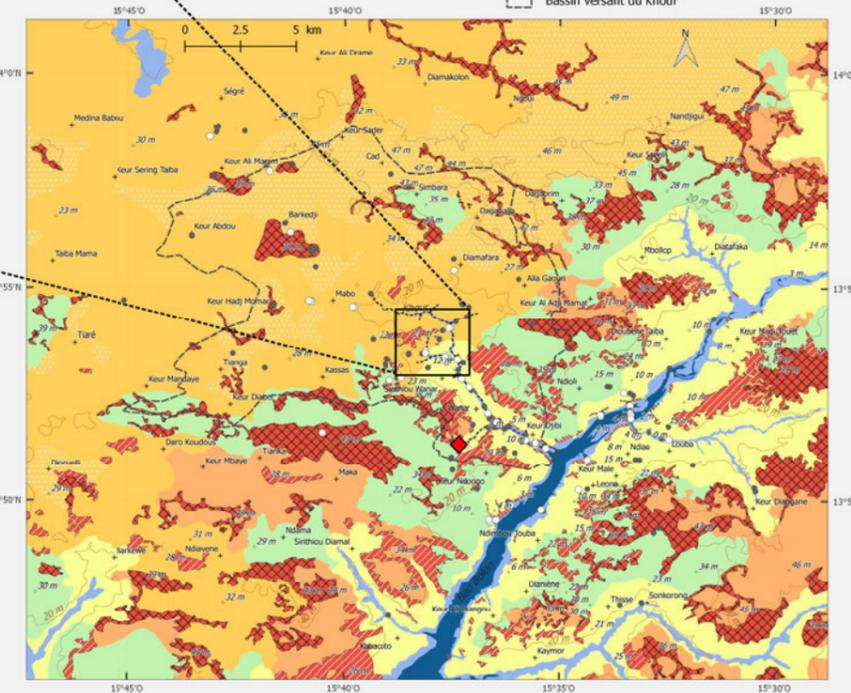


Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils de cotes et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)



Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse autochtène (30-45 m)
- Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour

Réalisation : M. Stem

Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

SBB43a : Dans le bas-fond, la pente est relativement importante. Il s'agit d'une savane boisée composée d'*Acacia seyal*, *Pylostigma reticulatum*, *Ziziphus sp.*, *Combretum sp.*, *Hexalobus monopetalus*, *Cassia sieberiana*). ▼



Au premier plan, les dépôts éoliens remaniés, cultivés (SBB43b). A l'arrière plan à droite, le bas-fond du Khour, boisé, dans une dépression (SBB43a). ▼



Figure 79. Les bas-fonds du Khour en détails.

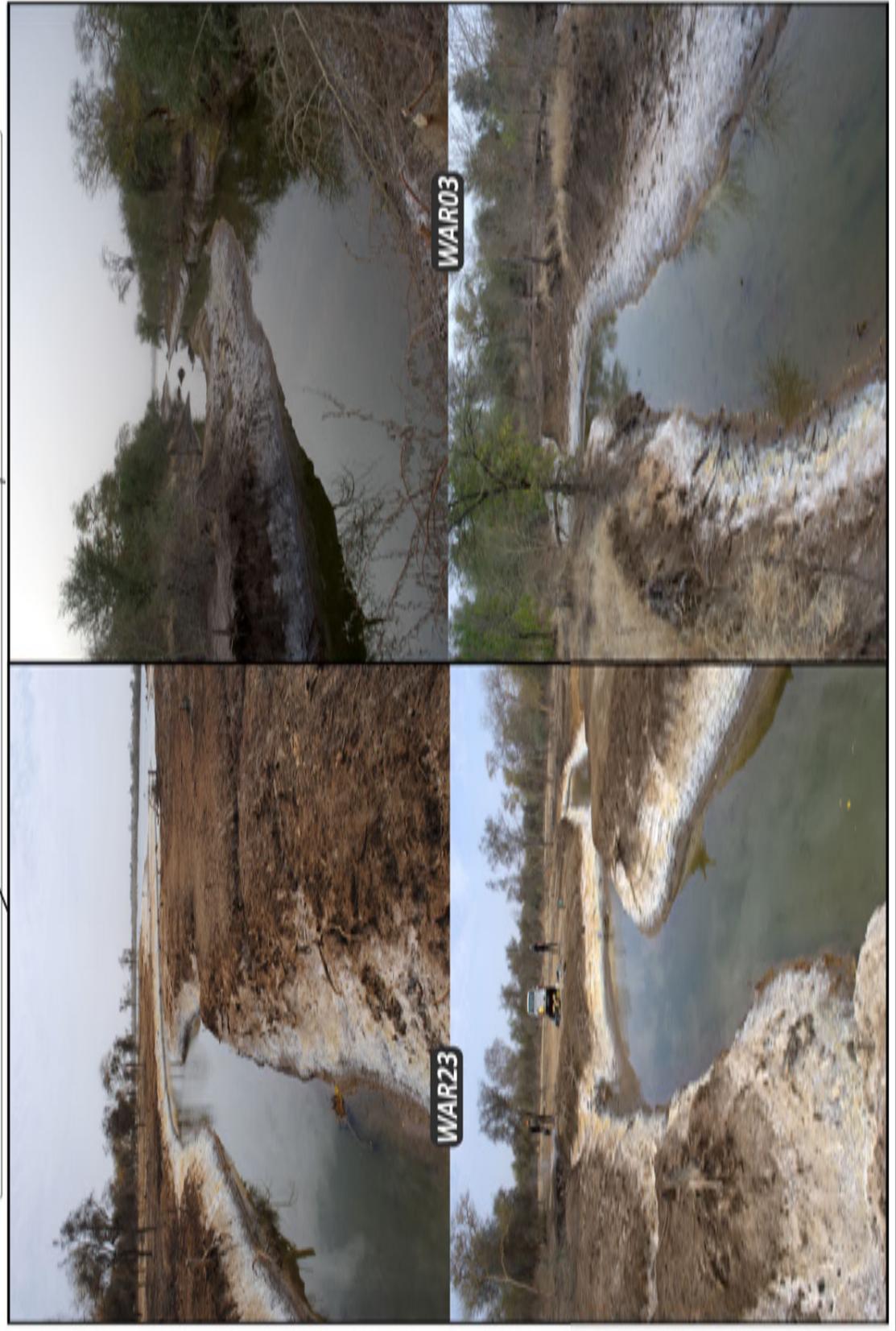
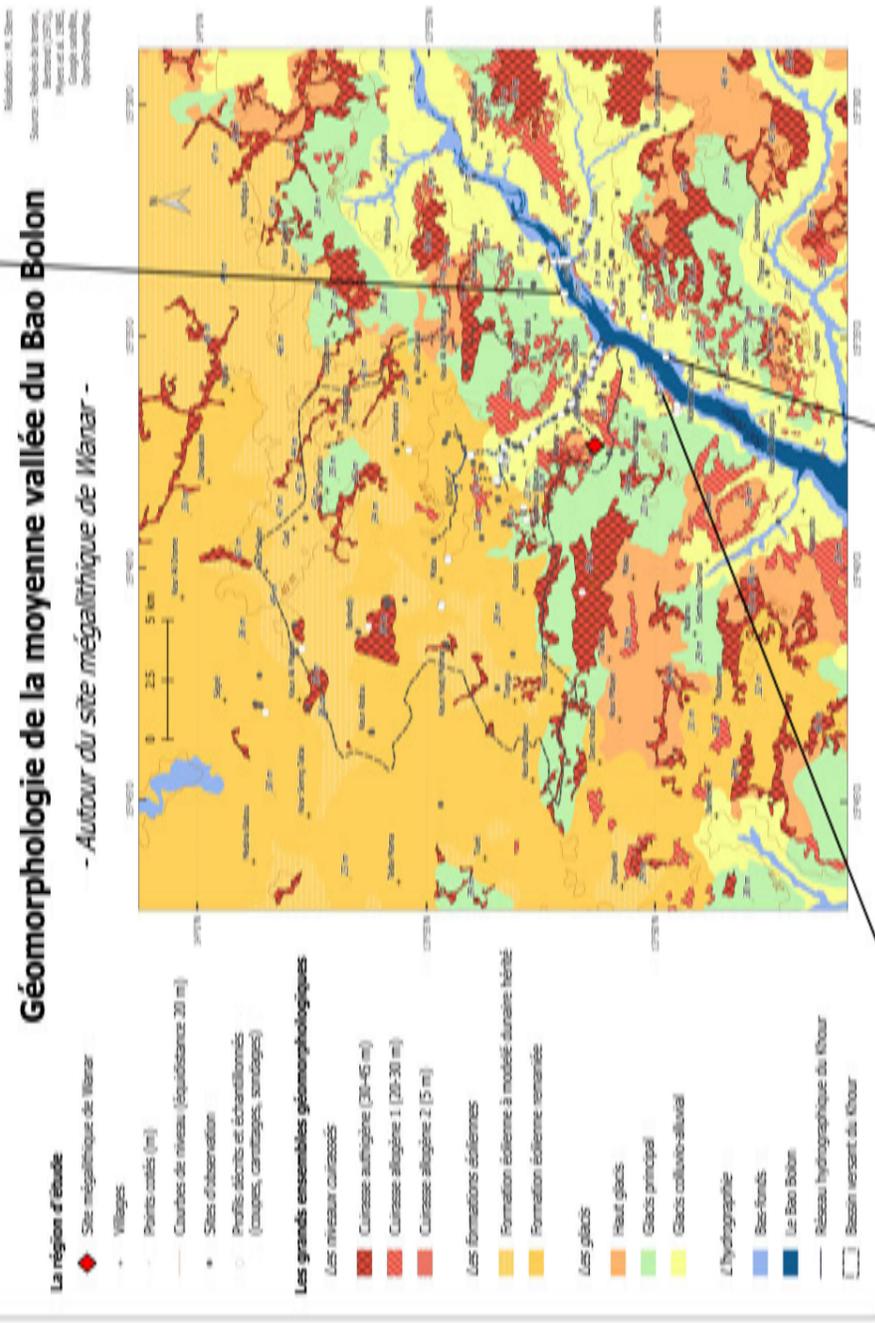


Figure 80. Les bas-fonds des marigots, incisés en terrasses aux abords du Bao Bolon.

Dans la région d'étude, les bas-fonds des marigots présentent souvent d'importantes formes d'érosion, en particulier aux abords du Bao Bolon où s'observent de nombreux ravinements (Figure 80). Ces chenaux entaillent souvent les bas-fonds sur plus d'un mètre d'épaisseur, les berges des marigots sont verticales, leur profil transversal est en U. Les bas-fonds prennent lors l'allure de terrasses alluviales, disséquées par les marigots de part et d'autre du Bao Bolon.

1.4. b) Le Bao Bolon

Le Bao Bolon constitue la seule étendue d'eau permanente de la zone d'étude. Il est sujet à des variations saisonnières, autant sur le plan vertical (Figure 81) que latéral (Figure 82). En saison humide, il est alimenté par déflueuse de la Gambie, par l'élévation du toit de la nappe phréatique et par les ruissellements, tandis qu'il est soumis à une forte évaporation en saison sèche.

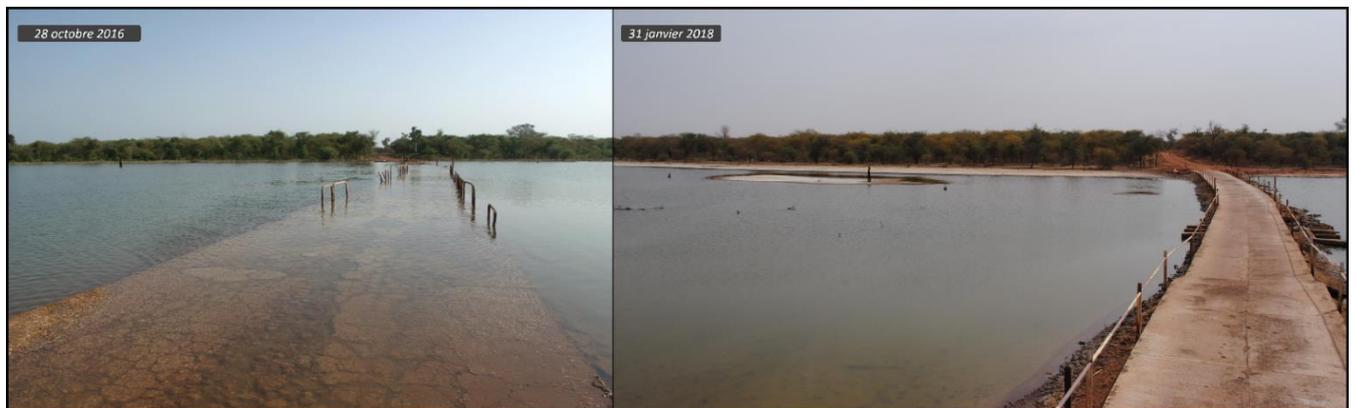


Figure 81. La mobilité verticale du Bao Bolon : vue sur la rive gauche au niveau du pont de Ndiao, en saison humide (28 octobre 2016) et en saison sèche (31 janvier 2018) (Photos : M. Stern).

En saison sèche (21 janvier 2019), le Bao Bolon est en eau jusqu'à Keur Madi Touet, à 3 m d'altitude (Figure 66 et Figure 83 A.). En raison de l'importante évaporation et de la vitesse d'écoulement très faible voire nulle, les eaux du Bao Bolon sont chargées en sels minéraux issus en partie de l'altération chimique des roches. Cette salinité a également pour origine les remontées d'eau de mer en provenance de la Gambie, comme l'attestent les ondes marées encore perceptibles au niveau de Kabacoto (Figure 66). Le chenal du Bao Bolon est ainsi formé de sols hydromorphes et halomorphes, recouverts de croûtes de sel observées jusqu'à 1 m d'altitude (Figure 83 B.), à 600 m à l'aval de la limite du chenal inondé (Figure 83 A.). Il semblerait donc que l'importante salinité du Bao Bolon soit en grande partie issue des apports d'eau de mer, dont l'influence s'estompe dès que le chenal s'élève au-dessus d'1 m d'altitude.



Figure 82. La mobilité latérale du Bao Bolon : vue sur la rive droite au niveau du pont de Ndiao en saison humide (28 octobre 2016) et en saison sèche (31 janvier 2018) (Photos : M. Stern).

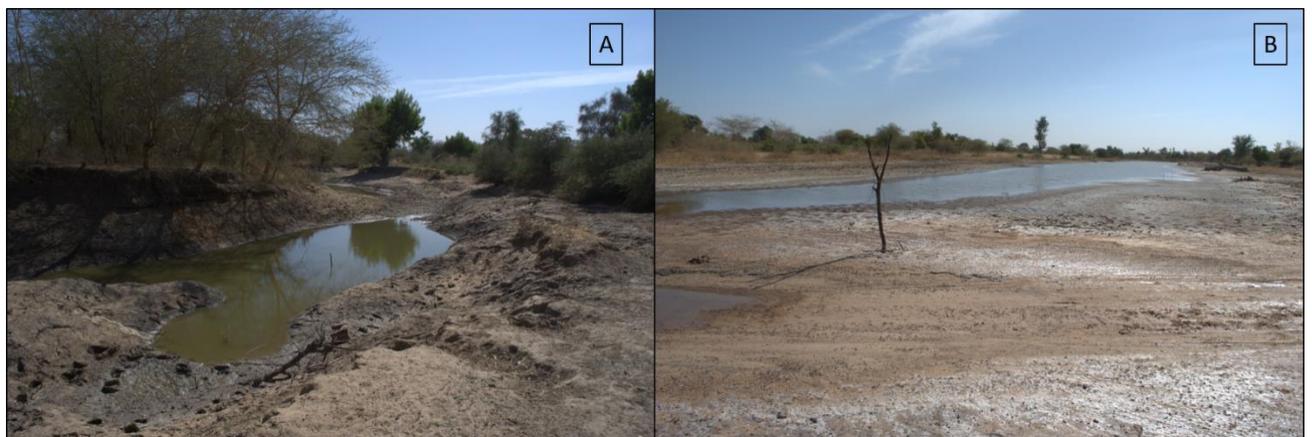


Figure 83. L'amont du Bao Bolon au niveau de Keur Madi Touet. A. En saison sèche, le Bao Bolon est en eau jusqu'à Keur Madi Touet, à 3 m d'altitude. B. Les sols du Bao Bolon présentent des croûtes de sel jusqu'à 1 m d'altitude, à 600 m à l'aval du point A (Photos : M. Stern, 21/01/2019).

Les sols halomorphes du Bao Bolon empêchent le développement de la végétation. Cependant, certaines zones temporairement inondées se démarquent par une végétation luxuriante et typique de zones humides. C'est le cas au niveau du point SBB53, où la végétation se compose de *Nymphaea sp.*, *Ludwigia sp.*, *Sphenoclea sp.*, *Cyperus sp.*, *Aeschynomene sp.*, *Mitragyna sp.*, *Nauclea sp.* et *Acacia Nilotica* (Figure 84). L'excessive salinité qui caractérise le Bao Bolon a épargné cette portion du chenal, ce qui implique des conditions d'inondations particulières. En effet, ce bras a été isolé du Bao Bolon à l'aval avec la construction du pont, tandis qu'il ne semble pas raccordé à l'amont au cours principal. L'inondation au niveau du point SBB53 pourrait être le fait d'une remontée de la nappe en saison humide, et non d'apports des ruissellements de surface ou des ondes de marée, ce qui expliquerait la salinité relativement faible du milieu permettant l'installation de cette végétation.

1.4. a) Le Khour

En raison du climat et de la topographie, le réseau hydrographique du Khour est très peu dense. En saison humide, les écoulements qui s'y produisent et les mares qui s'y développent empêchent la mise en cultures de ces terres, mais permettent le développement d'une végétation boisée. Cette végétation est maintenue au-delà des bas-fonds et constitue des zones de parcours pour le bétail.

À l'amont, les ruissellements en nappe qui se produisent pendant la saison des pluies se concentrent dans de légères dépressions, qui vont former les premiers tronçons du réseau hydrographique du Khour. Les écoulements confluent peu à peu, ils gagnent ainsi en énergie, ce qui peut générer une érosion en ravinement (Figure 85).

La connexion de ces dépressions mène à la formation d'un chenal qui s'écoule d'abord de mare en mare, avant de s'élargir progressivement vers l'aval pour devenir une plaine alluviale jusqu'à la confluence avec le Bao Bolon (Figure 86). De manière générale, le Khour est très peu encaissé. Cependant, certaines sections laissent apparaître d'importantes marques d'érosion, comme en témoignent les quelques ravinements latéraux au chenal principal du Khour, ainsi que l'encaissement du chenal sur presque 3 m au niveau de SAW09 (Figure 86).

Zoom sur les grands ensembles géomorphologiques

Le chenal du Bao Bolon en détails

SBB53

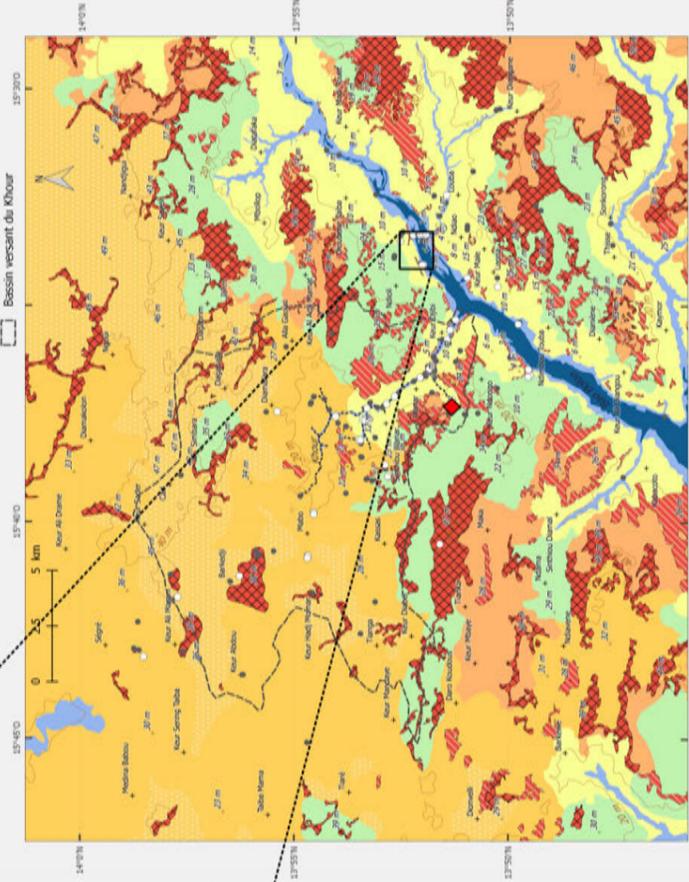


Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- Site mégalithique de Wanar
- Villages
- Vents cotés (m)
- Cotes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils directs et échantillonnés (coignées, carottes, sondages)



Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse autigène (30-45 m)
- Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modèle dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Bassins hydrographique du Khor
- Bassin versant du Khor

Échelle: 1:K, 20m

Source : Brousse et al. 1973, Pons et al. 1993, Goussard, Goussard, Goussard.

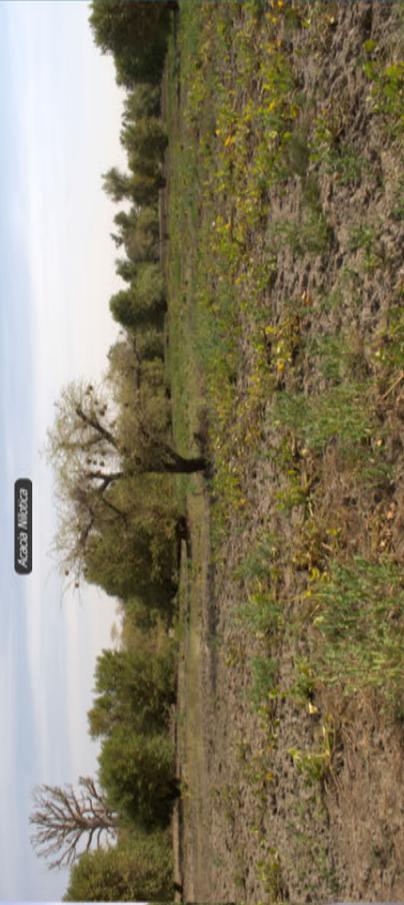


Figure 84. Le chenal du Bao Bolon en détails : la zone humide du site SBB53.

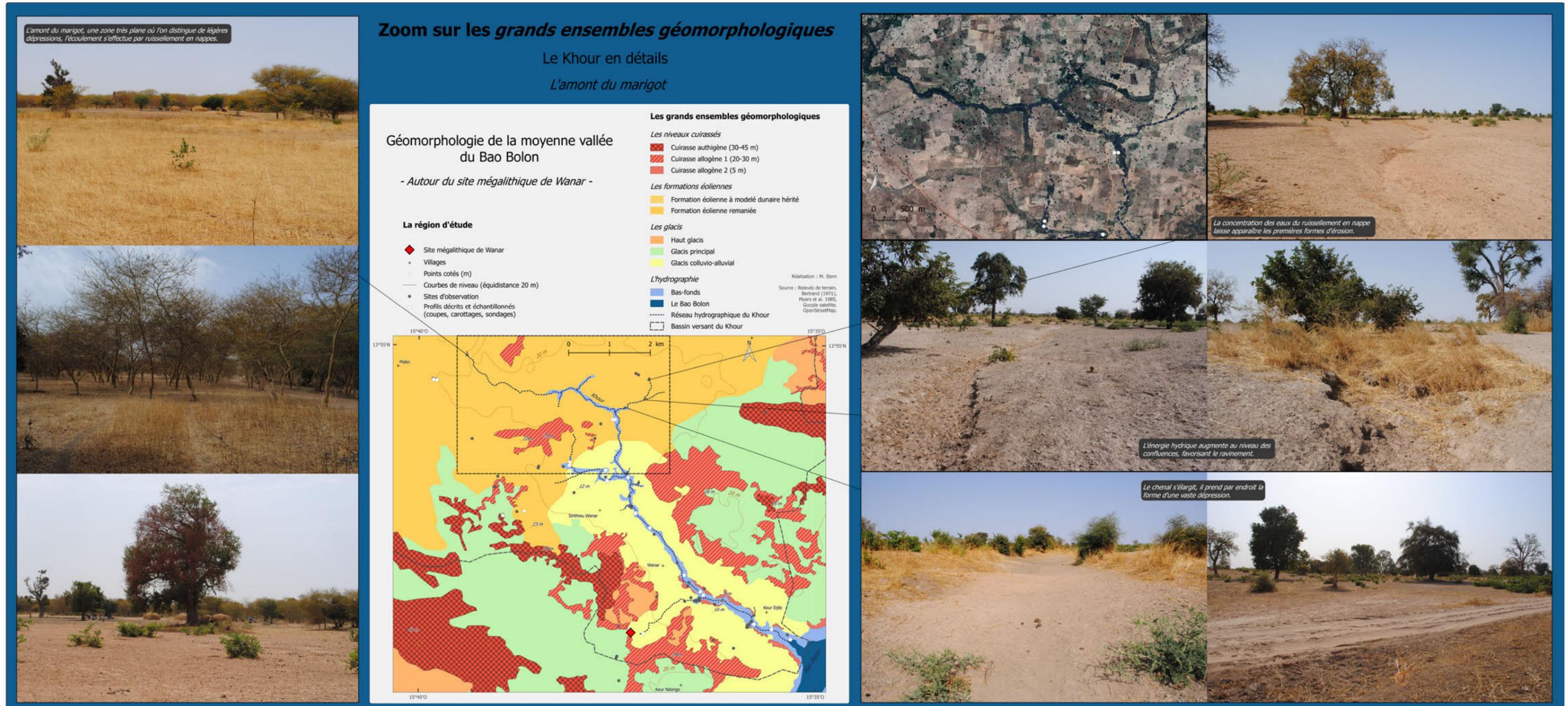


Figure 85. L'amont du Khour en détails.

D'amont en aval, le chenal s'élargit et forme de nombreuses mares (ici asséchées, observées en saison sèche)

Zoom sur les grands ensembles géomorphologiques

Le Khour en détails

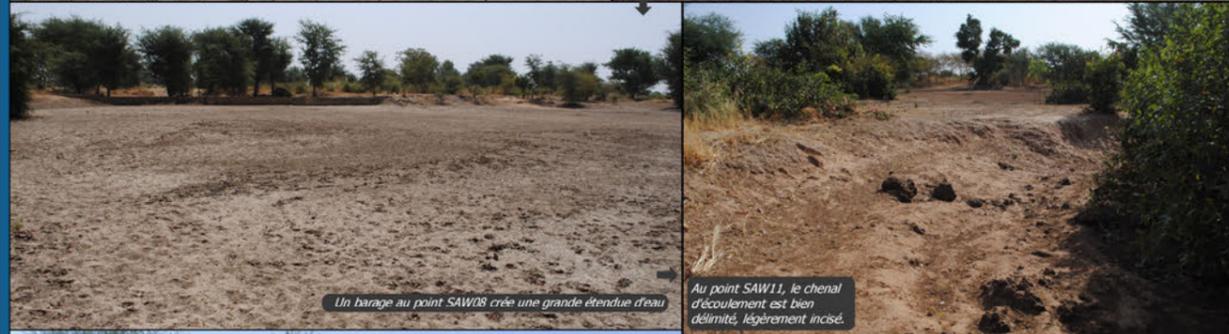
Le chenal principal du marigot

Des formes d'érosion marquées sont ponctuellement visibles, comme au point SAW09 où le chenal est encaissé sur presque 3 m, et au niveau des affluents (SAW10 et SBB51b par exemple) qui prennent la forme de ravine.



La petite mare au point SBB42b

Un kilomètre à l'aval, une mare plus grande au point SAW05



Un barrage au point SAW08 crée une grande étendue d'eau

Au point SAW11, le chenal d'écoulement est bien délimité, légèrement incisé.



Il s'élargit au point SAW13

Au niveau du site SEW01, le chenal est large, son lit n'est pas incisé.



A l'aval, le Khour prend l'allure d'une large plaine d'inondation (SEW03)...

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse autochtène (30-45 m)
- Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

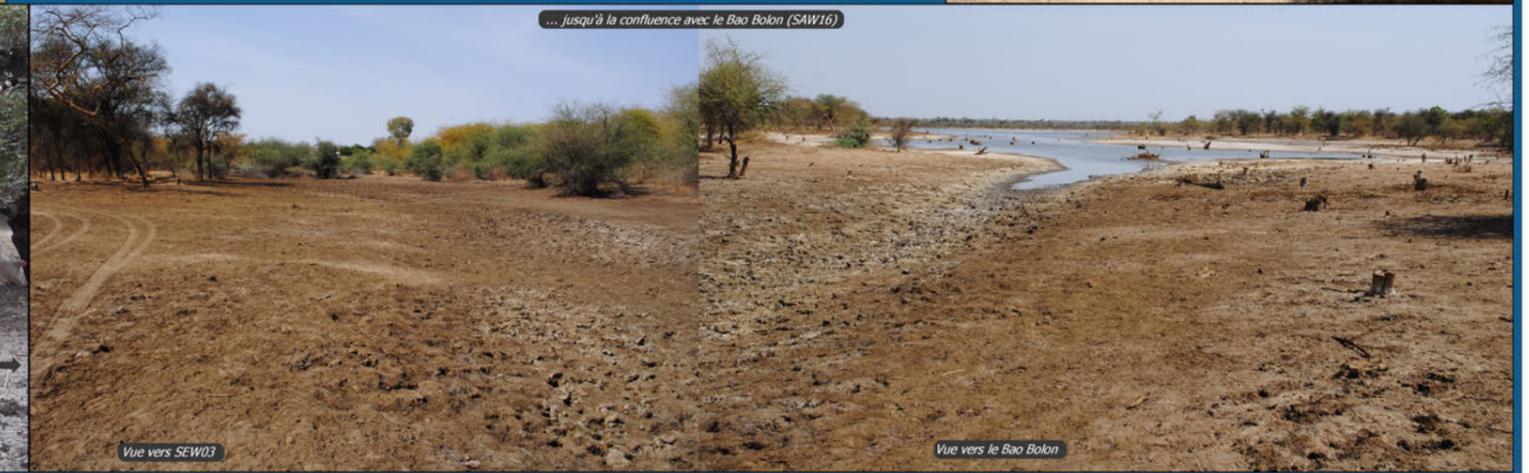
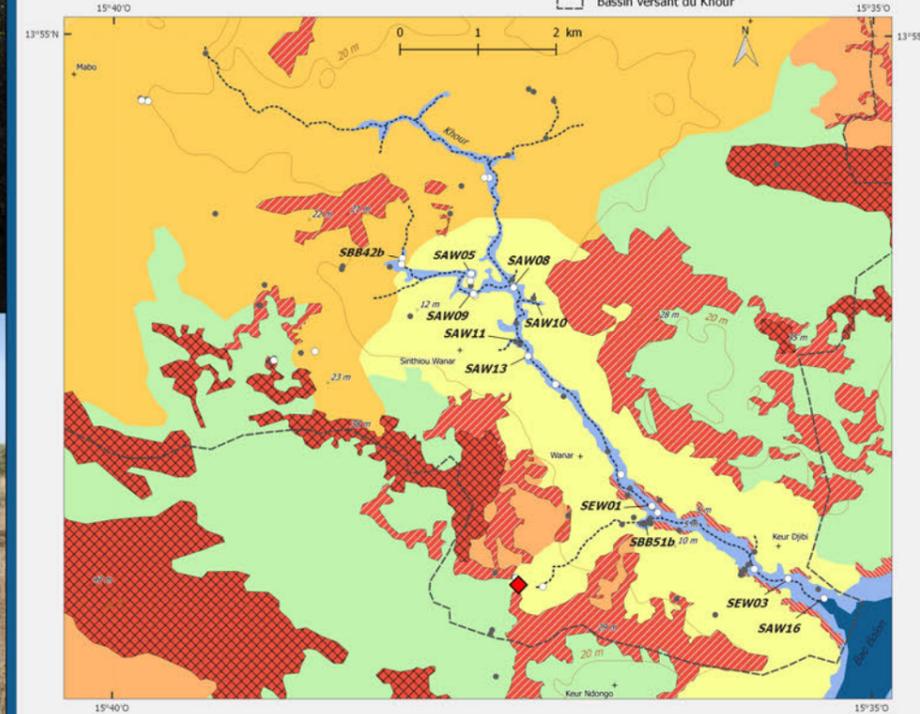
Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour

Réalisation : M. Stern
Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.



... jusqu'à la confluence avec le Bao Bolon (SAW16)

Vue vers SEW03

Vue vers le Bao Bolon

Figure 86. Le chenal principal du Khour en détails.

1.4. b) Le bassin versant du Khour

Le bassin versant du Khour s'étend sur 182 km², pour un périmètre de 72 km. Ses contours relient des points d'altitude allant jusqu'à 47 m au nord-est, à un exutoire à 0 m d'altitude au niveau du Bao Bolon. Il appartient au bassin de la Gambie et marque au nord-ouest la limite avec le bassin du Saloum. Il s'étend pour l'essentiel sur des formations éoliennes, qui constituent la partie haute du bassin versant, globalement au-dessus de 15 m d'altitude au nord-ouest. L'amont du bassin versant présente également de nombreux affleurements de cuirasse authigène, parfois positionnés sur la ligne de partage des eaux. Au sud-est, les espaces drainés par le Khour sont marqués par différents niveaux de cuirasse, parfois séparés par des glacis.

Les termes employés pour désigner ces ensembles géomorphologiques, tels que présentés dans la carte géomorphologique (Figure 66), résultent d'une interprétation quant à la genèse de ces différentes formations. En particulier, les niveaux de cuirasses se répartissent en trois catégories, authigène, allogène 1 et allogène 2, qui ont été définies à partir de l'observation des faciès en coupe. Il en est de même pour les formations éoliennes, qui ont fait l'objet de plusieurs sondages et analyses en laboratoire permettant d'attester de leur origine. Ces études permettent d'établir une chronologie relative et absolue des événements ayant contribué au façonnement des paysages géomorphologiques actuels. Des transects ont été réalisés afin d'identifier l'organisation et l'imbrication de tous ces ensembles géomorphologiques les uns avec les autres, dans le but d'enrichir cette chronologie.

2. Vers la compréhension des dynamiques géomorphologiques spatio-temporelles de la moyenne vallée du Bao Bolon

2.1. Les formations cuirassées

2.1. a) Les cuirasses authigènes

Les cuirasses authigènes sont formées sous l'effet de processus pédologiques qui entraînent une accumulation relative de fer. Selon la description de Tardy (1993), cette migration verticale du fer mène à la formation d'une succession d'horizons et de faciès caractéristiques, avec de bas en haut la roche mère, l'arène, la lithomarge, l'horizon tacheté, la carapace, la cuirasse et l'horizon gravillonnaire de démantèlement (Figure 87).

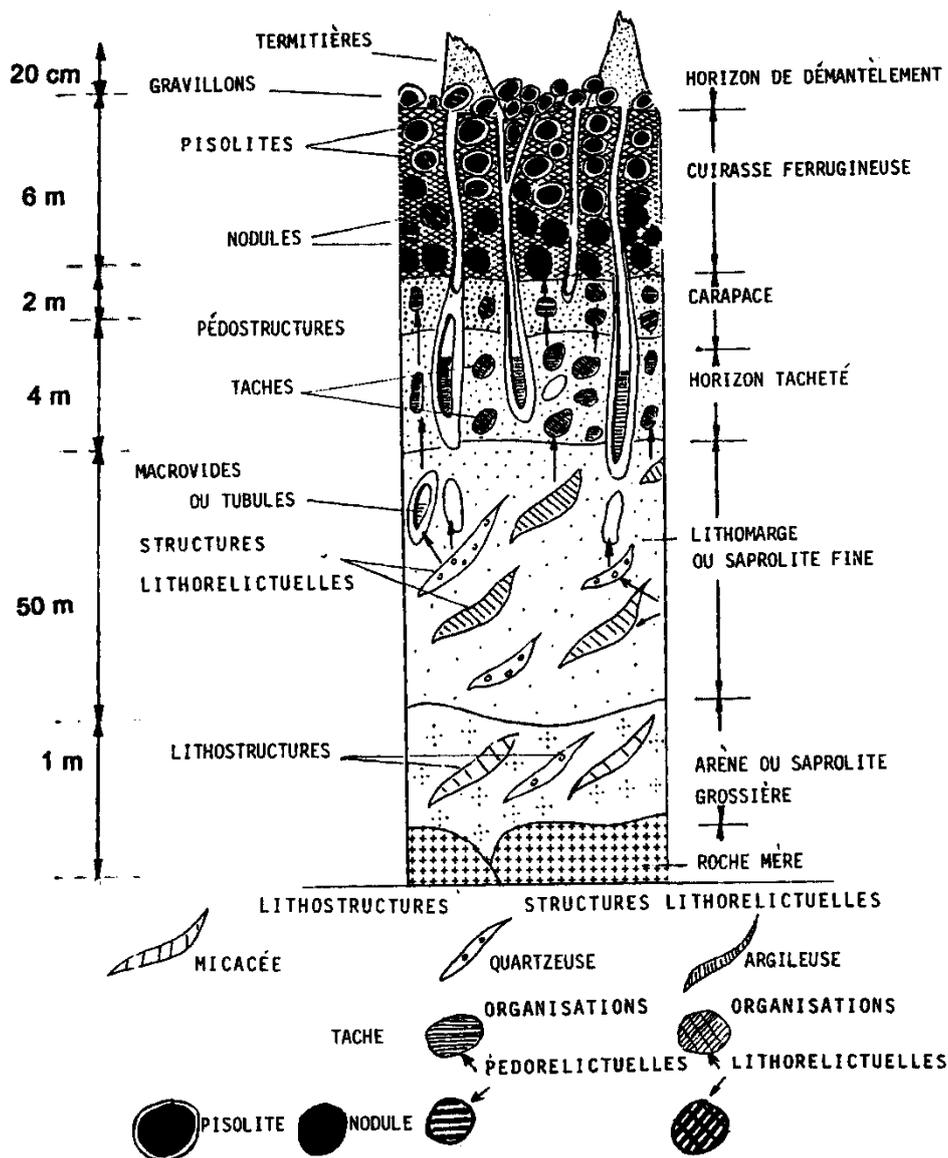


Figure 87. Représentation schématique d'un profil latéritique cuirassé (Tardy, 1993).

L'arène et la lithomarge se développent au sein de la nappe aquifère, elles correspondent à un horizon C d'altération de la roche mère. Elles ne font pas l'objet d'une redistribution du fer, et l'architecture de la roche mère est conservée. Les niveaux supérieurs se développent dans la zone de battement de la nappe (Tardy, 1993). Dans l'horizon tacheté, l'architecture de la roche mère est détruite et le fer est réorganisé sous forme de taches. Au cours de ce processus pédologique, l'évolution de l'argile tacheté vers la carapace puis de la carapace vers la cuirasse est continue sous l'effet d'un enrichissement en fer. Au niveau de la carapace, l'enrichissement en fer amène non plus à la formation de taches, mais de concrétions ferrugineuses, appelées nodules par Tardy (1993). La carapace correspond ainsi à une accumulation ferrugineuse peu indurée. Elle est surmontée par la cuirasse, une accumulation

ferrugineuse indurée, où l'enrichissement en fer amène à la jonction des nodules. Le démantèlement de la cuirasse en surface génère une individualisation des nodules, dès lors appelés pisolithes par Tardy (1993). L'auteur distingue ainsi les nodules des pisolithes, les premiers étant liés à un mécanisme d'aggradation, en opposition aux seconds, générés par dégradation ou démantèlement de la cuirasse. Dans notre étude, les descriptions du matériel ferrugineux ne tiennent pas compte de cette distinction terminologique car les recherches n'ont pas fait l'objet d'analyses pétrographiques. Ainsi, le terme de pisolithes est employé pour désigner l'ensemble des concrétions ferrugineuses, de forme généralement arrondie et d'une taille moyenne allant de 2 mm à quelques centimètres.

Cette description coïncide avec le profil visible dans la carrière de cuirasse du site SBB01c, à 31 m d'altitude (Figure 88). De bas en haut, celui-ci se compose :

- 360 – 280 cm : niveau gris clair limono-sableux très compact, dépourvu d'éléments grossiers, qui présente de nombreuses taches d'oxydation. Sa base n'a pas été observée, sa limite supérieure est à environ 280 cm de profondeur. Il est associé à l'horizon tacheté de Tardy (1993).
- 280 – 150 cm : niveau pisolithique plus ou moins induré, entre 280 cm et 150 cm de profondeur. Il s'agit de la carapace.
- 150 – 130 cm : niveau de cuirasse indurée.
- 130 – 105 cm : niveau pisolithique meuble. Il s'agit d'un dépôt colluvio-alluvial.
- 105 – 0 cm : niveau massif beige limono-sableux, avec quelques pisolithes ($\varnothing < 3$ mm), qui correspond à des dépôts éoliens remaniés. Les 15 cm superficiels sont plus sableux, organiques et de teinte grise.

La cuirasse authigène

La carrière SBB01c

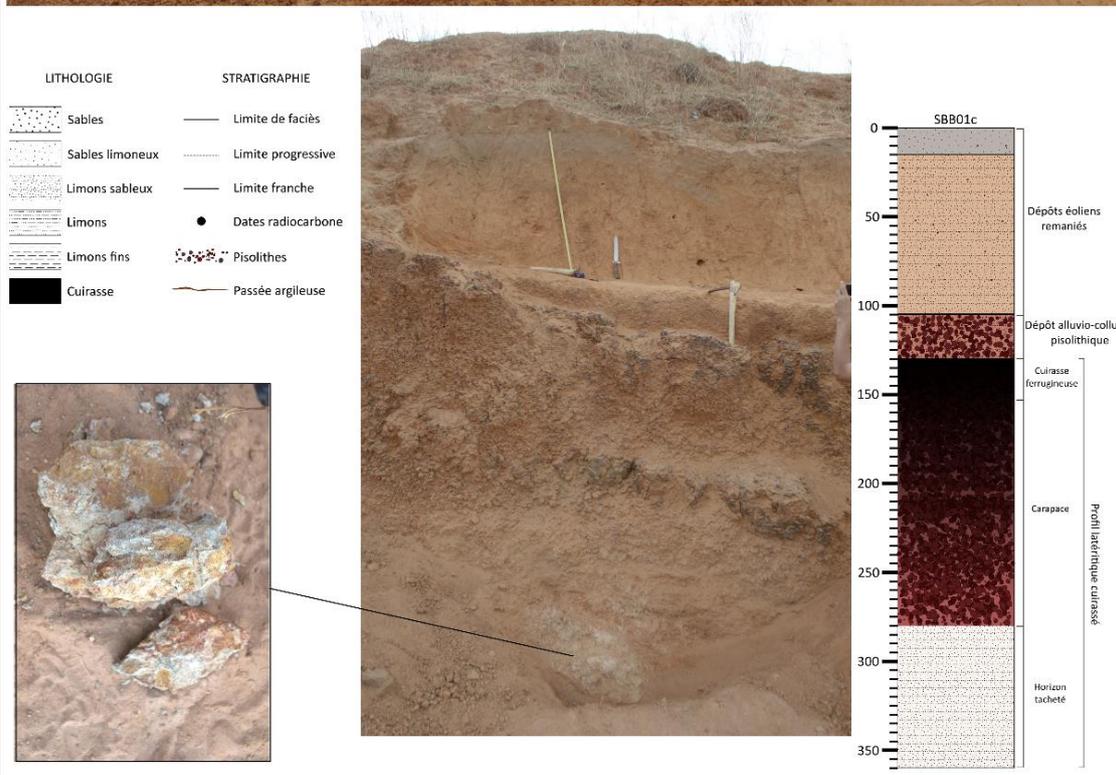
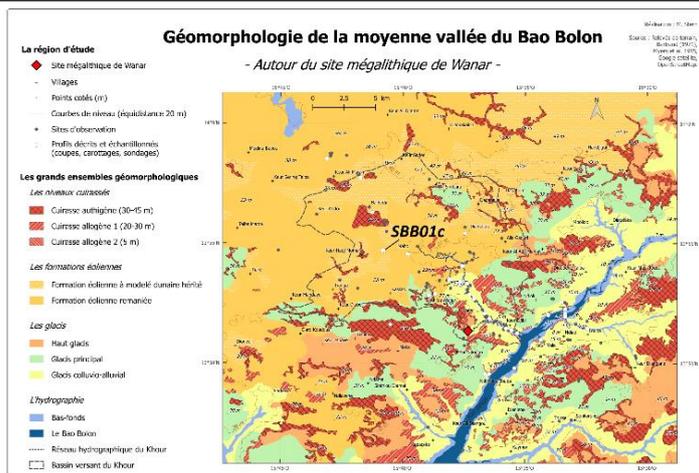


Figure 88. La cuirasse authigène visible en coupe dans la carrière SBB01c.

A 100 m du site SBB01c, le point SBB01b, à 33 m d'altitude, présente un profil relativement similaire, sans toutefois révéler la présence d'une cuirasse ferrugineuse indurée (Figure 89). Celui-ci est composé d'une succession de niveaux de bas en haut :

- 250 – 220 cm : horizon tacheté très compact ;
- 220 – 65 cm : épaisse carapace gravillonnaire ;
- 65 – 5 cm : dépôts éoliens remaniés, limono-sableux. Les 15 cm supérieurs, entre 20 cm et 5 cm de profondeur, sont plus organiques, de couleur brune, tandis qu'elle est beige entre 65 et 20 cm ;
- 5 – 0 cm : mince dépôt gravillonnaire superficiel.

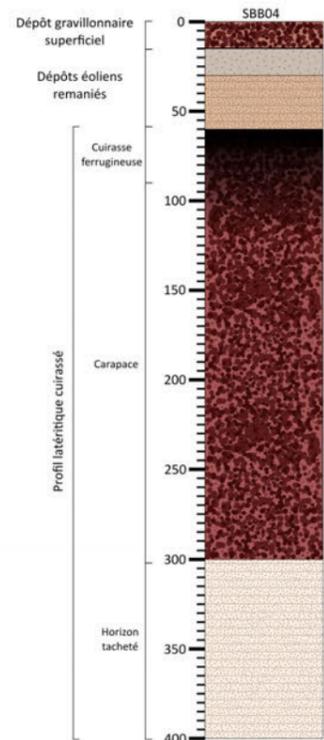


Figure 89. La coupe SBB01b, un profil de carapace ferrugineuse.

Ces différents niveaux qui constituent les profils latéritiques cuirassés, à savoir l'horizon tacheté, la carapace et la cuirasse, sont visibles dans différentes carrières de cuirasse authigène de la zone d'étude (Figure 90). Ces profils présentent des carapaces relativement épaisses, la présence de ce matériau gravillonnaire a motivé l'ouverture de ces carrières car il est utilisé pour la construction des routes. Certaines carrières ont également été ouvertes afin d'extraire du matériel provenant de l'horizon tacheté, comme c'est le cas au site SBB20 (Figure 90).

L'horizon tacheté visible dans plusieurs carrières de cuirasse authigène.

LITHOLOGIE	STRATIGRAPHIE
	— Limite de faciès
	— Limite progressive
	— Limite franche
	• Dates radiocarbones
	• Pisolithes
	— Passée argileuse



Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- ▣ Cuirasse authigène (30-45 m)
- ▣ Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- ▣ Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

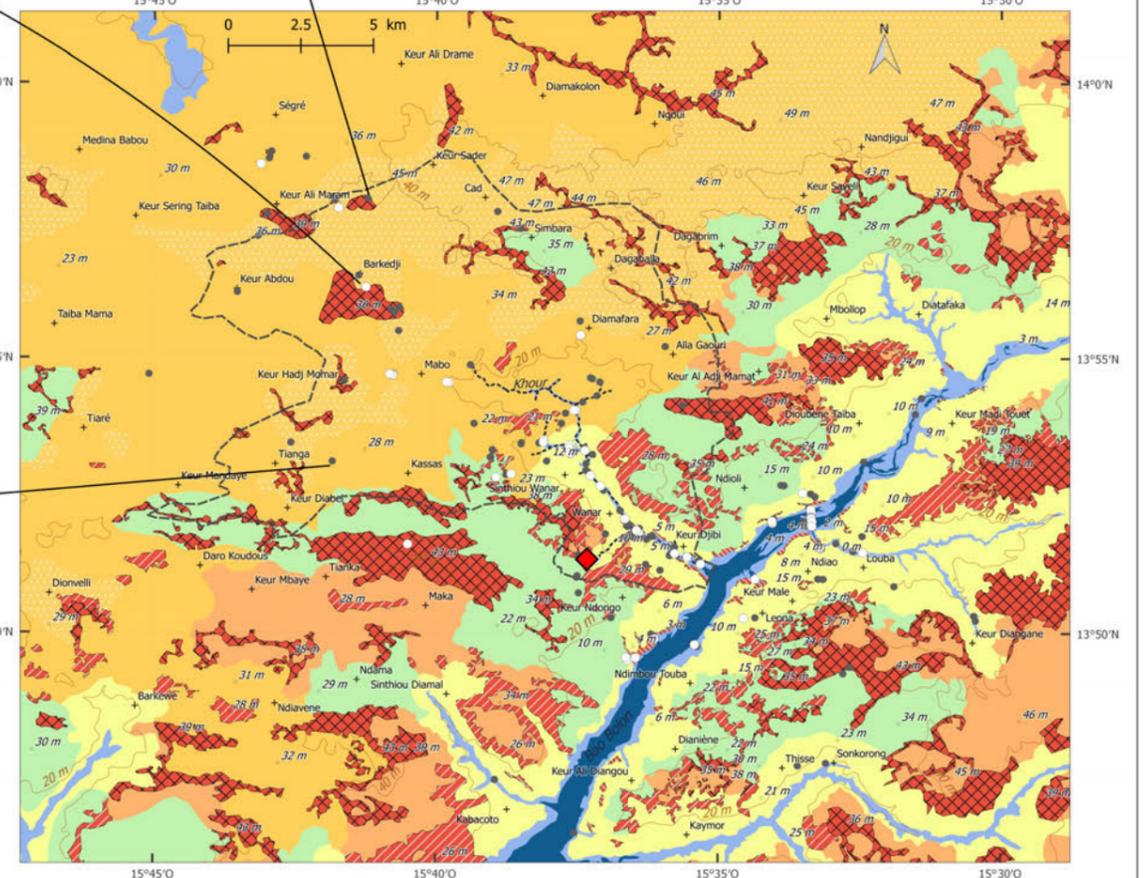
- ▣ Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- ▣ Formation éolienne remaniée

Les glacis

- ▣ Haut glacis
- ▣ Glacis principal
- ▣ Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- ▣ Bas-fonds
- ▣ Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- ▣ Bassin versant du Khour



Réalisation : M. Stern
Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

Figure 90. Le profil latéritique cuirassé visible dans plusieurs carrières de cuirasse authigène (ici SBB04, SBB18 et SBB20).

2.1. b) Les cuirasses allogènes 1

Tout comme les cuirasses authigènes, les cuirasses allogènes 1 fournissent une ressource en matériau de construction. Les nombreuses carrières ouvertes dans ces formations permettent d'observer des niveaux indurés plus ou moins épais, pisolithiques, parfois fortement consolidés. Ils pourraient s'apparenter aux carapaces gravillonnaires des cuirasses authigènes, mais ces dernières semblent plus friables que les cuirasses allogènes 1 (SAW29, SAW03, Figure 91). Des blocs ferrugineux consolidés sont également visibles dans certaines carrières, dans la partie supérieure des cuirasses allogènes 1 (SBB43c, SAW21, Figure 91). Ces observations, associées au fait que ces cuirasses sont positionnées à l'aval des cuirasses authigènes, suggèrent que ces formations ont pu se former à partir de dépôts pisolithiques issus du démantèlement des cuirasses authigènes supérieures. La migration du fer s'effectue alors de manière latérale, ces cuirasses auraient donc été formées par accumulation absolue de fer.

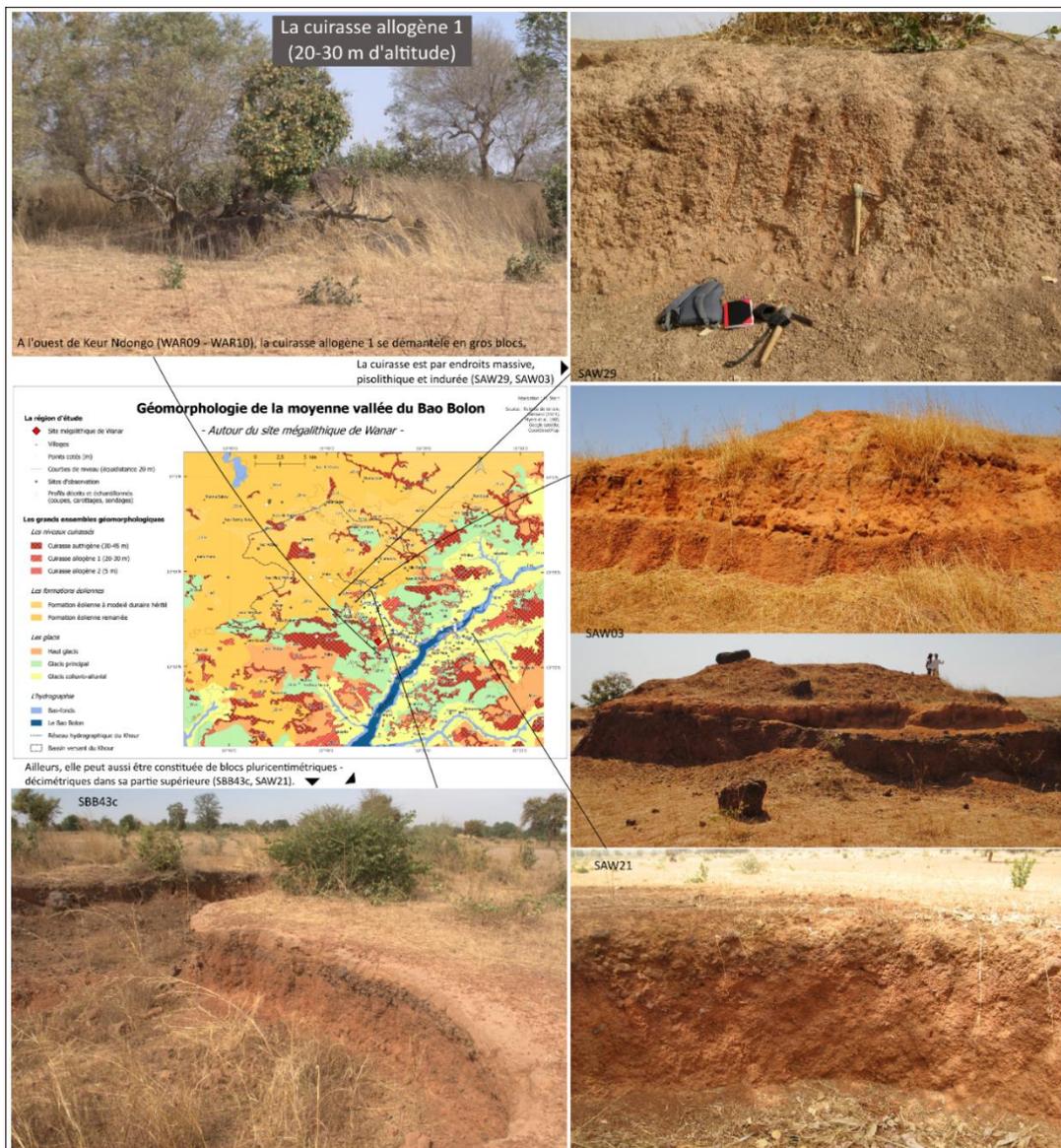


Figure 91. Le profil en coupe des cuirasses allogènes 1.

2.1. c) Les cuirasses allogènes 2

Les cuirasses allogènes 2, à environ 5 m d'altitude, sont observées à l'affleurement à proximité des cours d'eau (Figure 92). Elles ne font pas l'objet d'extraction de matériaux, aucune carrière n'a été observée dans ces formations, aucun profil en coupe n'a pu être décrit. Les affleurements observés semblent correspondre à des niveaux indurés peu épais (Figure 92 : SBB51 – photo de droite ; SBB61), qui parfois se démantèlent en blocs (Figure 92 : SBB51 – photo de gauche ; WAR19 ; SAW26). Ces cuirasses prennent un aspect relativement lisse, les pisolithes sont rares et ne semblent pas être inclus dans la masse cuirassée, comme c'est le cas pour les cuirasses authigènes 1 (Figure 91). Cependant, aucun profil en coupe n'a été observé, seul le niveau supérieur de la cuirasse, à l'affleurement, est observé ; celui-ci surmonte peut-être un niveau pisolithique. Les cuirasses authigènes 2 sont fréquemment mises à affleurement par érosion régressive, au niveau des ravinements des marigots. Il s'agit donc, en grande partie, de niveaux cuirassés encore enfouis.

Les cuirasses allogènes 2 jouent un rôle important dans l'organisation du réseau hydrographique. En rive gauche du Bao Bolon, le chenal d'un marigot (marigot dit « du coude ») décrit un tracé en angle droit : l'écoulement est contraint par un niveau de cuirasse qui affleure en arc de cercle, à 4 m d'altitude aux points WAR19a, WAR19b et WAR19c (Figure 93).

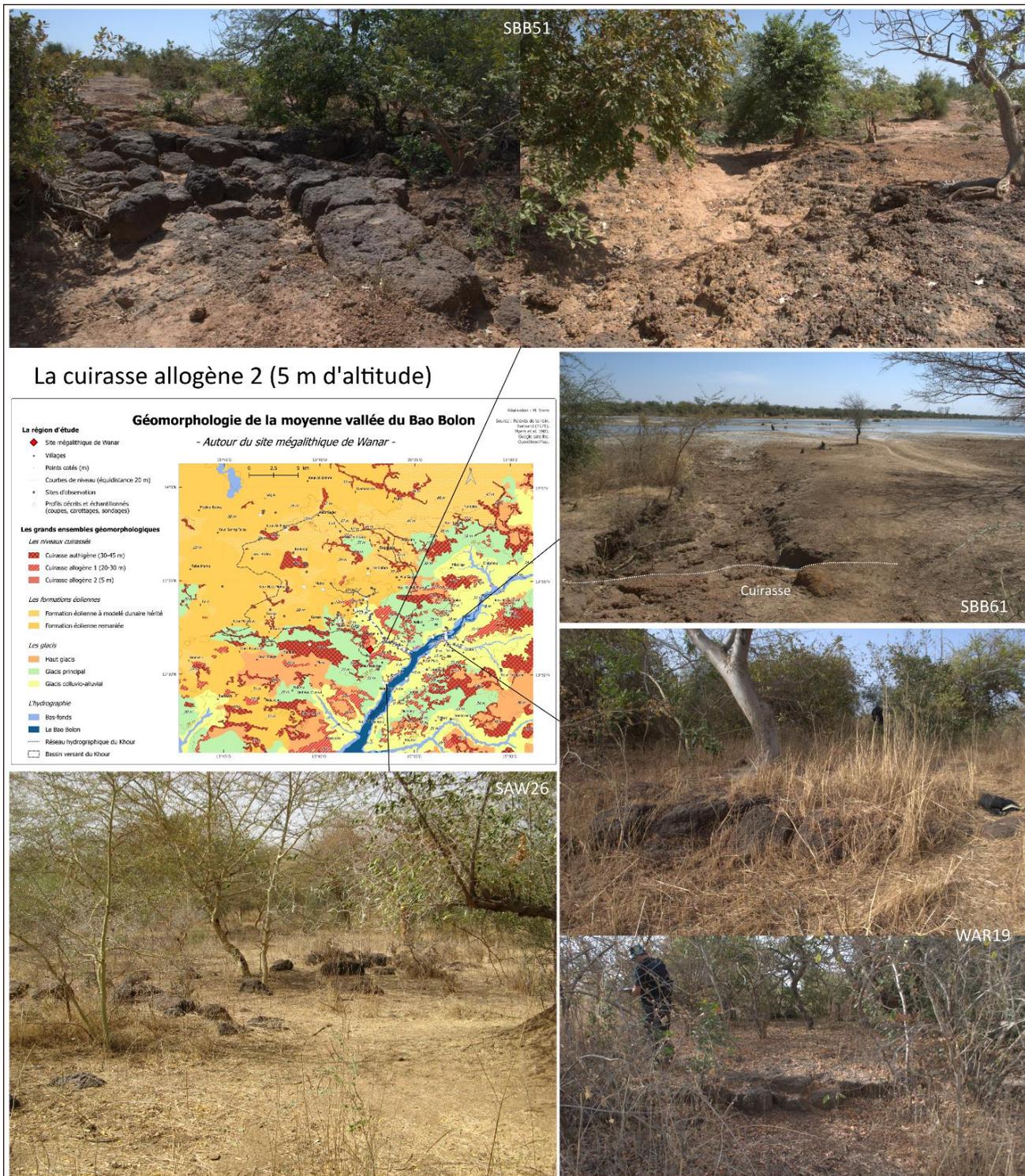


Figure 92. Les cuirasses allogènes 2 visibles à l'affleurement, autour de 5 m d'altitude.

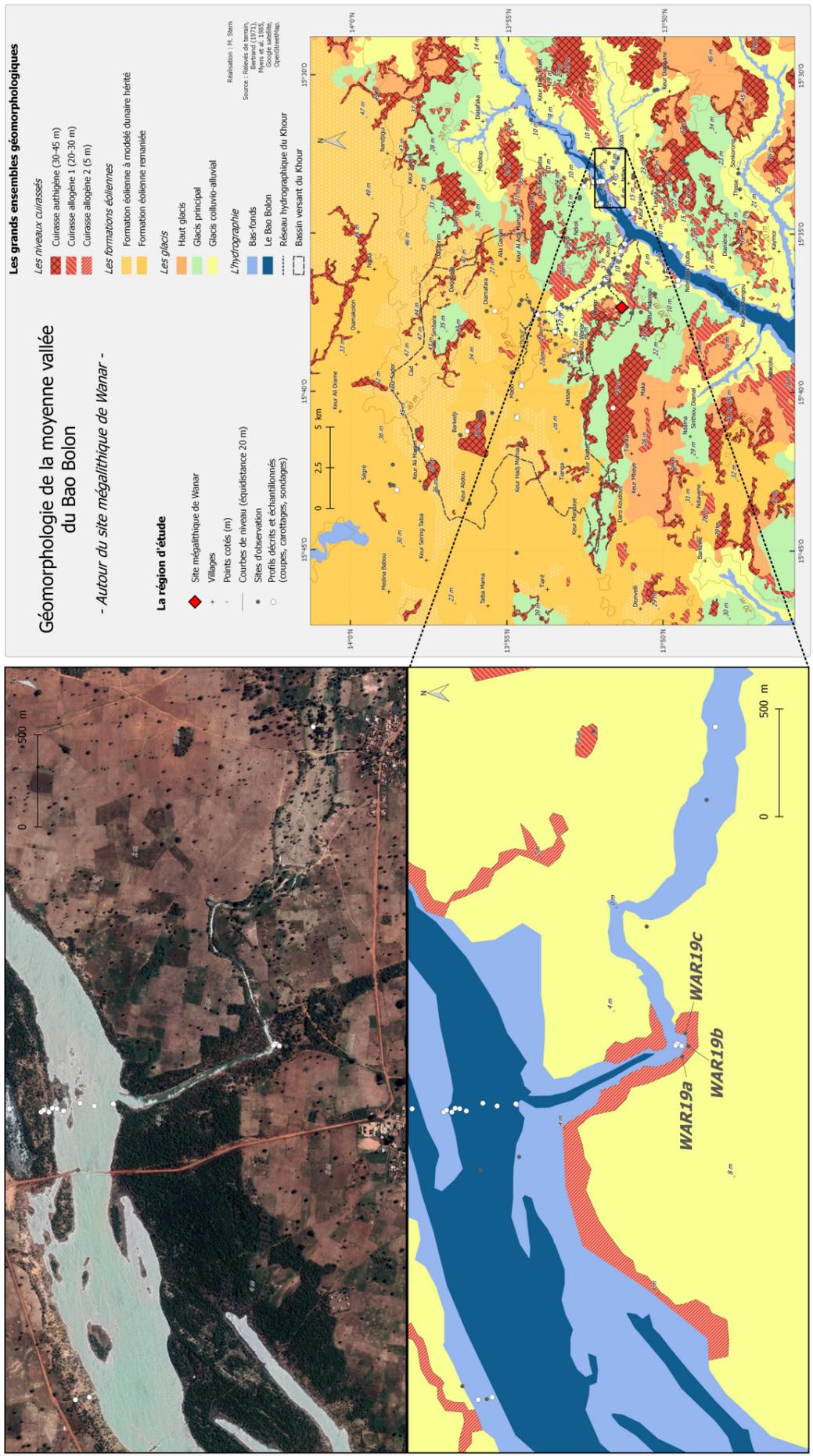


Figure 93. Le réseau hydrographique contraint par des niveaux de cuirasse allogène.

2.2. Les formations éoliennes

L'origine éolienne de ces formations est attestée par différents points d'ordre géomorphologique, à savoir leur position sur les parties les plus hautes de la zone d'étude et en recouvrement des niveaux de cuirasses authigènes, ainsi que par leur modelé dunaire hérité (Figure 71). Cette interprétation est, de plus, appuyée par l'étude de coupes et carottages et par des analyses en laboratoire, à savoir des datations radiocarbone et des analyses granulométriques et morphoscopiques.

2.2. a) Le profil des formations éoliennes décrit à travers les coupes, les carottages et les sondages

Les formations éoliennes sont étudiées notamment à travers quatre profils sédimentaires (SBB01c, SBB11, SBB08 et SAW22a). Il s'agit des formations les plus sableuses et homogènes de toute la zone d'étude. Leur position en tête de bassin du Khour, entre le marigot et le Saloum, permet de détailler l'agencement de ces formations et des cuirasses authigènes selon un premier transect (Figure 94).

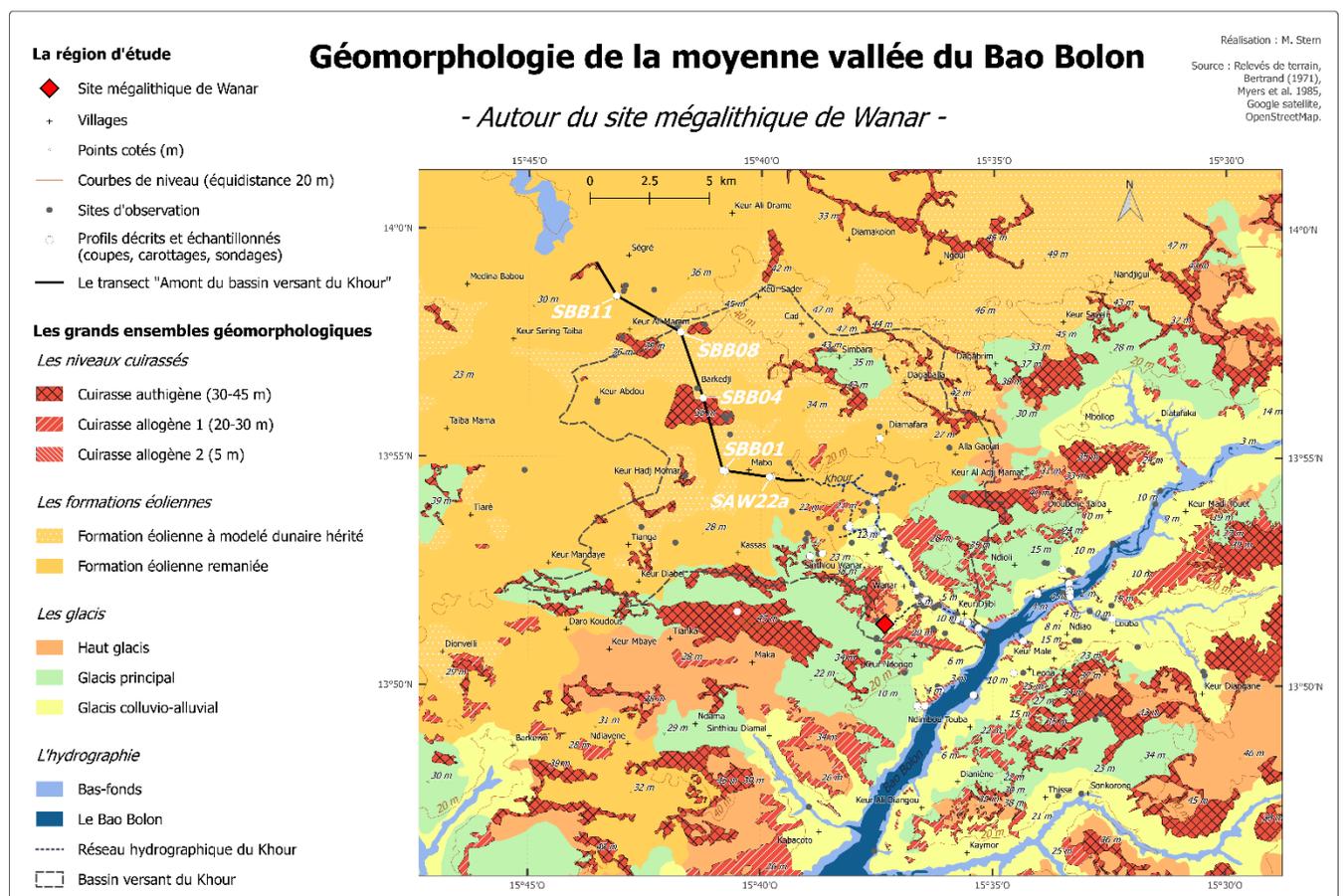


Figure 94. Emplacement des profils étudiés au sein des formations éoliennes et du transect "Amont du bassin versant du Khour".

SBB01c

Si la coupe SBB01c permet l'analyse d'un profil de cuirasse authigène (Figure 88), elle renseigne également sur les formations venues recouvrir les niveaux indurés (Figure 96). Ces dépôts, qui s'observent entre 105 et 0 cm de profondeur, sont bien classés avec un indice de Trask autour de 2, ce qui concorde avec l'hypothèse d'un transport éolien. À 90 cm de profondeur, le sédiment limono-sableux, daté à 7 165 – 6 980 cal BP, présente une médiane (D50) dans les sables fins (à 159 μm). Le remaniement de ce matériel, plus important vers la surface, abaisse la médiane à 50 cm de profondeur. L'horizon de surface peut être sujet à un lessivage des argiles, ce qui élève les valeurs de la médiane à 10 cm de profondeur.

SBB11

Le sondage SBB11, à 30 m d'altitude, est réalisé dans un champ d'arachides laissé en jachère (Figure 95).



Figure 95. Emplacement du sondage SBB11 (Photo : M. Stern).

Il dévoile un profil limono-sableux développé au-dessus d'un niveau cuirassé (Figure 97). La description de terrain permet d'identifier différents niveaux :

- 320 - 280 cm : niveau ocre avec des taches d'oxydation, riche en pisolithes centimétriques, surtout vers la profondeur. La poursuite du sondage au-delà de 320 cm est impossible, le matériel gravillonnaire n'est pas maintenu dans la tarière, et celle-ci butte sur une surface dure, ce qui révèle la présence de la cuirasse à cette profondeur.
- 280 - 215 cm : traces d'oxydation toujours présentes, pisolithes infracentimétriques.
- 215 - 165 cm : sédiment moins oxydé, pisolithes millimétriques.
- 165 - 130 cm : fraction sableuse moins grossière que les niveaux sous-jacents, couleur beige homogène, pas de taches d'oxydations, absence de pisolithes.
- 130 - 0 cm : niveau beige, homogène, semble moins argileux que les niveaux sous-jacents.

La médiane dévoile une certaine variabilité, qui n'est pas exprimée par l'indice de Trask. Les échantillons analysés illustrent un dépôt bien classé ($So \approx 2$) dans l'ensemble, et « normalement classé » à 300 cm, probablement sous l'effet des éléments grossiers présents à cette profondeur. Le tri globalement bon et l'hétérogénéité relative de la médiane suggèrent l'origine éolienne des particules, puis leur remaniement au cours de différentes phases.

SBB08

Le sondage SBB08, à 39 m d'altitude, est le seul réalisé dans les formations au modelé dunaire hérité. Il dévoile un dépôt de 3 m d'épaisseur qui repose sur un niveau cuirassé, rendant impossible la poursuite du sondage plus en profondeur (Figure 98). Les dix premiers centimètres sont sablo-limoneux beiges, au-dessus d'un épais niveau limono-sableux, très homogène, de plus en plus rouge vers la profondeur. Tout comme SBB11, il est bien classé avec un $So \approx 2$. Le profil est très peu différencié, ce qui concorde avec l'hypothèse d'une formation relativement peu remaniée, qui a conservé son modelé dunaire.

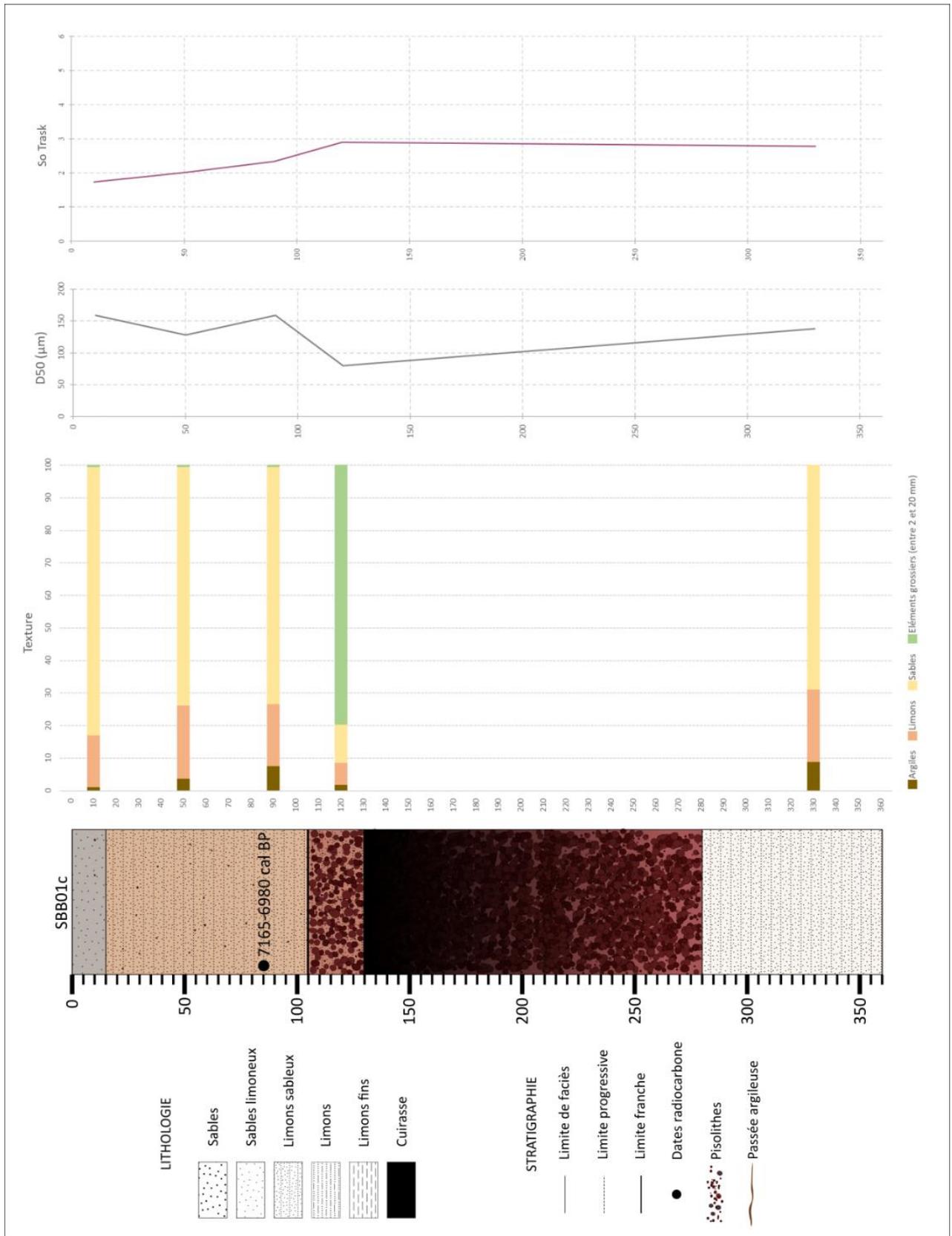


Figure 96. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB01c.

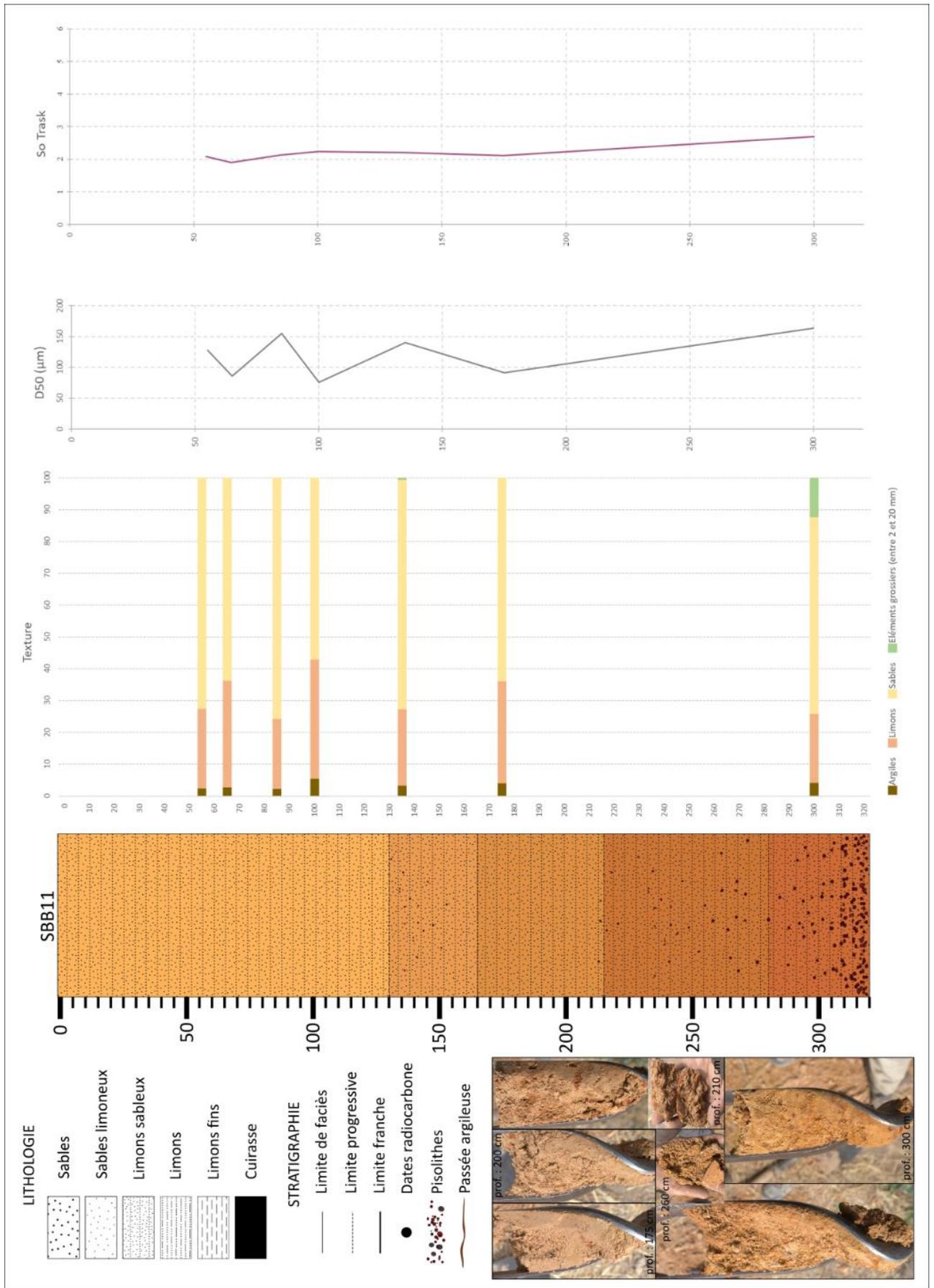


Figure 97. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB11.

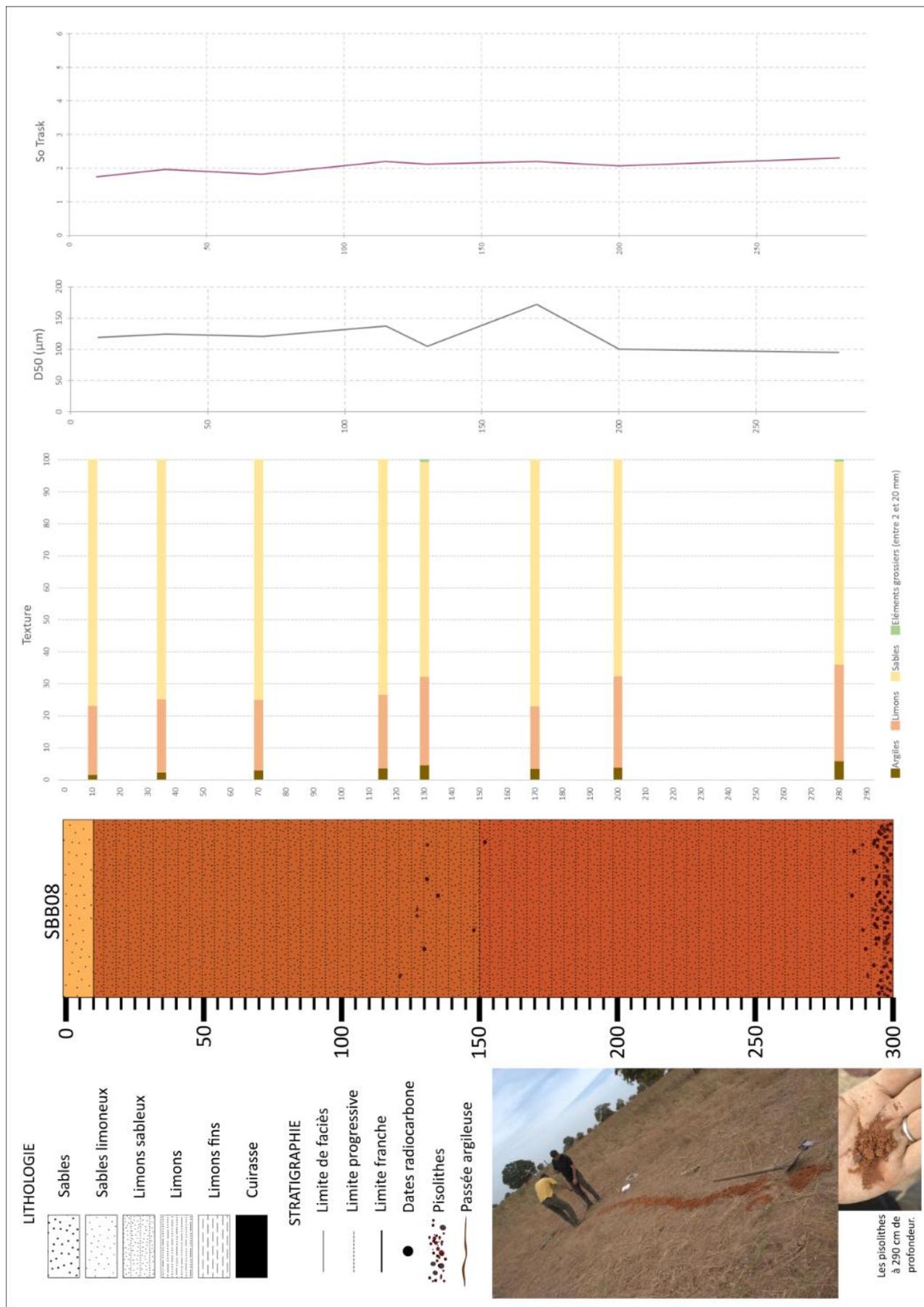


Figure 98. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB08.

SAW22a

Le profil SAW22a, à 18 m d'altitude, correspond à une coupe en carrière de sables, prolongée par un sondage à la tarière et au carottier manuel. Sur le terrain, les sédiments apparaissent comme sablo-limoneux très homogènes, à structure majoritairement particulaire à sec. Six ensembles ont été délimités, principalement sur la base de leur couleur (Figure 99):

- 400 - 350 cm : sédiment limono-sableux bariolé gris/ocre. En profondeur, le matériau est très compact, impossible à sonder au carottier manuel.
- 350 - 270 cm : Limons sableux de couleur globalement ocre avec quelques traces grises.
- 270 - 190 cm : Sables limoneux gris.
- 190 - 130 cm : Sables limoneux de teinte beige clair/blanc.
- 130 - 40 cm : Sables limoneux beiges clair.
- 40 - 0 cm : horizon limono-sableux brun assez sombre tranchant nettement avec le reste du profil.

Les analyses granulométriques révèlent un profil homogène, bien classé, composé en moyenne de 75 % de sables pour une fraction argileuse qui ne dépasse pas 5,5 %. Deux datations radiocarbone sont disponibles pour le profil SAW22a : un échantillon à 390 - 395 cm de profondeur est daté à 10 112 – 9 679 cal BP, un autre échantillon à 235 cm à 2 769 – 2 544 cal BP. Ce profil révèle ainsi différentes phases de remaniement des dépôts éoliens au cours de l'Holocène.

La coupe SAW22a se distingue des profils SBB01c, SBB11 et SBB08 par son aspect de « sables blancs » et sa structure particulaire, paramètres qui en font un matériau privilégié pour la construction. En plus des carrières de cuirasses, déjà évoquées, plusieurs carrières de sables blancs ont été observées sur le terrain : SBB44, SAW13, SAW17a, WAR05, SBB15 (Figure 107). Celles-ci révèlent des profils en coupe comparables à SAW22a, avec de grandes similitudes dans la couleur, la texture, la structure, l'épaisseur des formations, et qui présentent également des passées argileuses plus sombres, plus ou moins horizontales et ondulées.

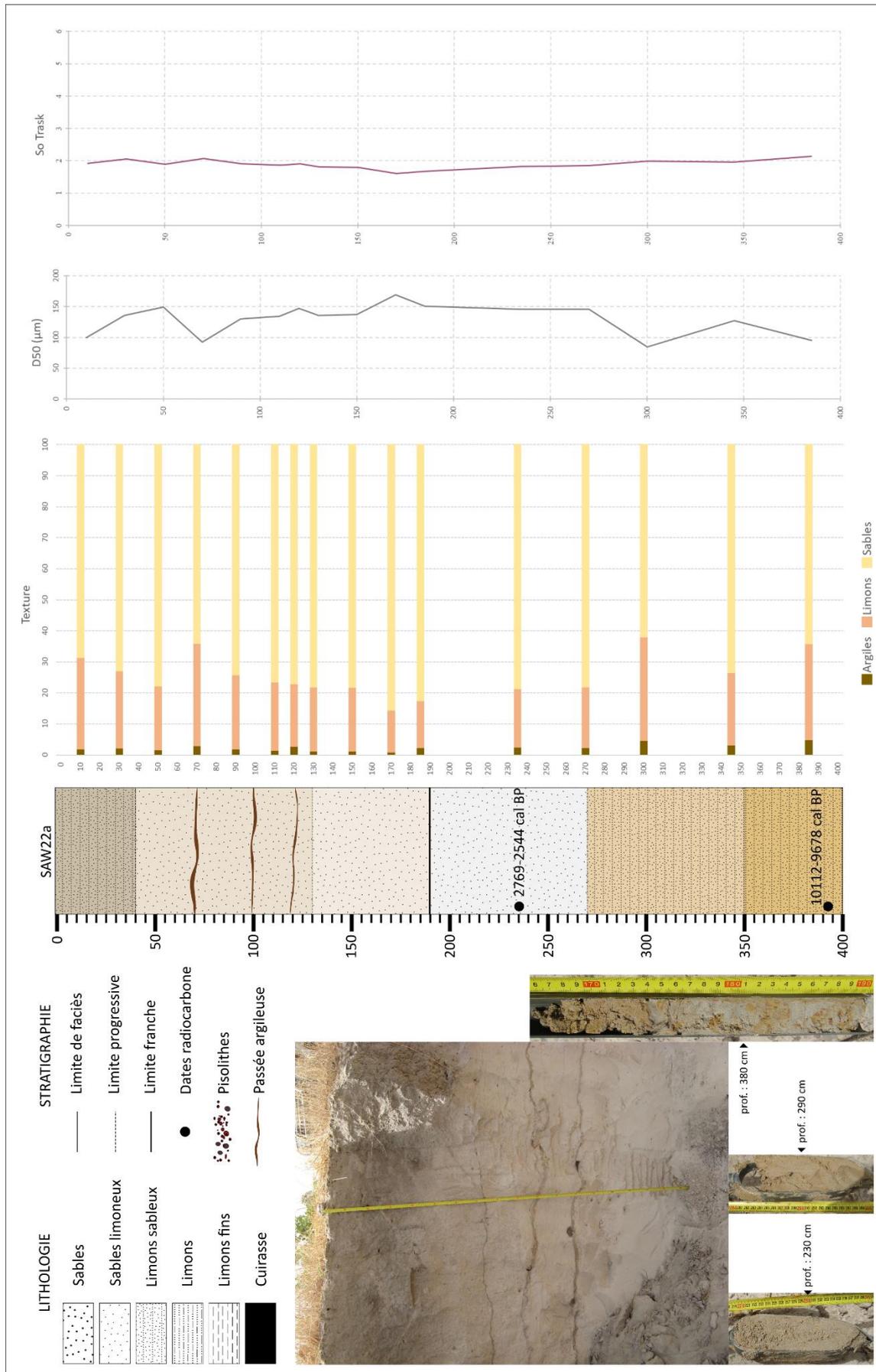


Figure 99. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SAW22a.

- SBB44

La carrière de Diamafara, à 21 m d'altitude dans les formations éoliennes remaniées, présente un épais niveau de sables limoneux blancs, sur plus de 350 cm (Figure 100). L'ensemble est massif, très homogène et pulvérulent. Des taches d'oxydation sont visibles par endroits, comme vers 220 et 350 cm de profondeur. Le dernier prélèvement à la tarière s'est avéré extrêmement difficile à extraire, en raison de l'humidité et de l'affaissement du matériau dans le trou, ce qui a forcé l'arrêt du sondage.

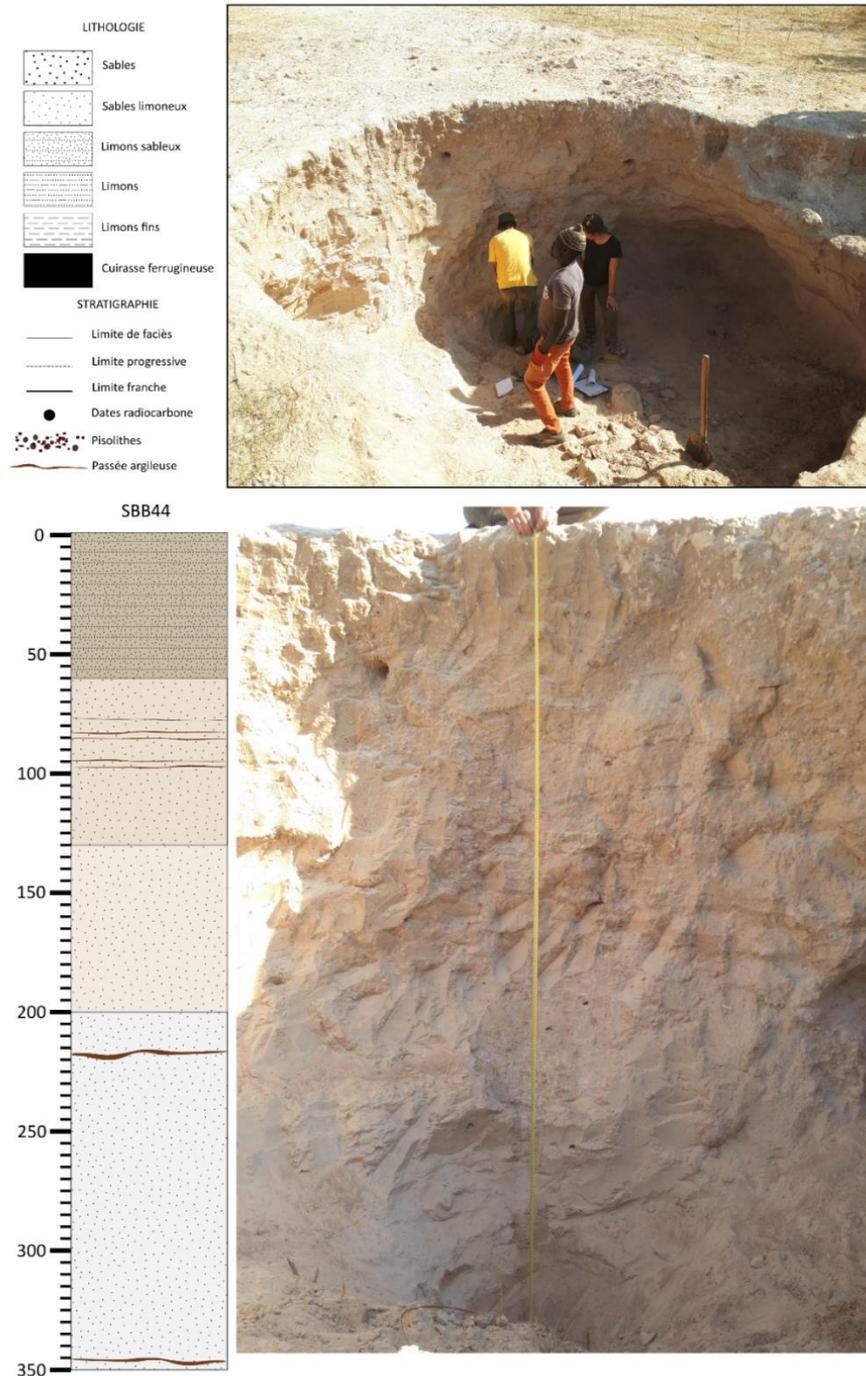


Figure 100. La carrière de Diamafara (SBB44).

- SAW13

La coupe SAW13, à 8 m d'altitude, se situe dans le bas-fond du Khour. Ce niveau sablo-limoneux a certainement été révélé par l'action érosive du marigot, puis exploité par les habitants. L'ensemble est massif, pulvérulent, entrecoupé de passées plus sombres et plus dures (Figure 101). En-dessous de 160 cm de profondeur, le matériau est très clair et plus dur. Cette coupe n'a pas fait l'objet d'un sondage à la tarière.

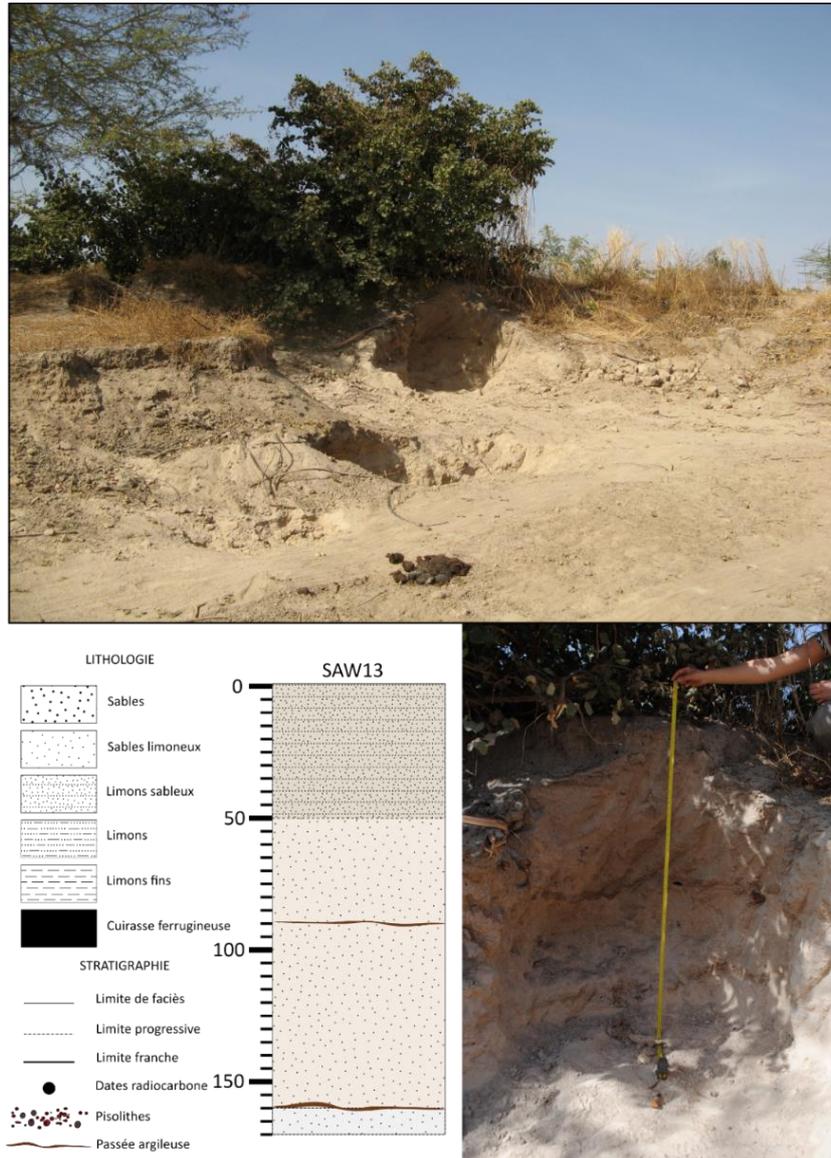


Figure 101. La petite carrière dans le Khour (SBB13).

- SAW17a

La coupe SAW17a se situe dans une carrière de sables à 3 m d'altitude, en rive droite du Bao Bolon, dans le bas-fond. Différents niveaux ont été identifiés (Figure 102):

- 340 – 190 cm : Sables beiges/blancs, très tendres, particuliers, traces d'oxydations par endroits (entre 250 et 280 cm), lamines plus dures à 230 et 240 cm. Au-delà de

340 cm, le sondage n'a pas permis d'observer le matériau qui, gorgé d'eau, n'a pas été maintenu dans le carottier manuel.

- 190 – 160 cm : Sables gris clair, plus durs qu'en-dessous, traces d'oxydation. La limite à 190 cm est une limite nette de dureté.
- 160 – 140 cm : Transition progressive à 160 cm vers un matériau légèrement plus ocre, homogène, sableux.
- 140 – 120 cm : Niveau marqué de nombreuses traces d'oxydation, surmonté d'une ligne de graviers pisolithiques. Toutes les transitions vers les niveaux supérieurs sont progressives.
- 120 – 110 cm : Niveau beige sablo-limoneux.
- 110 – 75 cm : Sables limoneux ocre, marqués par la présence de racines, et de taches sombres et blanches.
- 75 – 50 cm : Niveau brun-gris, sablo-limoneux, compact.
- 50 – 0 : Sables limoneux bruns, homogènes, friables.

La teneur en carbone, mesurée uniquement dans le tiers supérieur du profil, est très faible et n'excède pas 0,2 %. A 115 cm, elle affiche une légère augmentation (0,3 %), mais elle est nulle à 120 cm.

• WAR05

La carrière de sables de Leona, à 5 m d'altitude, se situe en rive gauche du Bao Bolon, dans le glaciaire colluvio-alluvial, dans une zone de savane arborée-arbustive défrichée par le feu (Figure 103). Elle présente de bas en haut :

- 445 – 315 : Limons sableux bariolés (rouge et gris), quelques pisolithes ($\varnothing = 2$ cm à 425 cm de profondeur). En profondeur, la présence d'eau et la difficulté à sonder forcent l'arrêt du prélèvement.
- 315 – 285 cm : Limons sableux gris, taches d'oxydation ocres, de plus en plus oxydés vers la profondeur.
- 285 – 210 : Limons sableux gris, quelques taches d'oxydation.
- 210 – 60 : Sables limoneux beiges - blancs, très friables, pulvérulents. Passée plus dure et plus sombre entre 80 et 90 cm de profondeur, matériau bioturbé autour de cette passée (galeries).
- 60 – 0 cm : Sables limoneux gris – bruns, organiques, bioturbés, passée argileuse vers 30 – 40 cm de profondeur.

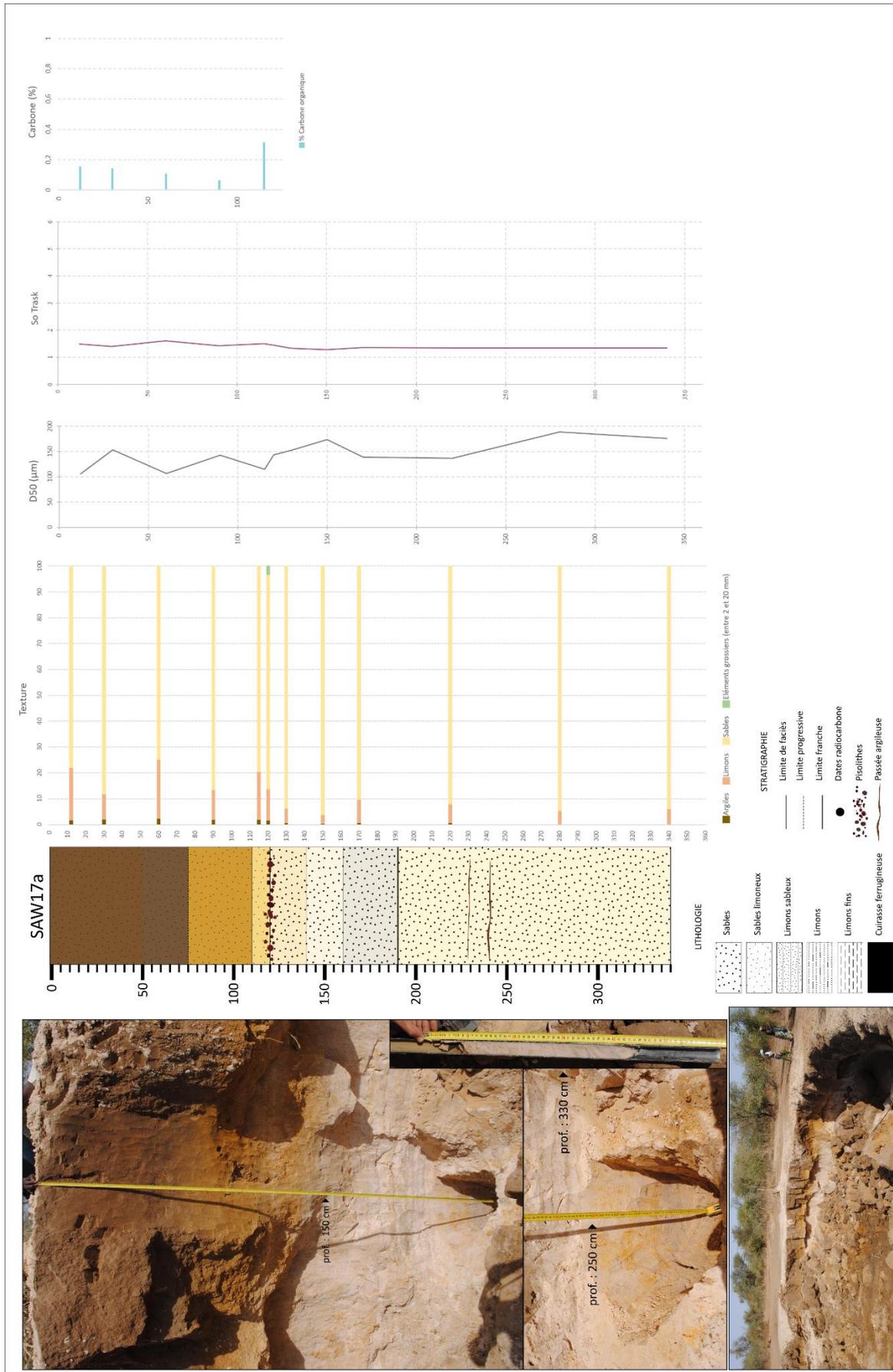


Figure 102. La carrière du Bao Bolon (SAW17a).

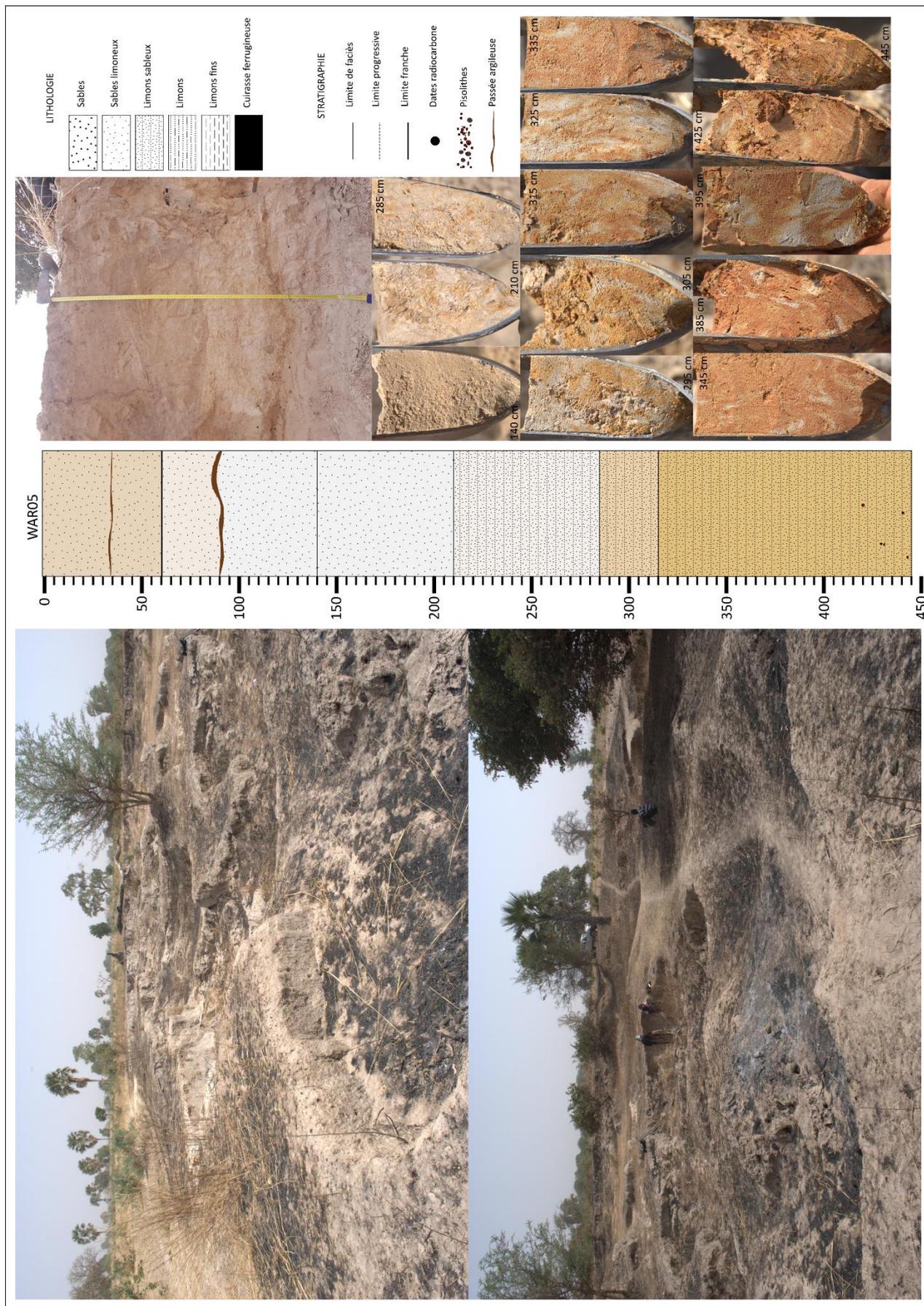


Figure 103. La carrière de sables de Leona (WAR05).

- SBB15

Le site SBB15 à 31 m d'altitude est le dernier lieu où les sables blancs ont été observés à la surface du sol. Il s'agit d'une zone arborée à proximité directe du village de Keur Abdou et de son puits (Figure 104). Aucune carrière d'extraction de sable n'a été observée lors de notre passage, ce site n'a pas non plus fait l'objet de sondage ou de carottage.

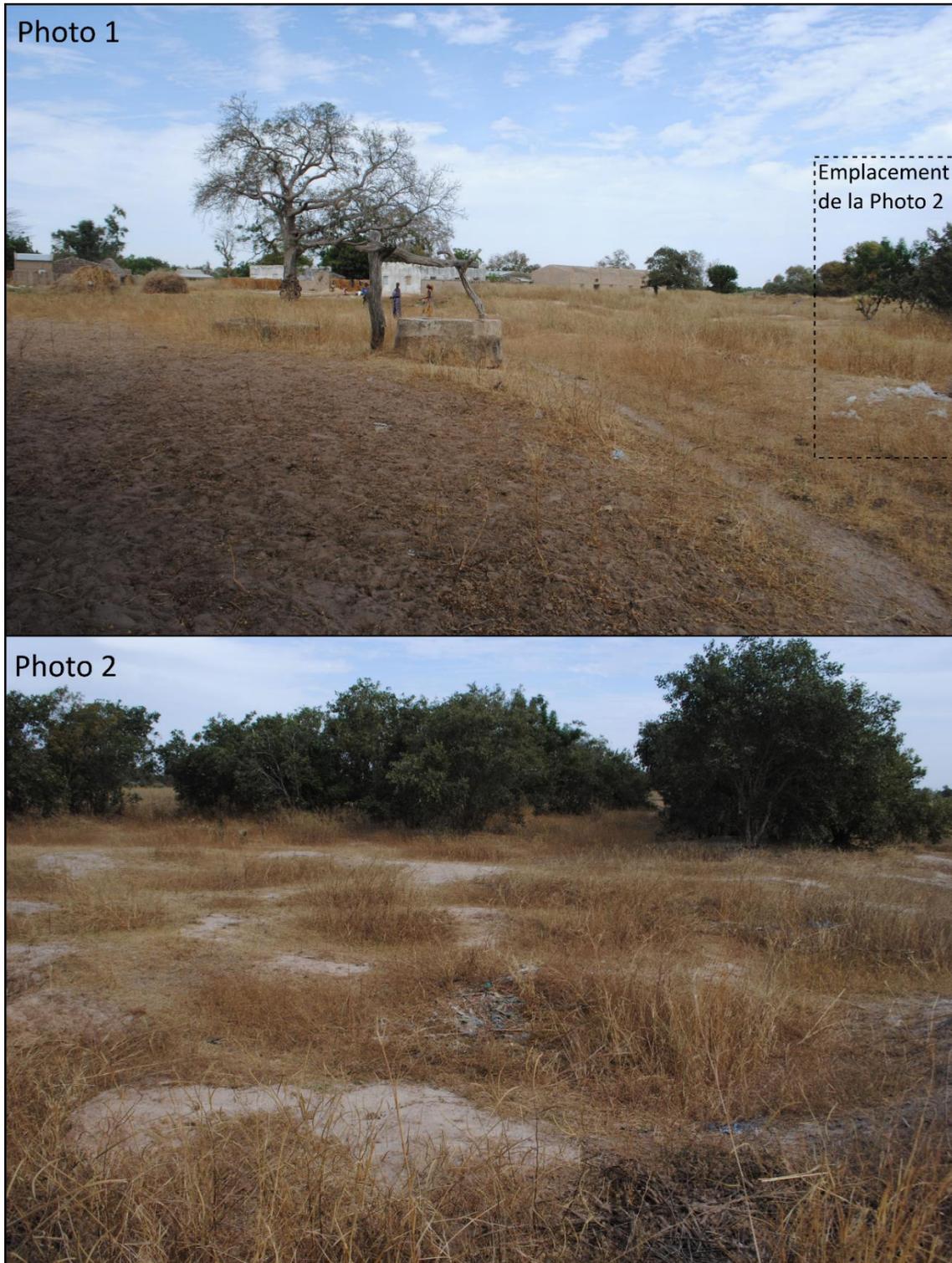


Figure 104. Les sables blancs visibles en surface près de Keur Abdou (SBB15) (Photos : M. Stern).

Les cinq coupes SAW22a, SBB44, SAW13, SAW17a et WAR05 présentent des profils très similaires, constitués d'un matériau sablo-limoneux ou sableux, épais et homogène, entrecoupé par endroits de passées ondulées argileuses, plus sombres et plus dures. Cet aspect ressemble très fortement aux profils décrits par Ruellan & Dosso (1993), interprétés comme des horizons sujets à une migration des argiles. Selon ces auteurs, les passées ondulées résultent soit d'une accumulation d'argiles, de fer ou de matière organique au sein d'un horizon poreux, soit de l'appauvrissement général en argiles d'un niveau argileux ; dans ce second cas, ces passées argileuses sont résiduelles (Figure 105).

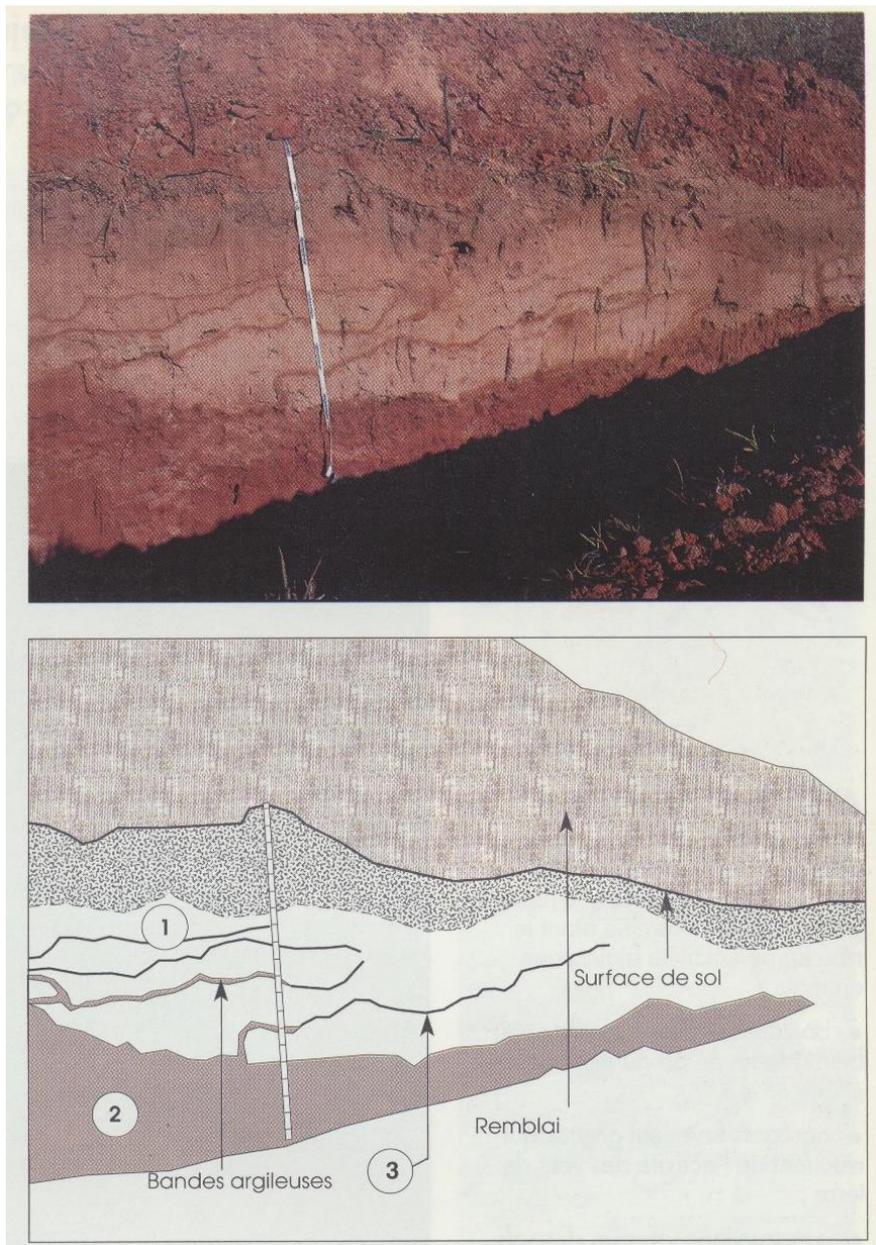


Figure 105. L'origine pédologique des passées argileuses ondulées observées dans les horizons sablo-limoneux : Au sein d'un horizon lessivé, sableux (1), développé au sommet d'un sol ferralitique (2), les passées argileuses (3) sont résiduelles du développement de l'horizon sableux aux dépens de l'horizon argileux sous-jacent (Brésil, État de São Paulo)(Ruellan & Dosso, 1993).

Ces deux processus de formation des passées argileuses peuvent également se produire au sein d'un même profil, avec à la base des passées résiduelles et au sommet des passées d'accumulation (Figure 106).

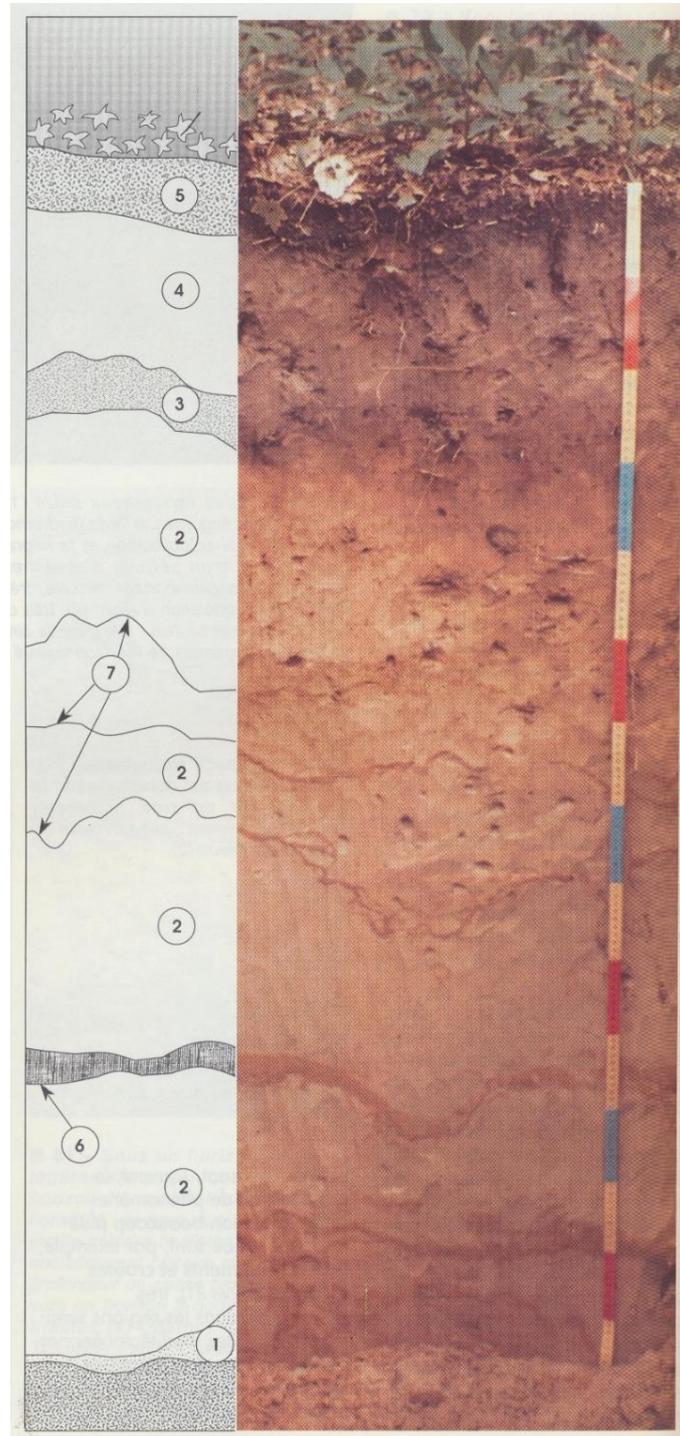


Figure 106. La formation de passées argileuses résiduelles à la base et d'accumulation au sommet : Au sein d'un épais horizon lessivé sableux (2) développé au-dessus d'un horizon d'accumulation d'argile (1), les passées argileuses à la base (6) se sont formées au détriment de l'horizon d'accumulation d'argile, tandis que celles au sommet (7) sont formées par accumulation d'argile au sein de l'horizon lessivé sableux. La pauvreté en argile favorise la formation d'un podzol au sommet (horizon organique (5), horizon appauvri (4), horizon brun-rouge d'accumulation de matière organique, de fer et d'aluminium (3)) (Nord de la France) (Ruellan & Dosso, 1993).

Il semblerait donc que certaines formations de la zone d'étude aient ponctuellement fait l'objet d'un important lessivage des argiles, amenant à la formation de ces niveaux de sables blancs parcourus de ces passées argileuses caractéristiques.

Au regard de l'emplacement de l'ensemble des carrières de sables observées sur le terrain (Figure 107), il apparaît que celles-ci sont systématiquement éloignées des formations cuirassées, et à proximité du réseau hydrographique : SAW17a se situe dans le bas-fond du Bao Bolon, à une dizaine de mètres du chenal ; SAW13 dans bas-fond et le chenal du Khour ; WAR05 dans le glacis colluvio-alluvial, à proximité du bas-fond et d'un affluent de rive gauche du Bao Bolon ; seuls des profils SAW22a, SBB44 et le site SBB15, localisés dans les formations éoliennes remaniées, paraissent plus éloignés du réseau hydrographique actuel. Cependant, confronter l'emplacement de ces trois derniers sites avec la carte de Bertrand (1971) révèle leur proximité avec des formations interprétées par l'auteur comme des « *Dépressions argilo-sableuses marquant le réseau hydrographique du Saloum* » marquées par des « *Sols hydromorphes à gley profond, sols ferrugineux tropicaux hydromorphes* » (représentées par un hachuré horizontal bleu). L'existence et la nature réelle de ces formations cartographiées par Bertrand (1971) restent à préciser, mais elles posent question quant à l'étendue des réseaux hydrographiques anciens. À ce propos, l'observation de la carte hydrologique du Sénégal de Myers et al (1985) renseigne sur la présence d'une vallée fossile du Saloum, représentée en tirets horizontaux, qui traverse notre zone d'étude du Sud-Est au Nord-Ouest (Figure 107). Selon les auteurs (Myers et al., 1986), ces vallées ont été creusées au cours des périodes glaciaires du Quaternaire, sous l'effet d'un abaissement du niveau des mers. Par la suite, la remontée du niveau marin a entraîné le comblement de ces vallées, qui « *contiennent aujourd'hui jusqu'à 50 m de sédiments d'origine alluviale* » (Myers et al., 1986). Toujours selon ces auteurs, ces sédiments, « *poreux et perméables* » constituent un aquifère, aujourd'hui exploité par les habitants qui viennent y puiser leur eau, ce que révèle l'emplacement du puits près de Keur Abdou au point SBB15 (Figure 104). Dans la zone d'étude, le tracé de cette grande vallée est à nuancer en raison de la différence d'échelle et des déformations liées au géoréférencement entre notre carte géomorphologique (de l'ordre du 1 : 100 000ème) et la carte hydrologique du Sénégal de Myers et al. (1985) (au 1 : 500 000ème). Cependant, sa présence pourrait expliquer l'épaisseur importante des profils précédemment décrits, liée à l'absence de soubassement cuirassé, ce qui pourrait avoir favorisé des processus pédologiques de lessivage. Ces conditions expliqueraient la similitude avec les formations observées dans la vallée du Bao Bolon (SAW17c, WAR05), qui a été soumise aux mêmes variations eustatiques.

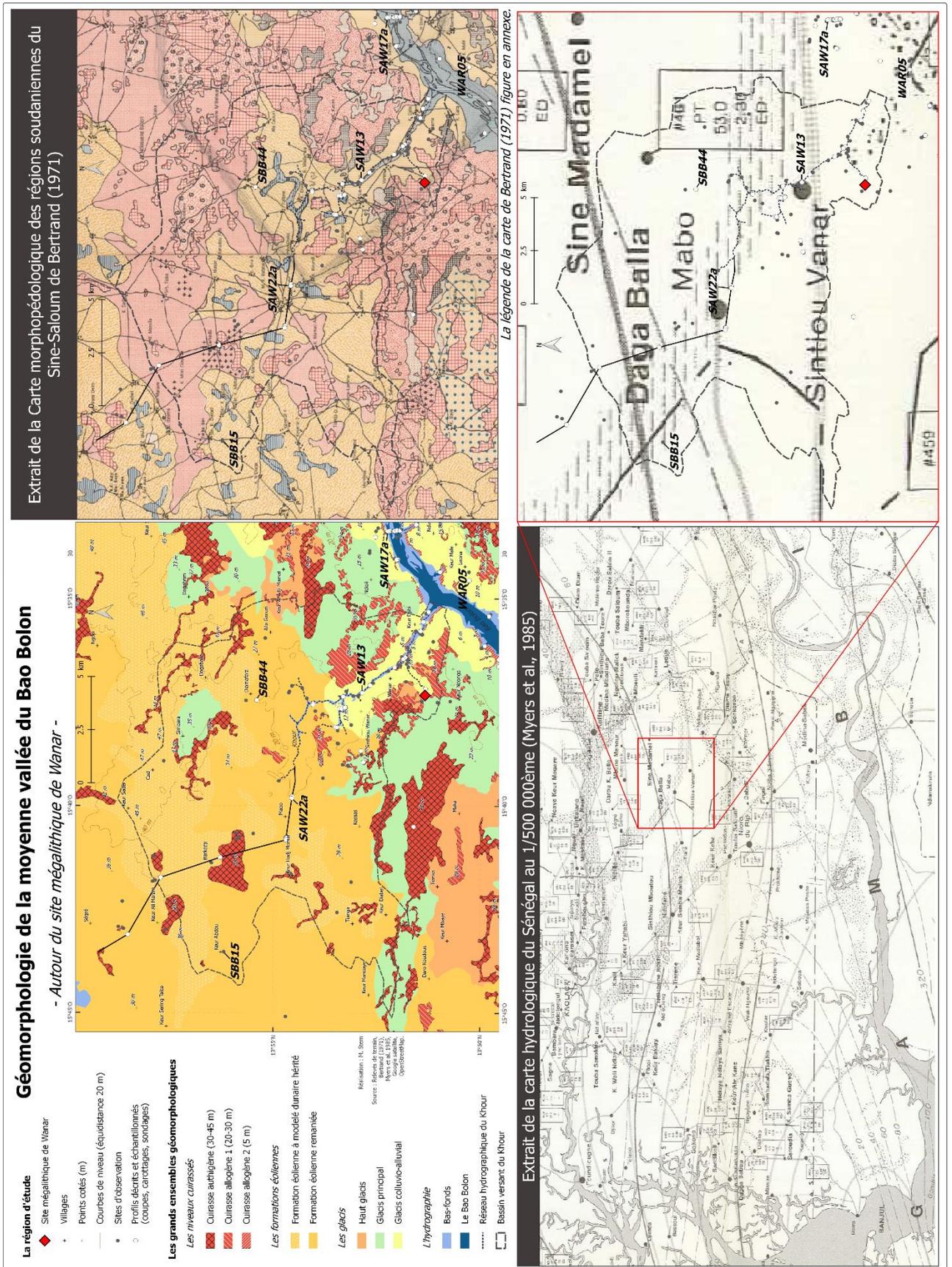


Figure 107. Emplacement des carrières de sables blancs (SBB15, SAW22a, SBB44, SAW13, SAW17a, WAR05), confronté à la carte morphopédologique de Bertrand (1971).

Toutes ces coupes, sauf SAW13, ont été prolongées par un sondage à la tarière et au carottier manuel, qui révèlent en profondeur soit des traces d'hydromorphie qui se traduisent par un aspect bariolé du matériau (SAW22a, WAR05), soit par la présence de la nappe qui empêche la bonne tenue du matériau dans la tarière ou le carottier (SBB44, SAW17c). Il s'agit donc d'épais niveaux sableux qui, contrairement aux formations éoliennes observées dans les profils SBB01, SBB11 et SBB08, ne reposent effectivement pas sur des niveaux cuirassés. La présence de quelques pisolithes a été relevée en profondeur dans la coupe WAR05, mais le sondage a dû être interrompu en raison de la présence d'eau et de la difficulté à sonder. Ces observations corroborent l'hypothèse suggérant que ces sables blancs, exploités comme matériel de construction, correspondent à des dépôts venus combler des vallées profondes.

Le modelé de la région d'étude renseigne sur l'existence d'au moins un épisode éolien important, dont les dépôts sont venus recouvrir les plus hauts niveaux cuirassés et les vallées. Le lessivage ultérieur qui s'est produit localement a affecté des dépôts déjà sableux et limoneux puisque d'origine éolienne. La formation des passées argileuses serait donc essentiellement liée à une accumulation d'argiles au sein des niveaux sableux, et non à la formation d'un horizon sableux au détriment d'un horizon argileux (dont les passées ondulées seraient les reliques) (Ruellan & Dosso, 1993).

2.2. b) Les analyses morphoscopiques

Les formations éoliennes présentent par endroits des modelés dunaires caractéristiques, mais elles ont en grande partie été remaniées pour s'étendre aujourd'hui sur de vastes étendues planes (Figure 66). L'objectif des analyses morphoscopiques est de s'assurer de l'origine éolienne de ces dépôts, et d'identifier la marque de leur remaniement par les eaux de ruissellement. La remobilisation des grains par ce second agent de transport, l'eau, s'est effectuée sur une période suffisamment longue, de l'ordre de plusieurs milliers d'années comme l'attestent les datations radiocarbone dans les coupes SBB01c et SAW22a (Figure 96 et Figure 99), pour façonner des grains à l'éroulé caractéristique.

En raison de la nature des dépôts sédimentaires, relativement fins, la grande majorité des grains observés en morphoscopie (près de 88 %) est comprise entre 0,16 et 0,7 mm (Tableau 3).

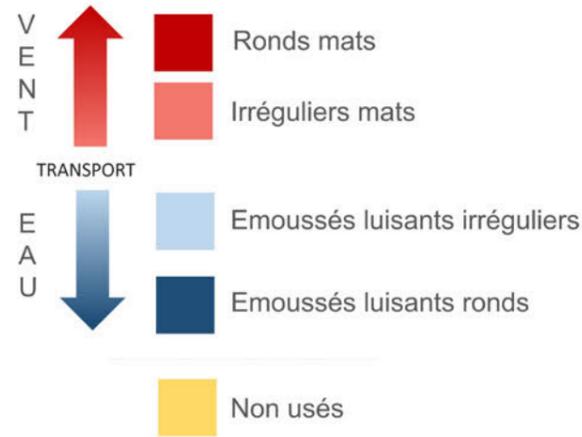
Tableau 3. Les différentes tailles de grain observées dans chaque échantillon analysé en morphoscopie.

	SBB11(55)		SBB11(300)		SBB08(170)		SBB01c(90)		SAW22a(235)		SAW22a(385-390)		WAR22b(69-72)		WAR22b(111-114)		Total	
	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage
0,16 mm < Ø < 0,7 mm	55	59,8	44	84,6	88	93,6	86	91,5	49	79	73	94,8	82	100	80	98,8	557	87,9
0,7 mm < Ø < 1,5 mm	9	9,8	8	15,4	6	6,4	8	8,5	13	21	4	5,2	0	0	1	1,2	49	7,7
1,5 mm < Ø < 2 mm	28	30,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	4,4
Total	92		52		94		94		62		77		82		81		634	

Les observations morphoscopiques réalisées dans la zone d'étude sont présentées dans la Figure 108. Le site SBB11, à 30 m d'altitude, se situe dans le bassin versant du Saloum. Le sondage à la tarière dévoile, à 300 cm de profondeur, une proportion importante de grains transportés par le vent (21,2 % de ronds mats, 11,5 % d'irréguliers mats). Le transport par l'eau, qui a émoussé plus de la moitié des grains, atteste du caractère remanié de ces dépôts. Le façonnage des grains par le vent est moins marqué à 55 cm de profondeur, ce qui témoigne d'un remaniement plus important des dépôts de surface. Ces dépôts récents, encore aujourd'hui, sont plus ou moins remobilisés lors des fortes pluies et charriés par le ruissellement en nappe. De la même manière, le profil SAW22a présente en profondeur (à 385-390 cm) une grande proportion de grains façonnés par le vent (3,9 % de ronds mats, 53,2 % d'irréguliers mats), proportion qui diminue en surface sous l'effet d'une prise en charge plus importante des grains par les eaux de ruissellement. Afin d'évaluer la pertinence des analyses morphoscopiques, des observations ont également été réalisées sur des dépôts de chenaux, indubitablement marqués par le transport par l'eau. Les dépôts du Bao Bolon, observés dans le profil WAR22b, sont constitués de grains majoritairement émoussés luisants, associés au transport hydrique. Cependant, des grains mats sont également observés, en particulier en profondeur (111-114 cm), ce qui témoigne de l'origine éolienne d'une grande partie des grains transportés par les cours d'eau de la région, dont le Bao Bolon.

L'analyse morphoscopique des dépôts du site SBB08, en tête de bassin du Khour et à la limite entre les bassins du Bao Bolon et du Saloum, révèle à 170 cm de profondeur une proportion très importante de grains émoussés luisants (près de 80 %). Ce résultat pose question car il traduirait le caractère essentiellement alluvial de ces dépôts, pourtant situés à 39 m d'altitude, au-dessus d'un niveau cuirassé, et au sein d'une formation au modelé dunaire hérité. D'autres échantillons provenant de ce sondage mériteraient d'être analysés afin d'identifier le caractère exceptionnel, ou non, de ce résultat.

Morphoscopie des grains de quartz



Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillés (coupes, carottages, sondages)

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse authigène (30-45 m)
- Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allogène 3 (5 m)

Les formations éoliennes

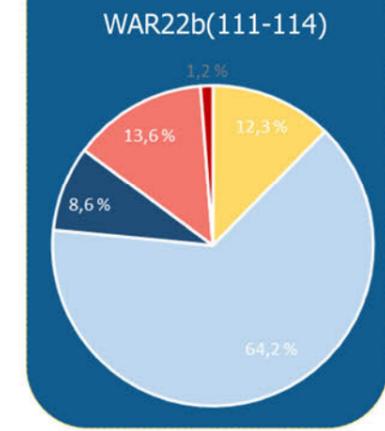
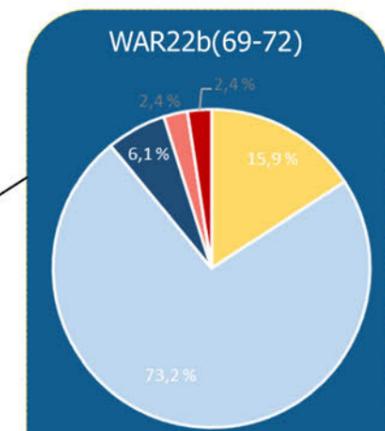
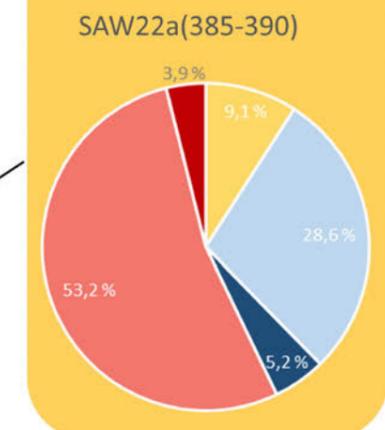
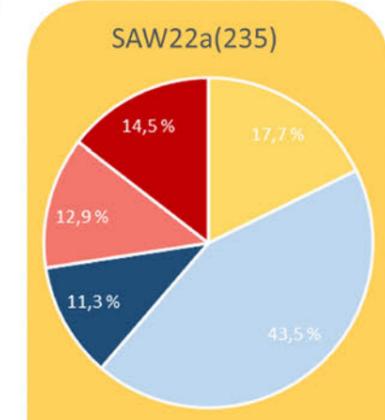
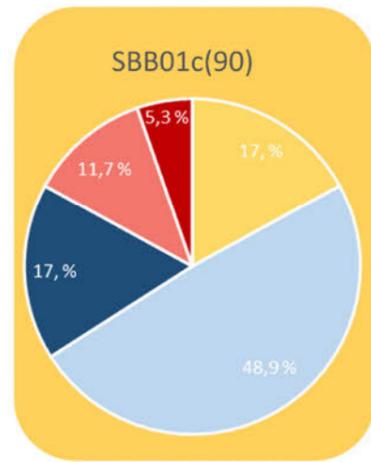
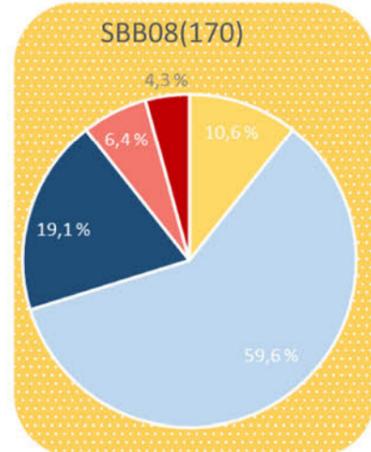
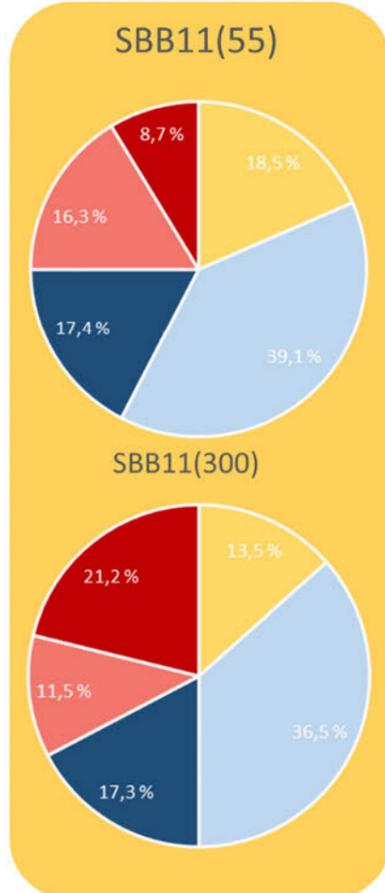
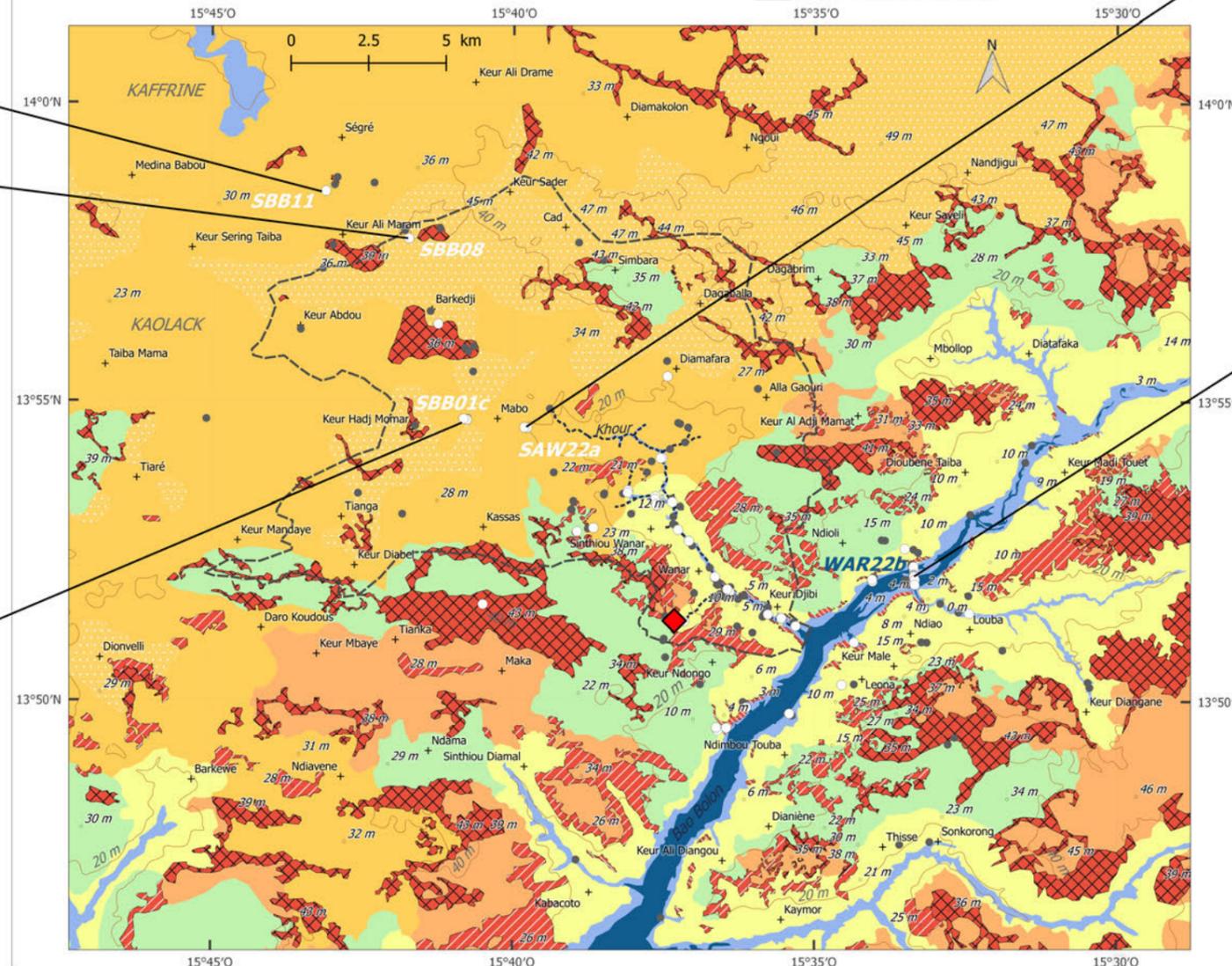
- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour



Réalisation : M. Stern
 Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.

Figure 108. Les observations morphoscopiques réalisées dans la zone d'étude.

2.2. c) Le transect à l'amont du bassin versant du Khour

La combinaison de toutes ces observations, analyses et interprétations permet d'établir un profil en coupe de la partie amont du bassin versant du Khour, entre cuirasses authigènes et formations éoliennes, et de schématiser la paléotopographie de la zone (Figure 109).

Entre SBB11 et SBB08, tout comme entre le niveau cuirassé et SBB01c, nous établissons l'hypothèse que la formation éolienne ne repose pas directement sur la cuirasse. Ces zones sont associées au réseau hydrographique dans la carte de Bertrand (1971), de la même manière que les épaisses formations de sables blancs. Il pourrait donc s'agir d'anciennes vallées bordées par les niveaux cuirassés, comblées par des dépôts d'origine éolienne et alluviale. Vers le Khour, les formations s'abaissent à 20 m d'altitude, bien en-dessous des niveaux de cuirasse authigène. Il s'agirait de formations alluviales venues combler une vallée profonde, archivant plusieurs phases de sédimentation datées de l'Holocène dans la coupe SAW22a.

Ce transect documente la tête de bassin de Khour et permet d'identifier la géométrie des formations qui marquent la limite entre les systèmes du Bao Bolon et du Saloum. Plus à l'aval, les formations éoliennes disparaissent, l'altitude diminue et les versants s'organisent en une alternance de glacis et de cuirasses.

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

-Autour du site mégalithique de Mianar -

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse autochtène (30-45 m)
- Cuirasse allochtène 1 (20-30 m)
- Cuirasse allochtène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modéré dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

La région d'étude

- Site mégalithique de Mianar
- Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (troups, carotages, sondages)
- Le transect à l'amont du bassin versant du Khour
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour

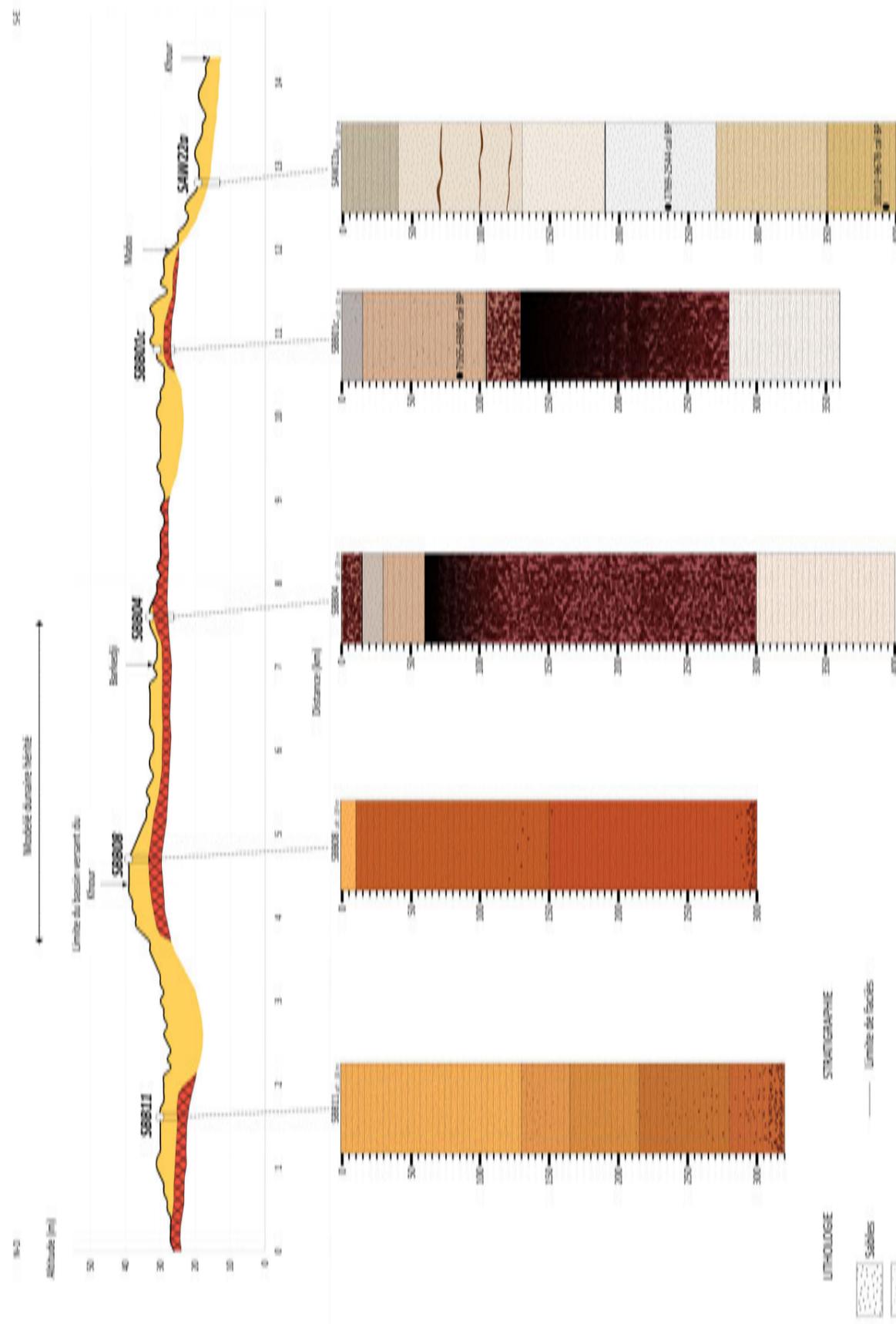
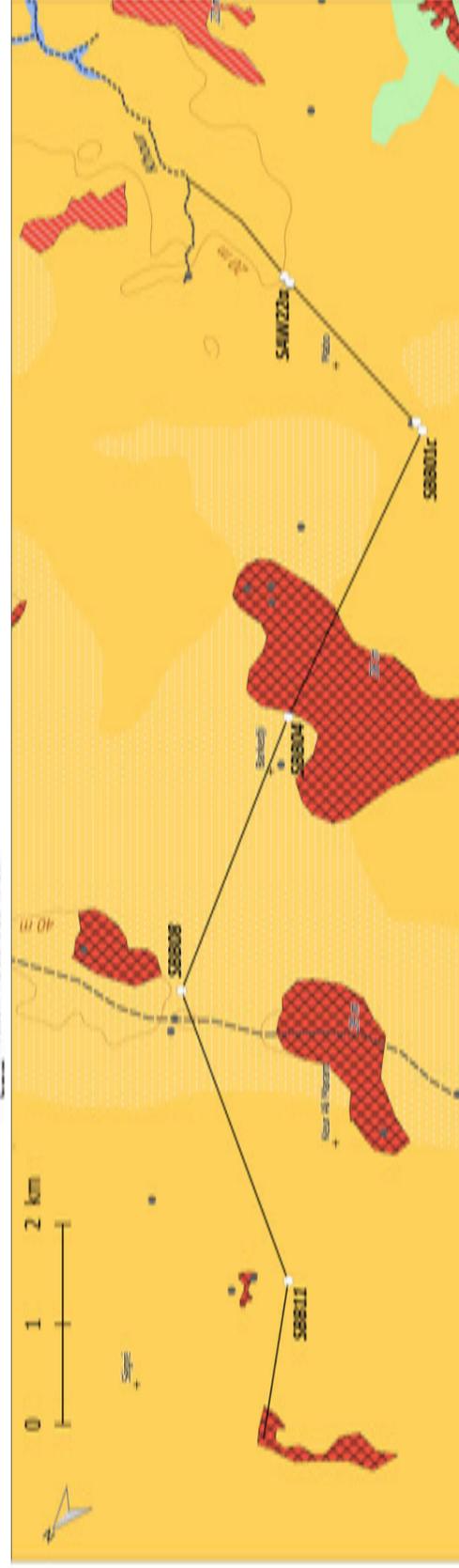


Figure 109. Le transect illustrant l'amont du bassin versant du Khour.

La région d'étude

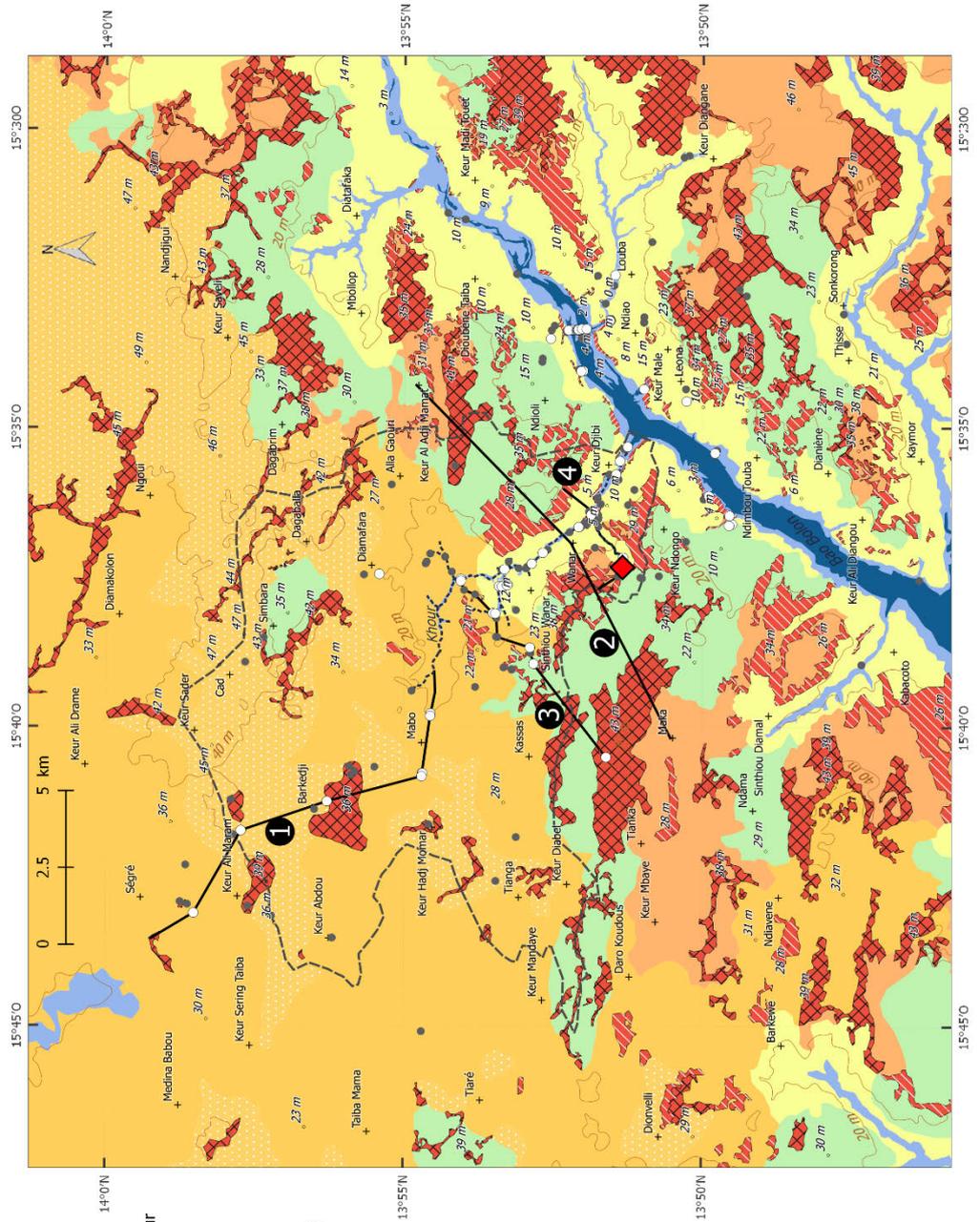
- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)
- Les quatre transects
- ① Le transect à l'amont du bassin versant du Khour
- ② Le transect Maka - Wanar - Keur Al Adji Mamat
- ③ Le transect de Sinthiou Wanar
- ④ Le transect du site mégalithique de Wanar

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

Réalisation : M. Stern

Source : Relevés de terrain, Bertrand (1971), Myers et al. 1985, Google satellite, OpenStreetMap.



Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- Cuirasse authigène (30-45 m)
- Cuirasse alloène 1 (20-30 m)
- Cuirasse alloène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- Formation éolienne remaniée

Les glacis

- Haut glacis
- Glacis principal
- Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- Bas-fonds
- Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- Bassin versant du Khour

Figure 110. Les quatre transects réalisés dans la zone d'étude.

2.3. Les glacis

Afin de comprendre la géométrie des ensembles géomorphologiques cartographiés, notamment la manière dont les glacis se connectent aux différentes formations cuirassées, quatre transects ont été réalisés. A celui illustrant l'amont du bassin du Khour s'ajoutent le transect Maka – Wanar – Keur Al Adji Mamat, le transect de Sinthiou Wanar et le transect du site mégalithique de Wanar (Figure 110).

2.3. a) Le transect Maka – Wanar – Keur Al Adji Mamat

Les dynamiques géomorphologiques qui règnent dans la portion aval du bassin versant du Khour sont commandées par les niveaux cuirassés, qui constituent les points hauts du relief. Le transect réalisé entre Maka, Wanar et Keur Al Adji Mamat (Figure 111) permet d'observer l'organisation géomorphologique de ces versants. Par souci de clarté, l'échelle des altitudes est fortement exagérée. Dans cette portion d'étude, les buttes de cuirasses authigènes dominent le relief, entre 30 et 45 m d'altitude, et marquent la limite du bassin du Khour. En contrebas de celles-ci, le glacis principal les raccorde en pente douce aux affleurements de cuirasse allogène 1, entre 20 et 30 m d'altitude. Au Sud-Ouest de Wanar, la cuirasse allogène 1 affleure au contact direct de la cuirasse authigène, le passage de l'une à l'autre se fait par l'intermédiaire d'un palier qui relie les deux surfaces cuirassées relativement planes, d'altitudes différentes. Le haut glacis, visible au Sud-Ouest autour de Maka et au Nord-Est en direction de Keur Al Adji Mamat, affiche une pente et un profil variables en raison de sa nature irrégulière : il peut s'agir d'un niveau cuirassé à faible profondeur, d'un glacis de démantèlement de cuirasse, ou d'un niveau de cuirasse démantelée. En direction du Khour, les cuirasses allogènes 1 laissent place au glacis colluvio-alluvial à pente très faible, inférieure à celle du glacis principal. L'exagération de l'échelle des altitudes sur le transect laisse apparaître une forme ondulée en rive droite du Khour, qui ne se distingue pas sur le terrain ; il doit s'agir d'une variation imperceptible de quelques mètres liée à l'implantation du village de Wanar. À l'aval, le bas-fond du Khour révèle sa position relativement encaissée dans le glacis colluvio-alluvial, qui prend ainsi l'aspect d'une terrasse incisée.

2.3. a) Le transect de Sinthiou Wanar

Un transect réalisé au niveau de Sinthiou Wanar, entre la cuirasse et le Khour, permet d'identifier la géométrie des différentes formations, en particulier la position relative du glacis principal et des formations éoliennes remaniées (Figure 112). Ce transect a fait l'objet d'un relevé de végétation, qui a notamment permis de détailler l'occupation du sol des différentes unités géomorphologiques, telle que présentée en début de chapitre.

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

La région d'étude

- ◆ Site mégalithique de Wanar
- + Villages
- Points cotés (m)
- Courbes de niveau (équidistance 20 m)
- Sites d'observation
- Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)
- Le transect Maka - Wanar - Keur Al Adji Mamat

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

- ▨ Cuirasse authigène (30-45 m)
- ▨ Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
- ▨ Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

- ▨ Formation éolienne à modelé dunaire hérité
- ▨ Formation éolienne remaniée

Les glacis

- ▨ Haut glacis
- ▨ Glacis principal
- ▨ Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

- ▨ Bas-fonds
- ▨ Le Bao Bolon
- Réseau hydrographique du Khour
- ▭ Bassin versant du Khour

Le transect

Maka - Wanar - Keur Al Adji Mamat

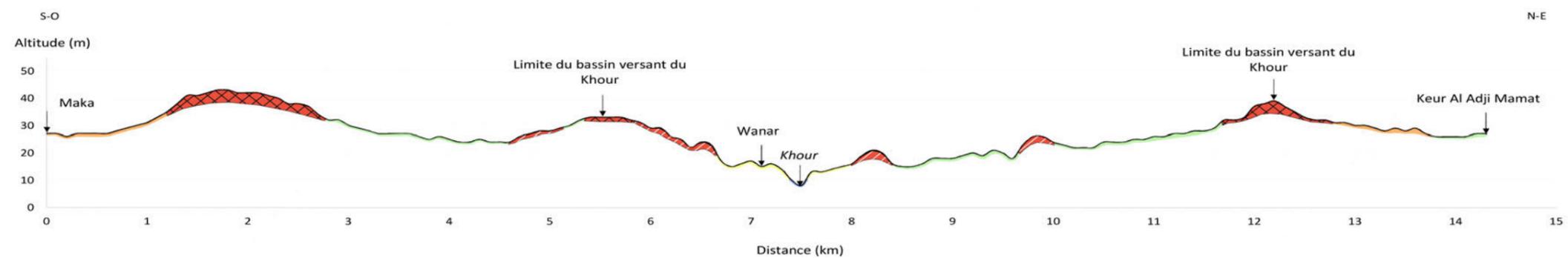
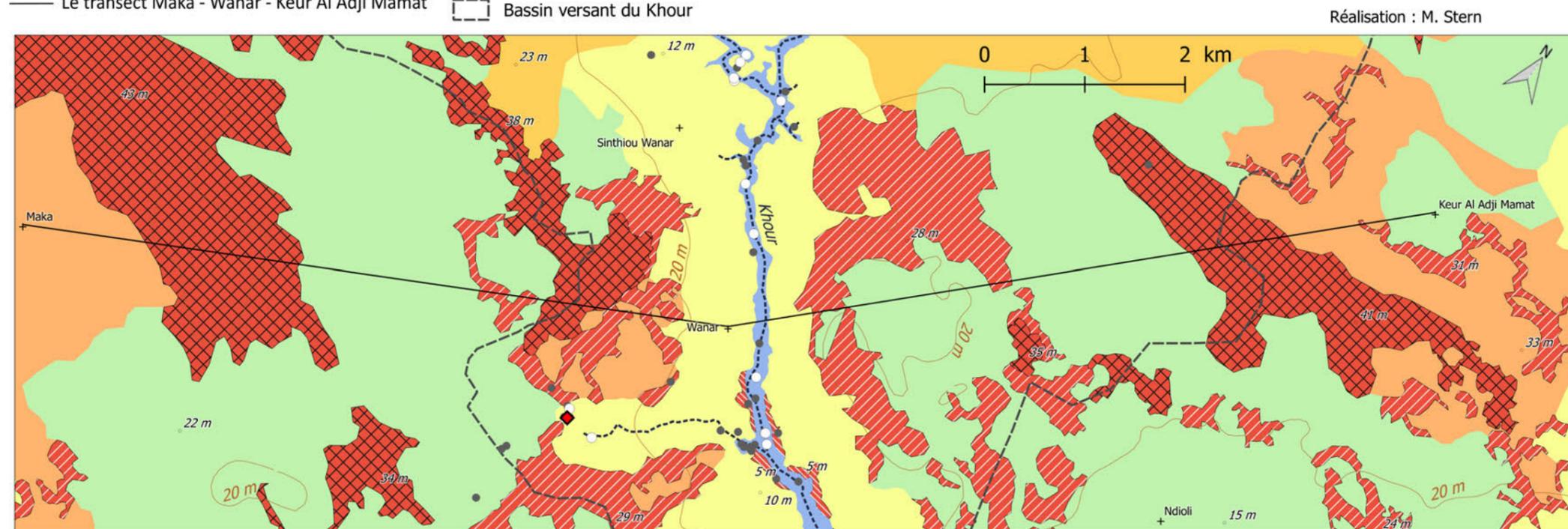


Figure 111. Le transect Maka - Wanar - Keur Al Adji Mamat.

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

-  Cuirasse authigène (30-45 m)
-  Cuirasse allogène 1 (20-30 m)
-  Cuirasse allogène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

-  Formation éolienne à modelé dunaire hérité
-  Formation éolienne remaniée

Les glacis

-  Haut glacis
-  Glacis principal
-  Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

-  Bas-fonds
-  Le Bao Bolon
-  Réseau hydrographique du Khour
-  Bassin versant du Khour

La région d'étude

-  Site mégalithique de Wanar
-  Villages
-  Points cotés (m)
-  Courbes de niveau (équidistance 20 m)
-  Sites d'observation
-  Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)
-  Le transect de Sinthiou Wanar

Réalisation : M. Stern

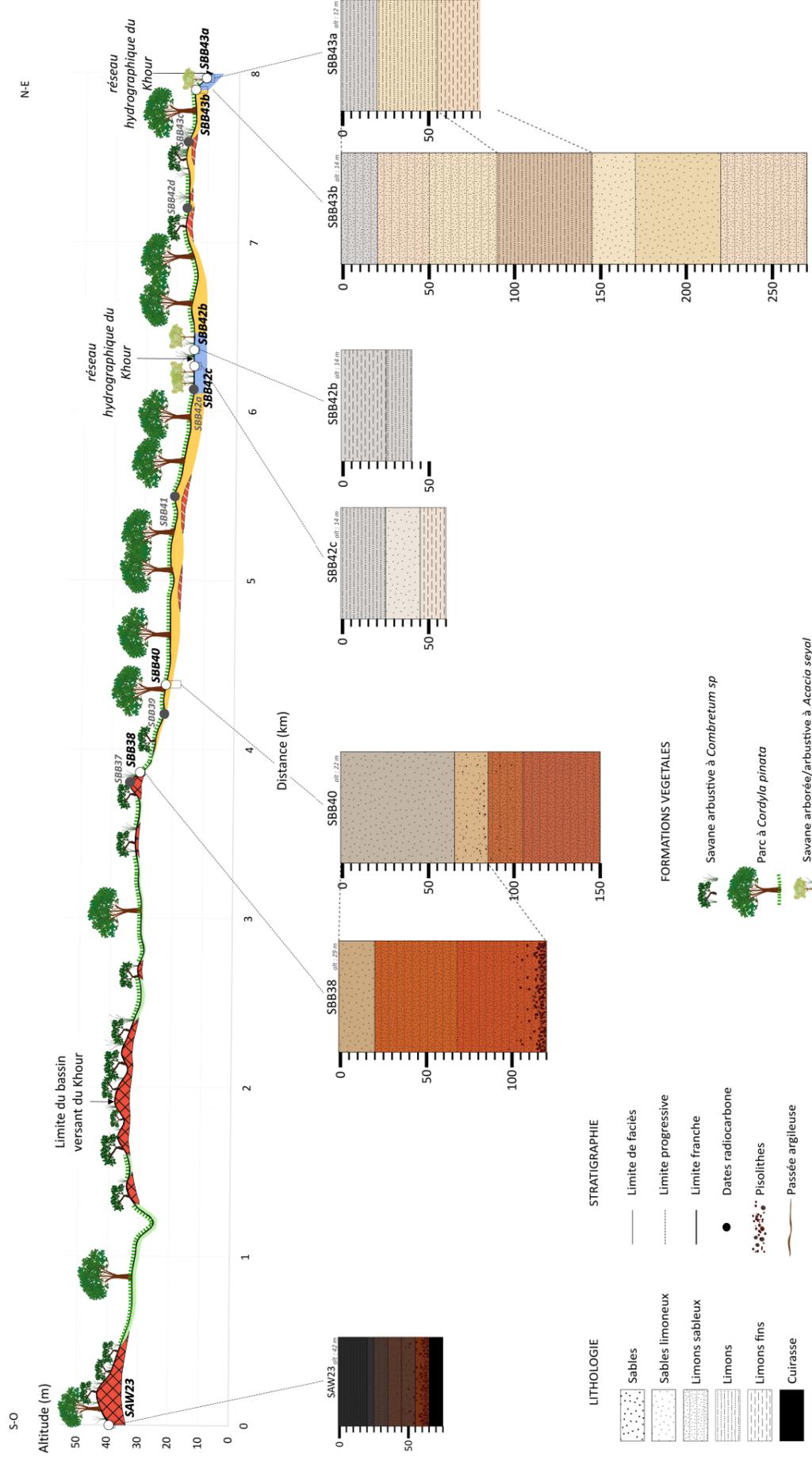
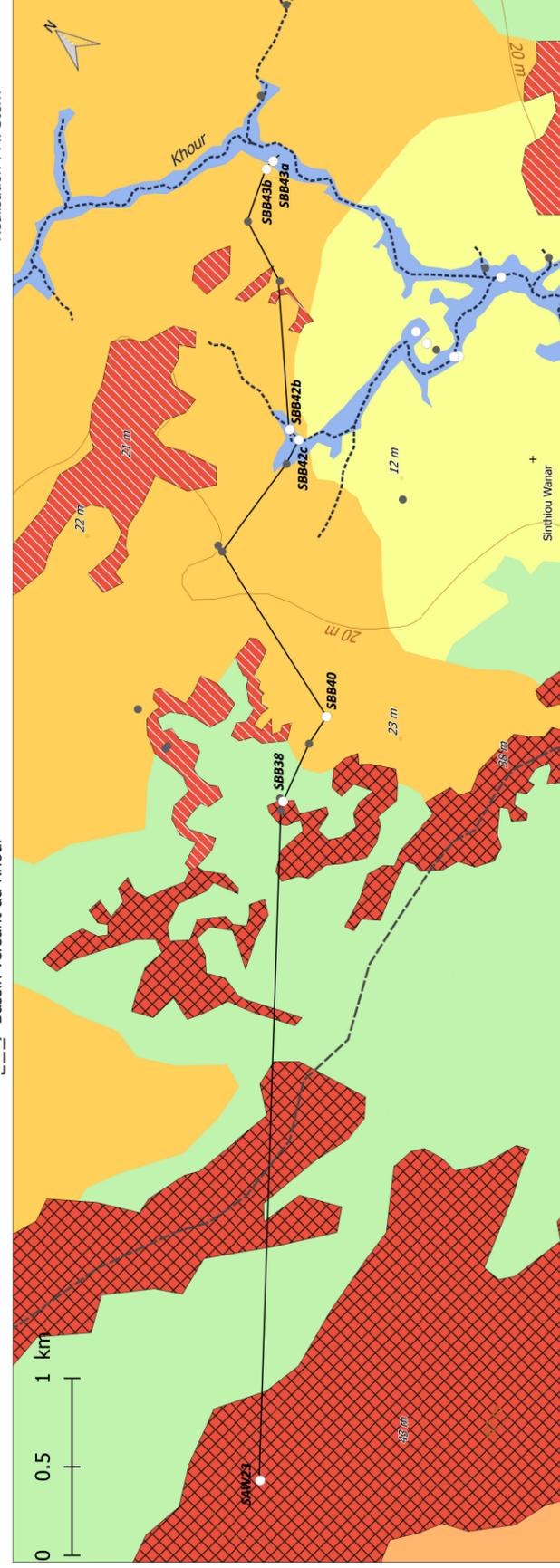


Figure 112. Le transect de Sinthiou Wanar.

Le modelé et l'occupation du sol d'une partie des sites qui constituent ce transect ont été précédemment décrits, comme la butte cuirassée SBB37 (Figure 68), le glaciaire principal au point SBB38 (Figure 73) et les parcs à *Cordyla pinata* des formations éoliennes remaniées au niveau de SBB39, SBB40 et SBB41 (Figure 70). Ces points ont été analysés sur le terrain dans un souci de continuité, d'amont en aval, afin d'identifier les transitions entre les différents ensembles géomorphologiques et la manière dont ils se connectent les uns aux autres. Pour ce faire, des sondages à la tarière ont été réalisés.

La connexion entre la butte cuirassée (SBB37) et le glaciaire principal a été sondée à la tarière au niveau du point SBB38 (Figure 113). Il en ressort un profil qui s'organise de bas en haut :

- 120 – 100 cm : Matrice limono-sableuse rouge, beaucoup de pisolithes vers la profondeur (à 120 cm, 50% de pisolithes centimétriques ; à 150 cm, 20% de pisolithes ; à 110 cm, 5 % de pisolithes ; à 100 cm, quelques pisolithes millimétriques). A 100 cm, quelques traces d'oxydo-réduction, présence de petits charbons et de microcharbons.
- 100 – 20 cm : Niveau limono-sableux homogène, orangé vers la surface et de plus en plus rouge vers la profondeur, pas d'éléments grossiers.
- 20 – 0 cm : Sables limoneux gris, particuliers.

À 100 - 200 m à l'aval de SBB38, en direction de SBB39, le versant affiche une rupture de pente, vers une zone beaucoup plus plane. Il s'agit du passage du glaciaire principal vers les formations éoliennes remaniées. La végétation arbustive laisse place au parc à *Cordyla pinata* quelques centaines de mètres vers l'aval, au niveau du point SBB39. Un sondage a été réalisé dans les formations éoliennes remaniées, au point SBB40, il révèle le profil suivant (Figure 114) :

- 150 – 105 cm : Niveau limono-sableux rouge, présence de taches grises, très compact, très difficile à sonder à la tarière et au carottier manuel.
- 105 – 85 cm : Niveau limono-sableux bariolé gris-jaune-rouge, compact, quelques pisolithe (5%) millimétriques à centimétriques.
- 85 – 65 cm : Sables limoneux beiges, quelques pisolithes (5%) millimétriques à centimétriques.
- 65 – 0 cm : Sables limoneux gris-brun clair, particuliers, homogènes, pas d'éléments grossiers. Horizon Ah travaillé jusqu'à 30 cm de profondeur.

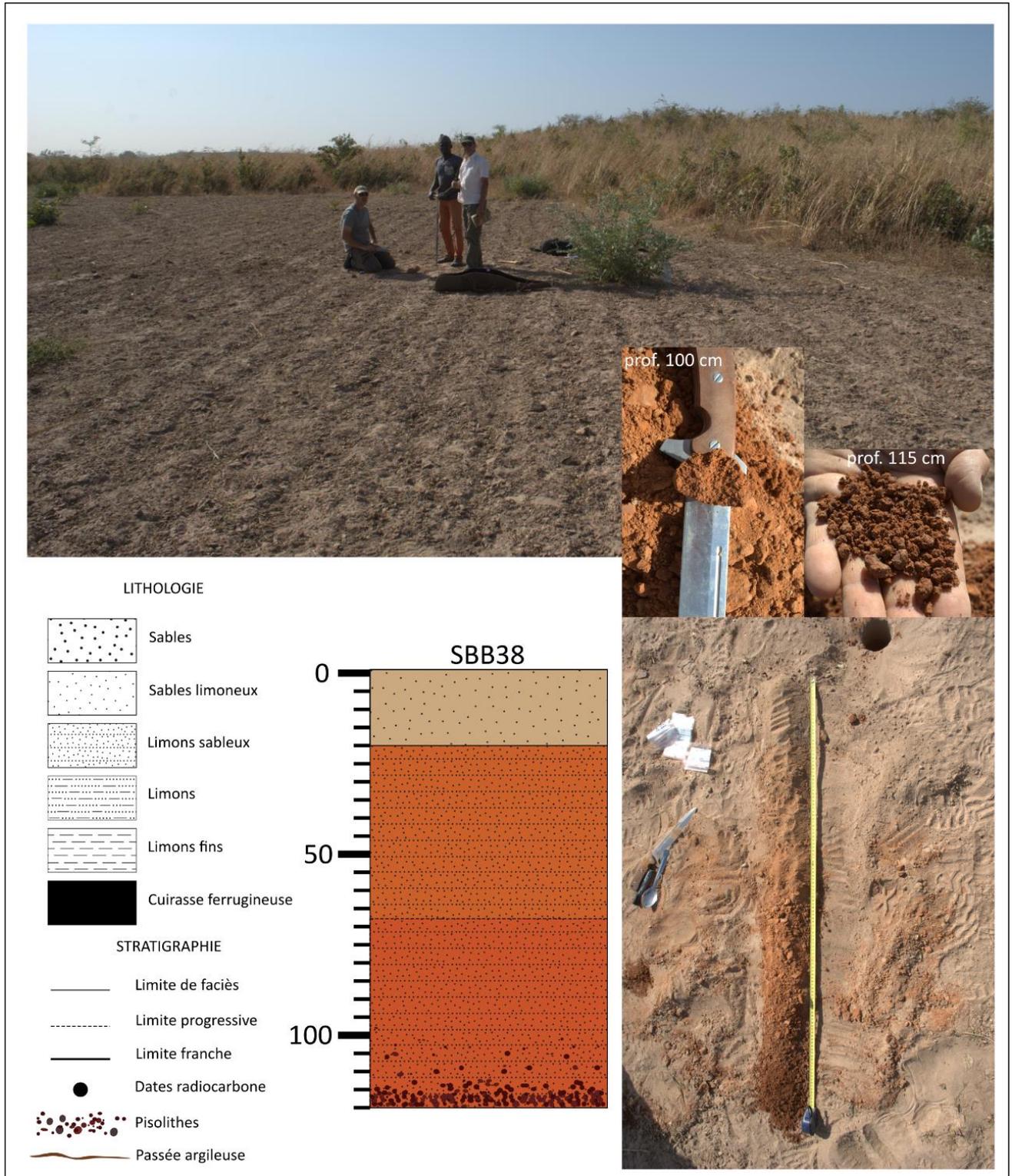


Figure 113. Le sondage SBB38 : Le glaciaire principal à la base de la cuirasse authigène.

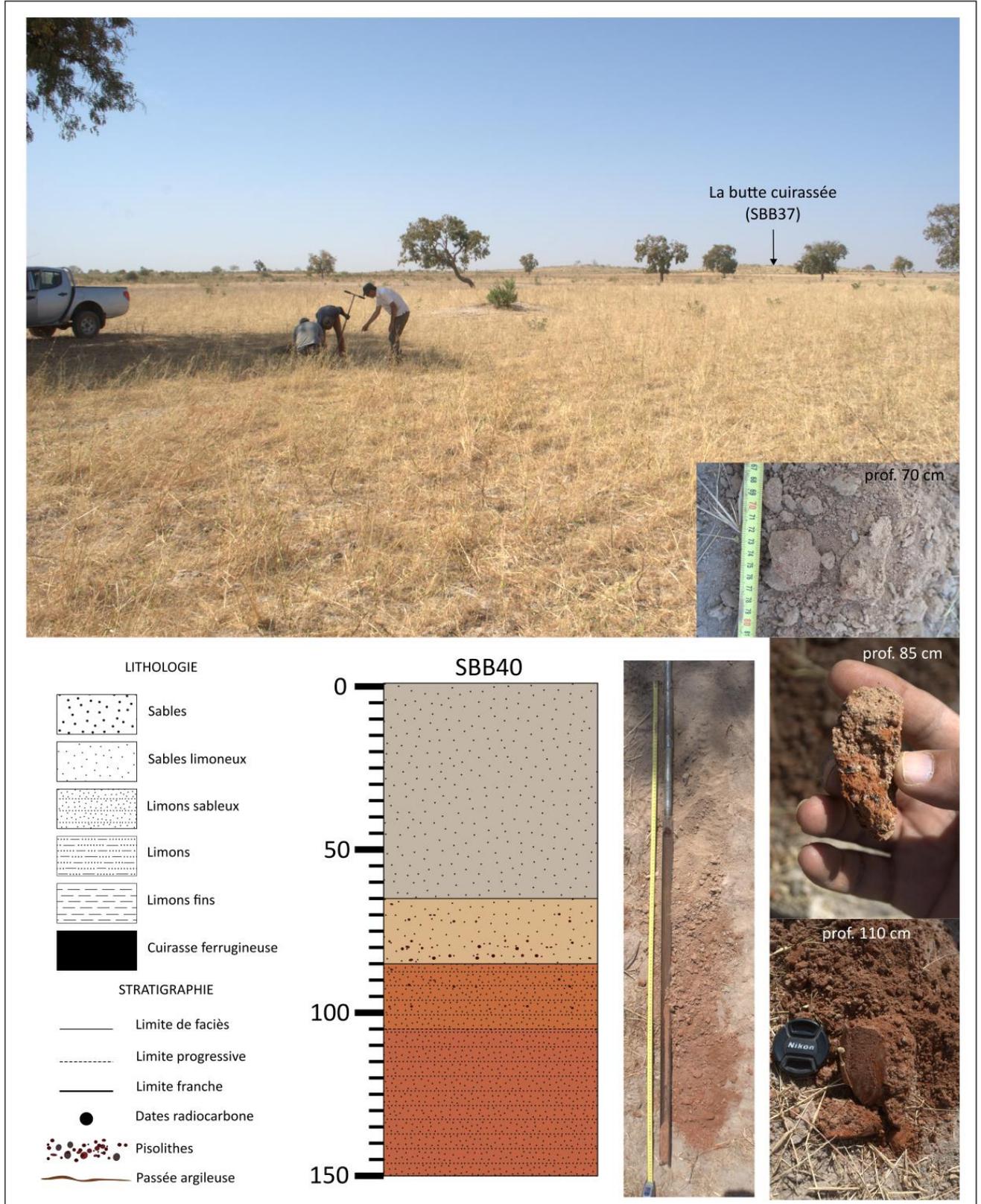


Figure 114. Le sondage SBB40 dans les formations éoliennes remaniées.

Le démantèlement de la cuirasse authigène identifiée au point SBB37 fournit du matériel pisolithique sur les versants, observé à la base du profil SBB38. En s'éloignant de cet affleurement cuirassé, le sondage SBB40 révèle la présence de pisolithes entre 105 et 65 cm de profondeur : il s'agirait également du matériel provenant du démantèlement de la cuirasse, présent en plus faible quantité en raison de sa position plus éloignée de la butte cuirassée. La formation sablo-limoneuse surmontant les niveaux pisolithiques dans le profil SBB40 (entre 65 et 0 cm) correspondent aux dépôts éoliens remaniés ; le niveau sous-jacent, en-dessous de 85 cm, pourrait correspondre au Continental Terminal altéré.

À 1,1 km du sondage SBB40 se trouve une carrière de cuirasse identifiée par le point SBB41 (Figure 115). À 20 m d'altitude, le niveau cuirassé exploité dans cette carrière est associé aux cuirasses allogènes 1, d'accumulation absolue, formées à partir du démantèlement des cuirasses supérieures. Le matériel pisolithique provenant de la cuirasse authigène (SBB37), observé dans les sondages SBB38 et SBB40, a pu s'accumuler sur ce replat à une vingtaine de mètres d'altitude, avant d'être consolidé en cuirasse secondaire puis recouvert par des dépôts éoliens remaniés.



Figure 115. La carrière de cuirasse allogène 1 (SBB41) (Photos : M. Stern).

À l'aval en direction du Khour, le point SBB42a marque le passage des formations éoliennes remaniées vers les bas-fonds, le système cultivé laisse place à un paysage arboré et arbustif dans lequel sont édifiées de nombreuses termitières (Figure 116). Le paysage géomorphologique n'est plus celui des plateaux cuirassés qui fixent l'armature du relief, il est remplacé par les zones de basses altitudes marquées par les dynamiques hydrologiques.

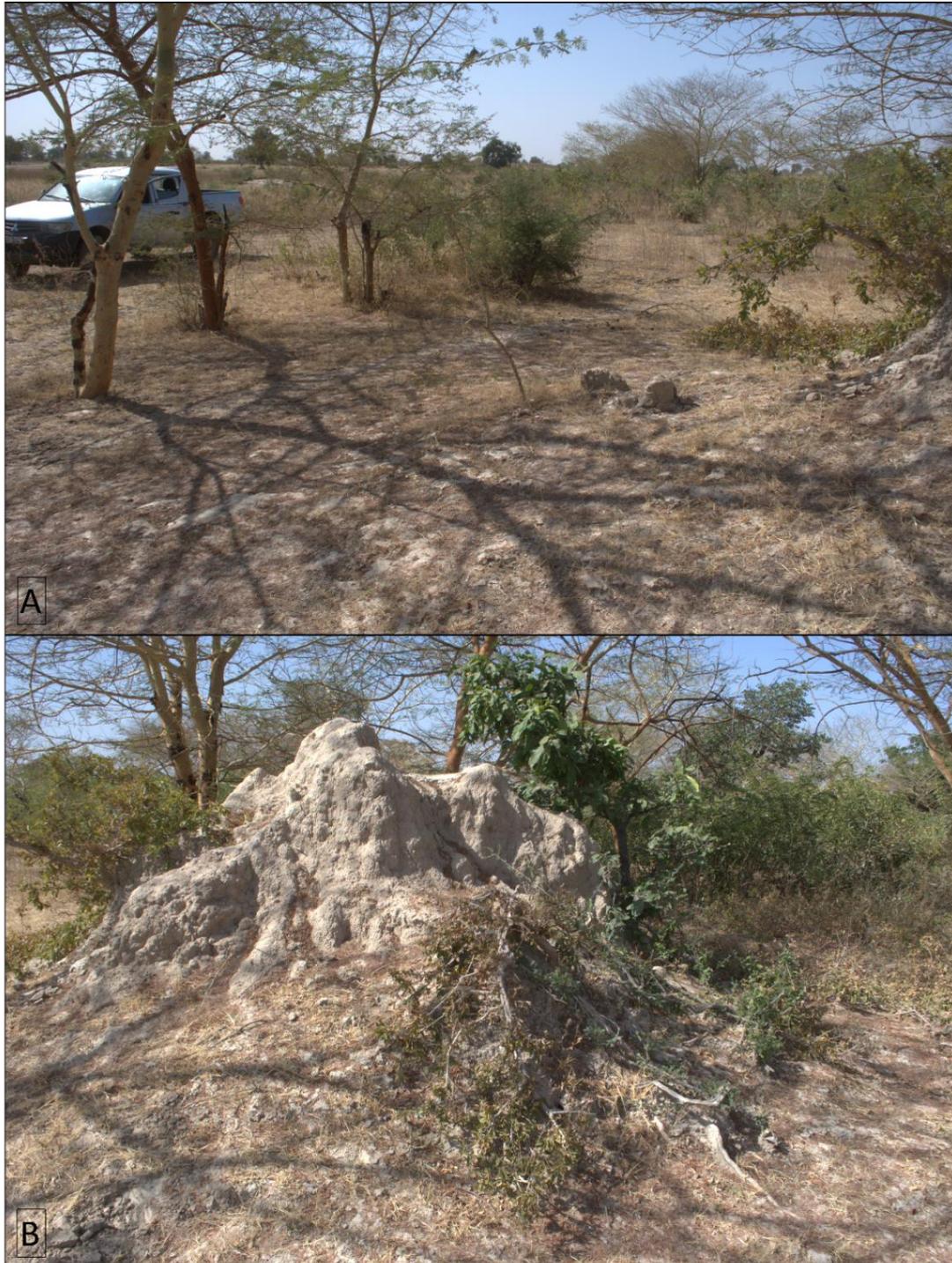


Figure 116. Le bas-fond arboré et arbustif au point SBB42a. A. Derrière la voiture se distinguent les champs des formations éoliennes remaniées, qui contrastent avec la végétation fermée du bas-fond au premier plan. B. Une des nombreuses termitières observées autour du point SBB42a (Photos : M. Stern).

À proximité de SBB42a, deux sondages ont été réalisés dans ce bas-fond, qui présentent tous deux des faciès de réductisols.

SBB42c, déjà décrit dans la Figure 79, se compose de bas en haut (Figure 117):

- 60 – 45 cm : Limons fins gris/ocres très compacts, particuliers, quelques taches d'oxydation. Niveau très difficile à sonder, impossible de poursuivre le sondage à la tarière plus en profondeur.
- 45 – 25 cm : Sables limoneux gris clair.
- 25 – 0 cm : Niveau limoneux gris, compact, absence d'éléments grossiers.

Le site SBB42b correspond à une mare (Figure 86) dans laquelle un sondage a été réalisé sur 45 cm (Figure 117):

- 40 – 25 cm : Limons gris compacts.
- 25 – 0 cm : Limons fins gris, compacts, fentes de dessiccation en surface.

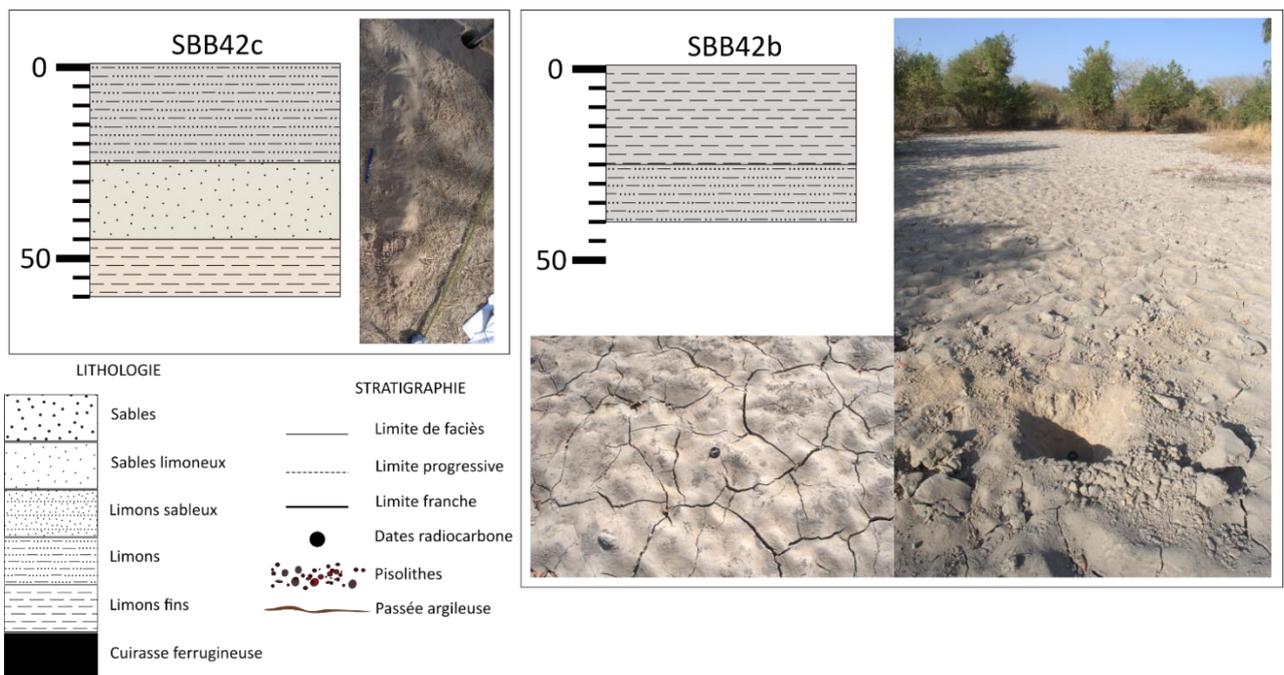


Figure 117. Les sondages SBB42c et SBB42b.

Le transect de Sinthiou Wanar se poursuit vers le Nord-Est en passant à nouveau par des affleurements de cuirasse allogène 1, à 17 m d'altitude, au milieu desquels a été observé le site mégalithique identifié par le point SBB42d (Figure 71). A 500 m de là, la carrière de cuirasse SBB43c (Figure 91) atteste de la présence de la cuirasse allogène 1 enfouie sous les dépôts éoliens remaniés. Toujours en poursuivant vers le Nord-Est, de l'autre côté de cet interfluve cuirassé, l'altitude s'abaisse à nouveau pour regagner le bas-fond du Khour, au niveau des sites SBB43b et SBB43c.

Le transect de Sinthiou Wanar se termine ainsi par ces deux sites sondés à la limite entre les formations éoliennes remaniées et le bas-fond du Khour (SBB43b et SBB43a), précédemment décrits dans la Figure 79.

Le profil SBB43b est composé de bas en haut (Figure 118) :

- 270 – 220 cm : niveau gris-ocre, limono-sableux, compact, structure particulière, traces d'oxydation et de bioturbation.
- 220 – 145 cm : Sables limoneux ocres, quelques traces d'oxydation en-dessous de 170 cm de profondeur.
- 145 – 90 cm : Limons brun-orangé, humides et collants, structure polyédrique, fragmentaire. Niveau très homogène, pas de bioturbation.
- 90 – 50 cm : Niveau limono-sableux brun clair, homogène, particulière.
- 50 – 20 cm : Limons sableux bruns, structure particulière, présence de quelques charbons.
- 20 – 0 cm : Limons sableux gris-beige, structure particulière, homogène, absence d'éléments grossiers.

La formation observée en-dessous de 145 cm de profondeur, sablo-limoneuse, pourrait correspondre à un paléosol recouvert par des dépôts alluviaux plus argileux. La texture sablo-limoneuse rappelle la texture décrite dans les formations en tête de bassin, ce qui permet d'établir l'hypothèse qu'il s'agit de dépôts éoliens sur lesquels s'est développé un sol, avant d'être tronqué puis recouvert par des formations alluviales liées au débordement du Khour.

À une cinquantaine de mètres à l'aval, vers le Khour, le site SBB43a s'est révélé très difficile à sonder en raison de la dureté du matériau. Une fosse a donc été ouverte, jusqu'à 80 cm de profondeur, et dévoile trois niveaux de bas en haut (Figure 118):

- 80 – 55 cm : Limons fins gris-orangé, très compacts, présence de taches d'oxydations. À 55 cm, à la limite avec le niveau supérieur, une racine s'étend horizontalement en raison de l'extrême dureté de cette formation.
- 55 – 20 cm : Limons ocres, compacts, traces de bioturbation et quelques racines.
- 20 – 0 cm : Limons gris, compacts, présence de racines et de terriers, structure particulière.

Il s'agit de dépôts à mettre en relation avec les épisodes de sédimentation alluviale enregistrés dans les niveaux supérieurs du profil SBB43b.

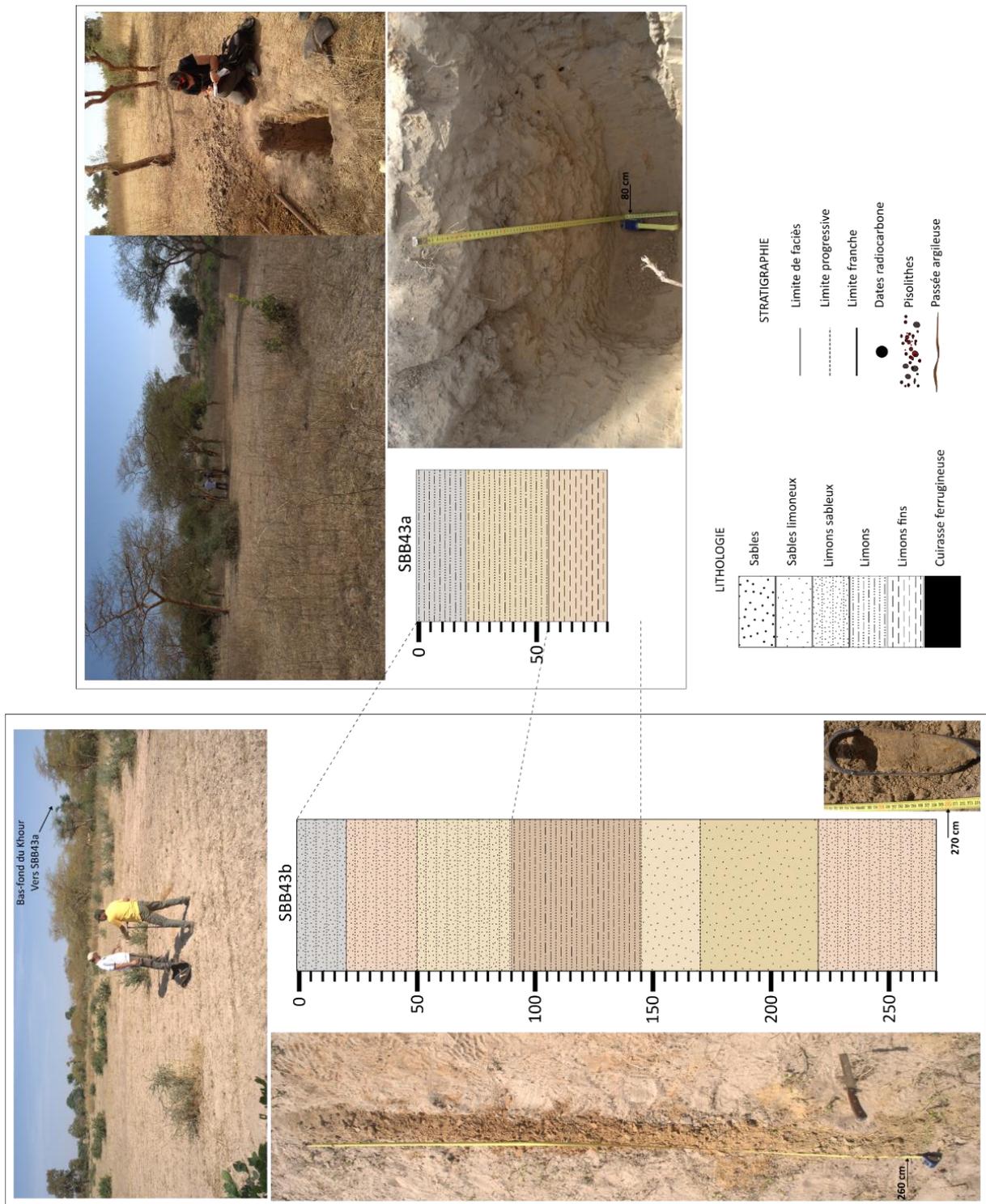


Figure 118. Les sondages SBB43b et SBB43a.

2.3. b) Le transect du site mégalithique de Wanar

Un dernier transect passant par le site mégalithique de Wanar permet de présenter en détails le glacis colluvio-alluvial et la manière dont il se connecte aux formations cuirassées et au bas-fond (Figure 119).

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -

Les grands ensembles géomorphologiques

Les niveaux cuirassés

-  Cuirasse autochtène (30-45 m)
-  Cuirasse allochtène 1 (20-30 m)
-  Cuirasse allochtène 2 (5 m)

Les formations éoliennes

-  Formation éolienne à modelé dunaire hérité
-  Formation éolienne remaniée

Les glacis

-  Haut glacis
-  Glacis principal
-  Glacis colluvio-alluvial

L'hydrographie

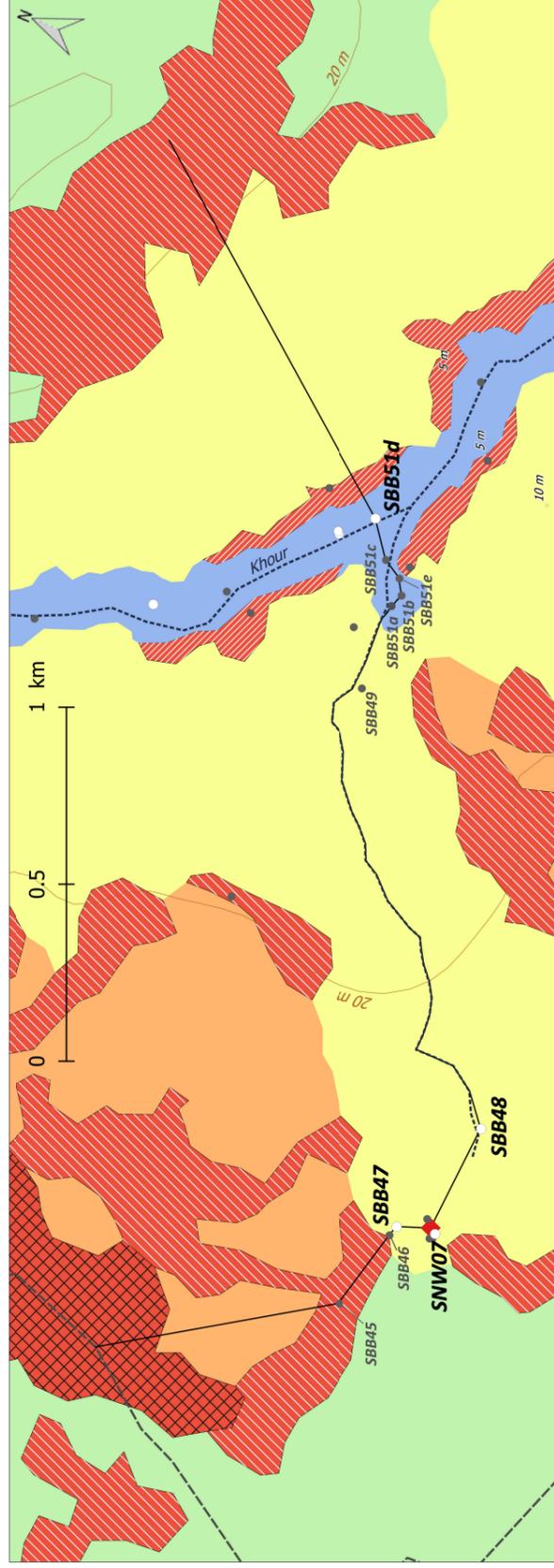
-  Bas-fonds
-  Le Bao Bolon
-  Réseau hydrographique du Khour
-  Bassin versant du Khour

La région d'étude

-  Site mégalithique de Wanar
-  Villages
-  Points cotés (m)
-  Courbes de niveau (équidistance 20 m)
-  Sites d'observation
-  Profils décrits et échantillonnés (coupes, carottages, sondages)
-  Le transect du site mégalithique de Wanar

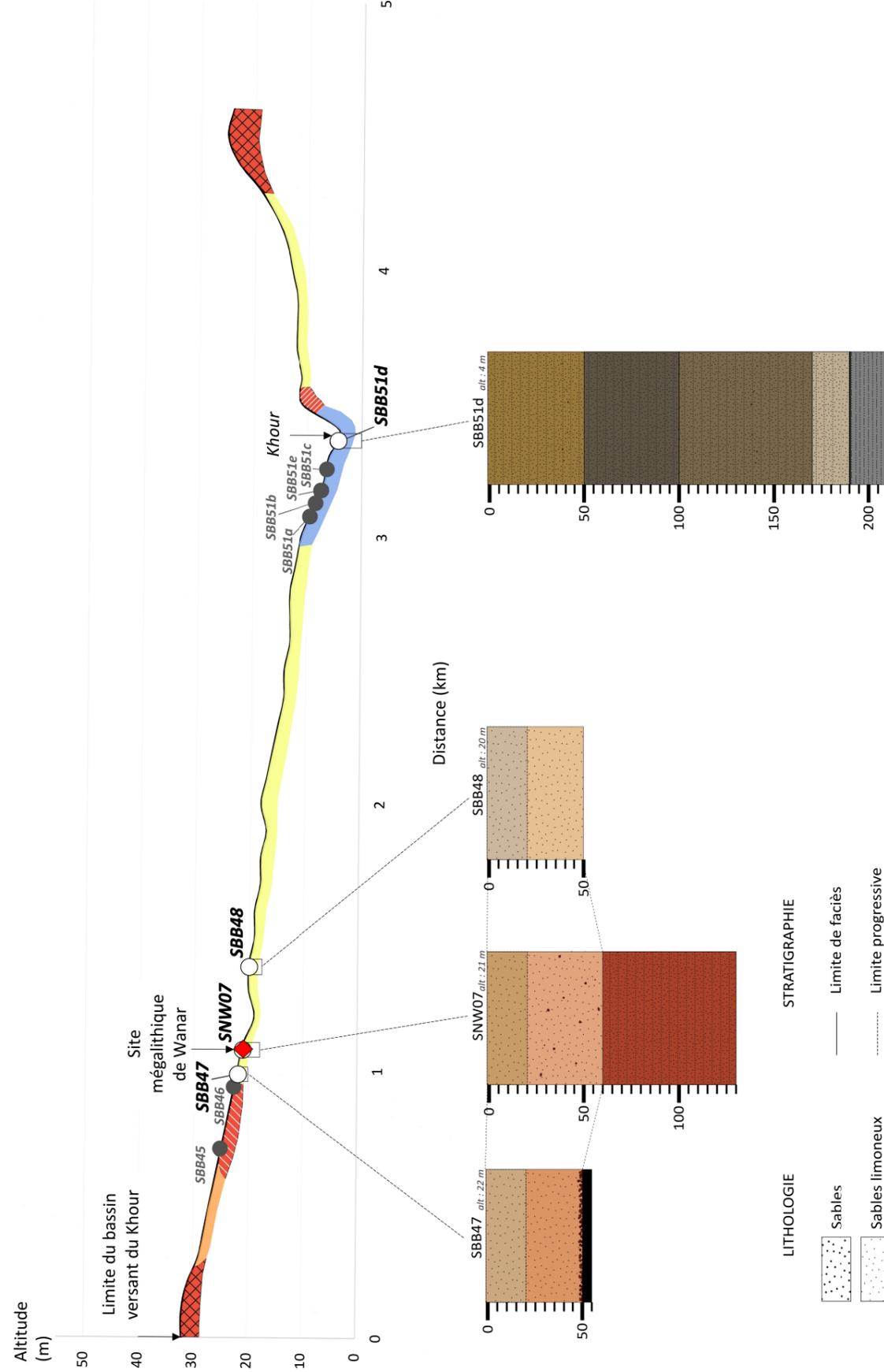
Site mégalithique de Wanar

Réalisation : M. Stern



S-O

N-E



LITHOLOGIE

-  Sables
-  Sables limoneux
-  Limons sableux
-  Limons
-  Limons fins
-  Cuirasse

STRATIGRAPHIE

-  Limite de faciès
-  Limite progressive
-  Limite franche
-  Dates radiocarbones
-  Pisolithes
-  Passée argileuse

Figure 119. Le transect du site mégalithique de Wanar.

Ce transect débute au Sud-Ouest à la limite du bassin versant du Khour, à 32 m d'altitude, sur la cuirasse authigène. Celle-ci se raccorde à un affleurement de cuirasse allogène 1 par l'intermédiaire du haut glacis. Le point culminant de cette cuirasse allogène 1, à 26 m d'altitude, est identifié par le point SBB45 où a été observée une savane à *Combretum sp.* sur régosol (Figure 120).

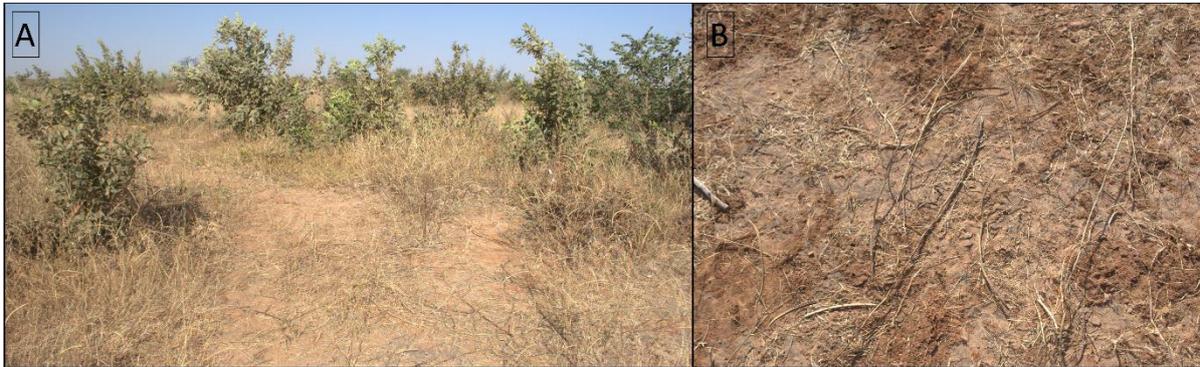


Figure 120. Le sommet de la cuirasse allogène 1 surplombant le site mégalithique de Wanar (SBB45) : A. la savane à *Combretum sp.* B. La surface encroûtée du régosol (Photos : M. Stern).

Au pied de cette formation cuirassée, à 22 m d'altitude, la savane arbustive laisse place aux parcelles de mil cultivées sur le glacis colluvio-alluvial (Figure 121).



Figure 121. Le passage de la zone cuirassée arbustive au glacis colluvio-alluvial cultivé (SBB46) (Photos : M. Stern).

À une trentaine de mètres de là, en direction du site mégalithique, un sondage à la tarière a été réalisé dans le champ de mil à 22 m d'altitude (SBB47). Il dévoile une formation sablo-limoneuse de 50 cm d'épaisseur, qui repose sur la cuirasse (Figure 123). Entre 50 et 20 cm, la couleur est ocre-orangé, beaucoup de pisolithes sont présents à 50 cm. Les vingt centimètres supérieurs du profil correspondent à l'horizon labouré, il est de couleur grise, homogène et particulaire.

La tranchée réalisée dans le site mégalithique de Wanar (SNW07), à 21 m d'altitude, révèle de bas en haut (Figure 122) :

- 130 – 60 cm : Niveau limono-sableuse rouge, structure polyédrique, absence d'éléments grossiers.
- 60 – 20 cm : Sables limoneux ocres, structure particulière, quelques traces d'oxydation et quelques pisolithes.
- 20 – 0 cm : Sables limoneux brun-ocre, structure particulière, absence d'éléments grossiers.

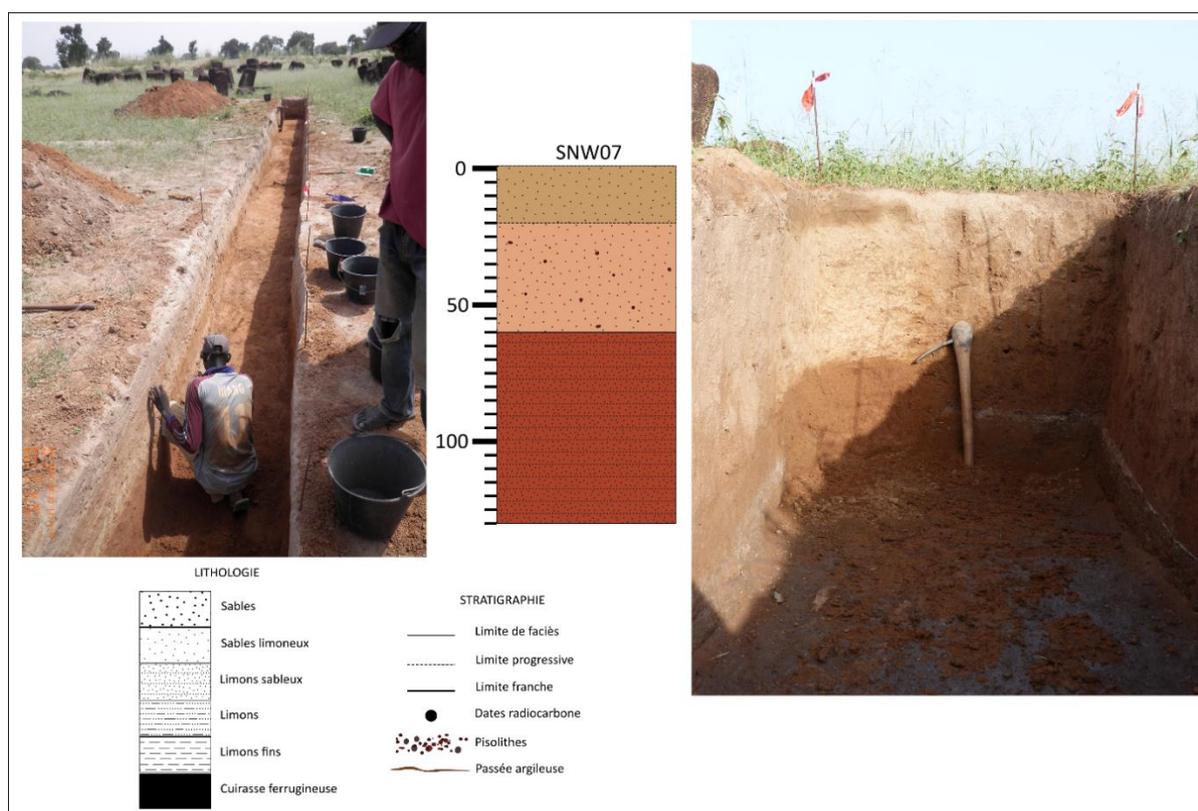


Figure 122. La tranchée réalisée dans le site mégalithique de Wanar (SNW07).

À 300 m à l'ouest du site mégalithique de Wanar, un sondage (SBB48) a été réalisé à 20 m d'altitude dans le parc arboré du glacis colluvio-alluvial (Figure 74), à l'amont d'un affluent de rive droite du Khour. À cet endroit, le chenal de cet affluent prend la forme d'une légère dépression dans le glacis. Le profil SBB48 est comparable à SBB47, il s'agit d'une formation sablo-limoneuse particulière, ocre de 50 à 20 cm de profondeur et grise sur les 20 cm supérieurs (Figure 123). Aucune pisolithe n'a été observée, mais l'impossibilité de sonder au-delà de 50 cm de profondeur suggère la proximité de la cuirasse. Ces deux niveaux de 50 cm d'épaisseur, observés dans le sondage SBB47 et SBB48, peuvent être associés à la formation décrite entre 0 et 60 cm de profondeur dans la tranchée du site mégalithique de Wanar (SNW07) (Figure 119).

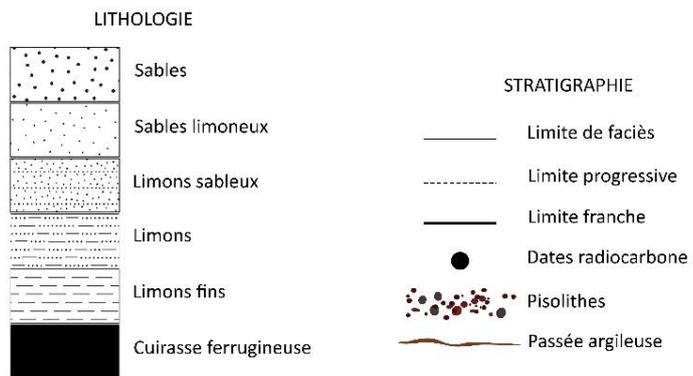
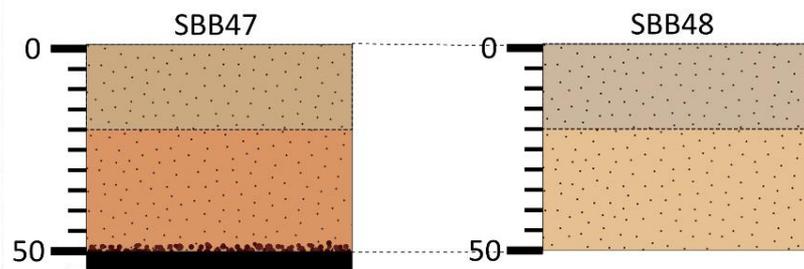


Figure 123. Les sondages SBB47 et SBB48.

Le transect (Figure 119) se poursuit en suivant le tracé de cet affluent, en direction du Khour. À hauteur du point SBB49 (Figure 74) à 12 m d'altitude, le relief affiche une rupture de pente et le chenal adopte une forme légèrement incisée dans le glaciais colluvio-alluvial (Figure 124).



Figure 124. Le chenal de l'affluent de rive droite du Khour, qui s'écoule dans sa partie amont à proximité du site mégalithique de Wanar, présente une forme légèrement incisée à partir du point SBB49 (Photos : M. Stern).

Cette incision prend de l'ampleur vers l'aval, et dévoile à 10 m d'altitude un niveau de cuirasse allogène 2 au point SBB51a (Figure 125).



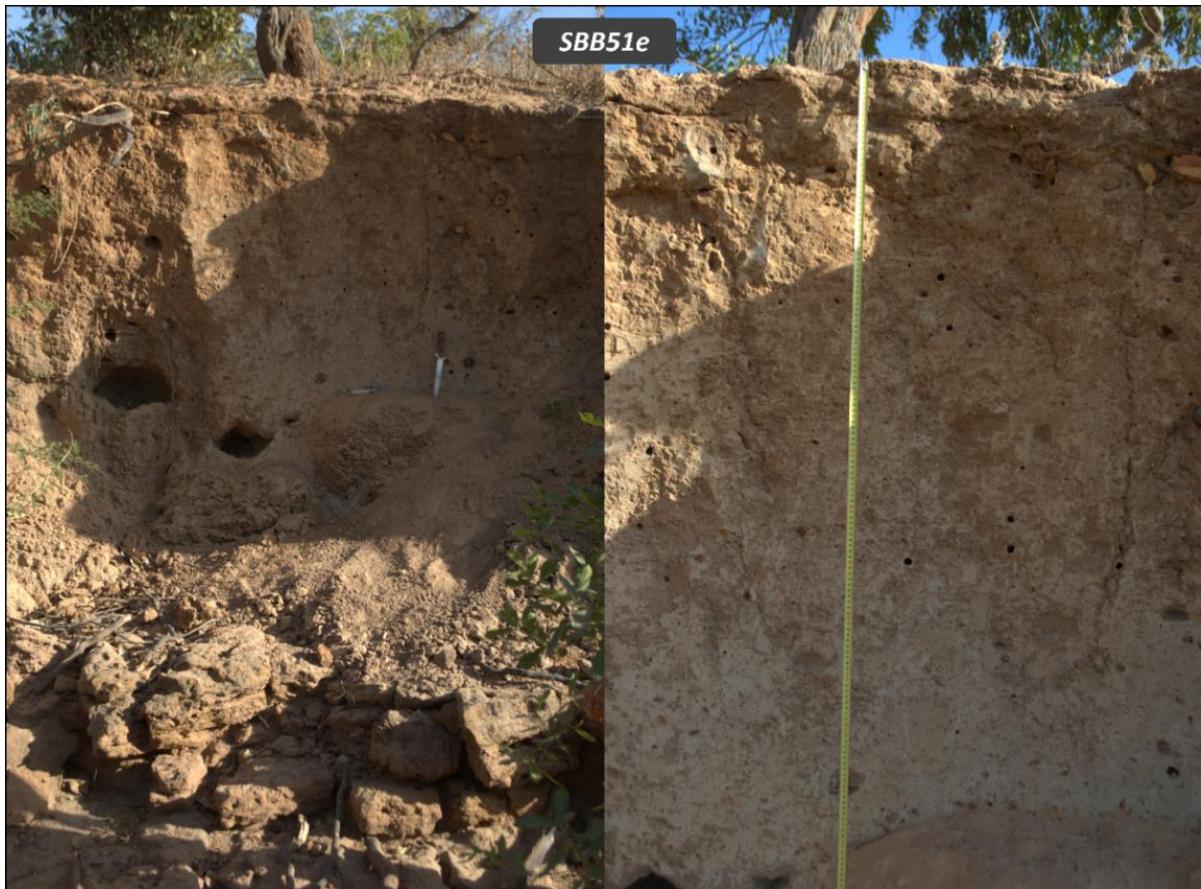
Figure 125. Le ravinement en rive droite du Khour met à affleurement un niveau de cuirasse allogène 2 (SBB51a)
(Photos : M. Stern).

Quelques dizaines de mètres à l'aval (SBB51b), à 8 m d'altitude, l'incision semble avoir entaillé la cuirasse au point de révéler la formation sous-jacente (Figure 126).



Figure 126. Un ravinement de plus en plus important vers l'aval (SBB51b) : A et B. L'incision semble avoir entaillé la cuirasse sous la cuirasse. C. La cuirasse est recouverte par un épais niveau colluvionnaire.
D. Le démantèlement de la cuirasse, en « blocs » (Photos : M. Stern).

À 7 m d'altitude (SBB51e), une épaisse formation colluvionnaire, très bioturbée, est incisée sur plus de 2 m (Figure 127).



*Figure 127. L'incision sur plus de 2 m dans une formation colluvionnaire très bioturbée (SBB51e)
(Photos : M. Stern).*

À proximité du chenal du Khour (SBB51c) à 6 m d'altitude, la formation colluvionnaire incisée laisse apparaître la présence de charbons de bois pluricentimétriques à 80 cm de profondeur, visibles à droite du couteau sur la troisième photo de la

Figure 128. Leur dimension, leur abondance et leur très bonne préservation suggèrent l'âge récent de l'épisode colluvionnaire à l'origine du dépôt de cette épaisse formation, qui a par la suite été profondément incisée.



Figure 128. Les colluvions incisées au point SBB51c (Photos : M. Stern).

Ce chenal, dont le tracé est difficile à délimiter dans sa partie amont, prend la forme d'une profonde incision dans sa partie aval. L'action érosive à l'origine de ce ravinement a donc fourni une grande quantité de matériel sédimentaire au Khour. La confluence avec ce dernier, à 5 m d'altitude, est caractérisée par d'importants dépôts de sables moyens très homogènes et bien triés (Figure 129).

À une dizaine de mètres de là, à 4 m d'altitude dans le Khour, un dernier sondage (SBB51d) a été réalisé et dévoile un profil de bas en haut (Figure 130):

- 210 – 190 : Formation limoneuse grise, compacte, polyédrique et rédoxique.
- 190 – 170 : Limons sableux gris, présence de racines.
- 170 – 100 : Limons sableux gris-brun, traces d'oxydation, quelques pisolithes infracentimétriques à centimétriques, présence de nombreux charbons à 150 cm de profondeur.
- 100 – 50 : Limons sableux bruns, présence de quelques charbons et quelques pisolithes.
- 50 – 0 : Limons sableux gris-rose, très homogènes.



Figure 129. Les dépôts de sables à la confluence entre le Khour et son affluent de rive droite, qui s'écoule près du site mégalithique de Wanar (Photos : M. Stern).

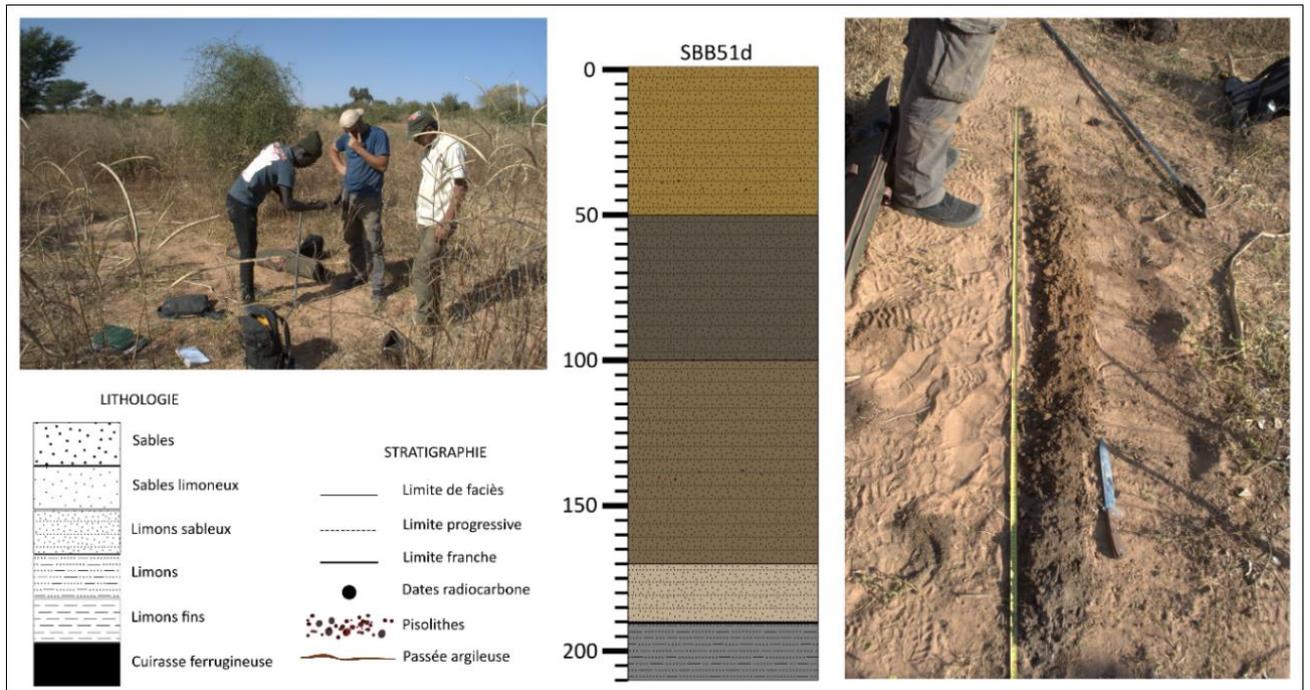


Figure 130. Le sondage SBB51d.

Ce profil, composé de différents ensembles séparés par des limites plus ou moins franches, et entrecoupé de passées pisolithiques et charbonneuses, révèle le caractère sédimentaire de ces formations. Le Khour a l'allure à cet endroit d'une plaine alluviale relativement large, il s'agit d'une zone de dépôt qui permet la conservation des archives sédimentaires.

Le transect du site mégalithique de Wanar (Figure 119) se poursuit au Nord-Est en recoupant la berge en rive gauche du Khour, constituée d'un affleurement de cuirasse allogène 2 à 9 m d'altitude. Le transect se termine à 25 m d'altitude sur un affleurement de cuirasse authigène, lequel se connecte à la cuirasse allogène 2 par l'intermédiaire d'un glaciais colluvio-alluvial de forme concave.

L'apport de l'analyse géomorphologique

L'analyse géomorphologique réalisée dans la moyenne vallée du Bao Bolon a permis de mettre en évidence trois niveaux de cuirasses dont la nature et les processus de formation diffèrent. Ces niveaux cuirassés, qui forment l'armature du relief, ont été recouverts par des dépôts éoliens, qui ont été remaniés au cours de l'Holocène. Les formations des glacis sont relativement peu épaisses, on y observe à faible profondeur des niveaux cuirassés ou des niveaux pisolithiques plus ou moins importants en fonction de leur éloignement avec un affleurement cuirassé. Les plus épaisses formations carottées sont situées dans les formations éoliennes remaniées, probablement au niveau d'anciennes vallées profondes, ou dans les bas-fonds et chenaux du Khour et du Bao Bolon, où elles constituent des archives sédimentaires de qualité.

Chapitre 4 : Les enregistrements sédimentaires

L'identification et l'étude détaillée de chaque ensemble géomorphologique renseignent sur le fonctionnement général de la région, et fournissent les premiers éléments quant à la genèse des paysages actuels de la moyenne vallée du Bao Bolon. Cependant, le modelé de chaque formation et leurs positions relatives ne permettent pas d'identifier l'histoire des paysages à une échelle temporelle plus fine. Une étude détaillée des bas-fonds et de leurs archives fluviales est réalisée, et dévoile de riches enregistrements sédimentaires. Les continuités et discontinuités sont interprétées en termes de phases d'aggradation et d'érosion à l'échelle des bassins versants, et permettent l'établissement de séquences chronostratigraphiques qui documentent les différentes temporalités de l'Holocène (Stern *et al.*, 2019-a).

1. Les archives sédimentaires fluviales

La région d'étude se compose de différents types de bas-fonds, associés au Bao Bolon mais aussi à ses affluents de rives droite et gauche. Le Khour a fait l'objet d'une attention particulière puisque son bassin versant draine les espaces où le site mégalithique de Wanar est implanté.

1.1. Les profils étudiés dans le Khour

D'amont en aval, plusieurs sondages et carottages ont été réalisés pour documenter les archives sédimentaires du Khour, à savoir (Figure 131 A.):

- La coupe SAW22a, déjà décrite dans le Chapitre 4 ;
- Le sondage SAW05 ;
- La coupe SAW09 ;
- Le sondage SAW08 ;
- Le carottage SEW01 ;
- Le carottage SEW03 ;
- Le sondage SAW16.

Certains sondages secondaires, réalisés à proximité des principaux sondages cités ci-dessus, viennent préciser la géométrie des archives sédimentaires au sein même du bas-fond, mais aussi par rapport aux autres ensembles géomorphologiques. Ces sites (SAW06 et WAR21a) apparaissent en gris sur la Figure 131 A.

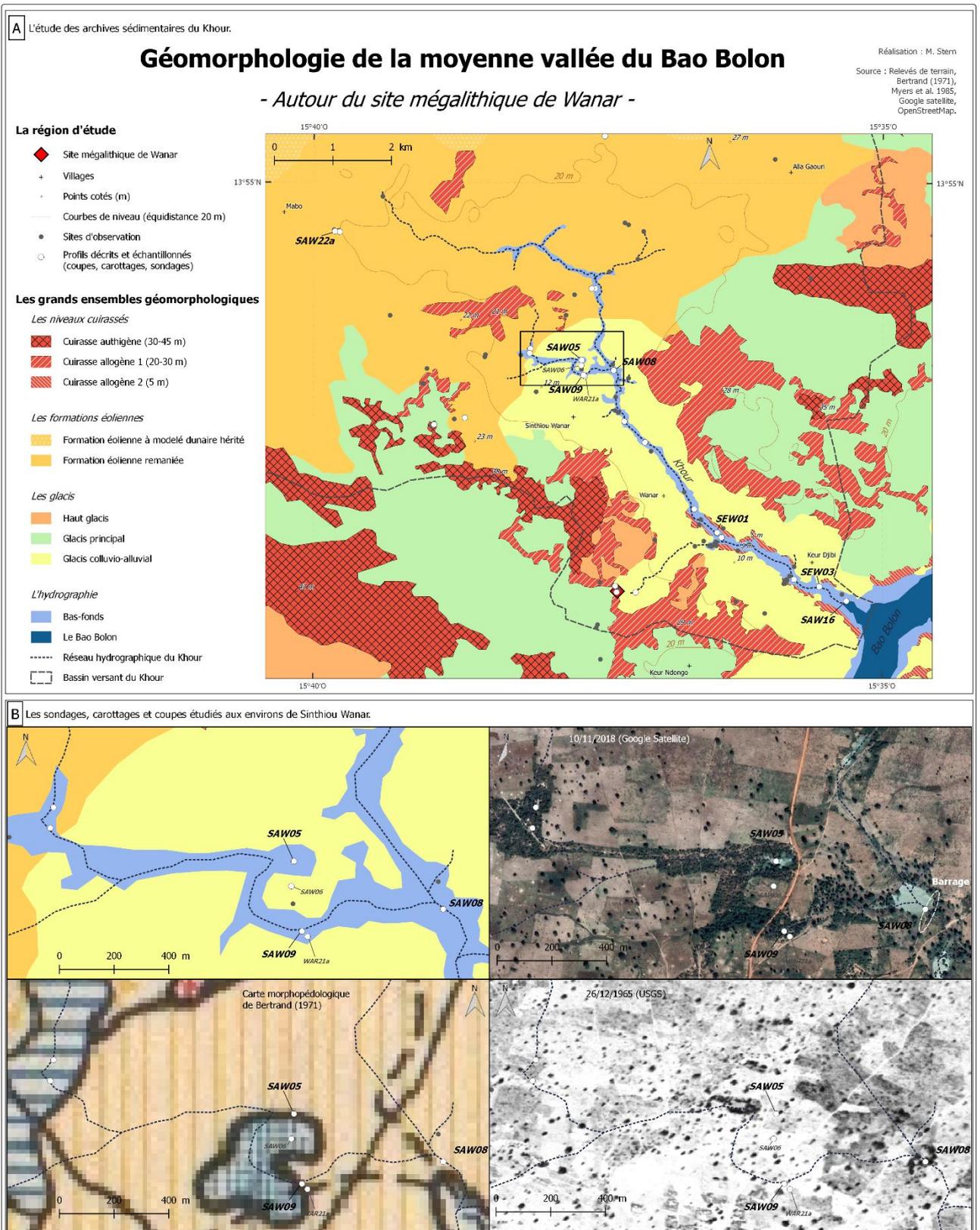


Figure 131. Les recherches menées dans le chenal du Khour. A. L'ensemble des coupes, carottages et sondages permettant d'étudier les archives sédimentaires du Khour. B. Les sites aux environs de Sinthiou Wanar.

L'amont du Khour, dans les formations éoliennes remaniées, est documenté par la coupe SAW22a (voir Chapitre 4). Le marigot quitte cet ensemble géomorphologique pour circuler dans le glaciaire colluvio-alluvial, où plusieurs sondages ont été réalisés aux environs de Sinthiou Wanar (Figure 131). Le site SAW05 correspond à une mare, en contrebas d'une butte qui a également fait l'objet d'un sondage (SAW06). Cette mare et cette butte sont contournées par une route, à l'aval de laquelle le marigot s'est incisé. Cette incision permet d'observer un profil en coupe (SAW09). À quelques mètres de SAW09, sur la terrasse en rive droite du Khour, un carottage (WAR21a) a été réalisé afin d'identifier la géométrie des dépôts entre le chenal et le glaciaire colluvio-alluvial. Le chenal s'élargit vers l'Est jusqu'à former une grande étendue d'eau, maintenue par un barrage artificiel. Un sondage a été réalisé à l'amont de ce barrage (SAW08) (Figure 131). L'étude des archives sédimentaires du Khour se poursuit à l'aval avec les carottages SEW01 et SEW03, pour se terminer avec le sondage SAW16 à la confluence avec le Bao Bolon.

SAW05

Le sondage SAW05 a été réalisé dans une mare, à 9 m d'altitude. Il se compose de bas en haut (Figure 132):

- 125 – 30 cm : Limons sableux gris clair, nombreuses taches d'oxydation, présence de charbons. Nombreux pisolithes à 110 cm.
- 30 – 5 cm : Sables limoneux orangés, présence de quelques mottes limoneuses grises.
- 5 – 0 cm : Dépôt fin de mare, gris, durci en surface, quelques fentes de dessiccation.

Sur l'image de 1965 (Figure 131 B.), cette mare était déjà présente (malgré le léger décalage par rapport à l'emplacement actuel, certainement lié aux déformations générées par le géoréférencement). Elle était également signalée dans la carte de Bertrand (1971) (Figure 131 B.), puisqu'elle apparaît dans la formation quadrillée bleue correspondant aux « Anciens bras – cuvettes latérales argileuses ; sols peu évolués hydromorphes ».

Cette mare s'est donc développée bien avant la construction de la route de Sinthiou Wanar, entre juin et novembre 2010, qui est venue la contourner (Figure 133). Si cette infrastructure n'est pas à l'origine de la formation de cette mare, elle a cependant provoqué une forte érosion à l'aval, au niveau du point SAW09.

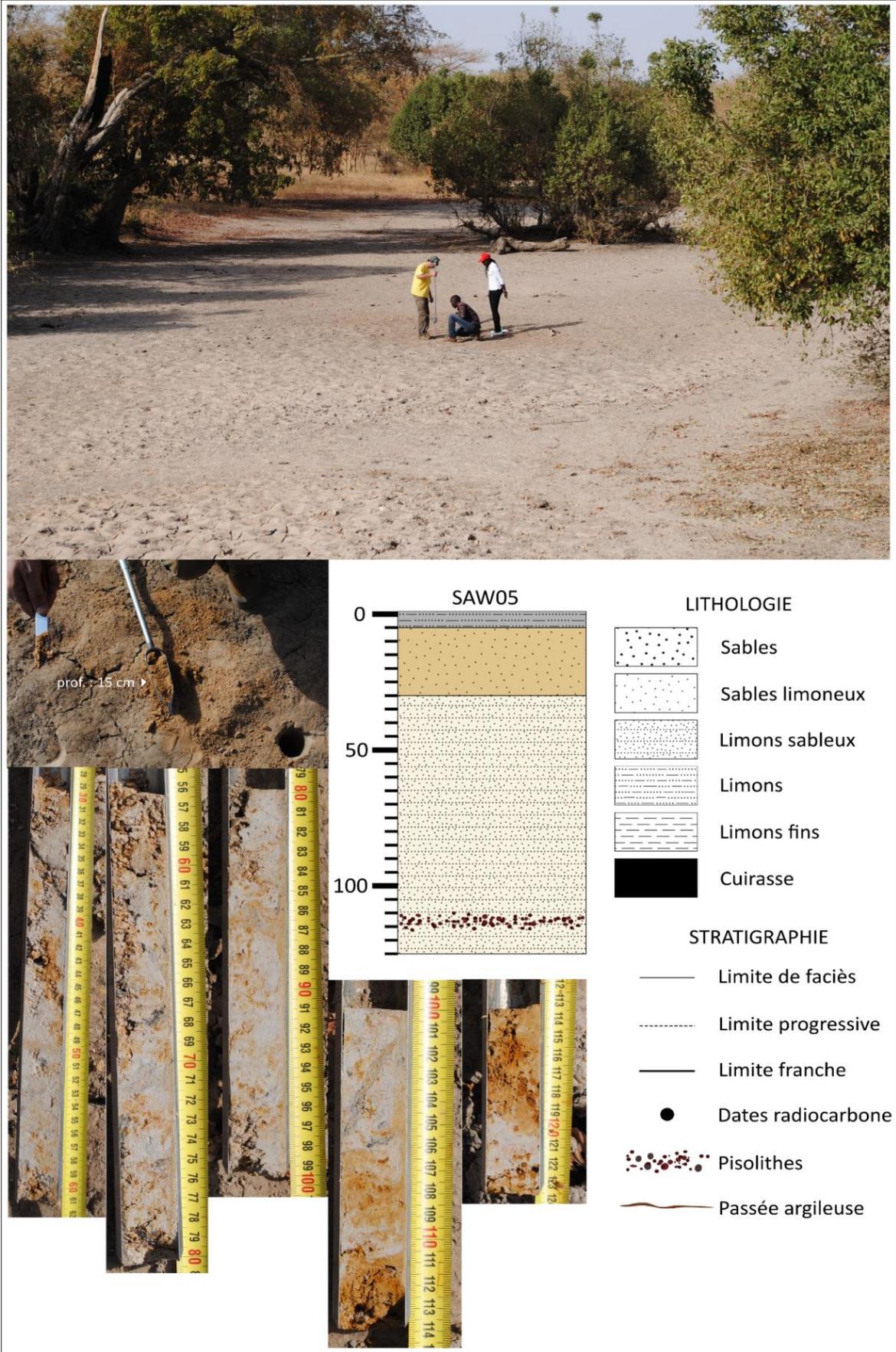


Figure 132. Le sondage dans la mare SAW05.



Figure 133. La construction de la route de Sinthiou Wanar, entre le 26 juin et le 2 novembre 2010 (Images Google Satellite).

SAW06

À 11 m d'altitude sur la butte au Sud de la mare, le sondage SAW06 révèle une formation sablo-limoneuse très homogène épaisse d'au moins 150 cm (Figure 134). Cette butte est à rattacher aux formations éoliennes présentes plus en amont sur le bassin versant, elle a été en partie préservée de l'érosion. Sa présence témoigne de la grande extension vers le sud des dépôts éoliens ogoliens, et de l'importante activité érosive hydrique qui a, par la suite, balayé ces formations pour les évacuer vers le Bao Bolon puis vers la Gambie.

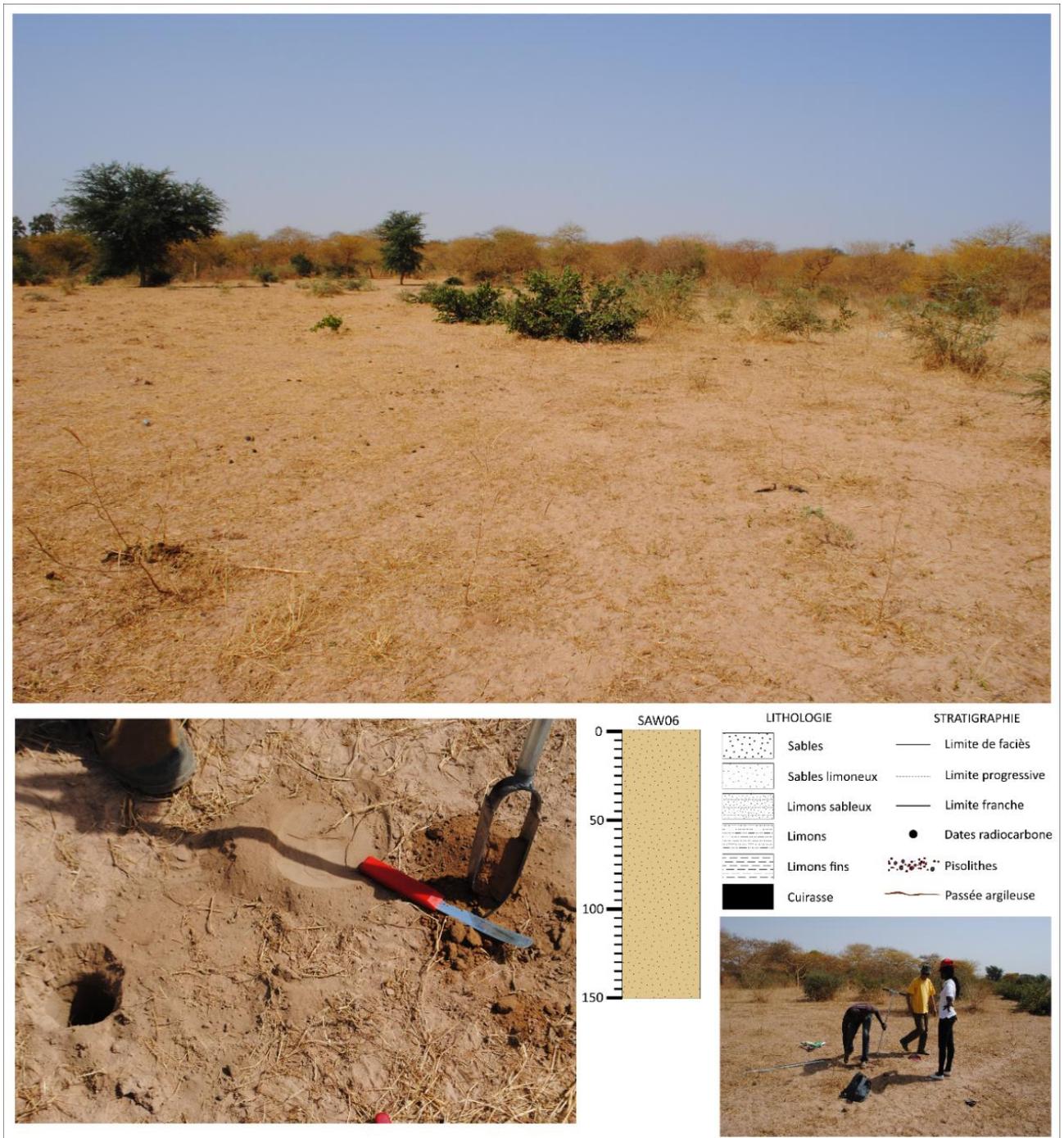


Figure 134. La butte sableuse SAW06.

SAW09

La construction de la route près de Sintiou Wanar a donc entraîné une incision directement en aval (Figure 135). Celle-ci tranche le bas-fond à une altitude de 8 m sur une puissance de 2,75 m au niveau de SAW09.



Figure 135. L'incision à l'aval de la route près de Sinthiou Wanar (SAW09).

Ce profil en coupe a été complété par un sondage à la tarière et au carottier jusqu'à 3,30 m de profondeur, et échantillonné tous les 10 cm. Il a été divisé en différents ensembles lithologiques (Figure 136):

- 330 - 310 cm : Ensemble limoneux (48 % de limons, 44 % de sables, 8 % d'argiles) de couleur grise, très compact et homogène.
- 310 - 250 cm : Sables limoneux (77 % de sables, 20 % de limons, 3 % d'argiles) gris clair-beige, homogènes, très friables, pulvérulents. Un échantillon à 265 cm a été daté à 4 812 – 4 452 cal BP.
- 250 - 230 cm : Limons sableux gris (61 % de sables, 33 % de limons, 6 % d'argiles).
- 230 - 200 cm : Matériau sablo-limoneux (74 % de sables, 22 % de limons, 4 % d'argiles) beige-gris clair, friable. Un échantillon à 210 cm a été daté à 2 688 – 2 350 cal BP.
- 200 - 150 cm : ensemble limono-sableux (56 % de sables, 37 % de limons, 7 % d'argiles) beige-gris clair, homogène, compact, quelques taches d'oxydation.
- 150 – 120 cm : Limons fins (53 % de limons, 35 % de sables, 12 % d'argiles) gris, compacts, traces d'oxydation, quelques pisolithes.
- 120 – 90 cm : Limons fins (56 % de limons, 35 % de sables, 9 % d'argiles) gris clair, compacts, quelques petites racines.
- 90 – 50 cm : Limons sableux (53 % de sables, 42 % de limons, 5 % d'argiles) gris, homogènes, traces de bioturbation (quelques racines), plutôt friable. À 55 cm, un échantillon a été daté comme postérieur à 1950 AD. La limite avec la formation supérieure, à 50 cm, est nette.
- 50 - 0 cm : matériau supérieur limono-sableux (60 % de sables, 34 % de limons, 6 % d'argiles), hétérogène, très bioturbé (racines, termites), friable, grumeleux, pisolithes. Couleur orangée de 50 à 20 cm, puis brune sur les 20 cm supérieurs.

Le profil SAW09 est constitué de matériau bien classé, sauf entre 155 cm et 115 cm de profondeur où le sédiment est faiblement classé. La teneur en carbone organique varie entre 0,2 % et 1 % avec les teneurs les plus élevées regroupées entre 150 et 50 cm de profondeur.

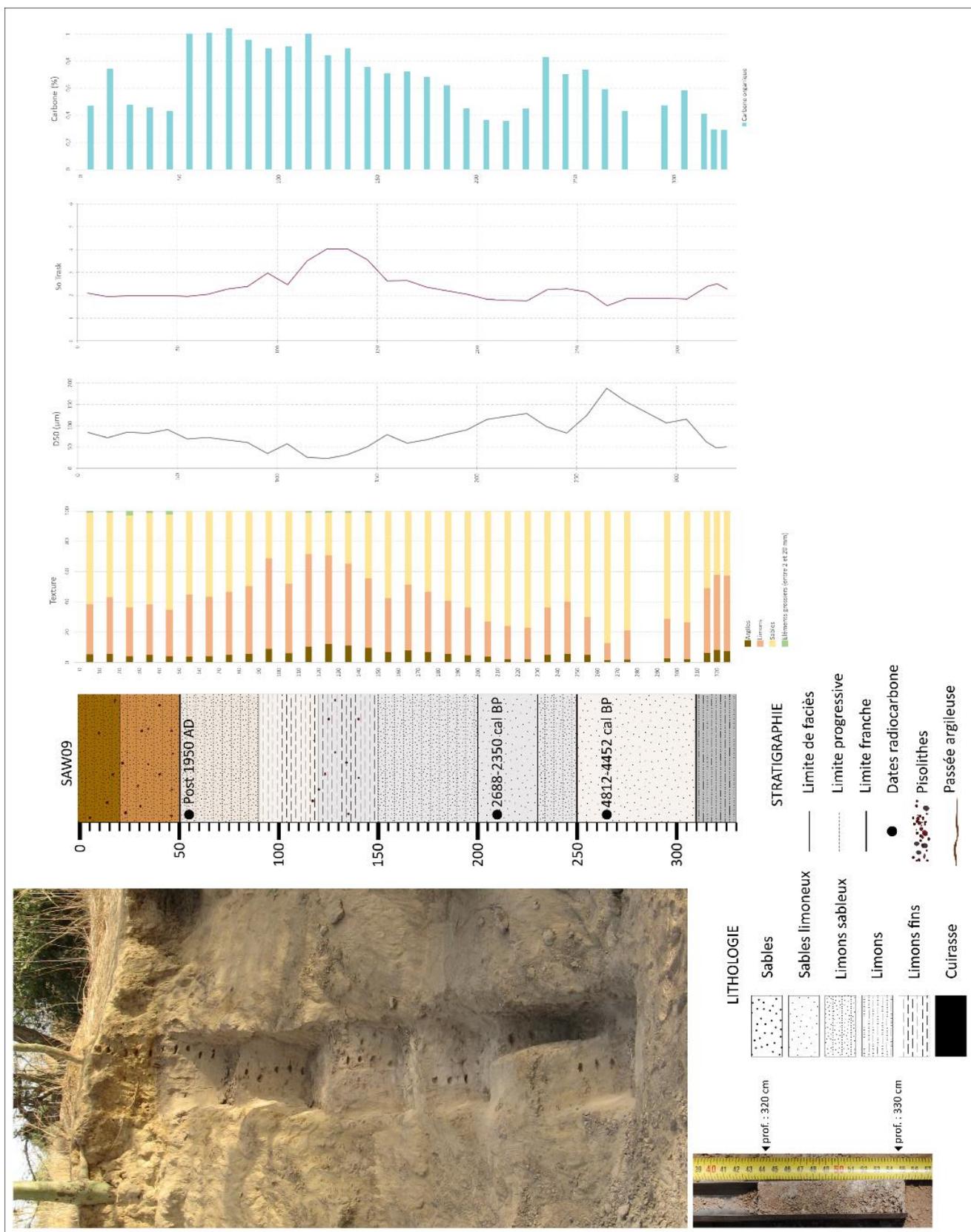


Figure 136. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW09.

WAR21a

Le carottage WAR21a a été réalisé sur la terrasse incisée à 9 m d'altitude, au-dessus et à une trentaine de mètres de la coupe SAW09 (Figure 137).



Figure 137. L'emplacement du carottage WAR21a sur la terrasse, par rapport à la coupe SAW09 en rive droite du Khour (Photo : M. Stern).

Le profil WAR21a se compose de bas en haut (Figure 138):

- 200 – 150 cm : Limons gris très compacts, traces d'oxydation.
- 150 – 50 cm : Limons sableux ocre très compacts, quelques traces d'oxydation et taches grises, présence de charbons et microcharbons. Entre 100 et 120 cm, un niveau gris-marron très friable est interprétée comme provenant de l'unité supérieure, il ne s'agirait pas d'une formation en place.
- 50 – 0 cm : Le matériel s'est désagrégé lors de l'extraction de la carotte. Il s'agit d'une formation poudreuse et bioturbée (présence de racines et d'agrégats en forme de terriers).

Ce carottage s'est avéré extrêmement difficile à extraire en raison de l'importante compacité des formations. Il n'a pas pu être prolongé plus en profondeur.

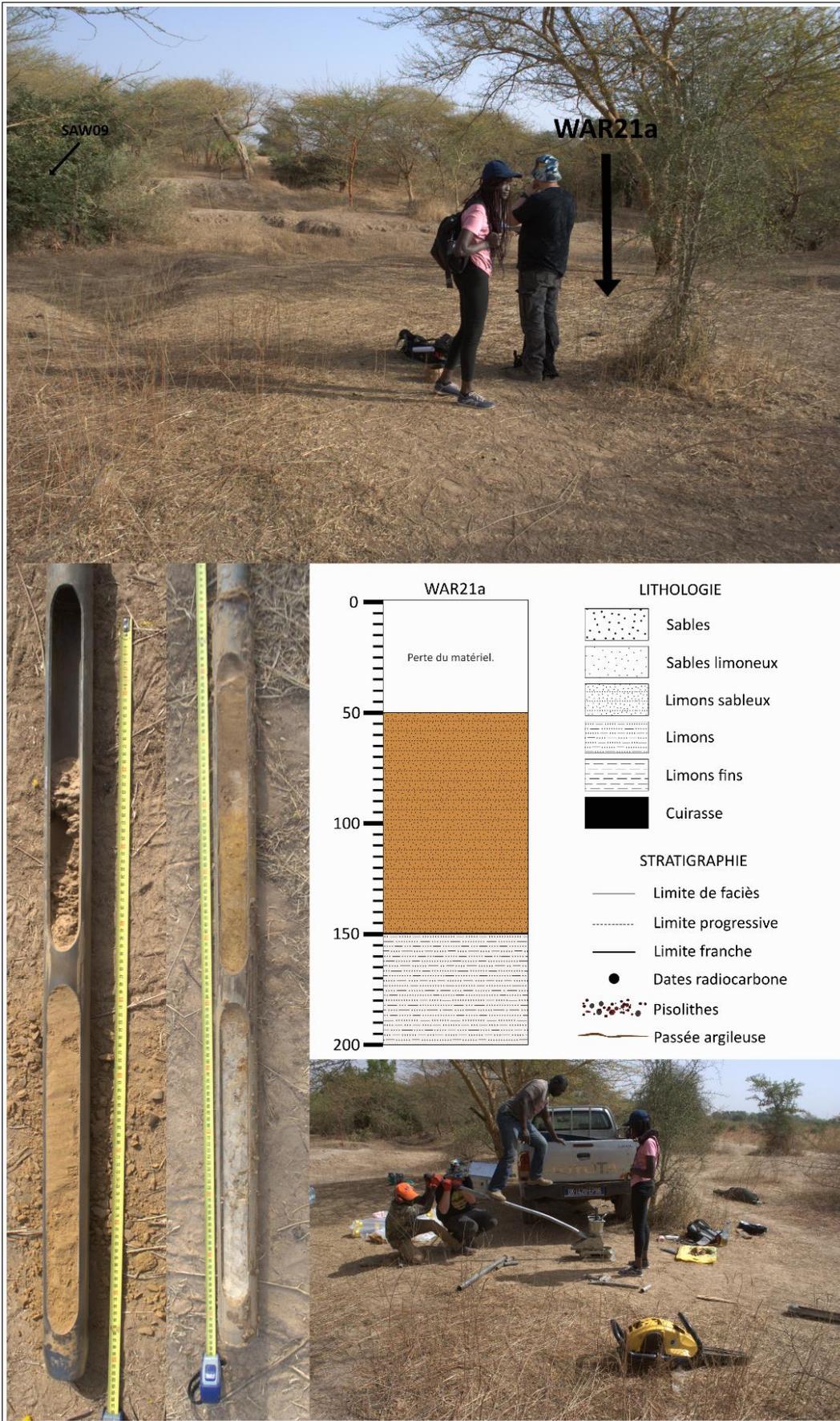


Figure 138. Le carottage WAR21a.

SAW08

En poursuivant vers l'aval, le chenal s'élargit jusqu'à devenir une étendue d'eau formée par un barrage. Un sondage réalisé quelques mètres à l'amont de ce barrage, à 7 m d'altitude, présente un profil composé de différents niveaux (Figure 139):

- 140 – 120 cm : Sables gris et orangés.
- 120 – 90 cm : Sables limoneux gris et ocre, hétérogènes.
- 90 – 35 cm : Niveau limoneux compact et hétérogène, de couleur grise et marqué de taches d'oxydation. L'oxydation et l'hétérogénéité sont plus marquées entre 90 et 65 cm.
- 35 – 10 cm : Sables limoneux bruns, organiques, meubles. Présence de pisolithes infracentimétriques à 35 cm de profondeur.
- 10 – 0 cm : Dépôt fin de mare, gris, durci en surface. Présence de fentes de dessiccation.

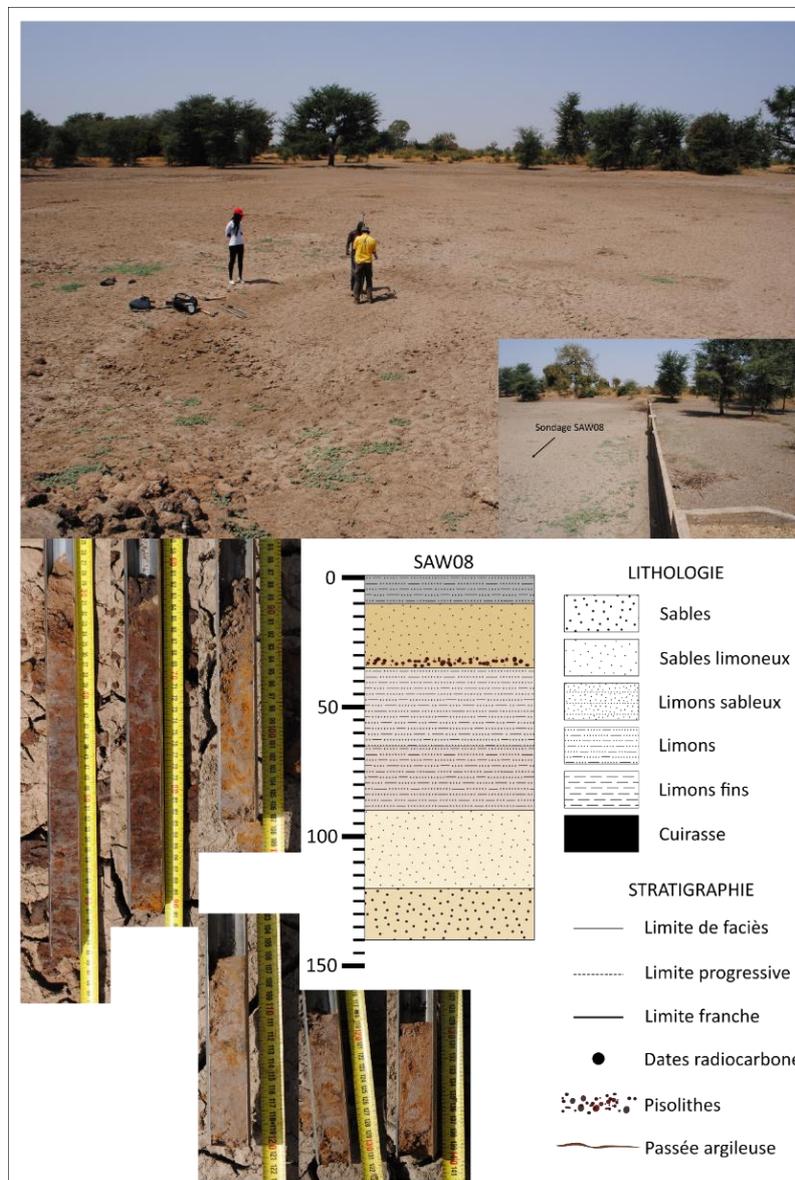


Figure 139. Le sondage SAW08 à l'amont du barrage de Sinthiou Wanar.

SEW01

À 4 m d'altitude dans le chenal du Khour, SEW01 est une carotte de 3 m prélevée au carottier à percussion COBRATT et échantillonnée en laboratoire (Figure 140).



Figure 140. Le carottage SEW01 (Photos : A. Ballouche, UMR CNRS 5805 EPOC).

Les analyses granulométriques et de carbone ont été effectuées sur des échantillons prélevés tous les 10 cm. Le profil a été divisé en cinq ensembles (Figure 142):

- 300 - 240 cm : matériau gris limoneux (43 % de limons, 37 % de sables, 20 % d'argiles). Un échantillon à la base du profil, à 297 cm, a été daté à 5 315 - 5 055 cal BP.
- 240 - 195 cm : sables limoneux (82 % de sables, 14 % de limons, 4 % d'argiles) de couleur ocre. Un échantillon à 231 cm a été daté à 4 407- 4 156 cal BP.
- 195 - 160 cm : matériau sablo-limoneux (79 % de sables, 17 % de limons, 4 % d'argiles) gris-brun. Deux niveaux ont été datés : à 190 cm de 2 294 – 1 999 cal BP, et à 167 cm de 1 728 - 1 565 a cal BP.
- 160 - 50 cm : limons sableux (en moyenne 55 % de sables, 38 % de limons, 7 % d'argiles) gris-brun, assez sableux à la base (environ 70 % de sables), de plus en plus limoneux au sommet (25% de limons à la base, 60 % au sommet). Un échantillon à 62 cm de profondeur a été daté à 268 - 15 cal BP.
- 50 - 0 cm : matériau limono-sableux (66 % de sables, 29 % de limons, 5 % d'argiles) brun hétérogène. À 48 cm, un échantillon a été daté comme postérieur à 1950 AD.

Le profil SEW01 est composé d'un matériau très mal classé à la base (entre 300 et 240 cm de profondeur) alors que tous les matériaux sus-jacents sont normalement ou bien classés. La teneur en carbone organique varie entre 0,3 % et 1,1 % sur tout le profil, avec cependant deux pics à 50 cm et à 5 cm de profondeur où la teneur avoisine 5 %.

SEW03

La carotte SEW03 a été prélevée dans le chenal du Khour à une altitude de 2 m et fait 4 m de profondeur. Extraite en tubes fermés à l'aide du carottier à percussion COBRA TT (Figure 141), des échantillons prélevés tous les 10 cm ont été analysés en laboratoire.

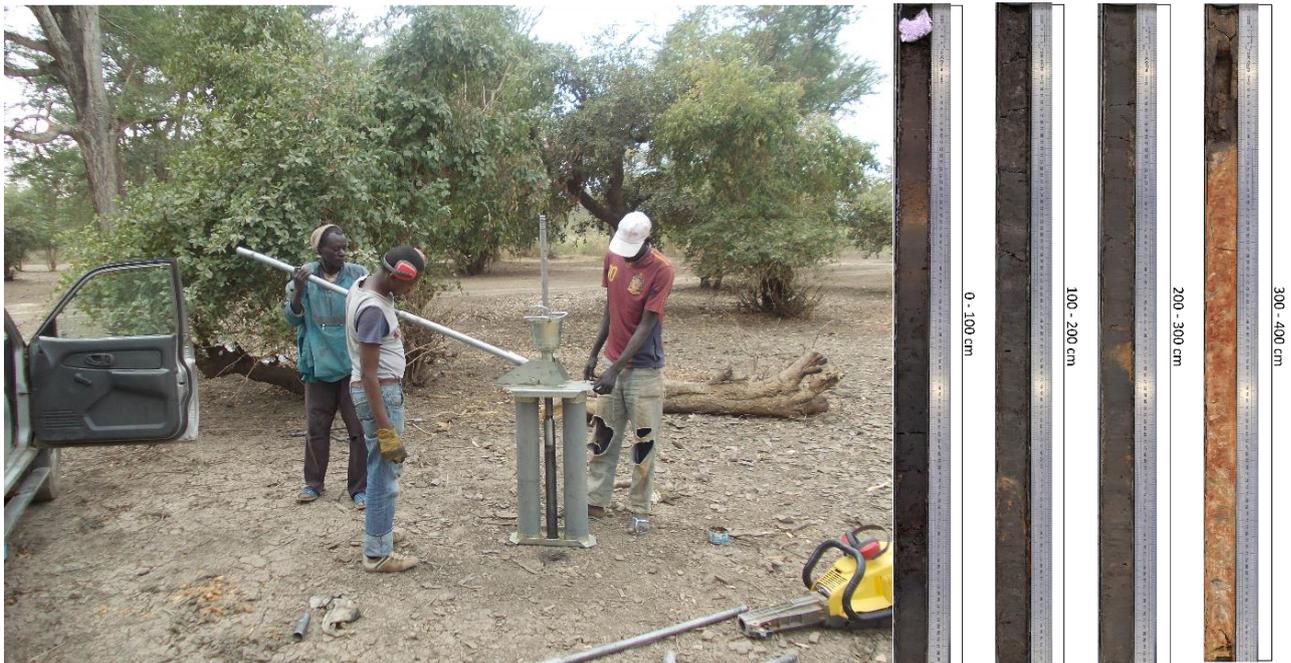


Figure 141. Le carottage SEW03 (Photos : A. Ballouche, UMR CNRS 5805 EPOC).

Le profil SEW03 a été divisé en trois ensembles principaux, eux-mêmes subdivisés (Figure 143):

- 400 - 320 cm : Limons (49 % de limons, 40 % de sables, 11 % d'argiles) bien classés, bariolés rouge-gris à structure massive. Un échantillon à 326 cm a été daté de 4 875 - 4 835 cal BP.
- 320 - 50 cm : En contact franc avec le précédent, l'ensemble a été divisé en trois sous-ensembles, de plus en plus limoneux de la base au sommet. Le premier (320 - 220 cm) est limoneux (48 % limons, 35 % sables, 17 % argiles) gris, le deuxième (220 - 130 cm) est constitué de limons fins (54 % limons, 28 % sables, 18 % argiles) de couleur gris foncé, et le dernier (130 - 50 cm) correspond également à des limons fins (61 % limons, 22 % sables, 17 % argiles) de couleur noire. L'ensemble est constitué d'une alternance de matériaux normalement classés et très mal classés. Il est daté à la base (315 cm) à

1 895 - 1 815 cal BP, à 198 cm à 1 345 - 1 285 cal BP, et au sommet à 56 cm à 630 - 515 cal BP.

- 50 - 0 cm : horizon limoneux faiblement classé gris à la base (45 % limons, 45 % sables, 10 % argiles) devenant plus fin (76 % de limons, 16 % d'argiles, 8 % de sables) et normalement classé au sommet.

Le profil présente une teneur en carbone organique qui n'excède pas 0,8 % entre 400 cm et 90 cm de profondeur. À 60 - 70 cm, la teneur est de 1,6 % mais elle s'abaisse à 0,4 % à 30 cm de profondeur. Le sommet du profil est, quant à lui, humifère avec une teneur de plus de 3 % à 5 cm de profondeur.

SAW16

À la confluence du Khour et du Bao Bolon, à 1 m d'altitude, SAW16 est un sondage de 1,85 m prélevé au carottier manuel et échantillonné tous les 3 cm. Le profil a été divisé en cinq ensembles lithologiques, qui semblent reposer sur un socle cuirassé sur lequel a buté le carottier au moment du prélèvement (Figure 144):

- 180 - 115 cm : sables limoneux (79 % de sables, 18 % de limons, 3 % d'argiles) de couleur hétérogène grise et beige. Un échantillon de sédiment à 166 - 169 cm de profondeur a été daté à 2 104 - 1 898 cal BP.
- 115 - 68 cm : Niveau brun-noir légèrement plus argileux que le niveau sous-jacent (76 % de sables, 18 % de limons, 6 % d'argiles), présence de pisolithes. Un charbon à 71 - 72 cm a été daté à 3 141 - 2 888 cal BP. Cette datation a été écartée de la chronostratigraphie, il s'agit probablement d'un charbon plus ancien que le dépôt des sédiments à cette profondeur, qui ne date pas cette phase de sédimentation.
- 68 cm - 30 cm : limons gris-brun (51 % de sables, 34 % de limons, 15 % d'argiles), taches d'oxydation, présence de charbons.
- 30 - 20 cm : limons (45 % de limons, 39 % de sables, 16 % d'argiles) bruns, plastiques.
- 20 - 0 cm : limons fins (57 % de limons, 25 % de sables et 18 % d'argiles) noirs, plastiques, présence de charbons.

Le matériau constituant le profil est bien classé entre 180 cm et 68 cm de profondeur, et très mal classé entre 68 cm et 0 cm.

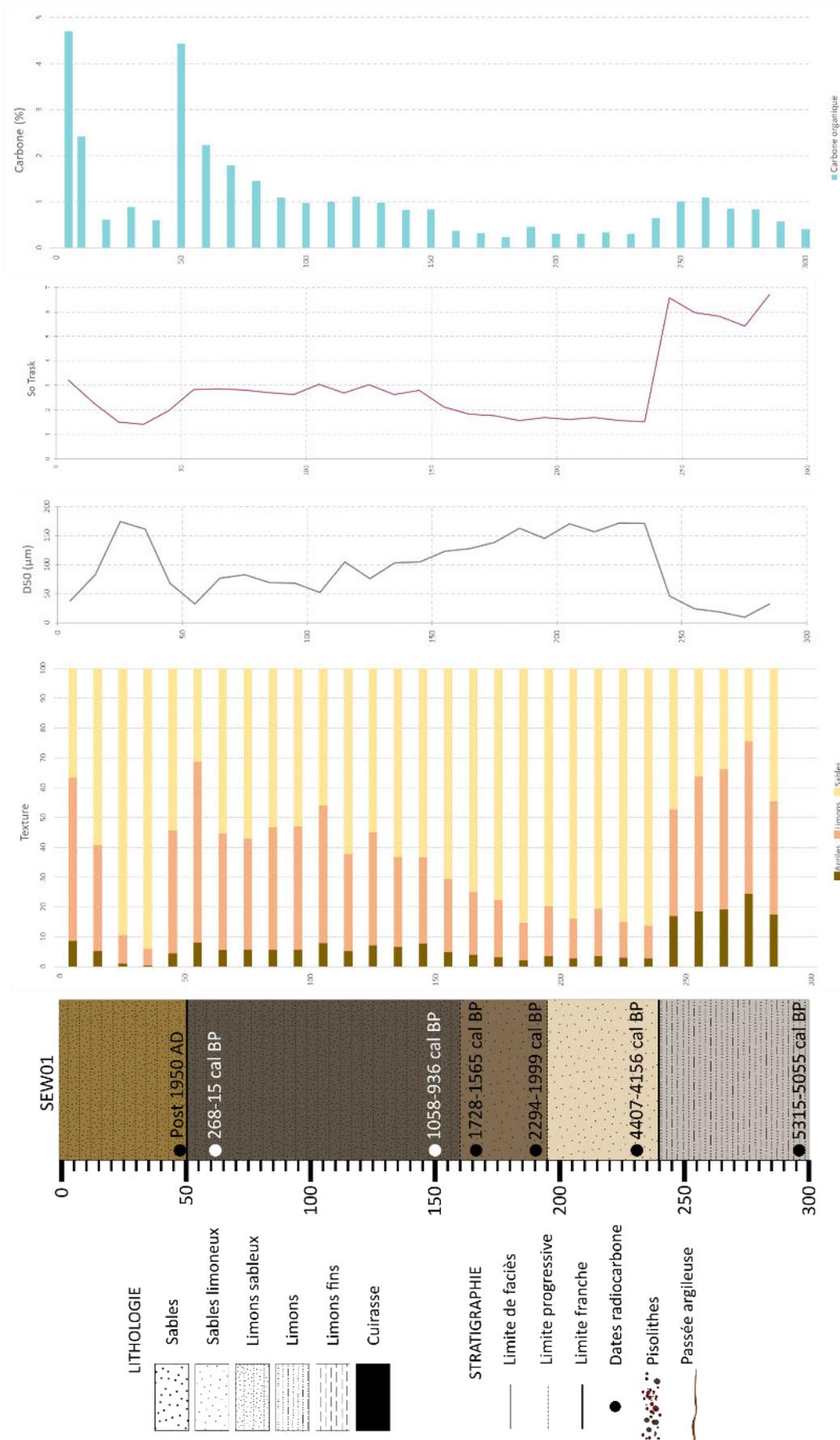


Figure 142. Log et analyses sédimentologiques du carottage SEW01.

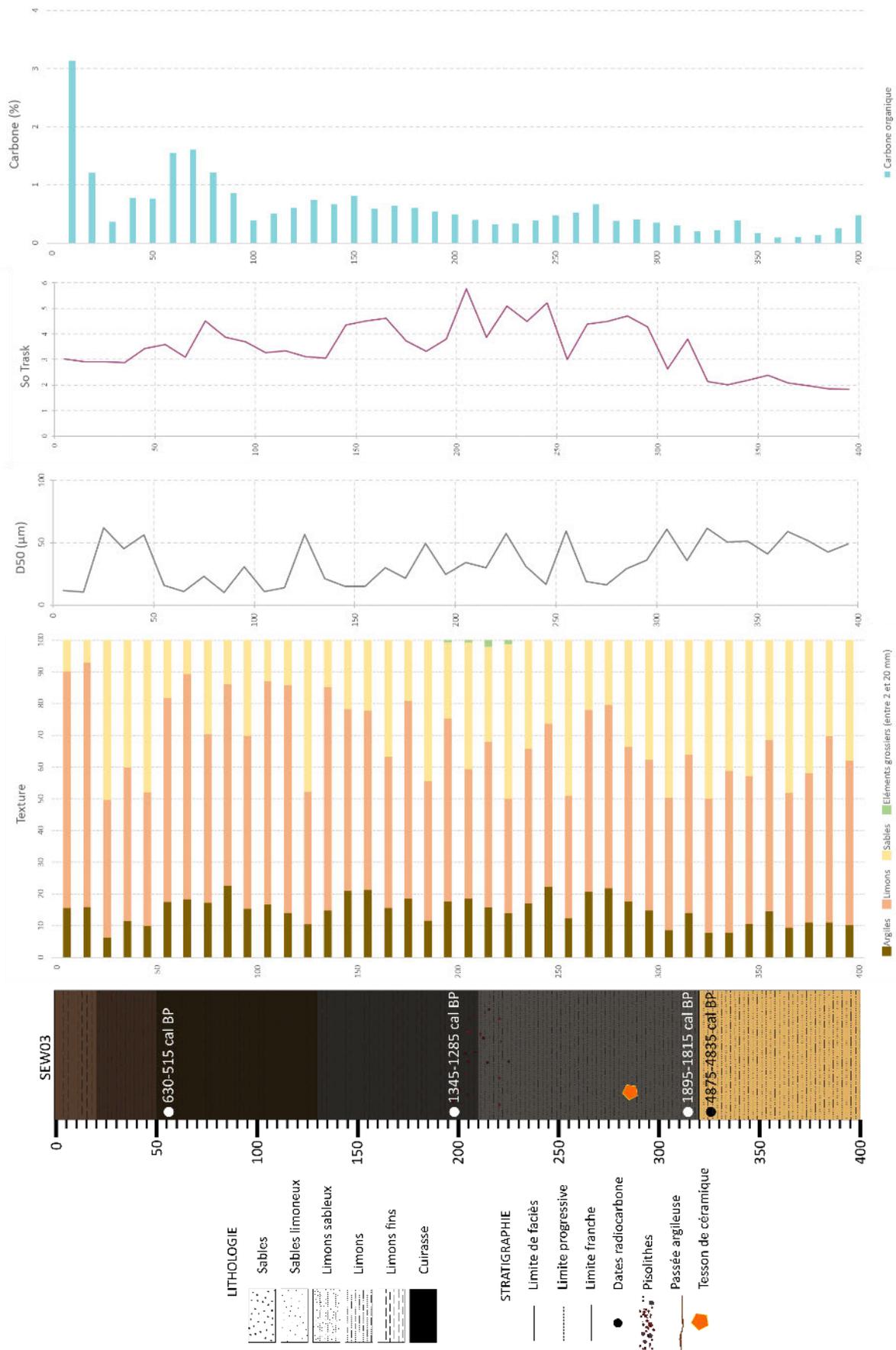


Figure 143. Log et analyses sédimentologiques du carottage SEW03.

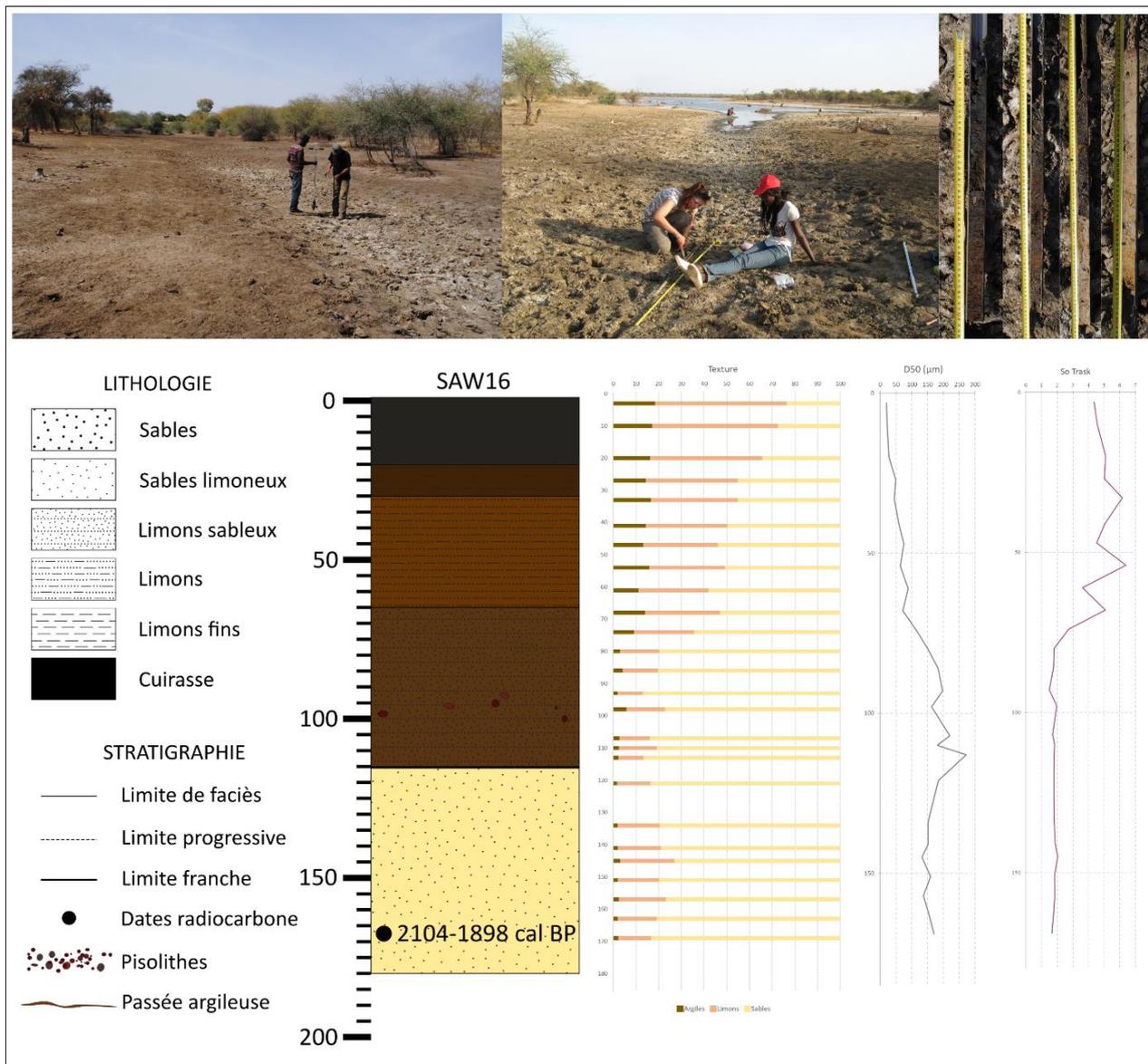


Figure 144. Log et analyses sédimentologiques du sondage SAW16.

1.2. Les profils étudiés dans le Bao Bolon

Un transect en travers du Bao Bolon a été réalisé en amont du Khour. Cet emplacement a été choisi en raison de la faible hauteur d'eau et des nombreux bancs de sables, qui ont permis de venir à pied, au cours de différentes années, pour procéder aux sondages et carottages. De plus, ce transect passe par la carrière de sables blancs (SAW17a, présentée dans le Chapitre 4), ce qui permet d'observer rapidement les formations en coupe. Il se situe également dans le prolongement du marigot dit « du coude », ce qui facilite la confrontation des formations observées dans le Bao Bolon à celles étudiées dans le marigot, en rive gauche. Le transect du Bao Bolon se compose de 13 profils (Figure 145).

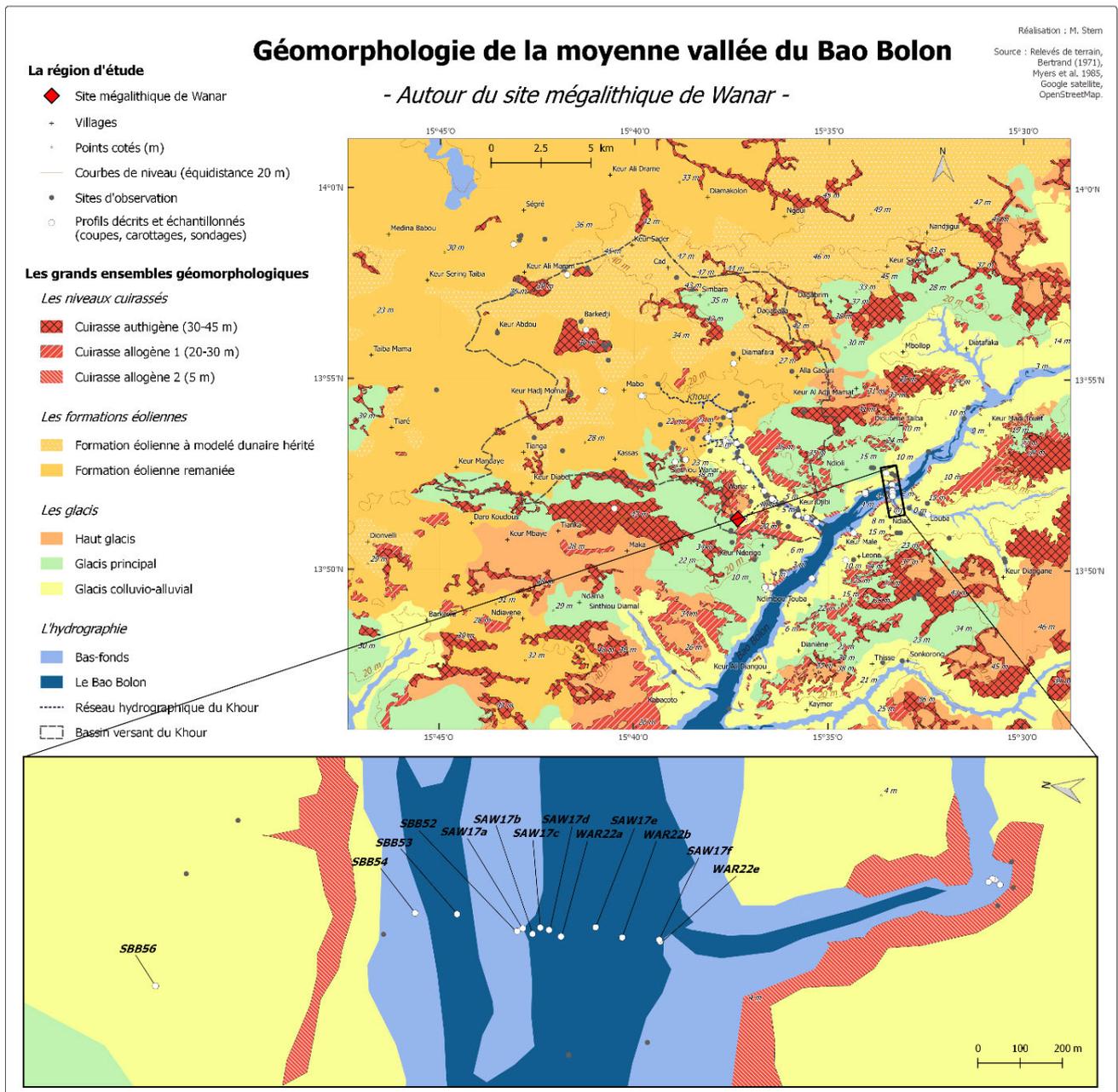


Figure 145. Les coupes, carottages et sondages en travers du Bao Bolon.

SBB56, dans le glacis colluvio-alluvial.

A 9 m d'altitude dans le glacis colluvio-alluvial, dans une parcelle d'arachides, le sondage SBB56 dévoile de bas en haut une succession de niveaux (Figure 146) :

- 370 – 235 cm : Limons sableux marmorisés gris et rouge. Présence de taches noires entre 300 et 370 cm, pisolithes centimétriques à 355 – 360 cm.
- 235 – 160 cm : Limons sableux ocre, traces d'oxydation entre 200 et 235 cm, pisolithes millimétriques à centimétriques entre 230 et 235 cm.

- 160 – 70 cm : Limons sableux ocre-rouge, traces d'oxydation et quelques pisolithes entre 160 et 100 cm.
- 70 – 0 cm : Sables limoneux ocre-orangé, gris en surface (entre 25 et 0 cm).

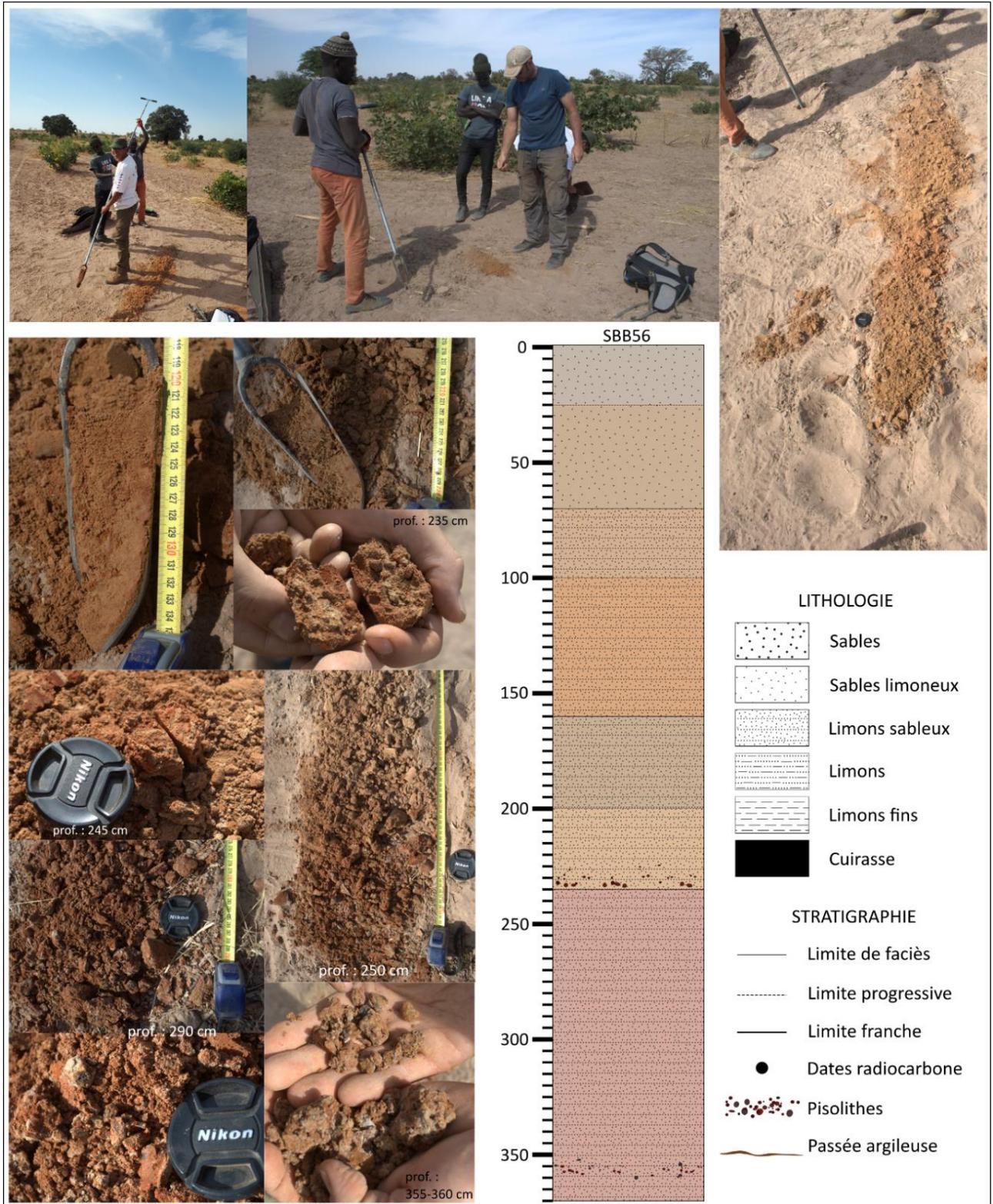


Figure 146. Le sondage SBB56.

SBB54 et SBB53

Le bas-fond du Bao Bolon se caractérise, en rive droite à 3 m d'altitude (SBB54), par une formation limono-sableuse de couleur gris-brun, particulière, massive et homogène (Figure 147). Elle présente un encroûtement en surface, sa très forte compacité n'a pas permis de poursuivre le sondage au-dessous de 30 cm de profondeur.

A 100 m de là, un sondage a été réalisé à 1 m d'altitude, au niveau du bras isolé du Bao Bolon décrit dans le Chapitre 4 (SBB53). Le profil s'organise comme suit (Figure 147) :

- 130 – 95 cm : Sables gris clair très humides, qui ne se maintiennent pas dans la tarière en-dessous de 130 cm.
- 95 – 0 cm : Limons gris foncé, traces d'oxydation, fentes de dessiccation en surface.

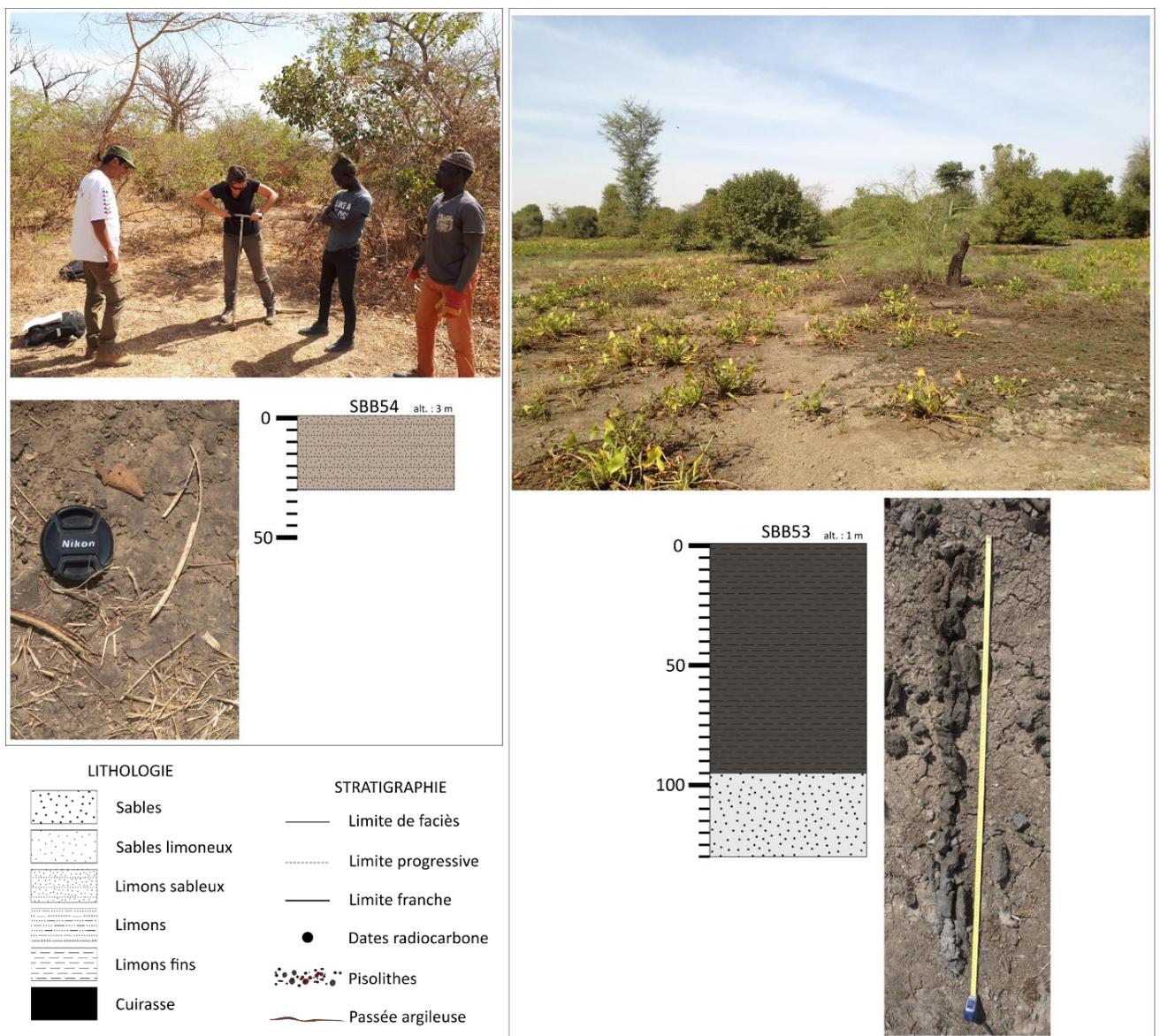


Figure 147. Les sondages SBB54 et SBB53.

La carrière de sables blancs du Bao Bolon : SBB52, SAW17a et SAW17b

Le profil SAW17a, décrit dans le Chapitre 4, a été observé à 3 m d'altitude au nord de la carrière de sables blancs du Bao Bolon, au cours de la mission de terrain de 2017. La même année, une seconde coupe a été relevée, côté Sud de la carrière (SAW17b), également à 3 m d'altitude. Cette carrière a continué à être exploitée vers le nord au cours des années suivantes, ce qui a permis de décrire un troisième profil en 2019 (SBB52) à 4 m d'altitude (Figure 148).

Le profil décrit dans la coupe SBB52 se compose de différents niveaux (Figure 148) :

- 180 – 150 cm : Sables beige-blanc très tendres. Limite franche avec la formation supérieure, à 150 cm.
- 150 – 120 cm : Sables limoneux ocre, présence de pisolithes entre 140 et 150 cm.
- 120 – 100 cm : Sables limoneux beige clair.
- 100 – 50 cm : Sables limoneux gris, présence de coquilles de gastéropodes à 60 cm (Figure 148).
- 50 – 0 cm : Sables limoneux bruns.

En face, près du Bao Bolon, la coupe SAW17b s'organise comme suit (Figure 148):

- 140 – 75 cm : Sables beige-blanc pulvérulents, minces passées argileuses plus ou moins horizontales.
- 75 – 0 cm : Limons sableux très compacts et très bioturbés, brun-gris, plus clairs entre 60 et 75 cm. Traces d'oxydation.

SAW17c

À une vingtaine de mètres de la coupe SAW17b, à 2 m d'altitude, le profil SAW17c est un sondage de 2,30 m à la tarière et au carottier manuel, dont huit échantillons ont été prélevés. À partir des observations de terrain, ce profil a été divisé en six ensembles (Figure 149):

- 230 - 160 cm : Sables (96 % de sables, 3 % de limons, 1 % d'argiles) beige/gris qui présentent des passées oxydées et des passées sombres.
- 160 - 140 cm : Ensemble présentant les mêmes couleurs que le matériau sous-jacent, mais sa texture plastique indique qu'il s'agit de dépôts limono-sableux légèrement plus argileux (60 % de sables, 32 % de limons, 8 % d'argiles). La transition vers le niveau supérieur se fait par une limite franche.
- 140 - 65 cm : limons fins (58 % de limons, 20 % de sables, 22 % d'argiles) gris et légèrement bariolés (traces d'oxydation et traces noires).

- 65 - 40 cm : Matériau noir et toujours constitué de limons fins (54 % de limons, 30 % de sables, 16 % d'argiles). Il a été daté à la base (60 cm) à 1 384 - 1 296 cal BP.
- 40 - 0 cm : Limons (48 % de limons, 37 % de sables, 15 % d'argiles) brun-gris.

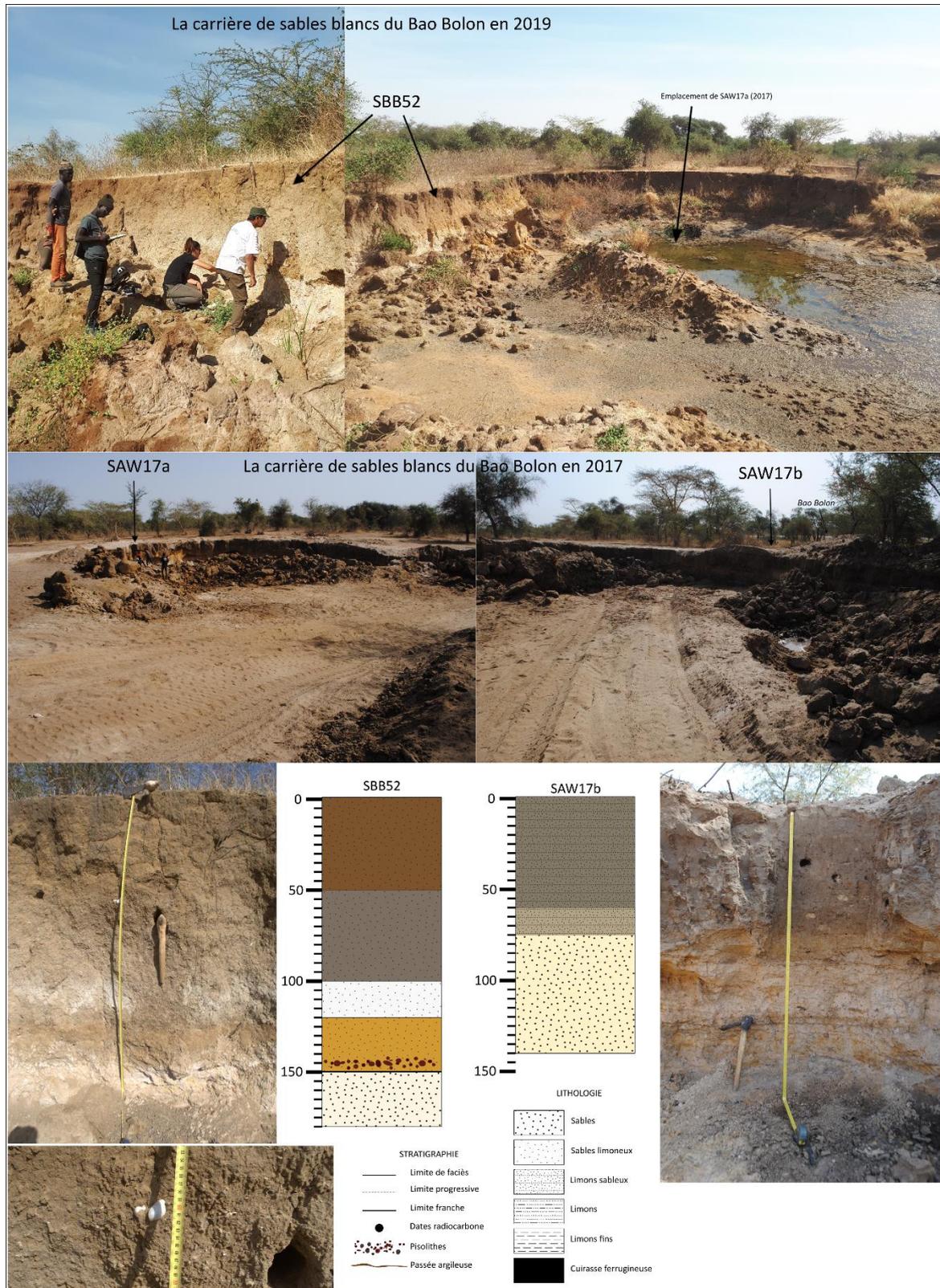


Figure 148. La carrière de sables du Bao Bolon entre 2017 et 2019 : les coupes SBB52 et SAW17b.

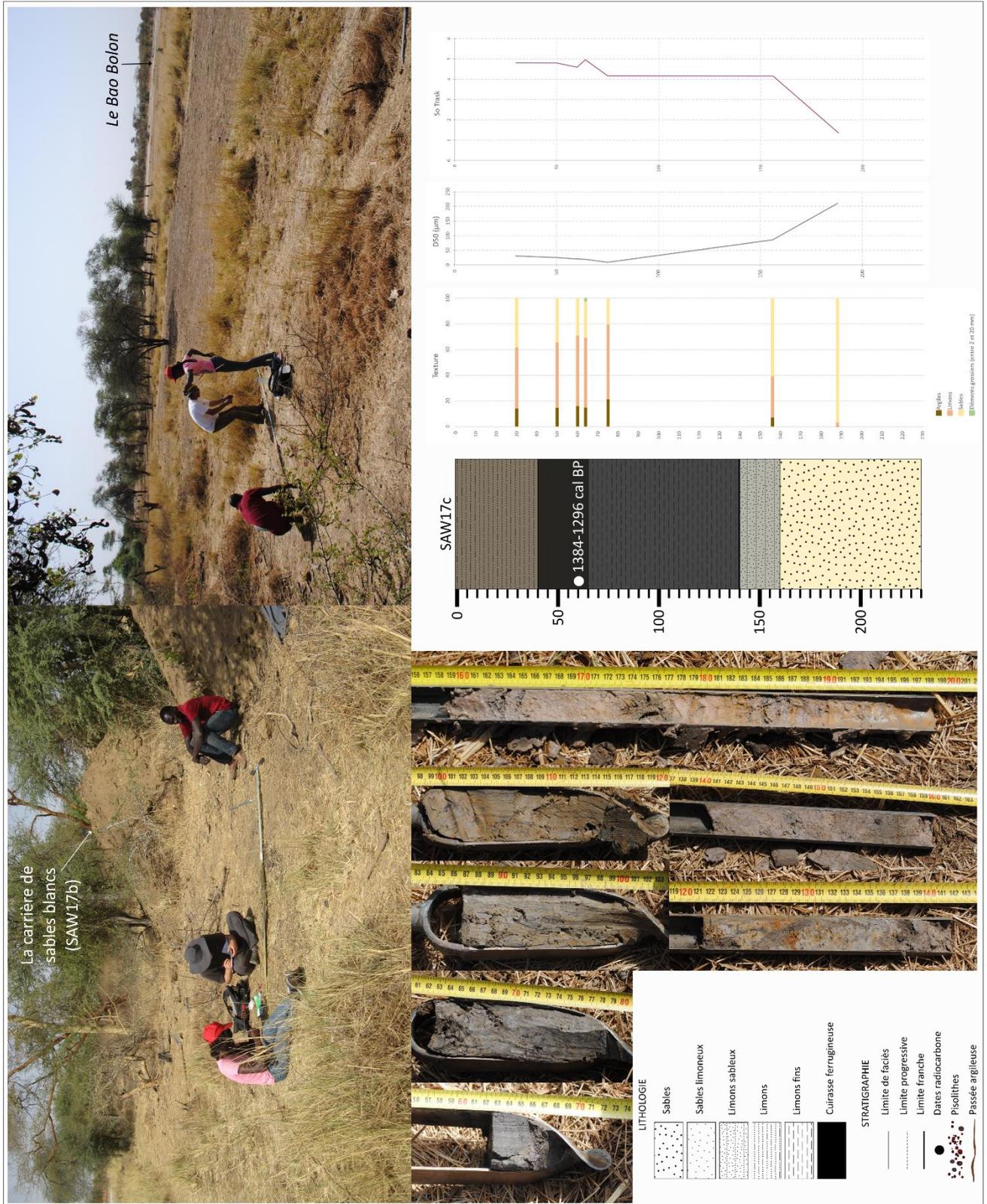
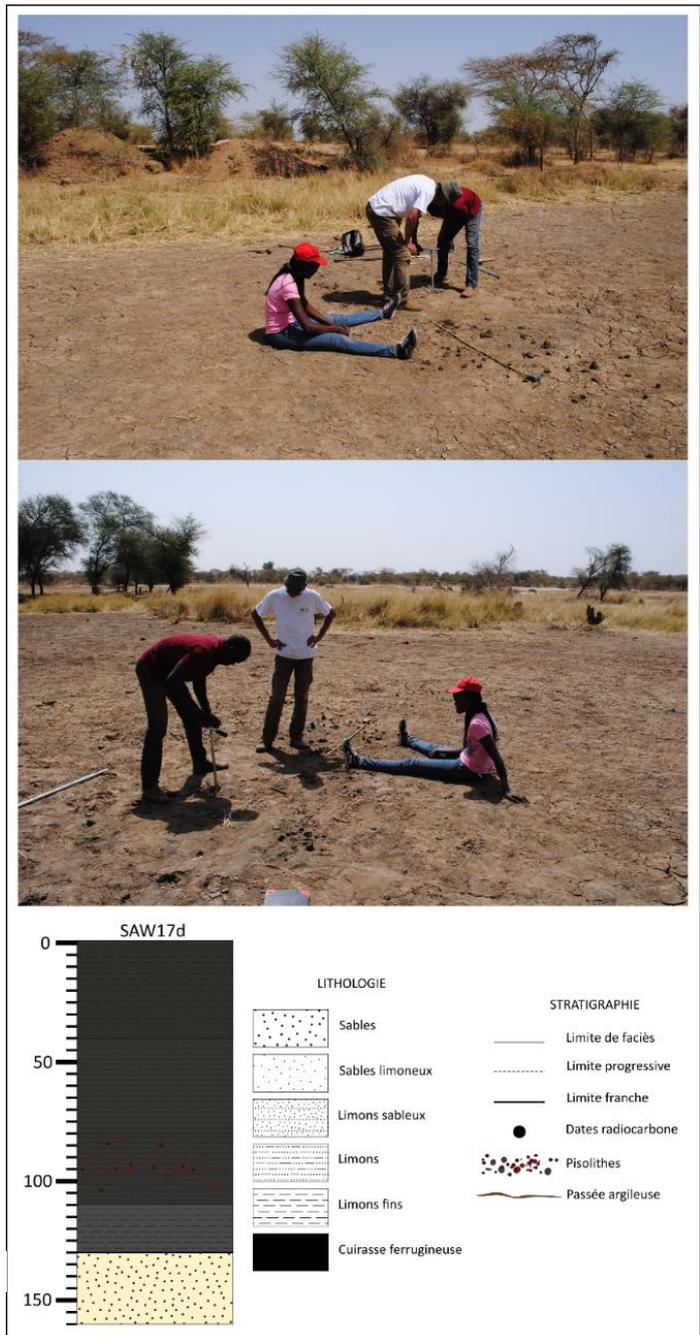


Figure 149. Le sondage SAW17c.

SAW17d

Une vingtaine de mètres plus loin, en direction du Bao Bolon, le sondage SAW17d à 0 m d'altitude présente le profil suivant (Figure 150):

- 160 – 130 cm : Sables gris/beige, passées argileuses plus sombres. Limite nette à 130 cm.
- 130 – 110 cm : Limons fins gris, niveau très plastique.
- 110 – 80 cm : Limons gris foncé avec des taches gris clair, beaucoup de pisolithes centimétriques.
- 80 – 40 cm : Limons gris foncé, quelques pisolithes.
- 40 – 0 cm : Limons fins noirs, plastiques, quelques pisolithes.



WAR22a

Toujours à 0 m d'altitude, le carottage WAR22a permet d'observer une succession de formations de bas en haut (Figure 151) :

- 340 – 140 cm : Sables beiges, traces noires et traces d'oxydation, passées argileuses grises. Niveau très friable, limite nette à 140 cm.
- 140 – 80 cm : Limons gris, présence de passées sableuses oxydées, pisolithes.
- 80 – 50 cm : Limons fins gris, traces d'oxydation, quelques microcharbons. La limite à 50 cm est franche.

- 50 – 35 cm : Sables limoneux ocre, oxydés, présence de pisolithes et de taches noires.
- 35 – 0 cm : Limons fins noirs, présence de taches d'oxydation, de pisolithes et de microcharbons. Les 15 cm superficiels sont de couleur grise, le matériau est sec et remanié par le passage du bétail.

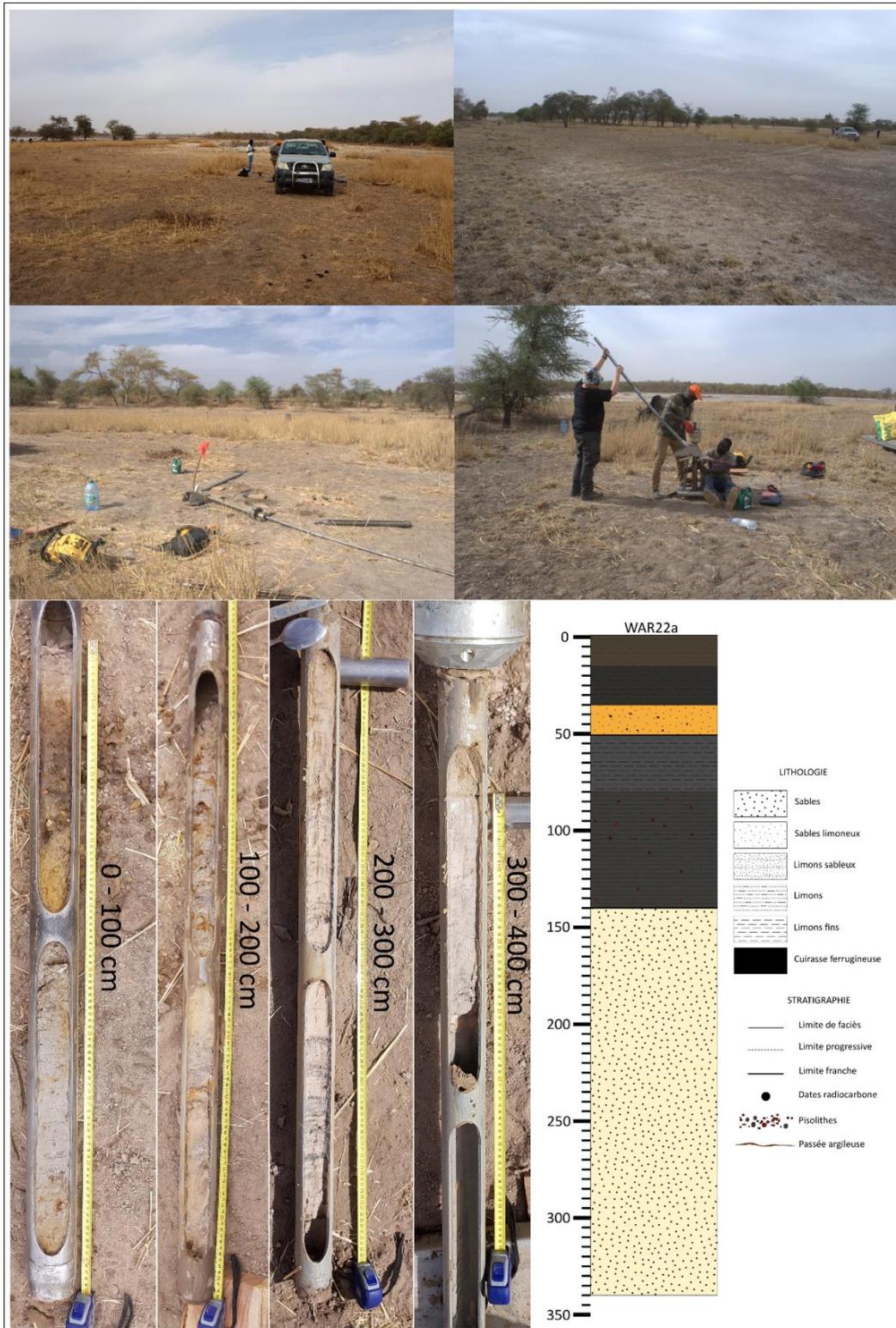


Figure 151. Le carottage WAR22a.

SAW17e

Le sondage SAW17e, au milieu du chenal du Bao Bolon à 0 m d'altitude, révèle le profil suivant (Figure 152):

- 170 – 160 cm : Sables beige clair très friables, gorgés d'eau.
- 160 – 100 cm : Limons fins gris, niveau plastique.
- 100 – 60 cm : Niveau limoneux brun-noir.
- 60 – 10 cm : Sables moyens à grossiers oxydés.
- 10 – 0 cm : Limons fins noirs en surface.

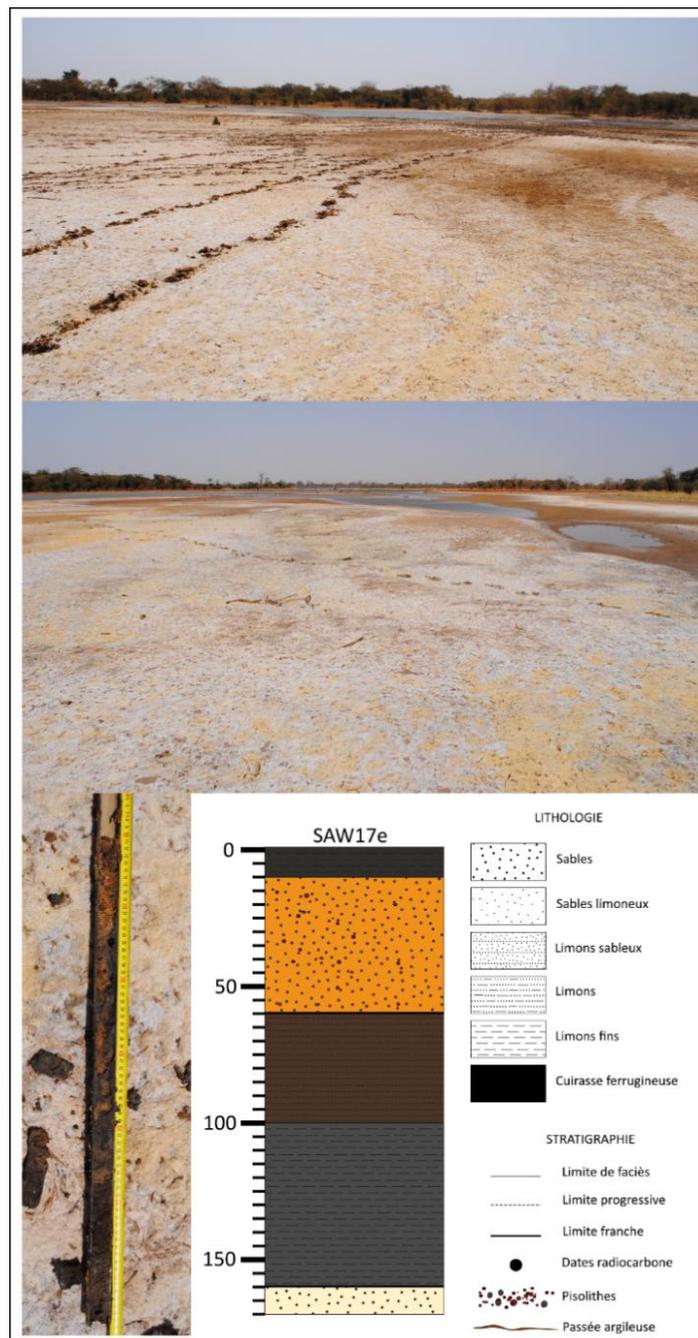


Figure 152. Le sondage SAW17e.

WAR22b

Le profil WAR22b est une carotte de 3 m prélevée dans le cours du Bao Bolon, à 0 m d'altitude, à l'aide du carottier COBRA TT et échantillonnée tous les 3 cm. Ce profil a été divisé en cinq ensembles (Figure 153) :

- 300 - 245 cm : Matériau très oxydé présentant une alternance entre une texture limoneuse et une texture sablo-limoneuse. Il s'agit d'un ensemble hétérogène de sables grossiers à très fin, de limons et de gravillons pisolithiques. Ce sédiment est normalement classé à très mal classé. Un charbon prélevé à 262 cm a été daté à 6 785 - 6 655 cal BP.
- 245 cm - 130 cm : Ensemble beige-gris avec des taches d'oxydo-réduction ocre et grises. Il s'agit de limons fins (50 % de limons, 45 % de sables, 5 % d'argiles) bien classés. Un échantillon à 240 cm a été daté à 4 245 - 4 009 cal BP.
- 130 - 80 cm : Limons (51 % de sables, 42 % de limons, 7 % d'argiles) gris avec quelques taches d'oxydation, bien classés. Un charbon prélevé à 84 cm de profondeur a été daté à 1 524 - 1 362 cal BP.
- 80 - 45 cm : limons fins (51 % de limons, 34 % de sables, 15 % d'argiles) également gris avec des taches d'oxydation, mais très mal classé.
- 45 - 0 cm : matériau noir limono-sableux (67 % de sables, 29 % de limons, 4 % d'argiles) à la base, constitué de limons fins au sommet (63 % de limons, 28 % de sables, 9 % d'argiles). Cet ensemble est bien classé.

La teneur en carbone organique n'excède pas 0,3 % sur tout le profil, sauf entre 80 cm et 40 cm où elle est en moyenne de 1 % et entre 45 cm et 0 cm où elle oscille entre 0,94 % et 1,76 %.

SAW17f

En rive gauche du Bao Bolon à 0 m d'altitude, un sondage a été réalisé jusqu'à 380 cm. Il dévoile différents niveaux de bas en haut (Figure 154) :

- 380 – 310 cm : Niveau limoneux bariolé orange et ocre.
- 310 – 280 cm : Limons sableux ocre.
- 280 – 200 cm : Limons fins ocre, plastiques.
- 200 – 100 cm : Limons fins gris, niveau plastique.
- 100 – 75 cm : Limons sableux très oxydés, pisolithes à 85 – 90 cm.
- 75 – 5 cm : Limons noirs compacts
- 5 – 0 cm : Limons sableux gris-noir.

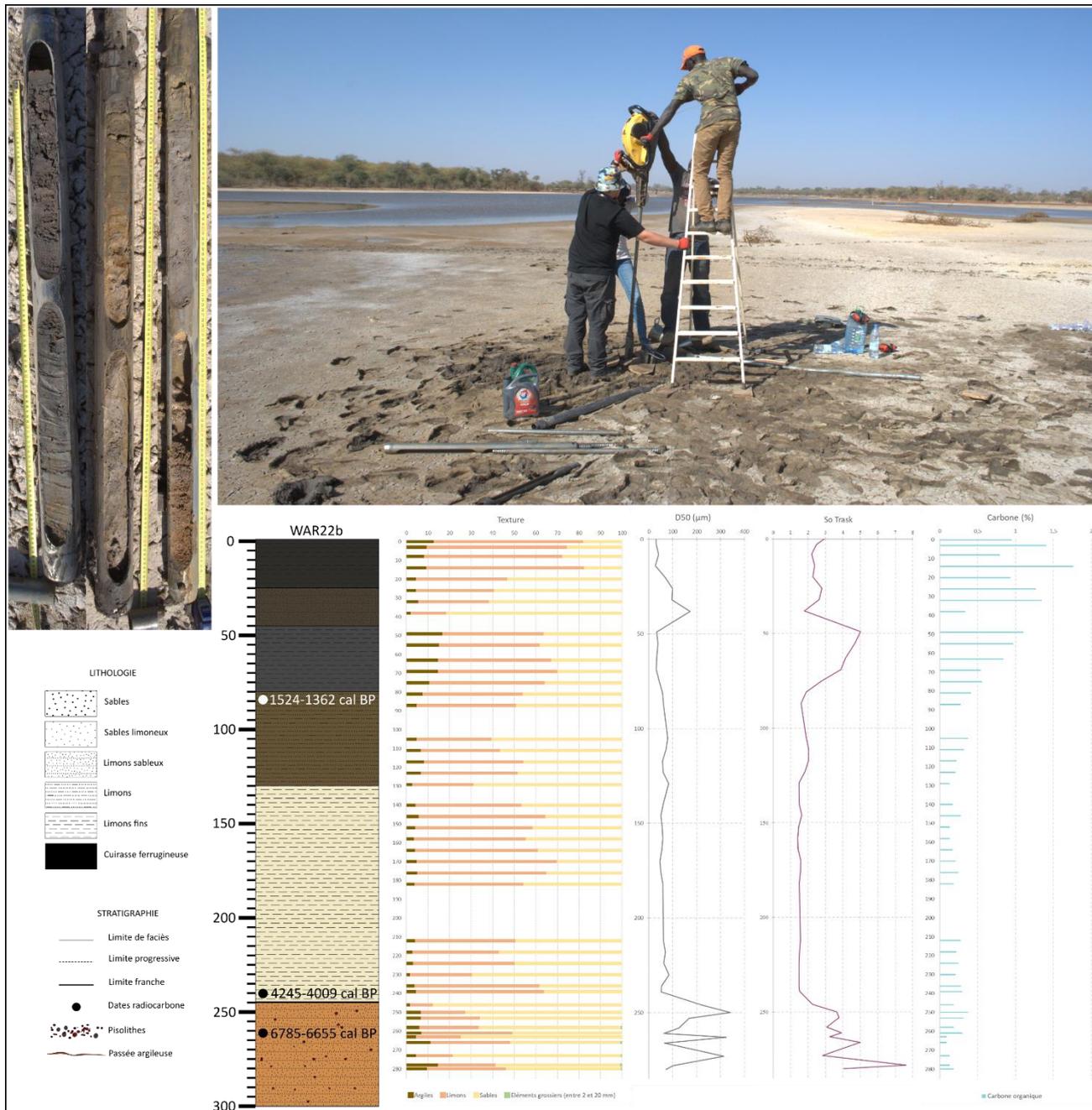


Figure 153. Le carottage WAR22b.

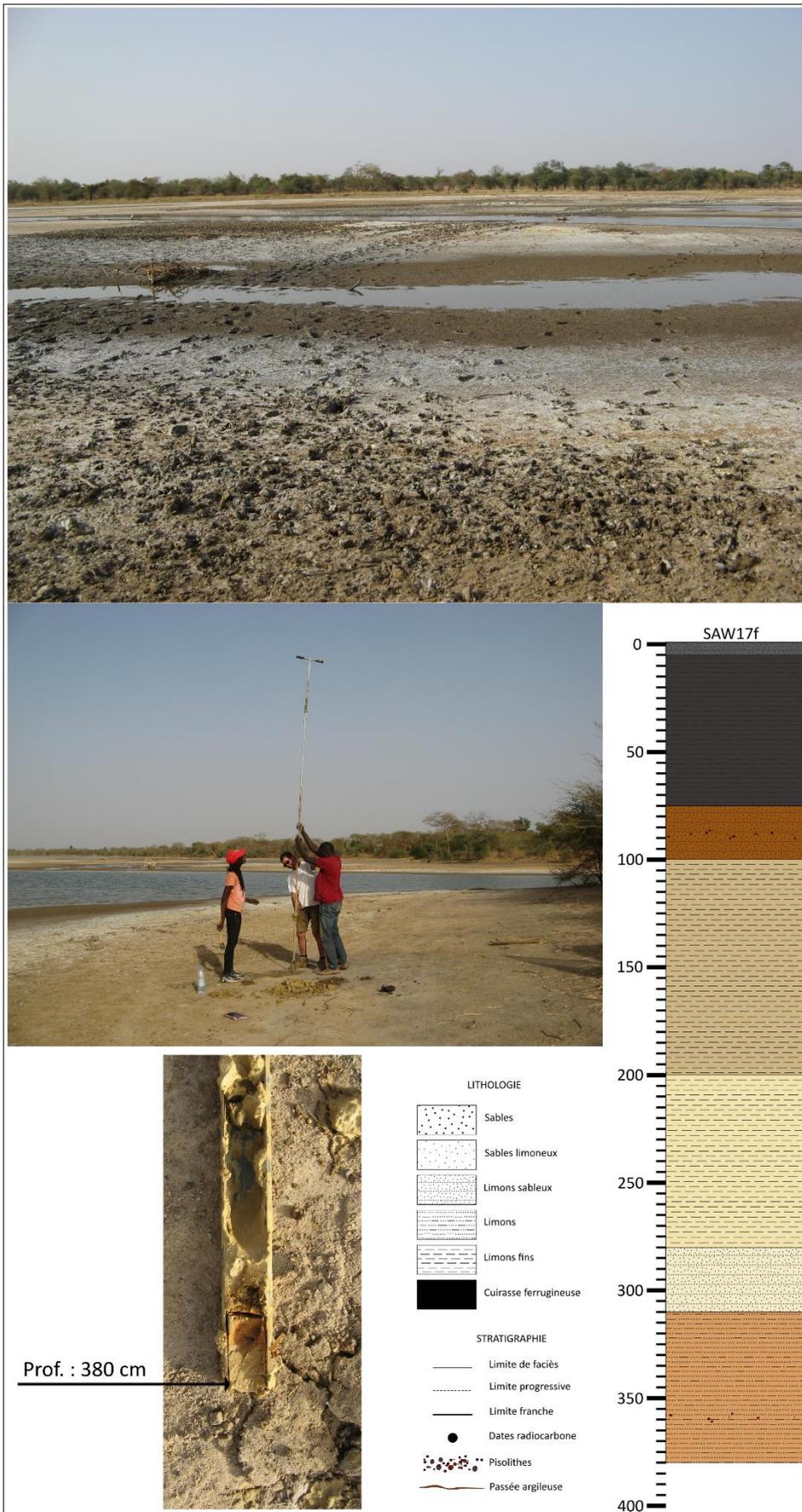


Figure 154. Le sondage SAW17f.

WAR22e

Le transect du Bao Bolon se termine en rive gauche avec un dernier carottage, toujours à 0 m d'altitude (Figure 155). Jusqu'à une profondeur de 7 m, le profil WAR22e se divise en différents niveaux (Figure 156):

- 700 – 630 cm : Limons fins (52 % de limons, 42 % de sables, 6 % d'argiles) bariolés orange et gris, bien à normalement classés.
- 630 – 500 cm : Limons sableux (55 % de sables, 39 % de limons, 6 % d'argiles) bariolés orange et gris, bien à normalement classés. Un échantillon prélevé à 514 - 518 cm a été daté à 10 476 - 10 245 cal BP.
- 500 – 330 cm : Limons (50 % de sables, 42 % de limons, 8 % d'argiles) bariolés orange et gris, bien classés.
- 330 – 300 cm : Limons sableux (49 % de sables, 46 % de limons, 5 % d'argiles) bariolés gris et orange, bien classés.
- 300 – 220 cm : Limons fins (59 % de limons, 31 % de sables, 10 % d'argiles) bariolés gris et ocre, taches noires, normalement classés.
- 220 – 100 cm : Limons fins (53 % de limons, 38 % de sables, 9 % d'argiles) bariolés gris et orange, taches noires, bien classés.
- 100 – 70 cm : Limons sableux (66 % de sables, 29 % de limons, 5 % d'argiles) gris et oxydés, bien classés, pisolithes.
- 70 – 45 cm : Limons (48 % de sables, 42 % de limons, 10 % d'argiles) gris faiblement classés.
- 45 – 20 cm : Limons (45 % de limons, 39 % de sables, 16 % d'argiles) gris très mal classés.
- 20 – 5 cm : Limons sableux (72 % de sables, 23 % de limons, 5 % d'argiles) gris foncé faiblement classés.
- 5 – 0 cm : Limons fins (59 % de limons, 29 % de sables, 12 % d'argiles) gris normalement à faiblement classés.

La teneur en carbone de la carotte WAR22e est la plus élevée sur les 70 cm supérieurs (en moyenne entre 0,5 et 0,6 %), elle diminue progressivement jusqu'à 100 cm puis est quasiment nulle sur le reste du profil.

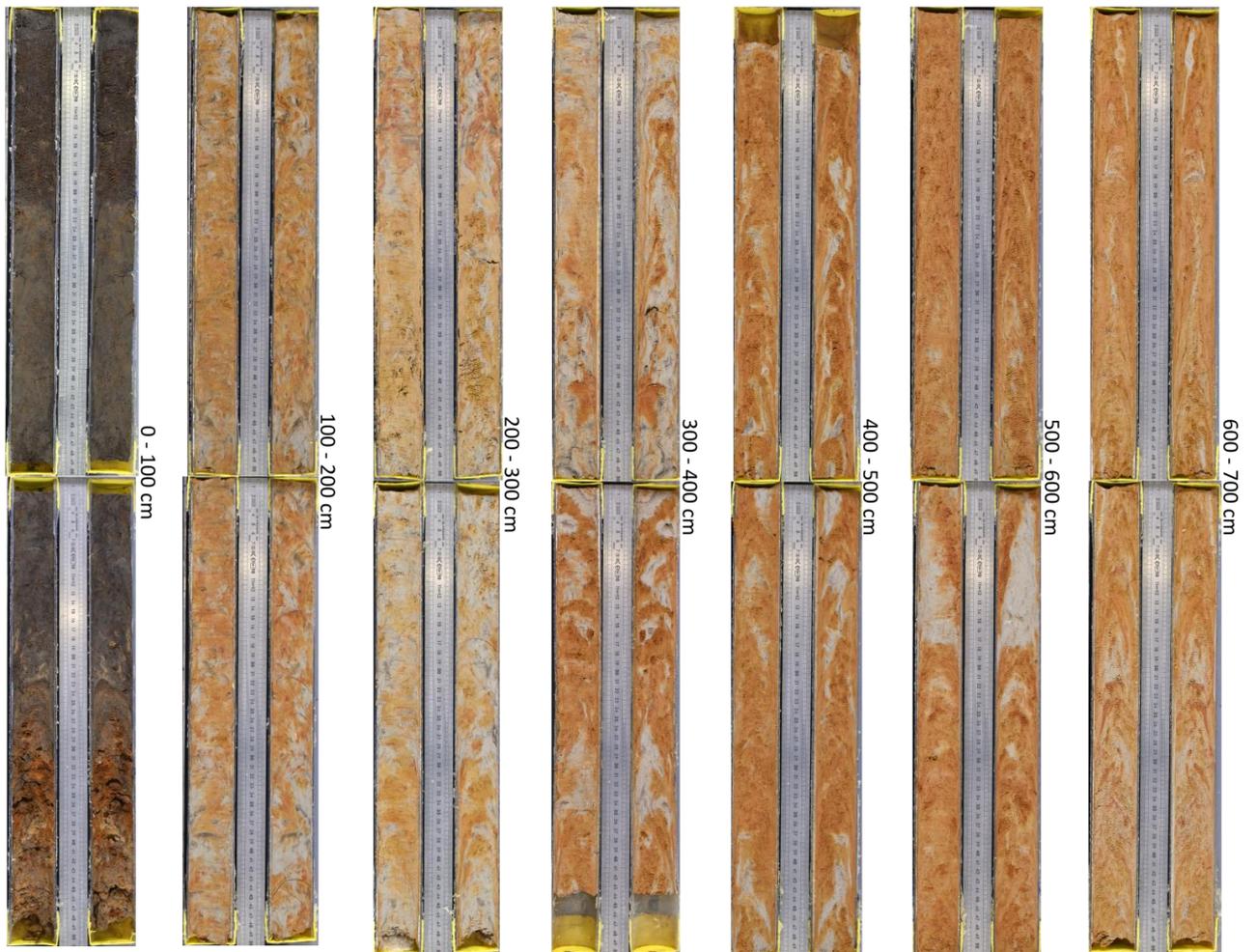


Figure 155. Le carottage WAR22e (Photos : E. Weisskopf, M. Stern, UMR CNRS 5805 EPOC).

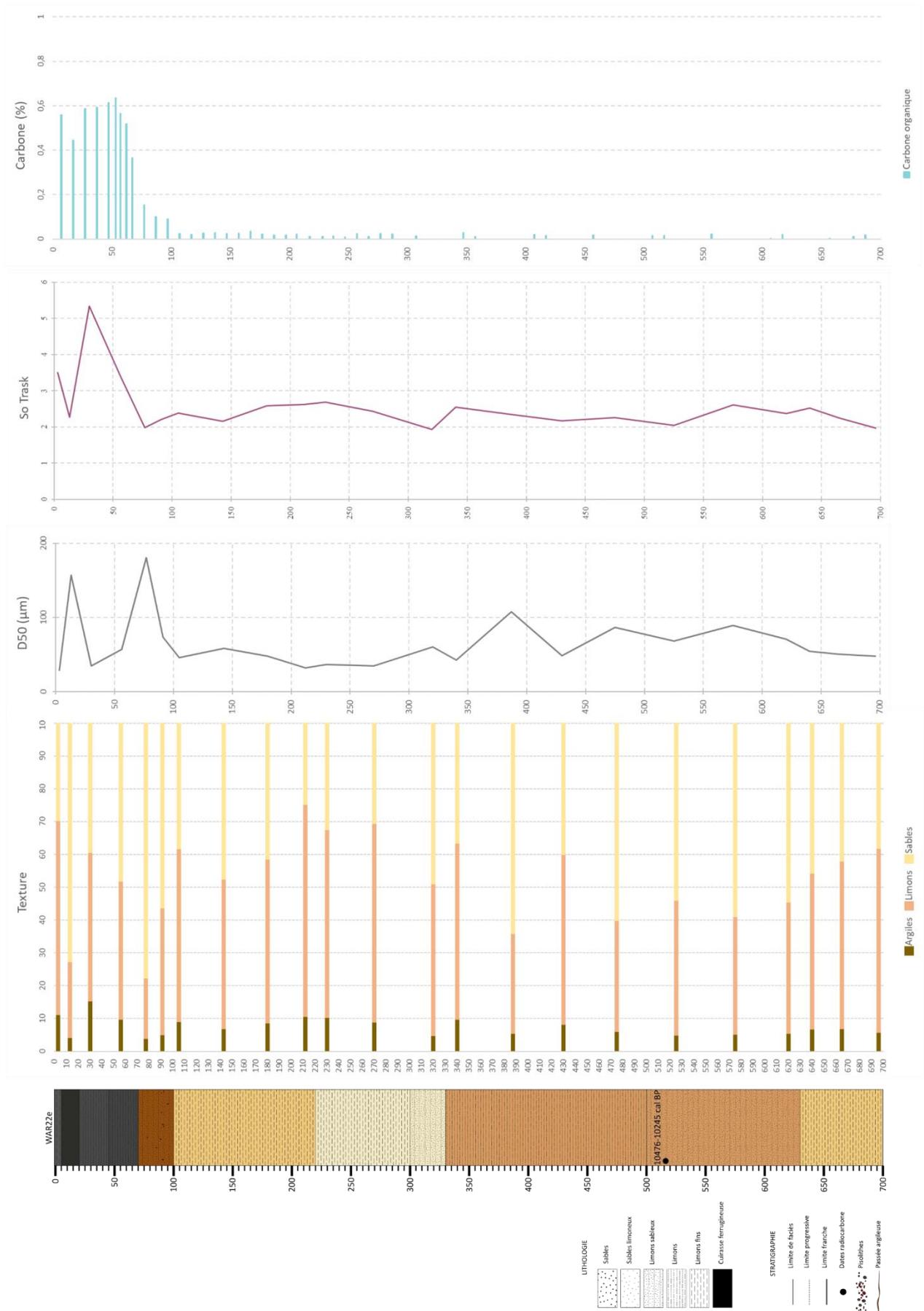


Figure 156. Log et analyses sédimentologiques du profil WAR22e.

1.3. Les profils étudiés dans les autres affluents du Bao Bolon

Pour compléter ces études réalisées dans le Khour et le Bao Bolon, d'autres marigots, affluents du Bao Bolon, ont été analysés. Ces dernières études portent sur la description de 13 profils supplémentaires, qui viennent documenter 6 marigots (3 en rive droite du Bao Bolon, 3 en rive gauche) (Figure 157).

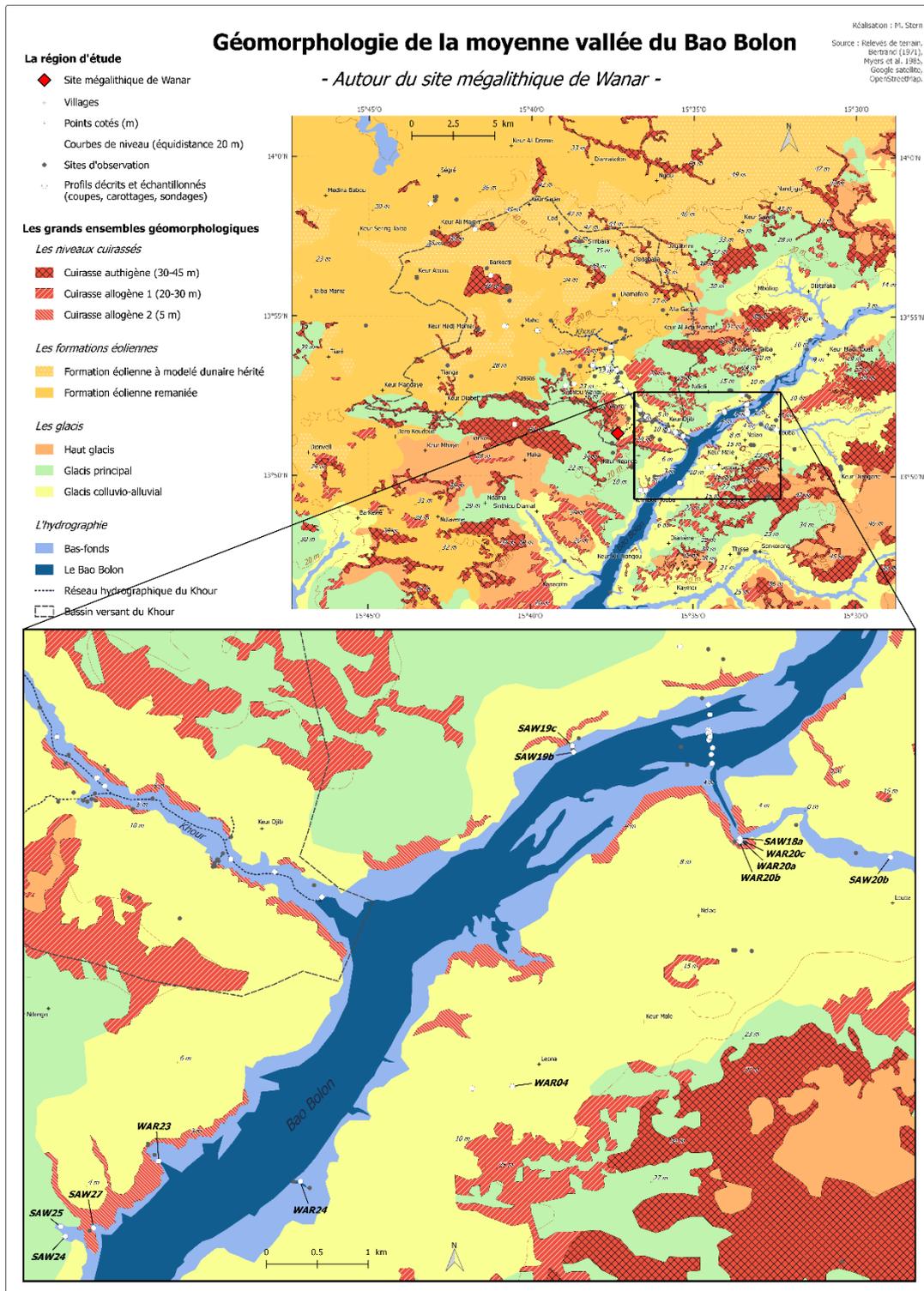


Figure 157. Les carottages, sondages et coupes près du Bao Bolon, au niveau de ses affluents.

1.3. a) Le marigot « du coude »

Une attention particulière a été portée sur le marigot dit « du coude », en raison notamment de sa position dans l'axe du transect du Bao Bolon. Au niveau de la bifurcation du chenal, quatre profils (SAW18a, WAR20c, WAR20a et WAR20b) ont été étudiés entre le marigot et la cuirasse, selon un transect. Une dernière coupe à l'amont (SAW20b) a également été décrite (Figure 158).

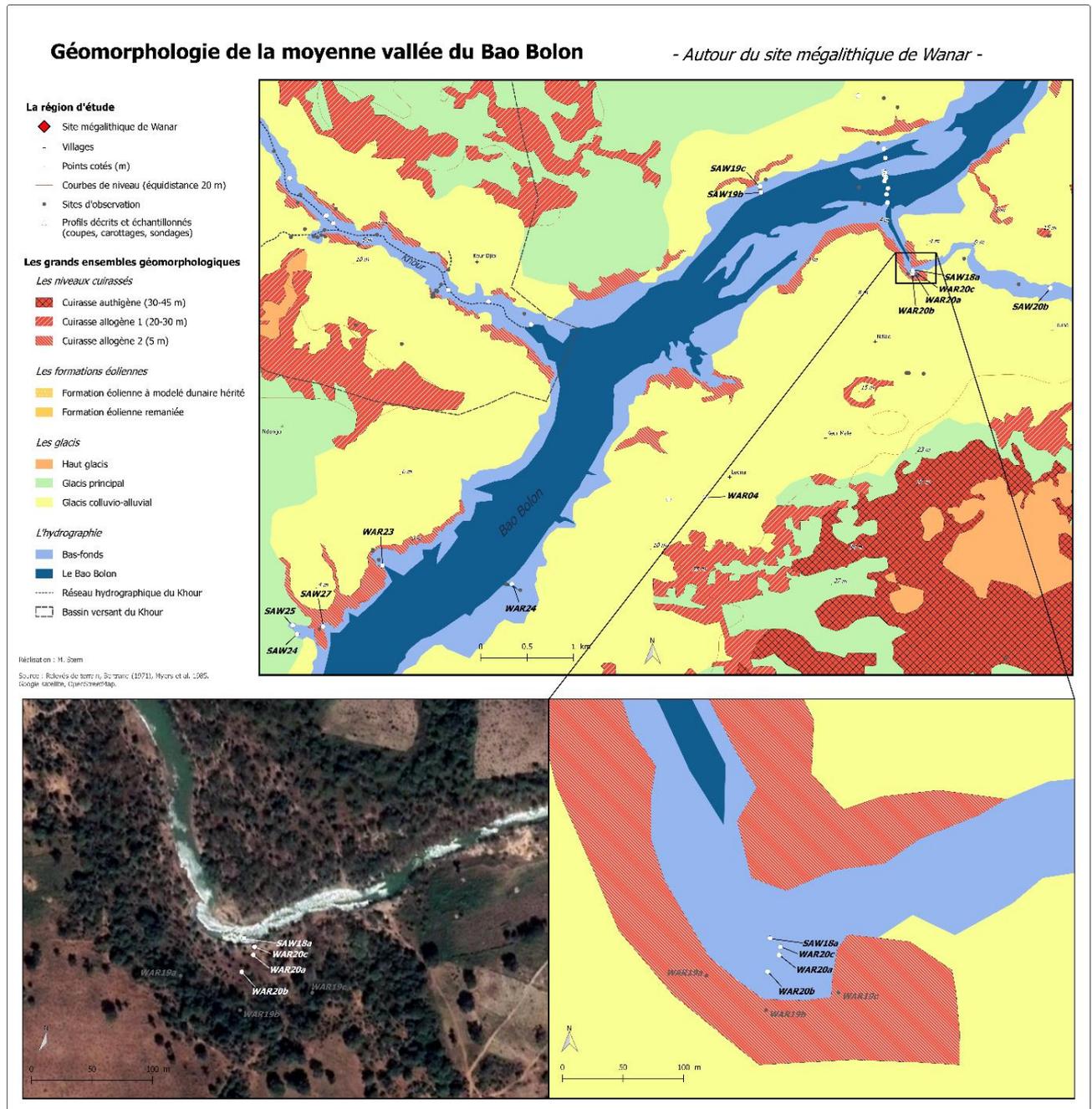


Figure 158. Le transect réalisé entre la cuirasse et le marigot dit "du coude".

SAW18a

À 2 m d'altitude, le profil SAW18a est une coupe d'1,20 m dans le chenal incisé du marigot, sondée jusqu'à 2,20 m de profondeur à la tarière Edelman. Les observations lithologiques de terrain ont permis de diviser ce profil en six ensembles (Figure 159) :

- 220 - 200 cm : ensemble clair de limons sableux (72 % de sables, 24 % de limons, 4 % d'argiles). Ce niveau a été daté à sa base (à 220 cm) à 3 450 – 3 272 cal BP.
- 200 - 140 cm : limons (49 % de limons, 40 % de sables, 11 % d'argiles) de couleur ocre homogène.
- 140 - 95 cm : limons (50 % de sables, 41 % de limons, 9 % d'argiles) de couleur grise avec des traces d'oxydation. Cet ensemble a été daté à 115 - 110 cm de 505 - 318 cal BP.
- 95 - 40 cm : limons (52 % de sables, 41 % de limons, 7 % d'argiles) oxydés, bruns au sommet, datés au sommet (40-42 cm) comme postérieurs à 1950 AD.
- 40 - 25 cm : ensemble lité, alternance de passées limoneuses et sableuses de couleur gris-beige et brune.
- 25 - 0 cm : matériau limono-sableux (50 % de sables, 43 % de limons, 7 % d'argiles) gris/beige.

WAR20c

Le carottage WAR20c a été réalisé à 4 m de la coupe SAW18a, sur la terrasse, à 2 m d'altitude. Les 4 premiers mètres ont été extraits en gouges fermées avec tubes, puis le carottage a été poursuivi avec les gouges ouvertes jusqu'à 7 m de profondeur. Son profil se divise en différents niveaux de bas en haut (Figure 160) :

- 700 – 545 cm : Limons fins (54 % de limons, 31 % de sables, 15 % d'argiles) bariolés rouge et gris, globalement très mal classés, marqués par la présence de charbons.
- 545 – 500 cm : Niveau légèrement plus grossier (52 % de limons, 36 % de sables, 12 % d'argiles), faiblement classé, bariolés rouge et gris.
- 500 – 420 cm : Limons sableux (60 % de sables, 35 % de limons, 5 % d'argiles) gris avec de nombreuses zones oxydées, bien classés. Entre 420 et 450 cm, le matériau est brun-orangé ; il s'agit certainement de pollutions provenant des parois.
- 420 - 360 cm : Limons sableux (73 % de sables, 25 % de limons, 2 % d'argiles) gris clair, oxydés à la base et plus organiques au sommet, bien classés. Ce niveau a été daté à 7 955 – 7 828 cal BP.
- 360 – 275 cm : Limons sableux (53 % de sables, 44 % de limons, 3 % d'argiles) gris plus foncé, bien classés. Le matériel entre 300 et 325 cm, très liquide, a été perdu au

moment de l'extraction de la gouge. Il semblerait que la formation présente dans le tube entre 350 et 325 cm soit un matériel remanié et/ou provenant des parois.

- 275 – 215 cm : Limons sableux (56 % de sables, 41 % de limons, 3 % d'argiles) gris clair, présence de taches d'oxydation, bien classés, avec une augmentation progressive de la teneur en carbone organique de la base au sommet.
- 215 – 185 cm : Limons fins (64 % de limons, 29 % de sables, 7 % d'argiles) gris foncé, quelques taches d'oxydation, bien classés.
- 185 – 115 cm : Limons sableux (60 % de sables, 34 % de limons, 6 % d'argiles) ocre, quelques taches d'oxydation, de plus en plus mal classés vers le sommet.
- 115 – 95 cm : Limons fins (57 % de limons, 30 % de sables, 13 % d'argiles) gris avec des taches d'oxydation, faiblement classés et plus organiques (0,6 % de carbone) que les niveaux supérieurs et inférieurs.
- 95 – 70 cm : Sables limoneux (75 % de sables, 22 % de limons, 3 % d'argiles) ocre, bien classés et peu organiques (teneur en carbone inférieure à 0,3 %)
- 70 – 35 cm : Limons sableux (49 % de sables, 44 % de limons, 7 % d'argiles) brun-beige normalement classés.
- 35 – 25 cm : Limons fins (56 % de limons, 37 % de sables, 7 % d'argiles) marron foncé, organiques, bien classés.
- 25 – 0 cm : Limons sableux (49 % de limons, 46 % de sables, 5 % d'argiles) gris, friables, organiques et bien classés.

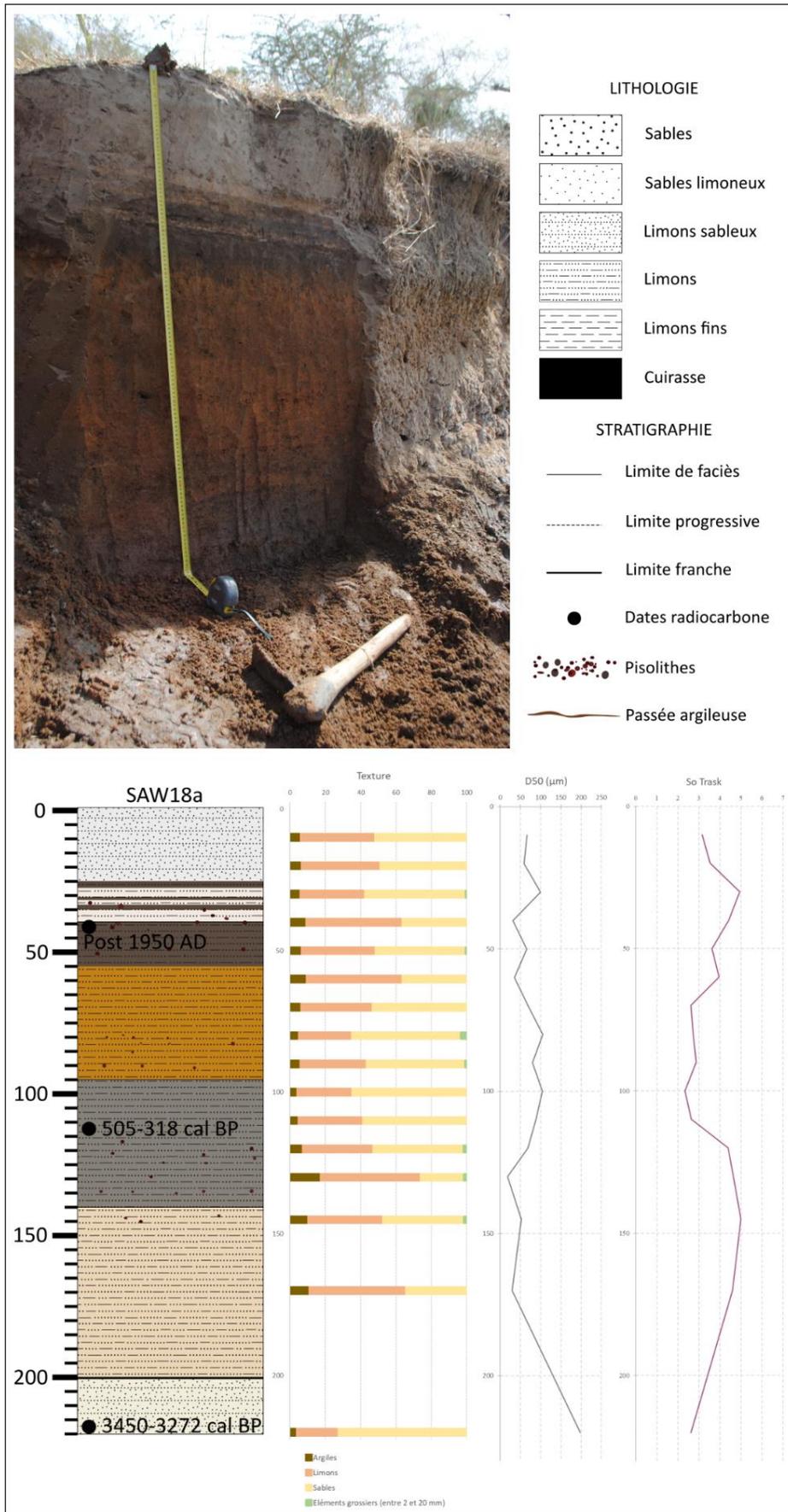


Figure 159. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW18a.

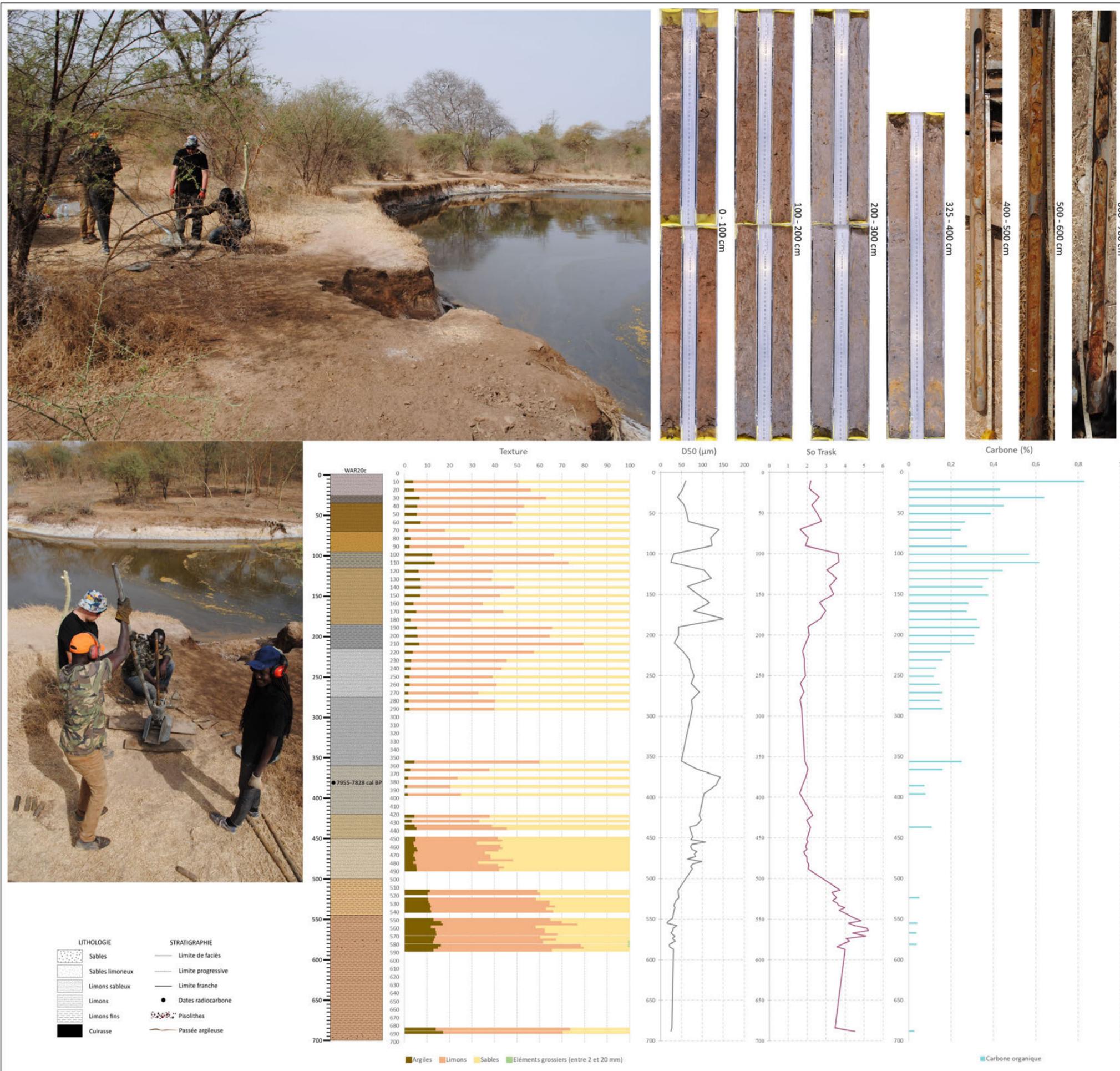


Figure 160. Log et analyses sédimentologiques du carottage WAR20c.

WAR20a

Toujours en s'éloignant du marigot sur la terrasse, le carottage WAR20a a été réalisé à 2 m d'altitude, à une dizaine de mètres de WAR20c. Son profil se subdivise de bas en haut (Figure 161) :

- 500 – 395 : Sables limoneux ocre, de plus en plus grossiers vers la profondeur. Pisolithes de plus en plus abondants vers la profondeur, avec un diamètre croissant. Le carottage s'est arrêté à 500 cm en raison de la difficulté à sonder, ce qui peut suggérer la présence de la cuirasse à cette profondeur.
- 395 – 355 cm : Limons sableux noirs, quelques traces d'oxydation.
- 355 – 325 cm : Sables limoneux gris-ocre, traces d'oxydation.
- 325 – 285 cm : Limons sableux noirs.
- 285 – 210 cm : Sables limoneux gris, présence de taches d'oxydation et de pisolithes ($\varnothing = 1$ cm).
- 210 – 115 cm : Niveau hétérogène de limons fins noirs avec des zones sableuses oxydées, dans lesquelles s'observent quelques pisolithes ($\varnothing = 3$ mm) et quelques racines.
- 115 – 30 cm : Limons sableux orange, homogènes, bioturbés (racines), présence de microcharbons.
- 30 – 0 cm : Limons sableux brun-gris, compacts, bioturbés, beaucoup de racines et de microcharbons.

WAR20b

A 17 m de WAR20a en direction des affleurements cuirassés (WAR19a, b et c, Figure 158), le dernier carottage de ce transect, WAR20b à 3 m d'altitude, dévoile le profil suivant (Figure 162) :

- 400 – 225 cm : Niveau constitué de pisolithes de diamètres variés, allant jusqu'à plusieurs centimètres, très meuble, très facile à prélever au carottier. Cette formation est interrompue entre 280 et 300 cm par un niveau sablo-limoneux gris et ocre qui contient quelques pisolithes millimétriques.
- 225 – 145 cm : Limons sableux gris avec des passées sableuses oxydées.
- 145 – 120 cm : Sables limoneux beige-orangé marqués par la présence de petites racines et de pisolithes.
- 120 – 75 cm : Limons brun-gris.
- 75 – 35 cm : Limons sableux orange, bioturbés, présence de charbons.
- 35 – 0 cm : Limons sableux gris très bioturbés.

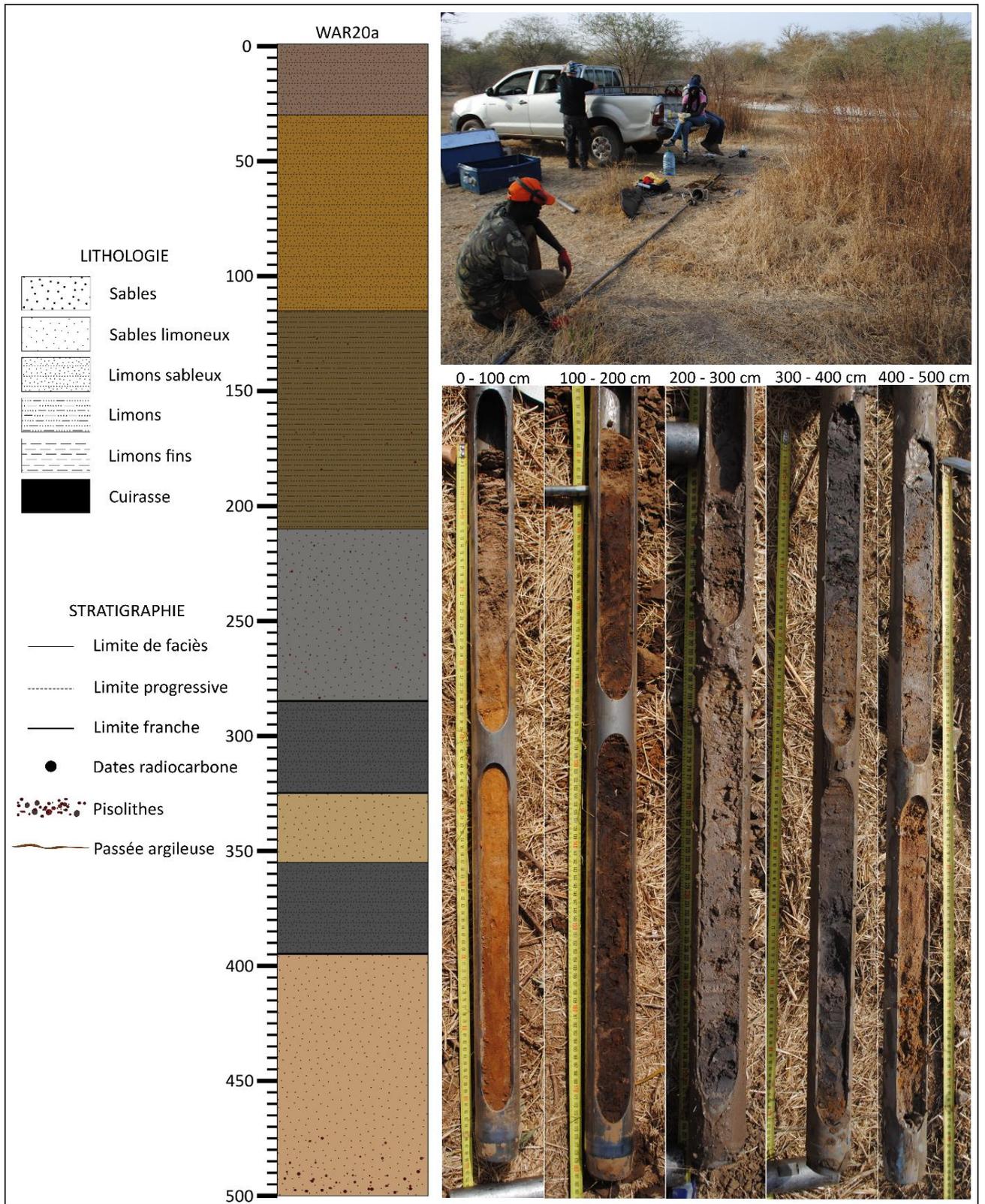


Figure 161. Le carottage WAR20a.

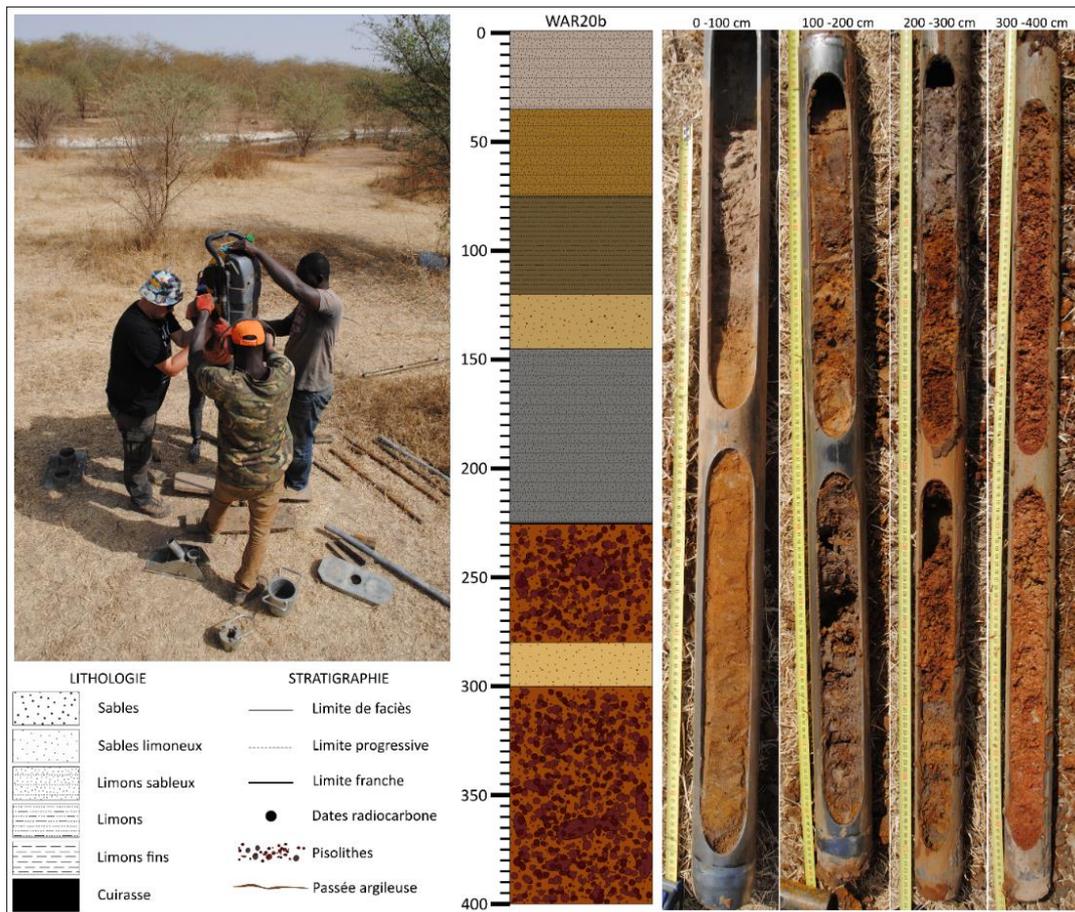


Figure 162. Le carottage WAR20b.

SAW20b

Plus en amont, ce marigot s'incise à nouveau et permet d'observer un profil en coupe au niveau du site SAW20b, à 3 m d'altitude. Celui-ci se compose de différents niveaux, chacun ayant été échantillonné et analysé en granulométrie laser (Figure 163) :

- 300 – 230 cm : Sables limoneux ocre – beige clair, bien classés, tendres, friables et particulaires, avec quelques traces noires. La formation s'éclaircit encore en-dessous de 280 cm de profondeur. La limite avec le niveau supérieur est franche.
- 230 – 150 cm : Limons très compacts, de couleur gris-ocre, très homogènes, faiblement classés.
- 150 – 70 cm : Limons très compacts, gris, homogènes, légèrement plus argileux vers 100 cm de profondeur. Présence de charbons. Particules normalement à très mal classées.
- 70 – 35 cm : Niveau lité constitué d'une alternance de couches sableuses (bien classées selon l'indice de Trask) et de couches argileuses plus compactes. Riche en charbons.
- 35 – 0 cm : Limons sableux gris-beige bioturbés, bien classés.

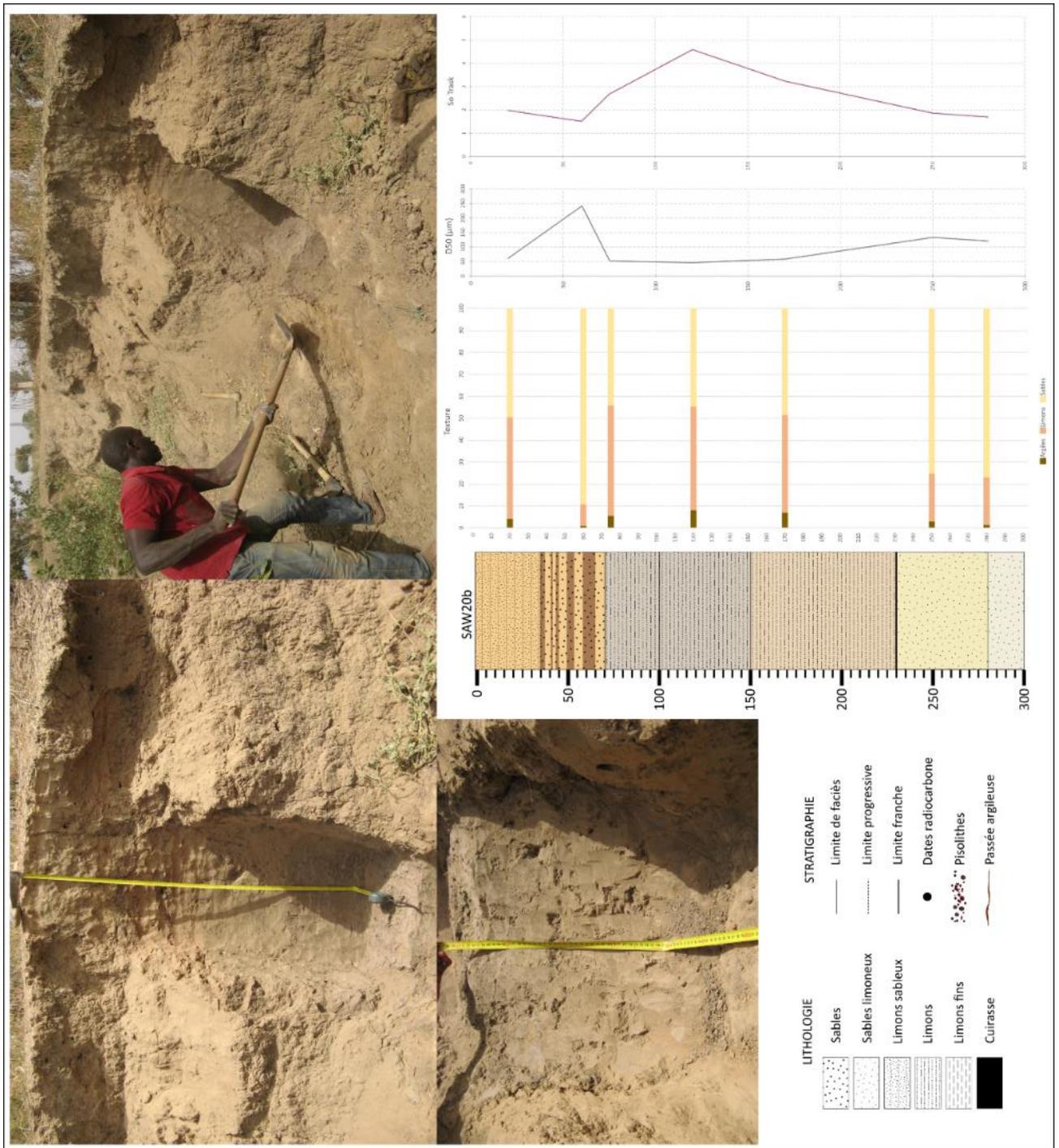


Figure 163. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW20b.

1.3. b) Les marigots étudiés ponctuellement

WAR04

Une incision en rive gauche du Bao Bolon permet d'observer les formations en coupe sur 160 cm, au niveau du point WAR04 à 3 m d'altitude. Cette coupe a été prolongée à la trière jusqu'à 290 cm, dévoilant ainsi un profil qui s'organise de bas en haut (Figure 164):

- 290 – 200 cm : Niveau sablo-limoneux rouge avec des taches grises, particulière, quelques pisolithes. Le sondage s'arrête à 290 cm en raison de la difficulté à prélever (matériau très dur, très sec, qui se désagrège et ne tient pas dans la trière).
- 200 – 180 cm : Sables limoneux rouges, présence de pisolithes ($\varnothing = 1 - 2$ mm).
- 180 – 100 cm : Limons sableux beiges, compacts, bioturbés, marqués par la présence de traces d'oxydation et de pisolithes.
- 100 – 35 cm : Limons sableux ocre, compacts, bioturbés.
- 30 – 0 cm : Limons sableux bruns, organiques, compacts et très bioturbés.



Figure 164. La coupe WAR04.

WAR24

Plus à l'aval du Bao Bolon, un carottage a été réalisé sur la terrasse, au-dessus d'un marigot incisé, à 5 m d'altitude. Les formations ont été soumises à une forte compression pendant ce carottage, les différentes profondeurs relevées sont donc approximatives. Le profil WAR24 présente un découpage de bas en haut (Figure 165):

- 800 – 730 cm : Limons (47 % de sables, 42 % de limons, 11 % d'argiles) bariolés rouge et gris, faiblement classés. Ce carottage n'a pu se poursuivre plus en profondeur en raison de l'absence de rallonge supplémentaire.
- 730 – 660 cm : Sables limoneux (79 % de sables, 19 % de limons, 2 % d'argiles) bariolés rouge et gris, bien classés.
- 660 – 350 cm : Limons (49 % de sables, 43 % de limons, 8 % d'argiles) bariolés rouge et gris, bien classés.
- 350 – 300 cm : Matrice légèrement plus fine (47 % de sables, 44 % de limons, 9 % d'argiles) mais riche en éléments grossiers à la base. Niveau bariolé rouge et gris, faiblement classé.
- 300 – 250 cm : Limons sableux (53 % de sables, 40 % de limons, 7 % d'argiles) gris avec des traces d'oxydation, bien classés.
- 250 – 175 cm : Limons sableux (59 % de sables, 34 % de limons, 7 % d'argiles) gris avec de nombreuses traces d'oxydation et taches noires, très tendres, bien classés.
- 175 – 110 cm : Matrice plus grossière (68 % de sables, 27 % de limons, 5 % d'argiles), présence de pisolithes millimétriques à centimétriques à la base. Niveau gris clair avec des traces d'oxydation et des taches noires, très tendres, globalement bien classé.
- 110 – 80 cm : Limons sableux (66 % de sables, 27 % de limons, 7 % d'argiles) ocre-brun, bien à normalement classés, présence de pisolithes ($\emptyset < 1$ cm) et de grosses racines ($\emptyset \approx 1$ cm).
- 80 – 55 m : Niveau limono-sableux (72 % de sables, 22 % de limons, 6 % d'argiles) brun-ocre, bioturbé, normalement classés, présence de taches sombres et de taches d'oxydation. La fraction sableuse est relativement grossière.
- 55 – 30 cm : Limons fins gris (64 % de limons, 21 % d'argiles, 15 % de sables), bioturbés, présence de traces noires et d'oxydation, faiblement classés.
- 30 – 15 cm : Limons fins (62 % de limons, 22 % d'argiles, 16 % de sables) noirs, compacts, bioturbés, faiblement classés.
- 15 – 0 cm : Niveau limoneux (48 % de limons, 39 % de sables, 13 % d'argiles) brun et bioturbé, très mal classé.

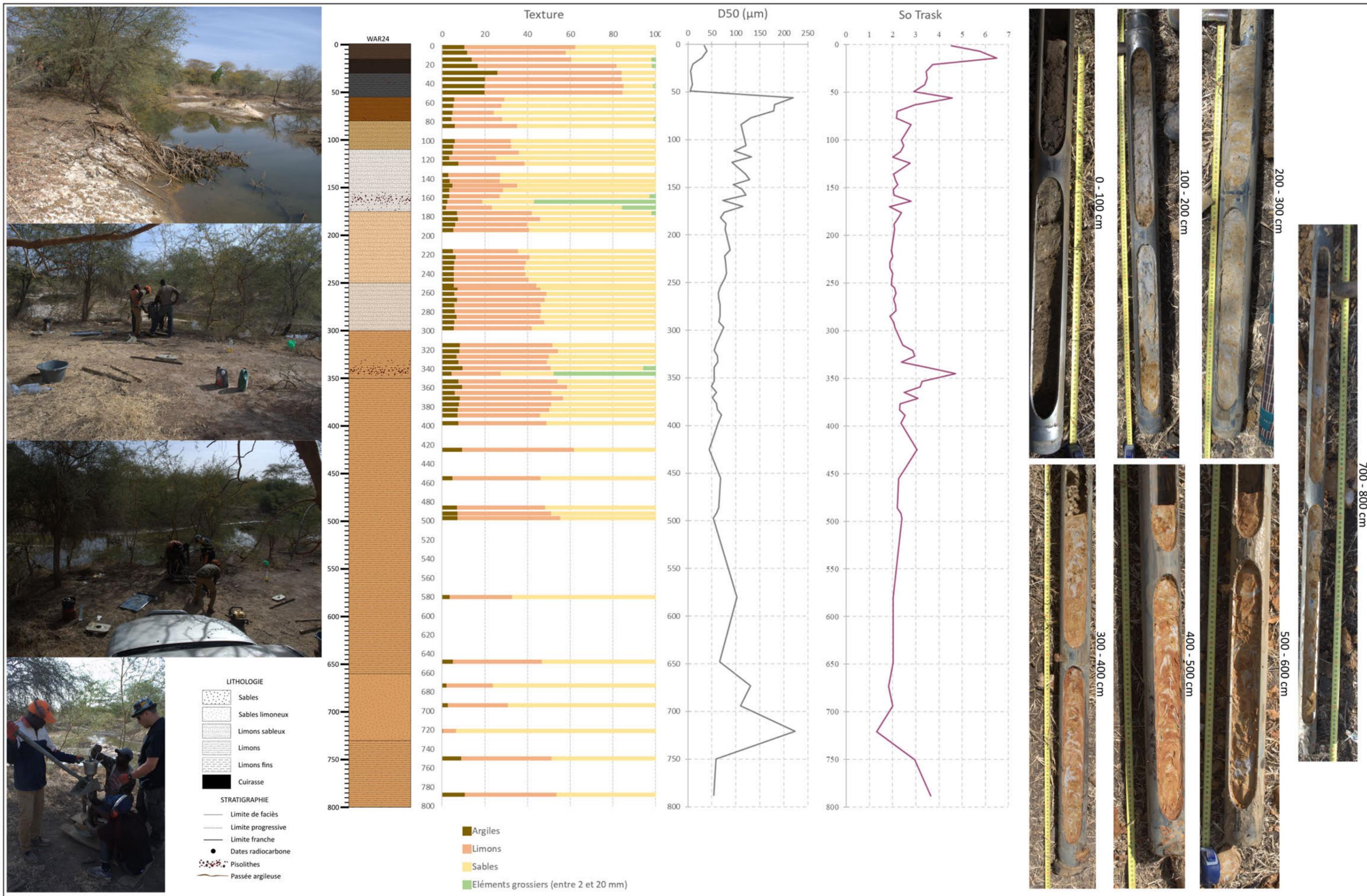


Figure 165. Log et analyses sédimentologiques du carottage WAR24.

SAW19c et SAW19b

En rive droite du Bao Bolon, près de 3 km à l'amont du Khour, deux coupes créées par l'incision d'un marigot ont été étudiées (Figure 166).

La coupe SAW19c, à 4 m d'altitude, présente de bas en haut :

- 110 – 80 cm : Niveau limoneux gris-blanc très compact, marqué de taches sombres et de taches d'oxydation. La dureté de cette formation génère une discontinuité observée en coupe dans le ravinement du marigot (Figure 166).
- 80 – 60 cm : Niveau limoneux oxydé.
- 60 – 20 cm : Limons sableux gris-brun, compacts, présence de traces d'oxydation et de charbons.
- 20 – 0 cm : Niveau limono-sableux sombre, très compact, fissuré et dégradé.

À quelques dizaines de mètres de la coupe SAW19c, en direction du Bao Bolon, la coupe SAW19b, à 3 m d'altitude, a été décrite et prolongée par un sondage à la tarière. Son profil se compose de bas en haut (Figure 166) :

- 520 – 240 cm : Limons sableux bariolés gris, rouge et ocre.
- 240 – 160 cm : Niveau limoneux ocre, homogène, marqué par la présence que quelques pisolithes.
- 160 – 120 cm : Limons gris-brun avec des taches d'oxydation.
- 120 – 80 cm : Limons gris plastiques.
- 80 – 40 cm : Limons gris clair-blanc homogènes, très compacts et secs. Il s'agit probablement du même matériau qu'en-dessous, qui est humide.
- 40 – 0 cm : Matériau limoneux semblable au niveau précédent, mais oxydé. Cette formation est tronquée en surface et a été comblée par deux formations limono-sableuses riches en pisolithes. La première, à droite (Figure 166), est orangée, friable, grumeleuse et contient beaucoup de racines. La seconde, à gauche, est constituée d'un matériau brun-gris, friable, qui contient des racines et est très riche en pisolithes.

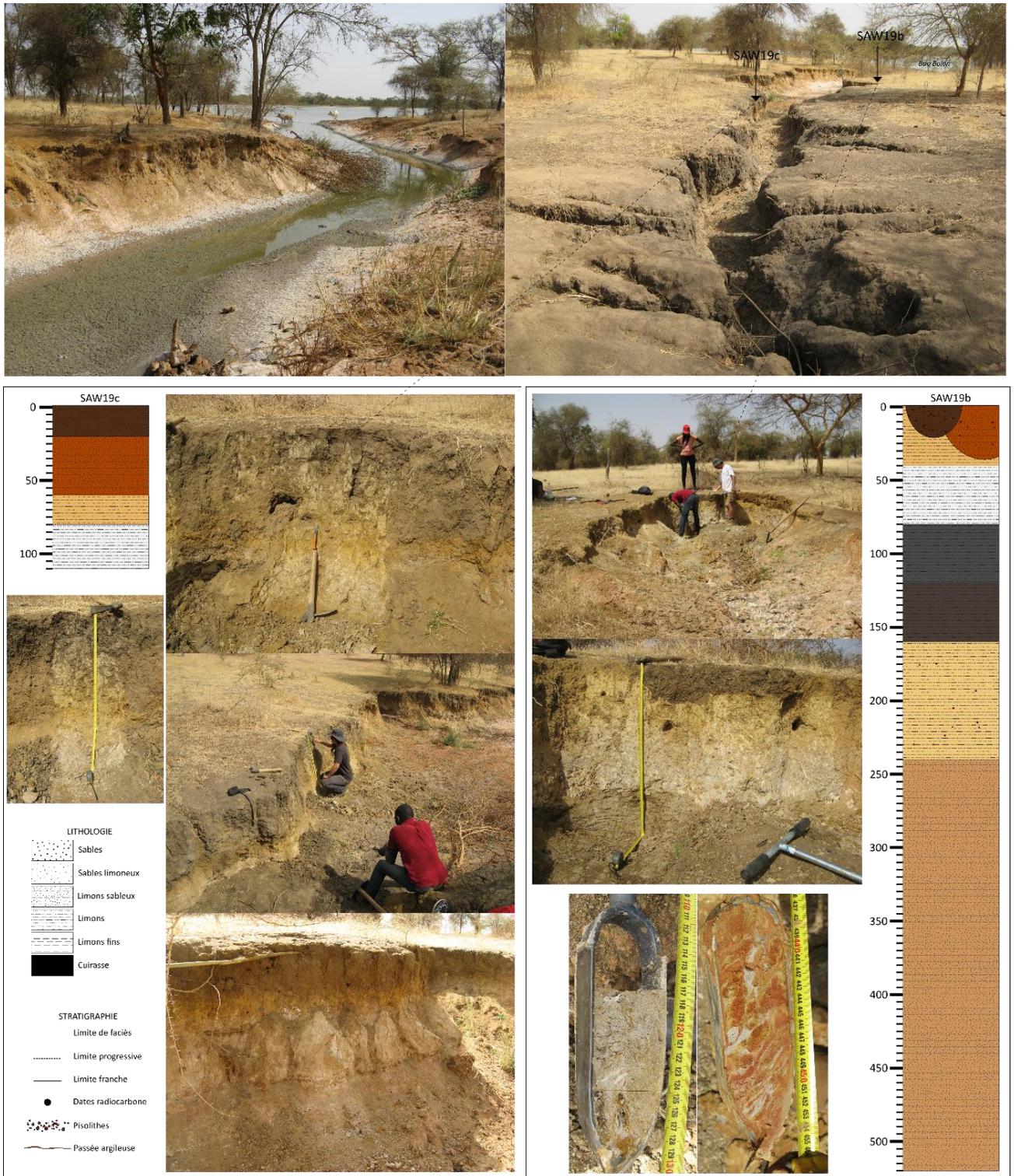


Figure 166. Les coupes SAW19b et SAW19c, dans un marigot en rive droite du Bao Bolon.

WAR23

En rive droite du Bao Bolon, à 2 m d'altitude, le carottage WAR23 permet d'observer le profil suivant (Figure 167) :

- 400 – 350 cm : Niveau pisolithique.
- 350 – 270 cm : Niveau limono-sableux hétérogène, riche en pisolithes, de couleur grise et orangée.
- 270 – 120 cm : Limons sableux tendres, hétérogènes, gris et orangés, avec des traces noires.
- 120 – 75 cm : Limons fins gris-noir, très compacts, marqués par la présence de taches d'oxydation et quelques pisolithes.
- 75 – 40 cm : Limons fins noirs avec quelques taches d'oxydation.
- 40 – 0 cm : Limons sableux noir-brun bioturbés.

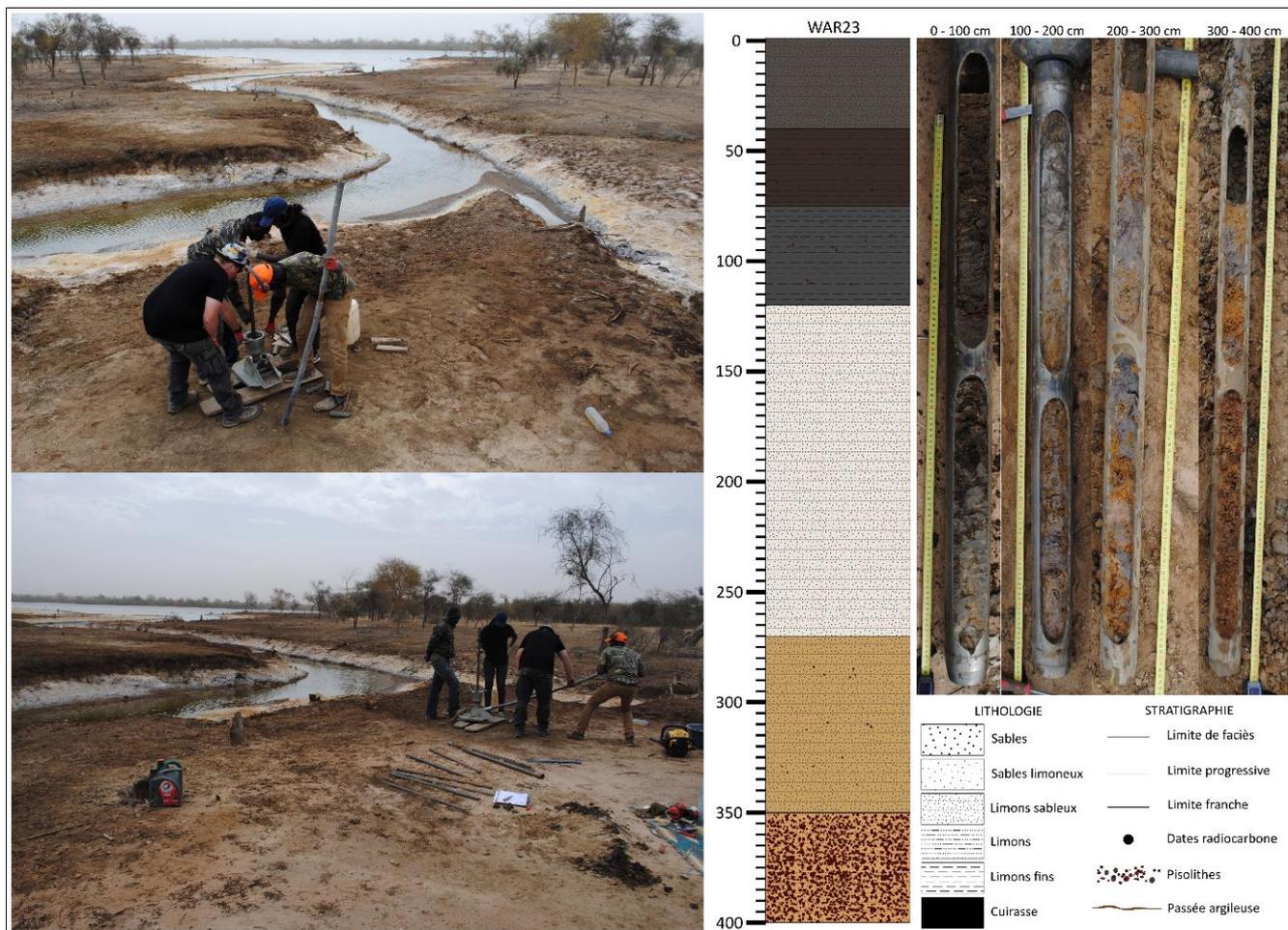


Figure 167. Le carottage WAR23.

SAW24

Plus à l'aval du Bao Bolon, toujours dans le bas-fond, en rive droite et à 2 m d'altitude, un puits servant à l'irrigation de petites cultures a été observé. Celui-ci permet l'étude d'un profil en coupe (SAW24), prolongée par un sondage, qui se compose de bas en haut (Figure 168):

- 275 – 230 cm : Limons sableux bariolés gris/orange qui présentent des traces plus sombres et des pisolithes anguleuses vers la profondeur.
- 230 – 200 cm : Limons ocre-gris, plastiques. Le niveau de la nappe est à 200 cm de profondeur.
- 200 – 140 cm : Niveau semblable à la formation sous-jacente mais située au-dessus du niveau de la nappe, humide, ocre et plastique.
- 140 – 90 cm : Le niveau limoneux se poursuit jusqu'à 90 cm ; au-dessus de 140 cm, il est sec, très compacts et de couleur gris-blanc.
- 90 – 0 cm : Niveau limoneux gris-brun, organique, bioturbé, grumeleux au sommet. Entre 60 et 90 cm, ce matériau est plus oxydé, de couleur plus claire et plus orangée qu'au-dessus.

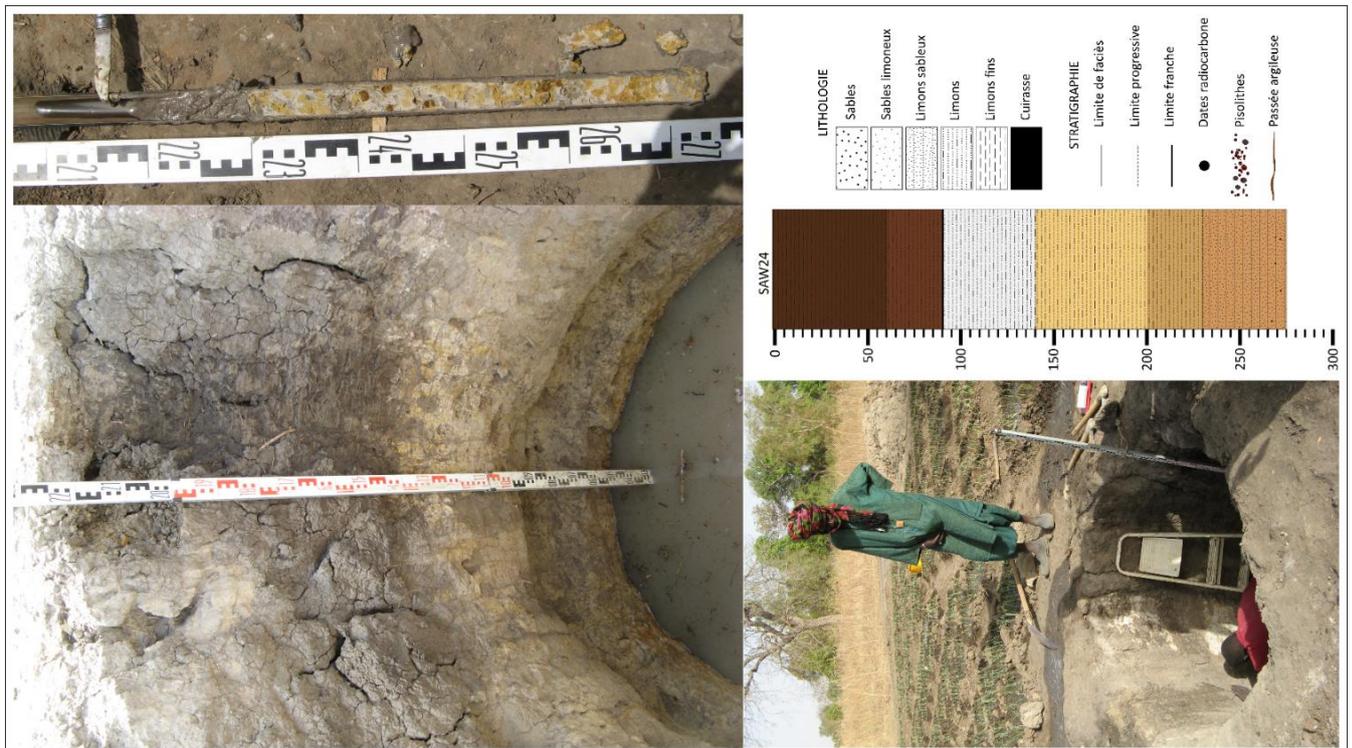


Figure 168. La coupe SAW24.

SAW25

A 100 mètres de là, une mare en contre-haut, à 4 m d'altitude, a été sondée (SAW25). Le sondage permet d'observer un profil qui se compose de bas en haut (Figure 169) :

- 100 – 80 cm : Limons bruns avec des taches d'oxydation et de plus en plus de pisolithes en profondeur. Formation très compacte qui empêche de poursuivre le sondage en profondeur.
- 80 – 35 cm : Limons gris-brun très compacts, homogènes, grumeleux, marqués par la présence de racines et de taches d'oxydation.
- 35 – 0 cm : Limons fins noirs, homogènes, très compacts et secs, particuliers, qui se désagrègent dans la tarière.

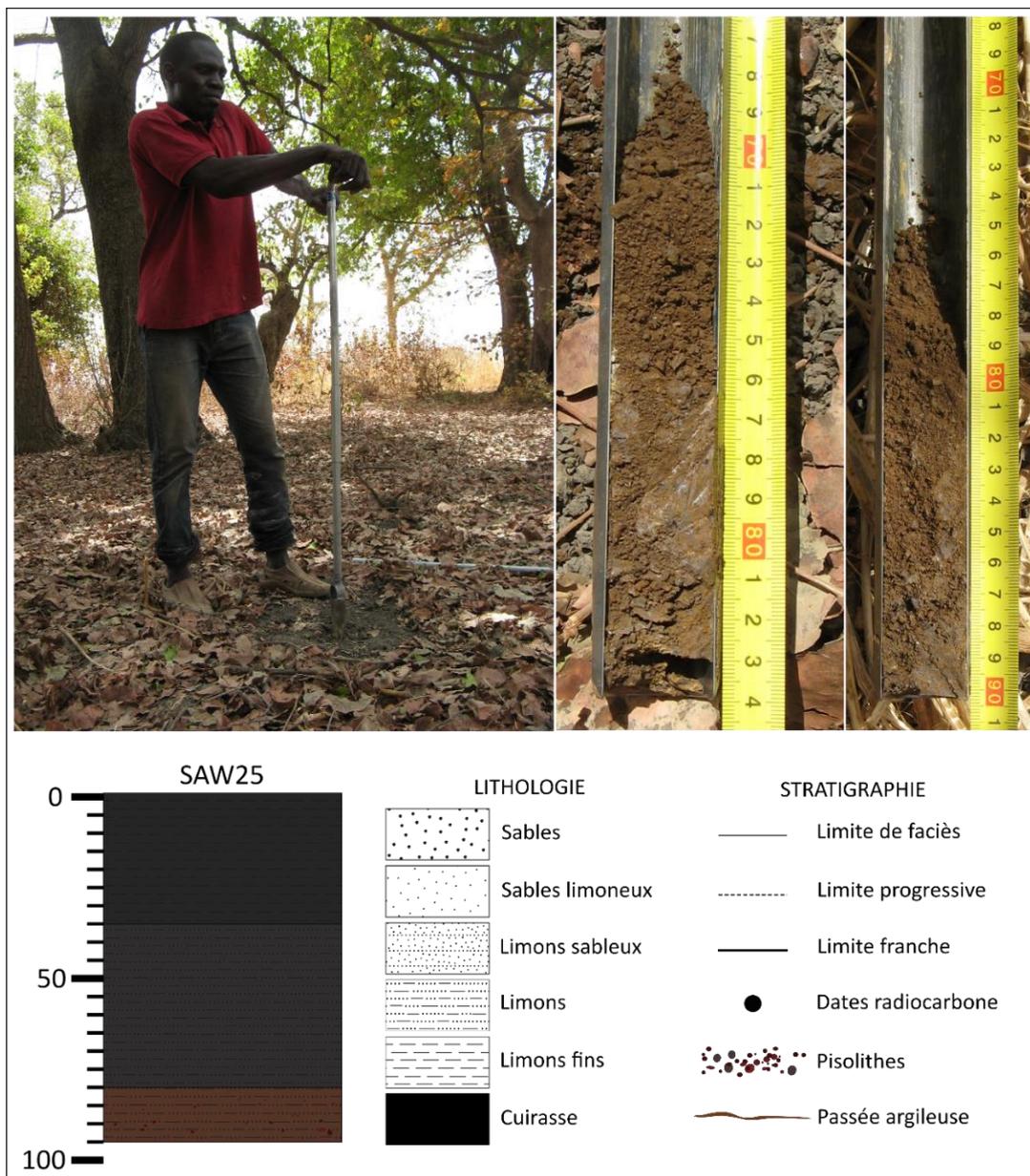


Figure 169. Le sondage SAW25.

SAW27

Ces deux profils (SAW24 et SAW25) se situent à 300 m d'un petit marigot affluent du Bao Bolon, où une coupe à 2 m d'altitude a été étudiée et prolongée par un sondage (SAW27). Le profil décrit se compose de bas en haut (Figure 170) :

- 155 – 120 cm : Limons sableux (68 % de sables, 26 % de limons, 6 % d'argiles) ocre, tachés de zones grises et de zones très oxydées, faiblement classés. Des pisolithes sont présentes dans cette formation.
- 120 – 30 cm : Limons fins (51 % de limons, 25 % de sables, 24 % d'argiles) gris, compacts, quelques traces d'oxydation par endroits, globalement très mal classés, en particulier à la base. Un charbon prélevé à 83 cm de profondeur révèle une datation radiocarbone de 268 – 15 cal BP.
- 30 – 0 cm : Limons fins (52 % de limons, 25 % d'argiles, 23 % de sables) brun-noir, secs, de structure prismatique et marqués de fentes de dessiccation, très mal classés.

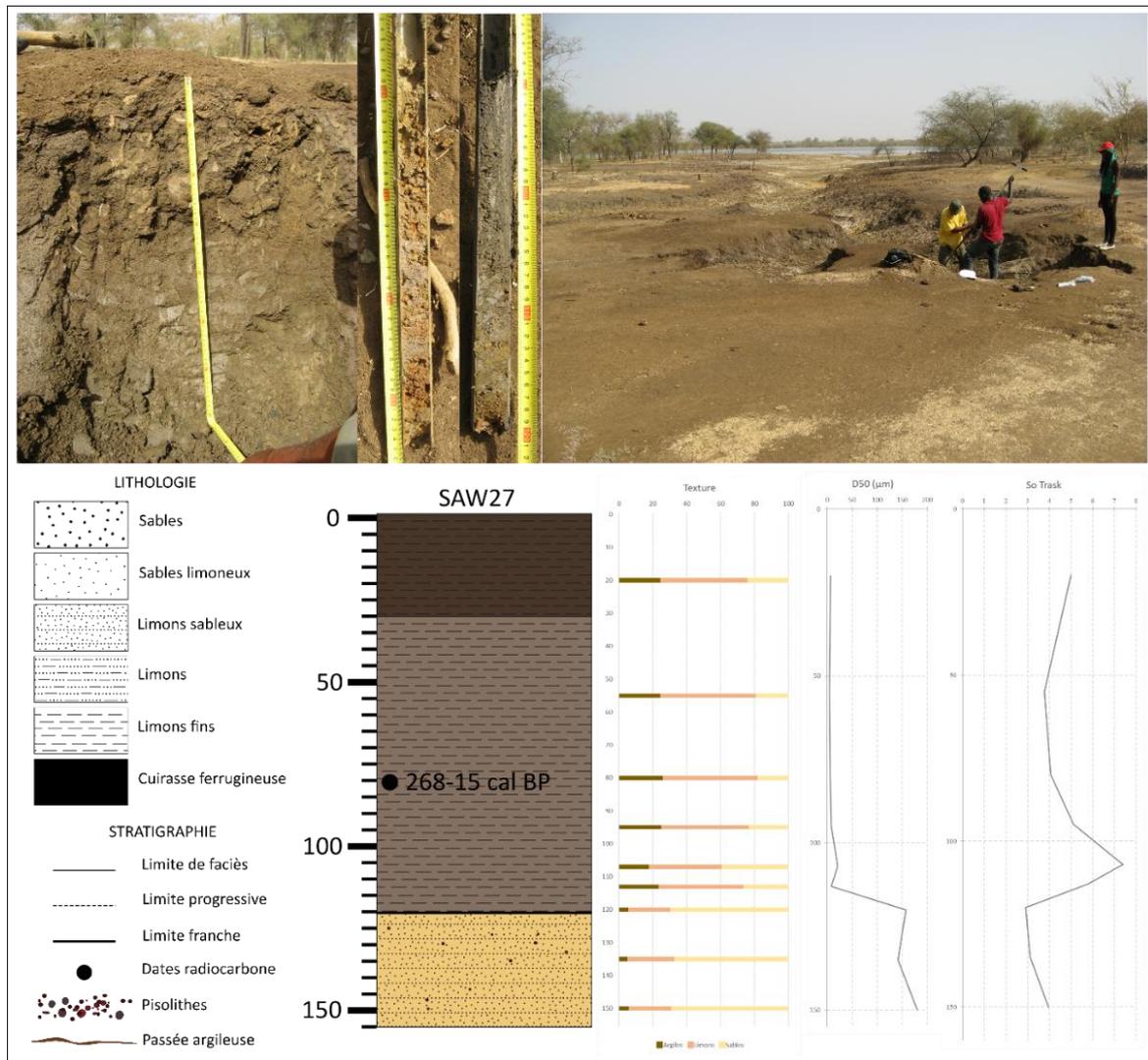


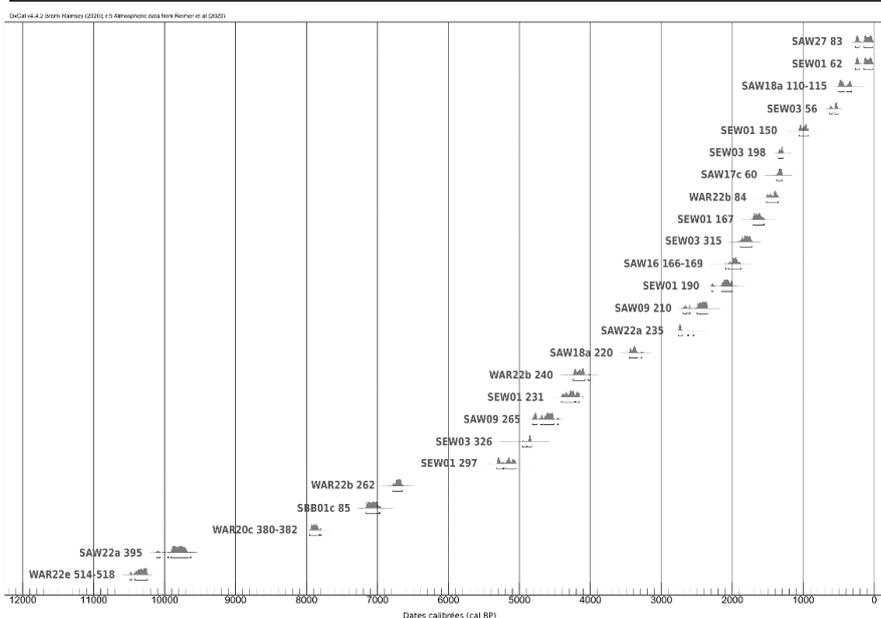
Figure 170. Le sondage SAW27.

2. La chronostratigraphie holocène

Un total de 29 datations radiocarbone a été réalisé dans la région de Wanar. La grande majorité des échantillons datés provient des chenaux et bas-fonds. Toutes ces dates, dont celles déjà évoquées dans le chapitre 4, sont présentées dans le Tableau 4.

Tableau 4. Les datations radiocarbone réalisées dans la région de Wanar.

Echantillon	Référence	Matériel daté	Age conventionnel (BP)	Age Calibré 2 σ (BP)
SAW09 55	Beta-467924	Matière organique totale	103.68 \pm 0.39 pMC	Post 1950 AD
SEW01 48	Beta-435775	Microcharbons	138.7 \pm 0.4 pMC	Post 1950 AD
SAW18a 40-42	Beta-472284	Matière organique totale	112.13 \pm 0.42 pMC	Post 1950 AD
SEW01 62	Beta-465480	Matière organique totale	100 \pm 30 BP	268-15 cal BP
SAW27 83	Beta-472287	Microcharbons	100 \pm 30 BP	268-15 cal BP
SAW18a 115-110	Beta-472285	Microcharbons	380 \pm 30 BP	505-318 cal BP
SEW03 56	Beta-430990	Matière organique totale	540 \pm 30 BP	630-515 cal BP
SEW01 150	Beta-465481	Matière organique totale	1090 \pm 30 BP	1058-936 cal BP
SEW03 198	Beta-432869	Matière organique totale	1400 \pm 30 BP	1345-1285 cal BP
SAW17c 60	Beta-472283	Matière organique totale	1440 \pm 30 BP	1384-1296 cal BP
WAR22b 84	Beta-509620	Charbon	1540 \pm 30 BP	1524-1362 cal BP
SEW01 167	Beta-465482	Matière organique totale	1750 \pm 30 BP	1728-1565 cal BP
SEW03 315	Beta-432870	Matière organique totale	1900 \pm 30 BP	1895-1815 cal BP
SAW16 166-169	Beta-526322	Matière organique totale	2030 \pm 30 BP	2087-1898 cal BP
SEW01 190	Beta-467923	Matière organique totale	2120 \pm 30 BP	2294-1999 cal BP
SAW09 210	Beta-467925	Matière organique totale	2410 \pm 30 BP	2688-2350 cal BP
SAW22a 235	Beta-492480	Matière organique totale	2590 \pm 30 BP	2769-2544 cal BP
SAW16 71-72	Beta-472282	Charbon	2880 \pm 30 BP	3141-2888 cal BP
SAW18a 220	Beta-472286	Charbon	3160 \pm 30 BP	3450-3272 cal BP
WAR22b 240	Beta-509621	Matière organique totale	3780 \pm 30 BP	4245-4009 cal BP
SEW01 231	Beta-465483	Matière organique totale	3850 \pm 30 BP	4407-4156 cal BP
SAW09 265	Beta-467926	Charbon	4100 \pm 30 BP	4812-4452 cal BP
SEW03 326	Beta-455707	Matière organique totale	4300 \pm 30 BP	4875-4835 cal BP
SEW01 297	Beta-435776	Matière organique totale	4540 \pm 30 BP	5315-5055 cal BP
WAR22b 262	Beta-509622	Charbon	5890 \pm 30 BP	6785-6655 cal BP
SBB01c 85	Beta-526323	Charbon	6170 \pm 30 BP	7165 - 6980 cal BP
WAR20c 380-382	Beta-526324	Matière organique totale	7050 \pm 30 BP	7955 - 7828 cal BP
SAW22a 390-395	Beta-492481	Matière organique totale	8790 \pm 30 BP	10112 - 9679 cal BP
WAR22e 514-518	Beta-526325	Matière organique totale	9180 \pm 30 BP	10476 - 10245 cal BP



Ces dates couvrent l'Holocène de manière discontinue, ce qui permet d'identifier huit phases entrecoupées de hiatus sédimentaires, qui renseignent sur les différentes temporalités de la moyenne vallée du Bao Bolon (Figure 171) :

- La première phase, **HI**, est la seule documentant l'Holocène Inférieur. Les deux datations disponibles la délimitent à **10 500 – 9 500 cal BP**. S'en suit une phase de 1 500 ans qu'aucune datation ne vient documenter.
- La phase **HM1**, qui comprend trois dates radiocarbone, illustre la première moitié de l'Holocène Moyen (**8 000 – 6 600 cal BP**). Les 1 300 années suivantes ne sont pas représentées dans les datations disponibles.
- L'unité **HM2** est illustrée par une date qui délimite sa période à **5 300 – 5 000 cal BP**.
- Les trois dates suivantes sont regroupées dans une unité qui marque la fin de l'Holocène Moyen (**HM3, 4 900 – 4 200 cal BP**).
- Le début de l'Holocène Supérieur est documenté par les deux datations qui délimitent l'unité **HS1 (4 200 – 3 300 cal BP)**. Les 500 années suivantes ne sont pas illustrées par les datations radiocarbone.
- L'unité **HS2 (2 800 – 2 350 cal BP)** documente une période de l'Holocène Supérieur où deux dates ont été obtenues.
- La seconde moitié de l'Holocène Supérieur, entre **2 200 et 0 cal BP (HS3)**, est très bien documentée, avec 12 datations radiocarbone disponibles.
- Une dernière unité, **subactuelle**, termine cette chronologie, avec trois dates **Post-1950 AD** (Tableau 4).

Ce découpage repose sur la chronologie disponible ainsi que sur la stratigraphie des formations étudiées dans la région de Wanar. La géométrie des dépôts renseigne sur le passage d'une unité à l'autre et permet de caractériser les différents hiatus. L'étude de chaque système étudié met en lumière des phases d'aggradation et des phases d'érosion à l'échelle locale, qui justifient également ce découpage en unités chronostratigraphiques.

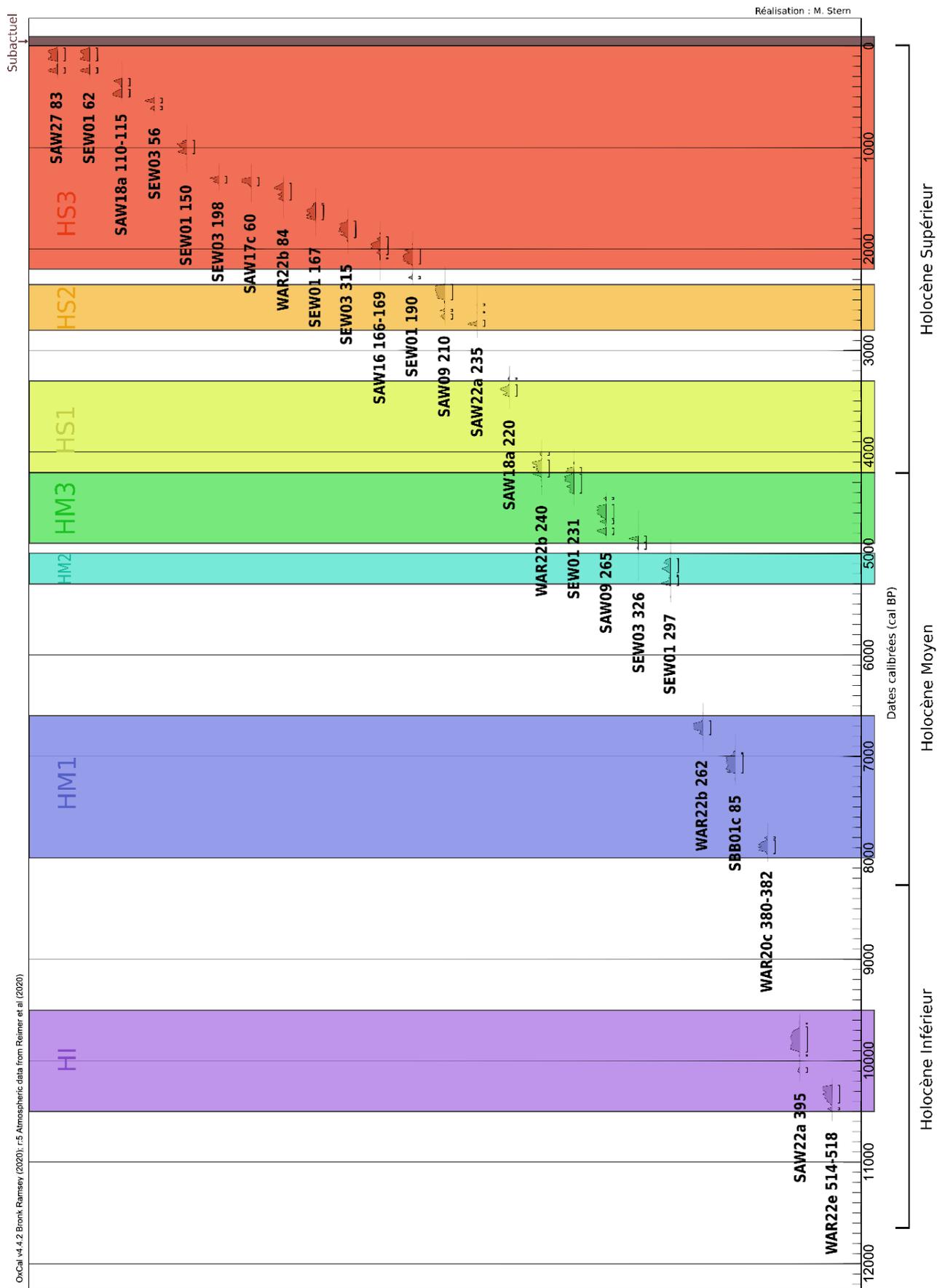


Figure 171. Les huit unités chronostratigraphiques identifiées dans la moyenne vallée du Bao Bolon.

3. L'identification des phases chronostratigraphiques

Les analyses sédimentologiques et les datations radiocarbone effectuées sur l'ensemble des profils ont permis de construire la séquence chronostratigraphique holocène à l'échelle de la moyenne vallée du Bao Bolon. La lithostratigraphie et la chronostratigraphie des formations fluviales restent cependant délicates à établir en raison de la diversité des faciès (chenal, levée, barres, plaine d'inondation...) et de la dynamique inhérente à chaque unité morphologique en domaine fluviale (Macaire, 1990). Dans le cas présent, une difficulté supplémentaire est liée au caractère homogène du stock sédimentaire de base dans le bassin versant du Khour. Ce matériel sablo-limoneux est directement issu des dépôts éoliens mis en place sur l'ensemble de cette région au cours de la phase aride du Pléistocène supérieur, l'Ogolien, entre 21 000 et 15 000 BP (Michel, 1973). Ces dépôts éoliens auraient par la suite été remaniés par les eaux courantes et soumis à des épandages en nappe au cours de différentes périodes plus ou moins humides du début de l'Holocène, constituant ainsi les différents glacis, et régulièrement mobilisés dans les processus sédimentaires ultérieurs. Une autre source pourvoyeuse de sédiments peut être constituée par l'altération et/ou l'érosion des grès argileux du Continental Terminal.

Le rattachement des formations sédimentaires aux différentes unités chronostratigraphiques est réalisé pour chaque ensemble, à savoir le Khour, le Bao Bolon et le marigot du coude, sous la forme de transect. Les affluents du Bao Bolon, étudiés ponctuellement, sont présentés à la fin de cette partie.

3.1. Le transect en long du Khour

La mise en relation des sept profils documentant, d'amont en aval, les archives sédimentaires du Khour (SAW22a, SAW05, SAW09, SAW08, SEW01, SEW03, SAW16), permet de mettre en lumière des phases de sédimentation entrecoupées de hiatus sédimentaires. Les archives sédimentaires représentent ainsi l'Holocène de manière discontinue, les différentes phases identifiées dans le Khour sont détaillées ci-dessous (Figure 172).

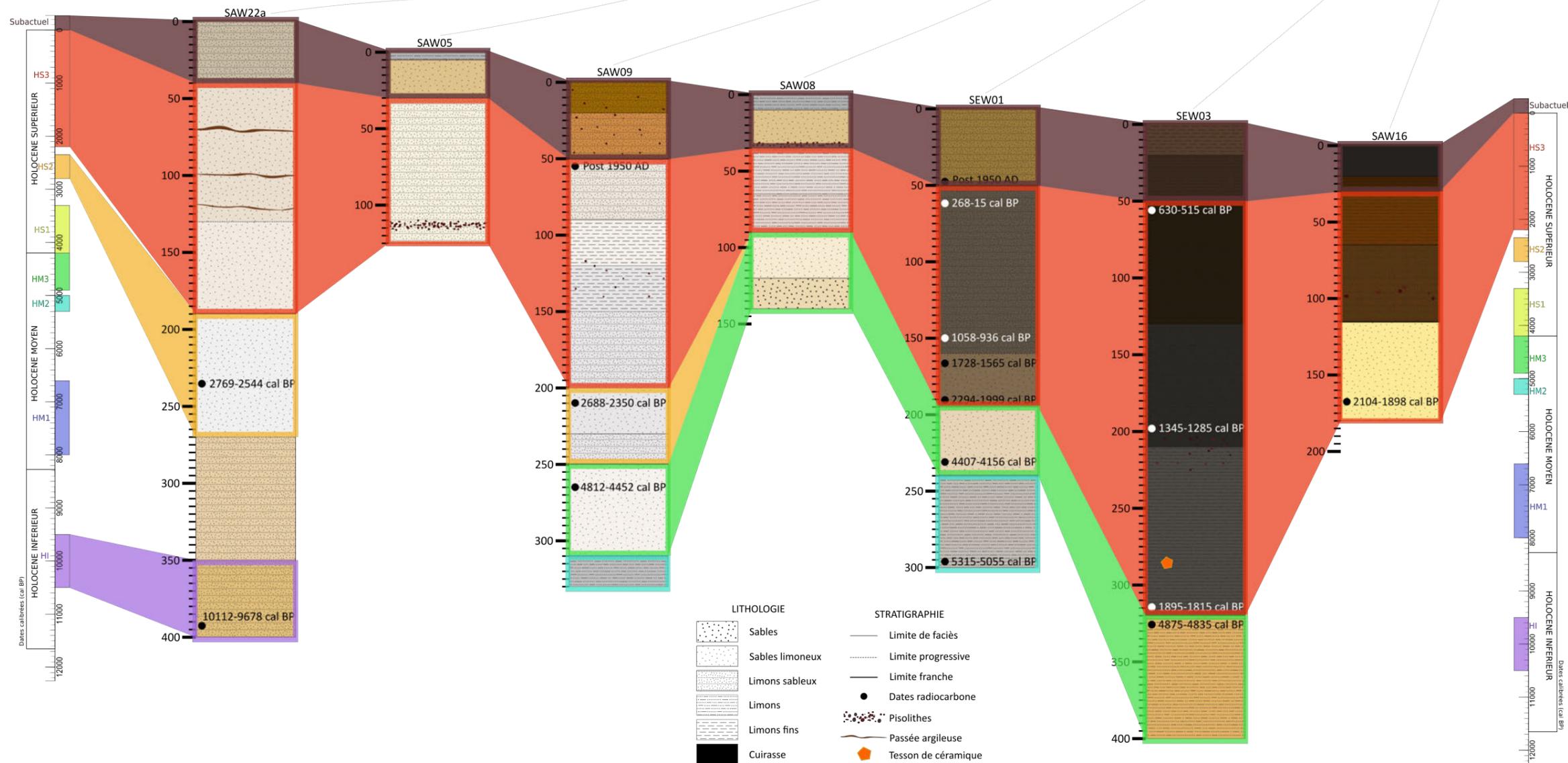
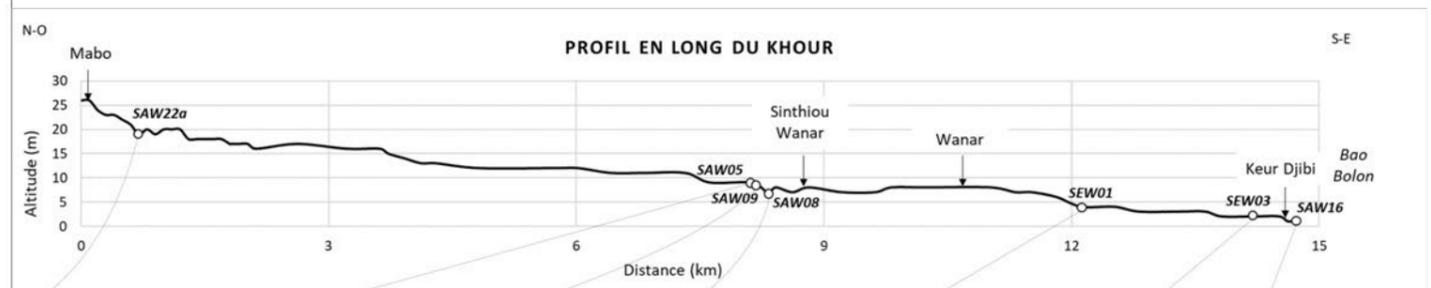
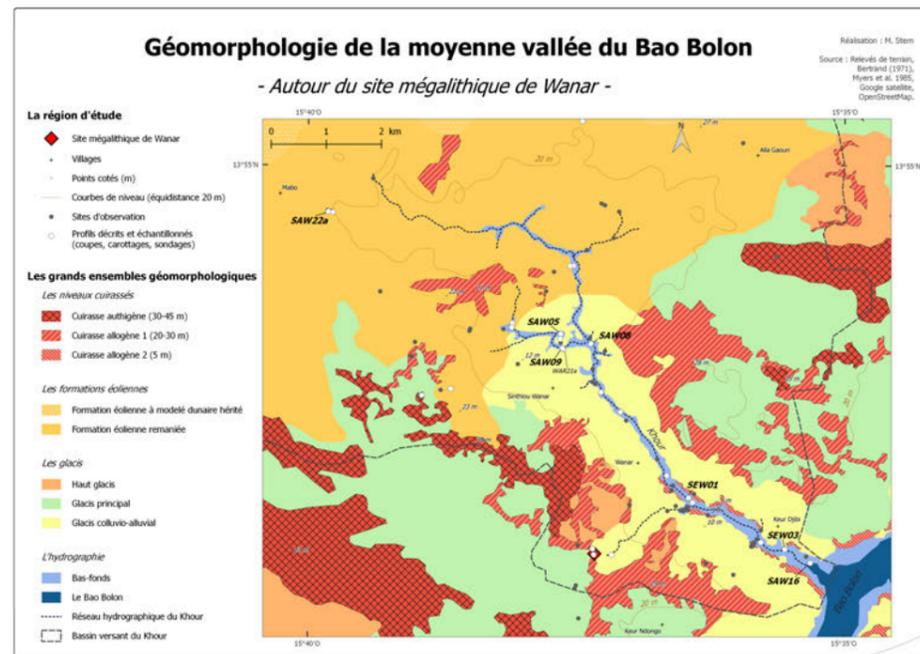


Figure 172 . La chronostratigraphie holocène du Khour.

À l'amont du Khour, le sondage SAW22a révèle la présence, entre 400 et 350 cm, d'une unité limono-sableuse datée de l'Holocène Inférieur (HI, 10 500 – 9 500 cal BP). Il s'agit de la plus ancienne formation observée dans les archives sédimentaires du Khour. Dans cette même carotte, l'ensemble supérieur, entre 350 et 270 cm, n'a pas été daté et peut être rattaché à une phase de sédimentation comprise entre 9 500 et 2 800 cal BP. Dans cet intervalle de temps, deux unités chronostratigraphiques appartenant à l'Holocène Moyen sont observées dans la section moyenne du Khour. La première, HM2 (5 300 – 5 000 cal BP), correspond à un matériau limoneux gris identifié à la base de SAW09 et de SEW01. Elle est plus organique dans le profil SEW01 que dans la coupe SAW09. La seconde, HM3 (4 900 – 4 200 cal BP) est référencée dans les profils SAW09, SAW08 et SEW01 par un matériau sablo-limoneux dont la médiane est relativement grossière, dépassant des 150 µm, ainsi que dans le carottage SEW03, plus à l'aval, où la texture est limoneuse. Le teneur en carbone organique diminue d'amont en aval. Les limites franches entre HM2 et HM3 dans SAW09 et SEW01 suggèrent plus précisément une phase d'érosion vers 4 900 cal BP, le rôle de phases érosives postérieures peut aussi être invoqué.

L'entrée dans l'Holocène Supérieur n'est pas représentée dans les archives sédimentaires du Khour, aucune datation radiocarbone ne vient documenter, à ce jour, la période entre 4 200 et 2 800 cal BP. Les sites étudiés dans la vallée du Khour présentent tous un hiatus pour cette période, hiatus qui peut être clairement associé à une ou plusieurs phases érosives. En effet, les deux datations radiocarbone effectuées sur la carotte SEW03, à 326 cm et à 315 cm de profondeur, encadrent parfaitement un hiatus de près de 3 000 ans, entre 4 800 cal BP (HM3) et 1 900 cal BP (HS3). L'âge le plus récent de l'unité HM3 peut être de 4 400 cal BP dans le profil SAW09 et de 4 200 cal BP dans SEW01, mais cette unité est séparée des niveaux sus-jacents par une limite franche et au moins 1 300 ans de lacune.

L'unité HS2 (2 800 – 2 350 cal BP) apparaît dans les sondages réalisés le plus à l'amont du marigot (SAW22a et SAW09), où elle est associée à un dépôt sablo-limoneux, et n'est plus représentée plus bas vers l'aval.

La seconde moitié de l'Holocène Supérieur est identifiée de manière plus ou moins continue dans tous les sites d'étude, d'amont en aval du Khour. Les deux derniers millénaires (HS3, 2 200 – 0 cal BP) affichent les taux de sédimentation les plus importants de la séquence du Khour, avec des formations qui s'étendent le plus souvent sur une épaisseur d'au moins un mètre, et jusqu'à 2,70 m dans SEW03. La teneur en carbone y est globalement plus importante que dans les unités inférieures. Le contact avec les unités sous-jacentes est toujours franc, voire marqué par un hiatus sédimentaire important. Cette observation concerne également les formations carottées à la limite du glaciaire colluvio-alluvial et du bas-fond (WAR21a) à côté

de la coupe SAW09. En effet, si l'ensemble à la base de WAR21a (200 – 150 cm) ne peut être associé à une phase chronostratigraphique, il est séparé du niveau supérieur (150 – 50 cm), charbonneux et rattaché à HS3, par une limite franche qui évoque une phase d'érosion (Figure 173).

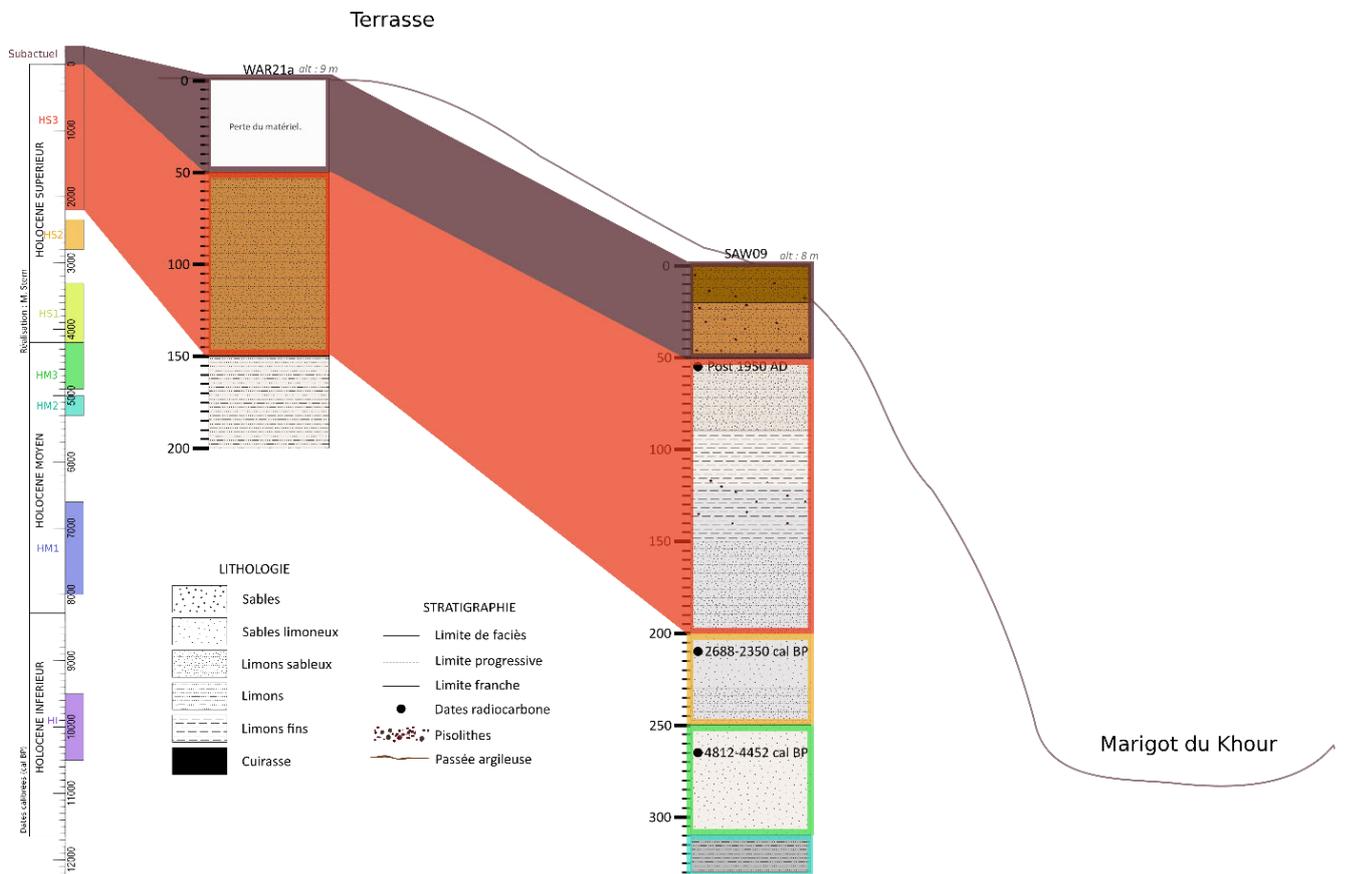


Figure 173. Vue en coupe des profils WAR21a et SAW09.

La texture du dépôt est sablo-limoneuse à l'amont (SAW22a), puis globalement plus fine à l'aval, allant des limons sableux aux limons fins. L'ensemble présente des discontinuités évidentes avec des hiatus, des changements de faciès et des variations du taux de sédimentation et de la teneur en carbone organique. Ainsi, à la base, une sous-unité plus grossière et moins organique est datée entre 2 200/1 900 et 1 550 cal BP. Elle est limono-sableuse dans SAW09 (200 cm - 150 cm), sablo-limoneuse dans SEW01 (190 - 160 cm) et dans SAW16 (170 – 115 cm), et limoneuse dans SEW03 (320-220 cm). Dans la carotte SEW01, un hiatus de cinq siècles est identifié entre 1 550 et 1 050 cal BP. Enfin, l'unité HS3 est parfois tronquée à son sommet et présente presque systématiquement, dans les profils étudiés comme sur le terrain, un contact ravinant avec l'unité sus-jacente.

Dans les profils étudiés ici, comme dans toutes les coupes observées sur le terrain, la séquence holocène se termine par une unité superficielle dont l'épaisseur varie entre 30 et 50 cm qui vient souvent tronquer les formations sous-jacentes. De texture hétérogène allant des sables limoneux aux limons fins, elle présente localement un profil de sol ferrugineux avec un horizon humifère en surface parfois recouvert par un épandage limoneux. Toutes les datations à la base de l'unité ou au contact de l'unité sous-jacente ont donné un résultat post 1950 AD.

3.2. Le transect en travers du Bao Bolon

La proximité des 13 profils qui constituent le transect en travers du Bao Bolon (SBB56, SBB54, SBB53, SBB52, SAW17a, SAW17b, SAW17c, SAW17d, WAR22a, SAW17e, WAR22b, SAW17f et WAR22e), globalement distants de quelques dizaines de mètres les uns des autres (Figure 174), permet de documenter la géométrie des formations à une échelle relativement fine (Figure 175).



Figure 174. Le transect du Bao Bolon vu depuis l'aval, depuis la rive droite et depuis la rive gauche (Photos : M. Stern).

Le carottage le plus profond réalisé dans ce transect révèle la présence d'une formation limono-sableuse datée de l'Holocène Inférieur (HI), entre 630 et 500 cm, en rive gauche du Bao Bolon (WAR22e). Au milieu du chenal, la base du carottage WAR22b, entre 300 et 245 cm présente un niveau hétérogène et riche en pisolithes, rattaché à l'unité HM1. Ces deux formations sont, à l'heure actuelle, les seules à documenter l'Holocène Inférieur et l'Holocène Moyen dans le Bao Bolon. La plupart des ensembles lithostratigraphiques identifiés à la base des carottages n'a pas été datés, aucune attribution chronologique n'a encore été possible pour ces unités. C'est le cas en particulier des formations de sables clairs à la base des profils SBB53, SBB52, SAW17a, SAW17b, SAW17c, SAW17d, WAR22a et SAW17e, très pauvres en matière organique et au sein desquelles aucun charbon permettant une datation radiocarbone n'a été trouvé.

L'entrée dans l'Holocène Supérieur initie une phase de sédimentation dans le Bao Bolon, comme en témoigne la date de 4 245 – 4 009 cal BP obtenue à la base de la formation constituée de limons fins (245 – 130 cm) dans WAR22b. A cet épisode de sédimentation (HS1) dans le chenal sont rattachées les formations de même texture dans SAW17f (280 – 100 cm) et WAR22e (300 – 100 cm), SAW17d (130 – 110 cm), ainsi que l'ensemble limono-sableux de SAW17c (170 – 140 cm) sur la berge. La base de ces ensembles sédimentaires est presque systématiquement marquée par une limite franche, qui matérialise un hiatus d'environ 2 500 ans dans le carottage WAR22b.

Les formations archivées dans le Bao Bolon semblent passer directement de HS1 à HS3, accusant ainsi un hiatus de plus de 1 100 ans. Tout comme dans le transect du Khour, l'unité HS3 est observée dans tous les profils. La sédimentation y est plus fine dans le Bao Bolon, principalement constituée de limons fins et de limons dans le chenal (SBB53, SAW17c, SAW17d, WAR22a, SAW17e, WAR22b, SAW17f et WAR22e) et plus grossière, sablo-limoneuse, sur la barre de chenal (SBB52, SAW17a, SAW17b). Les teneurs en carbone, très faibles dans les unités inférieures, sont beaucoup plus élevées dans l'unité HS3. La base de cette formation est marquée par une limite franche, parfois accompagnée d'un niveau pisolithique (SBB52, SAW17a, SAW17d, WAR22a, SAW17f et WAR22e) moins organique qu'au-dessus. Ces caractéristiques suggèrent le rattachement des niveaux compris entre 230 et 70 cm du profil SBB56, sur le glaciais colluvio-alluvial, à l'unité HS3.

L'unité Subactuelle (post – 1950 AD) correspond à des formations de texture très variable dans chacun des profils étudiés dans le Bao Bolon, allant des sables aux limons fins.

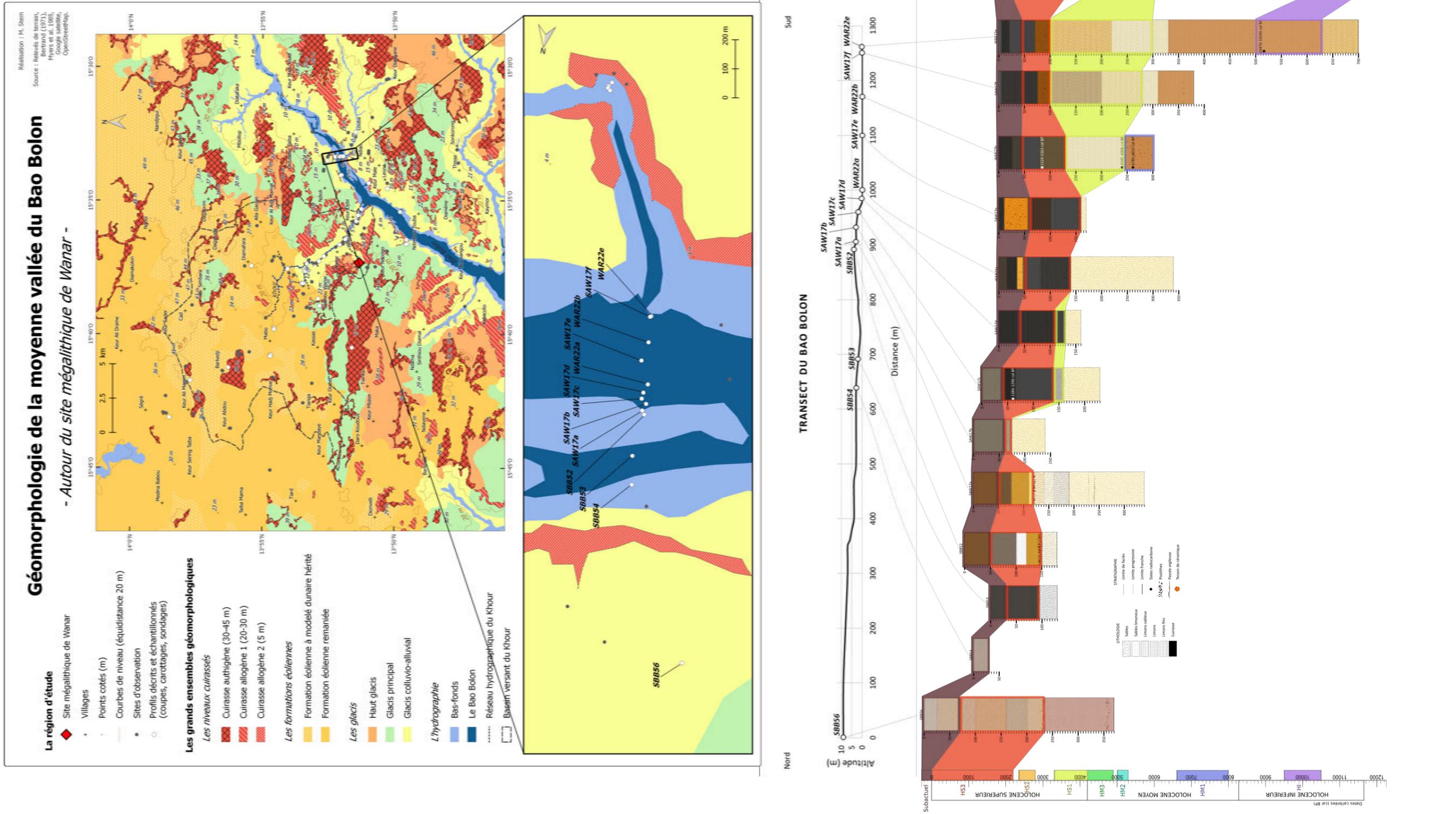


Figure 175 . La chronostratigraphie holocène du Bao Bolon.

3.3. Le transect du marigot « du coude »

L'étude des archives sédimentaires du marigot dit « du coude » repose sur la coupe SAW18a observée dans l'incision du marigot, les trois carottages (WAR20c, WAR20a, WAR20b) réalisés entre cette coupe et l'affleurement cuirassé, ainsi que sur la coupe SAW20b, à plus d'un kilomètre à l'amont du même marigot. Le transect en travers ainsi constitué au niveau de la bifurcation du chenal (Figure 176) permet d'apprécier à une échelle fine la géométrie des formations de ce bas-fond (Figure 177).



Figure 176. Le transect en travers du marigot du coude, vu depuis la cuirasse et depuis le marigot (Photos : M. Stern).

Le carottage WAR20c permet d'observer en profondeur une formation (700 – 500 cm) composée de limons fins, gravillonnaire par endroits, qui n'a pas été datée. Il s'agit d'une formation antérieure à l'Holocène Moyen, mais aucune datation ne permet de lui fournir une attribution chronologique plus précise. Il en est de même pour la formation sus-jacente (500 – 420 cm), ainsi que pour l'ensemble entre 500 et 395 cm du carottage WAR20a.

La plus ancienne formation datée dans le marigot du coude est l'ensemble limono-sableux qui se situe dans le carottage WAR20c, entre 420 et 360 cm, associée à l'unité HM1. À cette unité chronostratigraphique a également été rattachée la formation limono-sableuse du carottage WAR20a, comprise entre 395 et 355 cm, en raison de la proximité de ces deux carottages et des limites franches qui encadrent cette formation, à l'instar de la limite franche (à 245 cm) entre HM1 et HS1 du profil WAR22b du Bao Bolon. Dans ce carottage WAR22b, l'unité HS1 correspond à une formation relativement épaisse (245 – 130 cm) constituée de limons fins ; cette phase se traduit par une sédimentation plus grossière dans le marigot du coude, limono-sableuse, datée à 3 450 – 3 272 cal BP à la base du profil SAW18a (220 – 200 cm). Nous établissons l'hypothèse que l'unité HS1 s'étend sur tout l'ensemble limono-sableux (360 et 215 cm) du carottage voisin de quelques mètres, WAR20c. Par extrapolation, les niveaux entre 355 et 210 cm de WAR20a, ainsi que la formation limono-sableuse de WAR20b (225 – 95 cm), peuvent se rattacher à l'unité HS1.

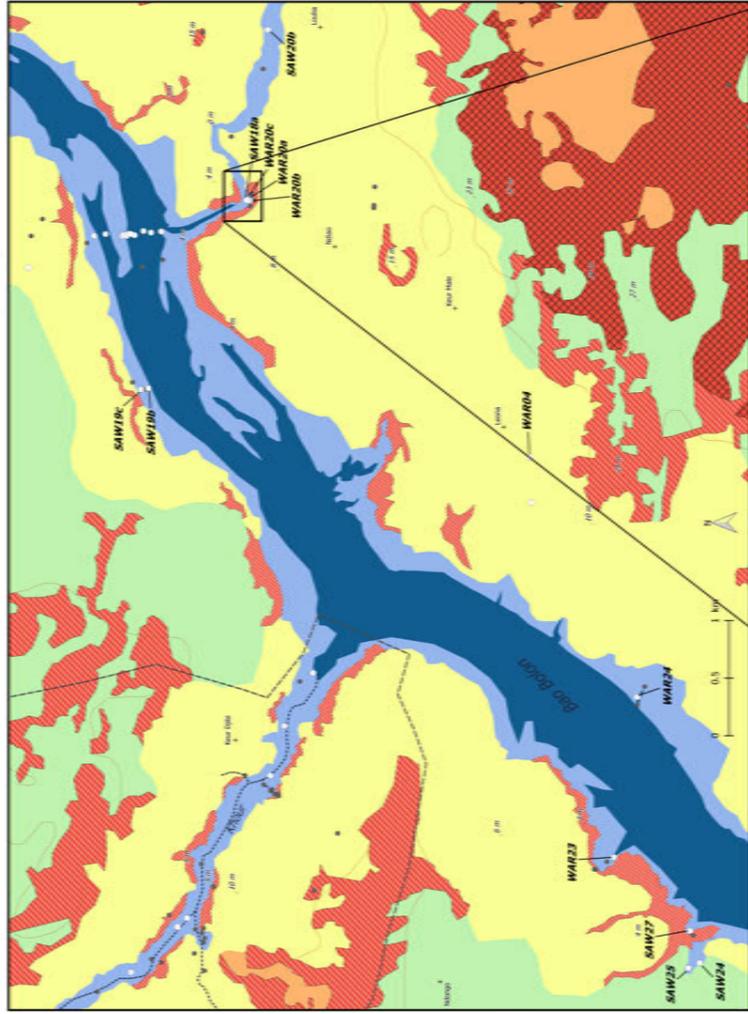
À l'instar de plusieurs carottages réalisés dans le Bao Bolon (SAW17c, SAW17d, WAR22b, SAW17f et WAR22e), l'unité HS3 succède à HS1 dans la terrasse du marigot du coude, comme le suggère la datation de 550 – 318 cal BP réalisée dans la coupe SAW18a. L'échantillonnage systématique, tous les 10 cm, réalisé dans le carottage WAR20c permet d'apprécier les variations de texture du dépôt associé à l'unité HS3. Il apparaît que celle-ci se compose, à la base, d'un ensemble de limons fins (215 – 185 cm), qui n'a probablement pas été perçu sur le terrain lors du sondage réalisé dans le prolongement de la coupe SAW18a. En s'éloignant du chenal en direction de la cuirasse, l'unité HS3 tend à se dissocier principalement en deux ensemble, un niveau limoneux (210 – 115 cm dans WAR20a, 120 – 75 cm dans WAR20b) surmonté d'une formation limono-sableuse (115 – 30 cm dans WAR20a, 75 – 35 cm dans WAR20b). Le carottage WAR20b, à proximité de la cuirasse, révèle la présence d'une formation globalement sablo-limoneuse, hétérogène et pisolithique (145 - 120 cm) qui n'a pas été datée mais qui serait corrélée à un épisode survenu entre HS1 et HS3. De la même manière que dans le Khour et dans le Bao Bolon, la teneur en carbone organique augmente fortement à partir de HS3.

La séquence chronostratigraphique du marigot du coude se termine par l'unité Subactuelle, identifiée dans tous les carottages. Dans SAW18a, elle correspond à une formation litée (40 – 25 cm), dont la limite inférieure est datée de Post-1950, surmontée d'une formation limono-sableuse (25 – 0 cm). L'ensemble lité est remplacé par un niveau mince constitué de limons fins dans WAR20c (35 – 25 cm), qui disparaît en s'éloignant du marigot, dans WAR20a et WAR20b, où seul l'ensemble limono-sableux se rattache à l'unité HS3.

Plus à l'amont, le profil SAW20b présente à sa base une formation sablo-limoneuse (300 – 230 cm) pulvérulente, comparable à la formation comprise entre 310 et 250 cm dans le profil SAW09, dans le chenal du Khour, datée de 4 812 – 4 452 cal BP. Nous établissons donc l'hypothèse que la base de SAW20b se rattache à l'unité HM3. Celle-ci serait surmontée de l'unité HS3, associée à une épaisse formation limoneuse et charbonneuse (230 – 70 cm). Enfin, à la manière de la coupe SAW18a du marigot du coude, le sommet de SAW20b constitué d'une formation litée (70 – 35 cm) surmontée de limons sableux (35 – 0 cm) se rattache à l'unité Subactuelle.

Géomorphologie de la moyenne vallée du Bao Bolon

- Autour du site mégalithique de Wanar -



- La région d'étude**
- Site mégalithique de Wanar
 - Villages
 - Points cotés (m)
 - Courbes de niveau (équidistance 20 m)
 - Sites d'observation
 - Profilés défilés et échantillonnés (coupes, carotages, sondages)
- Les grands ensembles géomorphologiques**
- Les niveaux cuirassés**
- Cuirasse autochtone (30-45 m)
 - Cuirasse allochtone 1 (20-30 m)
 - Cuirasse allochtone 2 (5 m)
- Les formations éolienne**
- Formation éolienne à modelés dunaire hérité
 - Formation éolienne remaniée
- Les glacis**
- Haut glacis
 - Glacis principal
 - Glacis colluvio-alluvial
- L'hydrographie**
- Bas-fonds
 - Le Bao Bolon
 - Relieau hydrographique du Khour
 - Basin versant du Khour

Modélisation : H. Stern
 Source : Relevés de terrain, Bouchard (1971), Peyer et al. (1985),
 Google satellite, OpenStreetMap.

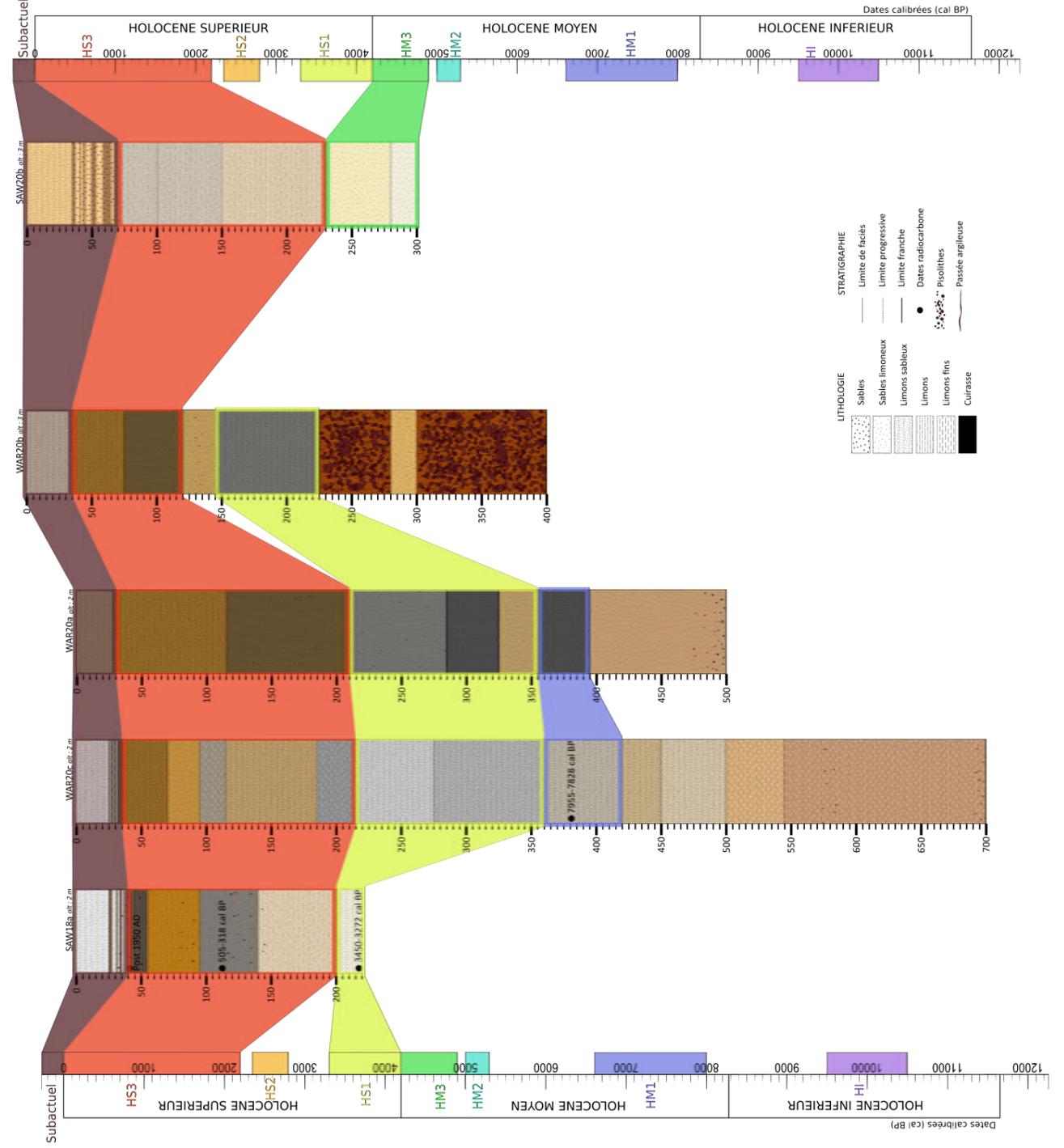
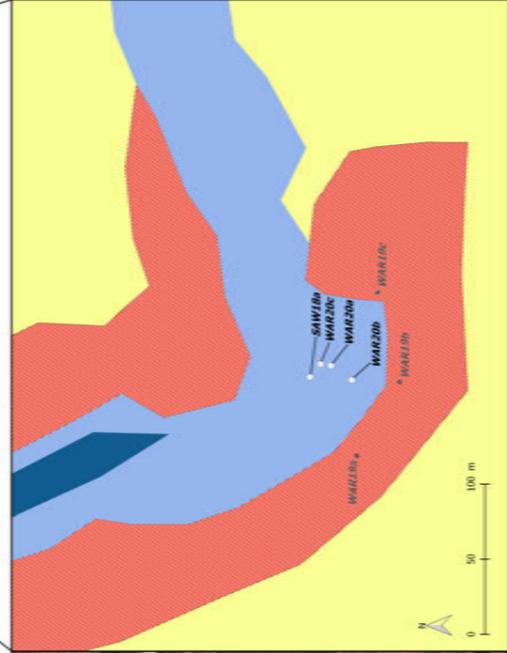


Figure 177 . La chronostratigraphie holocène du marigot dit "du coude".

3.4. Les affluents du Bao Bolon

L'étude des différents transects permet d'identifier certaines caractéristiques propres à chaque unité chronostratigraphique, qui, par extrapolation, orientent l'interprétation des formations observées dans les affluents du Bao Bolon (SAW19c, SAW19b, WAR04, WAR24, WAR23, SAW25, SAW24, SAW27) (Figure 178). L'étude de ces profils repose essentiellement sur des observations de terrain, peu d'analyses sédimentologiques en laboratoire ont été réalisées (SAW27, WAR24) et une seule date a été obtenue sur ces formations (SAW27).

En rive droite à l'aval du Bao Bolon, à l'embouchure d'un petit marigot, le site SAW27 présente une succession de formations qui rappelle celle du profil SAW16, en position relativement similaire, à l'embouchure du Khour. Il dévoile à sa base une formation limono-sableuse (155 – 120 cm) surmontée de limons fins (120 – 30 cm), datée à 268 – 15 cal BP (83 cm). De texture plus fine que dans le sondage SAW16, leur ressemblance amène toutefois ces deux formations à se rattacher à l'unité HS3. La formation supérieure du profil SAW27, entre 30 et 0 cm, est associée à l'unité Subactuelle. À 300 m de SAW27, à l'amont du marigot, le profil SAW24 présente une unité limoneuse (230 – 90 cm) associée à l'unité HS3, surmontée d'une formation également limoneuse rattachée à l'unité Subactuelle. La formation limono-sableuse sous-jacente (275 – 230 cm) n'est à l'heure actuelle rattachée à aucune unité chronostratigraphique. A proximité, les deux formations limoneuses de SAW25 (95 – 80 cm et 80 – 35 cm) sont associées à l'unité HS3, avec à la base la présence de pisolithes qui rappelle la base du profil SAW27 (155 – 120 cm).

À 900 m vers l'amont, toujours en rive droite, sur la terrasse d'un marigot à proximité de son embouchure, le carottage WAR23 présente en profondeur un ensemble pisolithique (400 – 350 cm), qui rappelle la base du profil WAR20b (400 – 225 cm) non datée, sur la terrasse du marigot du coude. Au-dessus, la formation limono-sableuse (350 – 220 cm) pourrait s'apparenter à l'ensemble de même texture dans la carotte WAR20b (225 – 145 cm), associée à l'unité HS1. L'épaisse formation limono-sableuse (270 – 120 cm) ainsi que les deux ensembles de limons fins (120 – 75 cm et 75 – 40 cm) sont interprétés comme appartenant à l'unité HS3, et la formation supérieure (40 – 0 cm) est associée à l'unité Subactuelle.

En face, le carottage réalisé sur la terrasse d'un marigot affluent de rive gauche du Bao Bolon (WAR24) présente des formations bariolées très homogènes entre 800 et 350 cm qui ne peuvent à l'heure actuelle être associées à des unités chronostratigraphiques. Le niveau compris entre 350 et 300 cm, pisolithique, peut être apparenté à l'unité HM1 identifiée dans le carottage WAR22b du Bao Bolon (300 – 245 cm), et surmonté de formations limono-sableuses (300 – 175 cm dans WAR24) comparables au niveau de limons fins très homogène sur toute son épaisseur (D50 et *So* Trask) de WAR22b (245 – 130 cm), rattaché à HS1. Les

formations comprises entre 175 et 30 cm de WAR24, limono-sableuses, pisolithiques à la base et composée de limons fins au sommet, sont associées à l'unité HS3. Enfin, les trente centimètres supérieurs sont interprétés comme subactuels.

En rive gauche du Bao Bolon, dans le glaciaire colluvio-alluvial, la coupe WAR04 présente une formation homogène (180 – 35 cm) avec des pisolithes dans la partie inférieure (180 – 100 cm), rattachée à l'unité HS3. L'ensemble supérieur (35 – 0 cm) est associé à l'unité Subactuelle, tandis que la base (290 – 170 cm) du profil n'a pas pu être associée à la chronologie.

Enfin, en rive droite du Bao Bolon, un dernier marigot, entre le Khour et le transect du Bao Bolon, a été étudié. L'analyse des deux profils en coupe permet d'identifier l'unité HS3, limoneuse, compacte et homogène (240 – 40 cm dans SAW19b, 110 – 60 cm dans SAW19c), où l'on remarque à nouveau la présence de pisolithes dans l'ensemble inférieur (240 – 160 cm). Les niveaux supérieurs sont associés à l'unité Subactuelle, marquée par plusieurs épisodes de sédimentation et d'érosion dans SAW19b.

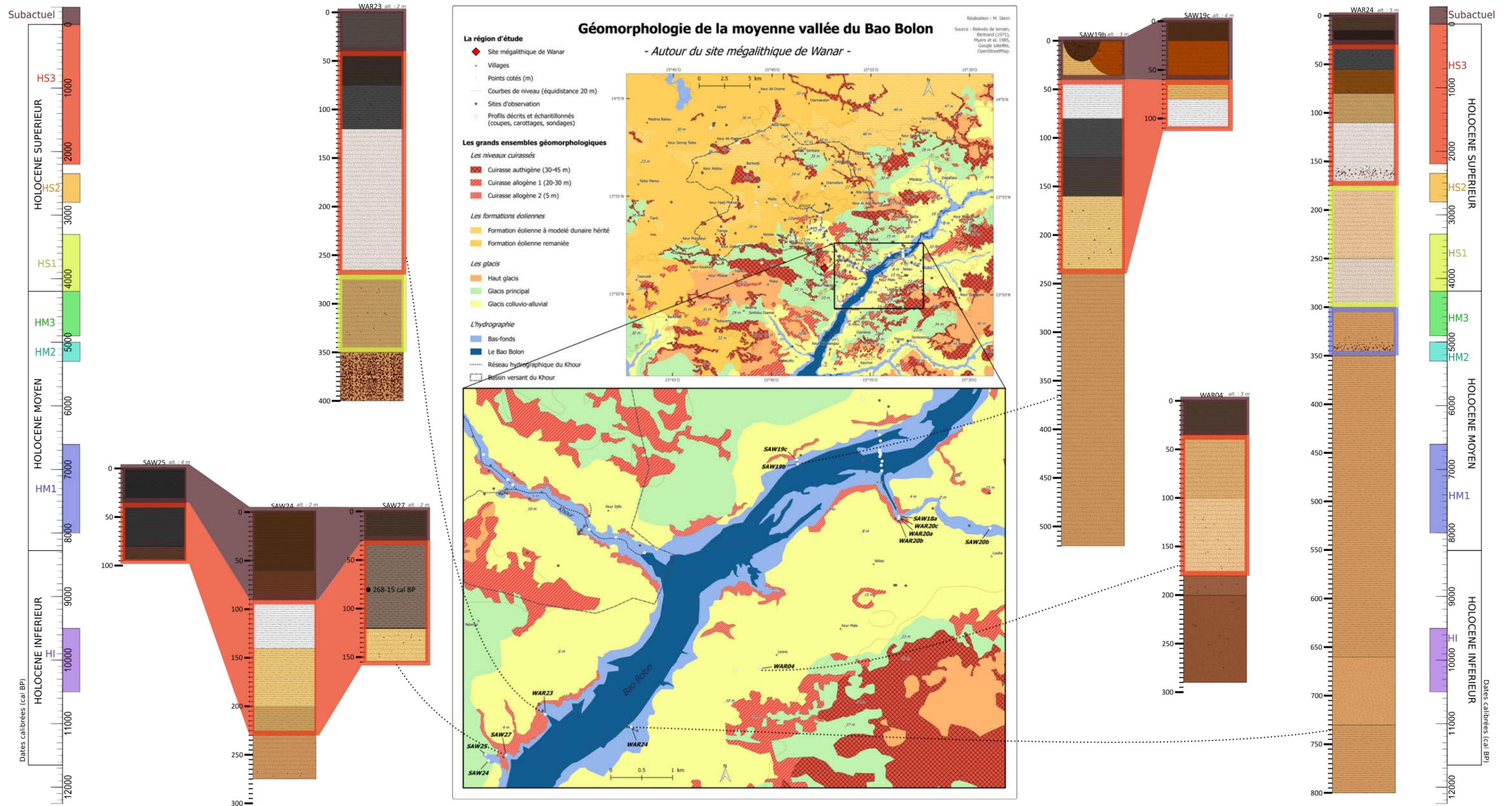


Figure 178 . La chronostratigraphie holocène des affluents du Bao Bolon.

4. Le traitement des données sédimentologiques

Différentes phases de sédimentation et d'érosion ont été enregistrées au cours de l'Holocène dans les systèmes étudiés, à savoir le Khour, le Bao Bolon, le marigot du coude et les autres affluents du Bao Bolon (Figure 179). Afin d'associer ces phases de sédimentation et d'érosion à des dynamiques d'écoulement et des milieux de dépôts caractéristiques, les formations sédimentaires rencontrées dans la région de Wanar sont confrontées à celles étudiées dans la vallée du Yamé au Mali, notamment à travers la classification des faciès développée par Miall (1996) et adaptée par Garnier et al. (2015), et l'utilisation des images CM (Garnier, 2013). Ces approches, fondées sur les données granulométriques, sont complétées par les études complémentaires et exploratoires réalisées sur le carbone organique, les bioindicateurs (palynofaciès et diatomées) et les analyses géochimiques XRF.

Unité chronostratigraphique	Localisation générale	Sites	Nombre de profils présentant cette unité par rapport à l'ensemble des profils étudiés
Subactuelle (Post-1950 AD)	Khour	SAW22a , SAW05, SAW09, SAW08, SEW01, SEW03, SAW16	7/7
	Bao Bolon	SBB56, SBB54, SBB53, SBB52, SAW17a , SAW17b, SAW17c , SAW17d, WAR22a, SAW17e, WAR22b , SAW17f, WAR22e	13/13
	Coude	SAW18a , WAR20c , WAR20a, WAR20b, SAW20b	5/5
	Affluents	SAW19c, SAW19b, WAR04, WAR24 , WAR23, SAW25, SAW24, SAW27	8/8
HS3 (2 200 - 0 cal BP)	Khour	SAW22a , SAW05, SAW09, SAW08, SEW01, SEW03, SAW16	7/7
	Bao Bolon	SBB56, SBB53, SBB52, SAW17a , SAW17b, SAW17c , SAW17d, WAR22a, SAW17e, WAR22b , SAW17f, WAR22e	12/13
	Coude	SAW18a , WAR20c , WAR20a, WAR20b, SAW20b	5/5
	Affluents	SAW19c, SAW19b, WAR04, WAR24 , WAR23, SAW25, SAW24, SAW27	8/8
HS2 (2 800 - 2 350 cal BP)	Khour	SAW22a , SAW09	2/7
	Bao Bolon		0/13
	Coude		0/5
	Affluents		0/8
HS1 (4 200 - 3 300 cal BP)	Khour		0/7
	Bao Bolon	SAW17c , SAW17d, WAR22b , SAW17f, WAR22e	5/13
	Coude	SAW18a , WAR20c , WAR20a, WAR20b	4/5
	Affluents	WAR24 , WAR23	2/8
HM3 (4 900 - 4 200 cal BP)	Khour	SAW09 , SAW08, SEW01, SEW03	4/7
	Bao Bolon		0/13
	Coude	SAW20b	1/5
	Affluents		0/8
HM2 (5 300 - 5 000 cal BP)	Khour	SAW09 , SEW01	2/7
	Bao Bolon		0/13
	Coude		0/5
	Affluents		0/8
HM1 (8 000 - 6 600 cal BP)	Khour		0/7
	Bao Bolon	WAR22b	1/13
	Coude	WAR20c	1/5
	Affluents	WAR24	1/8
HI (10 500 - 9 500 cal BP)	Khour	SAW22a	1/7
	Bao Bolon	WAR22e	1/13
	Coude		0/5
	Affluents		0/8

Figure 179. Identification des unités chronostratigraphiques et de leur fréquence d'apparition dans chaque système (Khour, Bao Bolon, marigot du Coude et Affluents). Les sites en gras ont fait l'objet d'analyses granulométriques.

4.1. Le traitement des données granulométriques

4.1. a) Les éléments grossiers

Les observations de terrain et les données granulométriques révèlent des dépôts globalement très similaires, essentiellement limoneux et à structure massive. Cette homogénéité est liée au matériel d'origine qui correspond en grande majorité aux formations dunaires mises en place au cours de l'Ogolien. De fait, les processus d'érosion, de transport et de sédimentation qui ont eu lieu au cours de l'Holocène ont mobilisé des particules dont le diamètre maximal se situe dans les sables, bien que la compétence du cours d'eau ait pu être supérieure.

Toutefois, certains niveaux sédimentaires ont révélé la présence d'éléments grossiers, ce qui renseigne sur deux points :

- D'une part, la fourniture sédimentaire n'est plus uniquement d'origine dunaire, mais provient également de l'érosion des formations cuirassées ;
- D'autre part, la compétence du cours d'eau était importante puisqu'il a charrié des particules de la taille des éléments grossiers.

Identifier les phases marquées par le dépôt d'éléments grossiers renseigne ainsi sur les dynamiques d'érosion des versants et d'écoulement dans les chenaux (Figure 180).

Les dépôts associés à l'unité HI témoignent d'une érosion des versants qui a remobilisé les formations dunaires de l'Ogolien. L'érosion n'a pas affecté les niveaux cuirassés, encore enfouis sous les épais dépôts éoliens. Cette remobilisation des dépôts au cours de l'Holocène Inférieur a finalement dégagé des niveaux cuirassés qui, à l'affleurement et soumis à l'érosion, ont fourni des éléments grossiers qui ont été archivés dans le Bao Bolon au cours de HM1. Après cette période, les éléments grossiers ne sont plus archivés dans les bas-fonds, hormis à l'aval des affluents du Bao Bolon à proximité directe de niveaux cuirassés (WAR20a, WAR23), au cours HS1. La tendance s'inverse avec l'unité HS3, où des éléments grossiers sont présents dans tous les systèmes étudiés (Khour, Bao Bolon, Coude et les autres affluents), dans plus de la moitié des carottages dans lesquels l'unité HS3 a été identifiée. Il en est de même pour l'unité Subactuelle où des éléments grossiers sont présents dans chaque ensemble. Ces observations sur la présence des éléments grossiers révèlent un changement majeur dans la dynamique d'érosion des versants cuirassés à partir des deux derniers Millénaires. Toutefois, ces interprétations sont à nuancer puisque les unités HS3 et Subactuelle apparaissent dans tous les carottages de la région, ce qui augmente les probabilités d'y observer des éléments grossiers.

Unité chronostratigraphique	Localisation générale	Nombre de profils présentant cette unité par rapport à l'ensemble des profils étudiés	Présence d'éléments grossiers
Subactuelle (Post-1950 AD)	Khour	7/7	SAW09 , SAW08
	Bao Bolon	13/13	SAW17d, WAR22a, SAW17e
	Coude	5/5	SAW18a
	Affluents	8/8	SAW19b, WAR24
HS3 (2 200 - 0 cal BP)	Khour	7/7	SAW05, SAW09 , SEW03
	Bao Bolon	12/13	SBB56, SBB52, SAW17a , SAW17c , SAW17d, WAR22a, SAW17f
	Coude	5/5	SAW18a , WAR20a
	Affluents	8/8	SAW19b, WAR04, WAR24 , WAR23, SAW25, SAW27
HS2 (2 800 - 2 350 cal BP)	Khour	2/7	-
	Bao Bolon	0/13	
	Coude	0/5	
	Affluents	0/8	
HS1 (4 200 - 3 300 cal BP)	Khour	0/7	
	Bao Bolon	5/13	-
	Coude	4/5	WAR20a
	Affluents	2/8	WAR23
HM3 (4 900 - 4 200 cal BP)	Khour	4/7	-
	Bao Bolon	0/13	
	Coude	1/5	-
	Affluents	0/8	
HM2 (5 300 - 5 000 cal BP)	Khour	2/7	-
	Bao Bolon	0/13	
	Coude	0/5	
	Affluents	0/8	
HM1 (8 000 - 6 600 cal BP)	Khour	0/7	
	Bao Bolon	1/13	WAR22b
	Coude	1/5	-
	Affluents	1/8	WAR24
HI (10 500 - 9 500 cal BP)	Khour	1/7	-
	Bao Bolon	1/13	-
	Coude	0/5	
	Affluents	0/8	

Figure 180. La présence d'éléments grossiers dans les dépôts alluviaux de la région de Wanar au cours de l'Holocène. Les sites en gras ont fait l'objet d'analyses granulométriques, les symboles « - » traduisent l'absence d'éléments grossiers.

4.1. b) La détermination des faciès

L'identification des faciès selon la classification de Garnier *et al.* (2015), adaptée de Miall (1996), est réalisée sur les formations analysées en granulométrie laser, en tenant compte du D50, du D99 et de la structure du dépôt. Les sédiments de la région de Wanar étant très homogènes, près de 70 % des formations sont associés au faciès Sm, il s'agit de « Sables moyens homométriques à structure massive » interprétés comme des « Dépôts sableux massifs déposés au sein d'une large plaine alluviale » (Garnier *et al.*, 2015) (Figure 181). Les autres types de faciès sont rencontrés principalement dans les dépôts des deux derniers millénaires avec l'apparition dans l'unité HS3 du faciès Fm, associé à des dépôts lacustro-palustres, et du faciès colluvionnaire Co identifié à la base de formations associées à HS3 dans certains affluents du Bao Bolon (WAR24 et SAW27). La plus grande diversité des faciès

s'observe dans l'unité Subactuelle, où l'on retrouve notamment dans les zones à l'aval (Bao Bolon, Coude et affluents) le faciès Fl qui correspond à une « Alternance de lits de sables et de lits limono-argileux » interprété comme des « Dépôts fins déposés lors de la décrue dans la plaine alluviale / Mare » (Garnier *et al.*, 2015).

L'identification des faciès des formations sédimentaires archivées dans la région de Wanar, selon la classification de Garnier *et al.* (2015), renseigne peu sur les dynamiques d'écoulement et les milieux de dépôt en raison de l'homogénéité du matériel de base. La sédimentation qui a eu lieu au cours des deux derniers millénaires semble plus diversifiée que pour les périodes plus anciennes de l'Holocène, mais cette observation est biaisée par la surreprésentation de l'unité HS3 et Subactuelle dans les archives sédimentaires par rapport aux autres unités chronostratigraphiques. Cependant, la comparaison des faciès entre l'unité HS3 et l'unité Subactuelle est envisageable puisqu'elles sont toutes deux représentées dans tous les carottages. Les dynamiques sont plus diversifiées dans l'unité Subactuelle que dans l'unité HS3, en particulier dans les systèmes situés à l'aval où prédomine une dynamique de crues (faciès Fl) qui rompt la monotonie des dépôts massifs de plaine alluviale (faciès Sm) des périodes précédentes.

Unité chronostratigraphique	Localisation générale	Nombre de profils présentant cette unité par rapport à l'ensemble des profils étudiés	Faciès selon Garnier <i>et al.</i> (2015)
Subactuelle (Post-1950 AD)	Khour	7/7	Sm (SAW22a, SEW01), Co (SAW09), Sm à la base (SEW03 : 20 - 50 cm) et Fm au sommet (SEW03 : 0 - 20 cm), Fsm (SAW16) Sm (SAW17a), Fl (SAW17c, WAR22b, WAR22e) Sh (SAW20b), Fl (WAR20c, SAW18a) Fl (WAR24, SAW27)
	Bao Bolon	13/13	
	Coude Affluents	5/5 8/8	
HS3 (2 200 - 0 cal BP)	Khour	7/7	Sm (SAW22a, SAW09, SEW01, SAW16), Fm (SEW03) Sm (SAW17a, WAR22b, WAR22e), Fm (SAW17c) Sm (SAW20b, WAR20c, SAW18a) Sm (WAR24, SAW27), Co à la base (WAR24 : 155 - 175 cm; SAW27 : 120 - 155 cm) Sm (SAW22a, SAW09)
	Bao Bolon	12/13	
	Coude Affluents	5/5 8/8	
HS2 (2 800 - 2 350 cal BP)	Khour	2/7	Sm (SAW22a, SAW09, SEW01, SAW16), Fm (SEW03) Sm (SAW17a, WAR22b, WAR22e), Fm (SAW17c) Sm (SAW20b, WAR20c, SAW18a) Sm (WAR24, SAW27), Co à la base (WAR24 : 155 - 175 cm; SAW27 : 120 - 155 cm) Sm (SAW22a, SAW09)
	Bao Bolon	0/13	
	Coude Affluents	0/5 0/8	
HS1 (4 200 - 3 300 cal BP)	Khour	0/7	Sm (SAW17c, WAR22e), Sm-Fsm (WAR22b) Sm (WAR20c, SAW18a) Sm (WAR24) Sm (SAW09, SEW01, SEW03)
	Bao Bolon	5/13	
	Coude Affluents	4/5 2/8	
HM3 (4 900 - 4 200 cal BP)	Khour	4/7	Sm (SAW17c, WAR22e), Sm-Fsm (WAR22b) Sm (WAR20c, SAW18a) Sm (WAR24) Sm (SAW09, SEW01, SEW03)
	Bao Bolon	0/13	
	Coude Affluents	1/5 0/8	
HM2 (5 300 - 5 000 cal BP)	Khour	2/7	Sm (SAW09, SEW01, SEW03)
	Bao Bolon	0/13	
	Coude Affluents	0/5 0/8	
HM1 (8 000 - 6 600 cal BP)	Khour	0/7	Sh (WAR22b) Sm (WAR20c) Sm (WAR24) Sm (SAW22a) Sm (WAR22e)
	Bao Bolon	1/13	
	Coude Affluents	1/5 1/8	
HI (10 500 - 9 500 cal BP)	Khour	1/7	Sh (WAR22b) Sm (WAR20c) Sm (WAR24) Sm (SAW22a) Sm (WAR22e)
	Bao Bolon	1/13	
	Coude Affluents	0/5 0/8	

Figure 181. L'identification des faciès selon la classification de Garnier *et al.* (2015).

4.1. c) L'utilisation des Images CM (selon l'image CM de Garnier, 2013)

De la même manière que pour la définition des faciès, les données granulométriques renseignent sur les milieux de dépôt à travers l'utilisation des images CM, construites à partir du D50 et du D99. Les images CM sont représentées pour chaque unité chronostratigraphique et regroupées par localisation (transect en long du Khour, transect en travers du Bao Bolon, marigot du Coude et affluents du Bao Bolon). En raison de l'homogénéité des sédiments, l'ensemble des images CM réalisées présente une concentration des points dans le groupe D, interprété comme des « Dépôts fins déposés dans la plaine alluviale lors de la décrue » dont le mode de transport dominant est la Suspension (Figure 182). Cet ensemble D est associé au lithofaciès Fl dans les formations du Yamé (Garnier, 2013 ; Garnier *et al.*, 2019), alors que la grande majorité des faciès rencontrés dans la région de Wanar est de type Sm. L'utilisation de cette image CM pour l'interprétation des dépôts de notre zone d'étude présente donc des limites liées à l'homogénéité du stock sédimentaire de base et à la rareté des éléments grossiers. La position relative du nuage de points pour chaque période de l'Holocène peut toutefois être interprétée comme une variation de la dynamique d'écoulement.

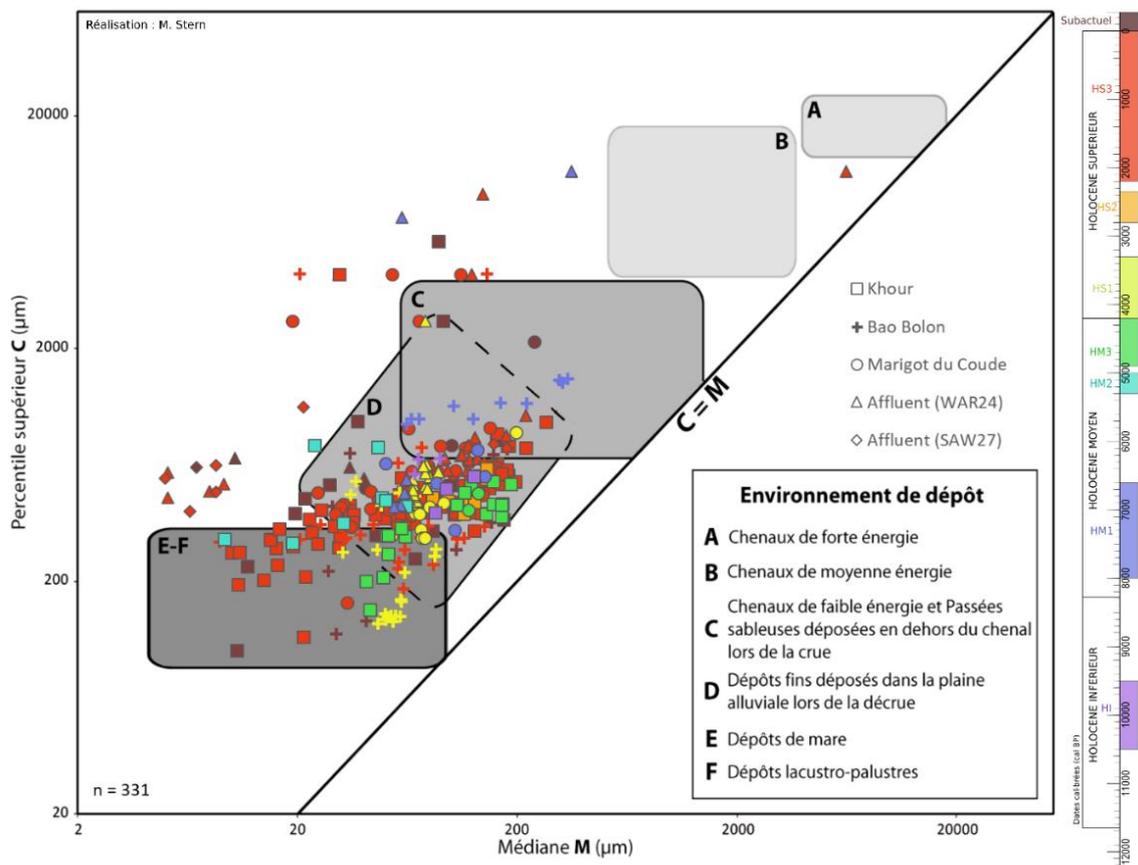


Figure 182. Image CM (Garnier, 2013) des formations sédimentaires de la région de Wanar. La forme des points fait référence à l'ensemble auxquels ils appartiennent (Khour, Bao Bolon, Marigot du Coude et les deux autres affluents du Bao Bolon [WAR24 et SAW27]) ; le code couleur se rattache aux unités chronostratigraphiques de l'Holocène.

Le Khour au cours de l'Holocène

Les images CM suggèrent des dépôts de décrue dans une plaine alluviale au cours de **HI**, à l'amont du Khour dans le site SAW22a (Figure 183). La phase **HM2**, archivée dans la section moyenne (SAW09 et SEW01) présente une dynamique légèrement plus faible, avec notamment des dépôts de mare et/ou lacustro-palustres à la base du carottage SEW01. Au cours de l'unité **HM3**, l'activité du Khour est plus importante, les dépôts de la section moyenne (SAW09 et SEW01) sont plus grossiers que dans la phase HM2, et seule la partie aval (SEW03) est marécageuse. L'image CM de l'unité **HS2** suggère un écoulement dans le Khour sensiblement plus calme que dans la phase HM3, avec toutefois des dépôts à l'amont (SAW22a) au moins aussi grossiers qu'au début de l'Holocène (HI). S'ensuit l'unité **HS3**, qui permet d'observer une dynamique plus importante dans le site SEW01 que SAW09 situé plus à l'amont. Le seul site à avoir enregistré des dépôts de mare et lacustro-palustres est SEW03, alors que plus à l'aval, la connexion entre le Khour et le Bao Bolon au niveau de SAW16 fait l'objet d'une sédimentation beaucoup plus grossière, parfois associée à des dépôts de chenaux ou de débordement. L'unité **Subactuelle** enregistre la plus grande hétérogénéité des dépôts au sein des sites. À l'amont du Khour, la sédimentation paraît légèrement plus fine qu'au cours de la période précédente (HS3). Les dépôts du site SAW09 sont particulièrement hétérogènes, ce qui s'explique par leur aspect colluvial identifié en coupe. Ce caractère s'observe également dans le site SEW01, où les formations sont associées à des dépôts de chenaux ou de débordement lors de crues, à des dépôts de décrues dans la plaine alluviale, ainsi qu'à des dépôts palustres. De la même manière que dans l'unité précédente, le site SAW16 enregistre des dépôts plus grossiers que dans le site SEW03 plus à l'amont.

Le Bao Bolon au cours de l'Holocène

La sédimentation au cours de **HI** est légèrement plus grossière dans le Bao Bolon (Figure 184) que dans le Khour (Figure 183). La phase **HM1** correspond à la période où l'écoulement est le plus dynamique de tout l'Holocène, avec une sédimentation associée à des dépôts de chenaux et de débordement ainsi qu'à des dépôts de décrue dans la plaine alluviale. L'image CM de l'unité **HS1** permet d'identifier des dépôts de plaine alluviale et des dépôts palustres, et dévoile l'hétérogénéité de l'écoulement du Bao Bolon sur le plan latéral, avec des sédiments mieux triés au niveau de WAR22b, au milieu du chenal, que dans le carottage WAR22e plus proche de la berge. La période **HS3** enregistre une sédimentation plutôt fine et bien triée sur la berge (SAW17a), et encore plus fine mais moins bien triée vers le chenal (SAW17c). Au milieu du chenal (WAR22b), les dépôts sont homogènes et palustres. L'écoulement est plus important en rive gauche (WAR22e), où la sédimentation est associée à des chenaux de faible énergie, de débordement et/ou de plaine alluviale. La dynamique du Bao Bolon sur le plan

latéral au cours de l'unité **Subactuelle** est comparable à celle de l'unité HS3, avec toutefois une sédimentation plus hétérogène dans le chenal (WAR22b).

Le marigot dit « du Coude » au cours de l'Holocène

L'unité **HM1** enregistrée dans les dépôts du marigot du coude (Figure 185) rend compte d'un écoulement moins dynamique que dans le Bao Bolon (Figure 184). Plus à l'amont (SAW20b), le fonctionnement du marigot au cours de **HM3** est comparable à celui du Khour entre SAW09 et SEW01 (Figure 183). L'unité **HS1** est plus grossière dans le marigot du coude que dans le Bao Bolon, et est très homogène dans le carottage WAR20c. Le site SAW18a, au plus proche du chenal actuel, présente une dynamique d'écoulement importante. Au cours de l'unité **HS3**, la dynamique plus à l'amont du marigot (SAW20b) est comparable à celle du Khour pour la même période dans le site SAW09. Le transect en travers à l'aval du marigot du coude (WAR20c et SAW18a) présente des dépôts hétérogènes. L'unité **Subactuelle** enregistre dans le marigot du coude une sédimentation associée à une alternance de crues/décrués.

Les affluents à l'aval du Bao Bolon (WAR24 et SAW27) au cours de l'Holocène

Dans le marigot en rive gauche du Bao Bolon (WAR24) (Figure 186), les dépôts associés à l'unité **HM1** sont globalement plus fins que dans le Bao Bolon (Figure 184) et le marigot du coude (Figure 185), sauf à la base de l'unité où la présence d'éléments grossiers témoigne d'une dynamique importante. L'image CM révèle une dynamique légèrement plus importante dans ce marigot au cours de **HS1** que dans les autres cours d'eau. La phase **HS3** enregistrée en rive droite (SAW27) et gauche (WAR24) du Bao Bolon rend compte de dynamiques d'écoulement très hétérogènes. Les sédiments sont globalement associés à des dépôts de chenaux de faible énergie, de débordement ou de décrue dans la plaine alluviale, mais les sommets des formations sédimentaires témoignent de conditions beaucoup plus calmes ($M < 10 \mu m$). La base de la formation dans le carottage WAR24 suggère quant à elle une forte énergie du cours d'eau. L'image CM des affluents au cours de l'unité **Subactuelle** suggère des conditions relativement calmes, mais traduit une certaine hétérogénéité des dépôts avec des médianes (M) basses et des percentiles supérieurs (C) plutôt élevés.

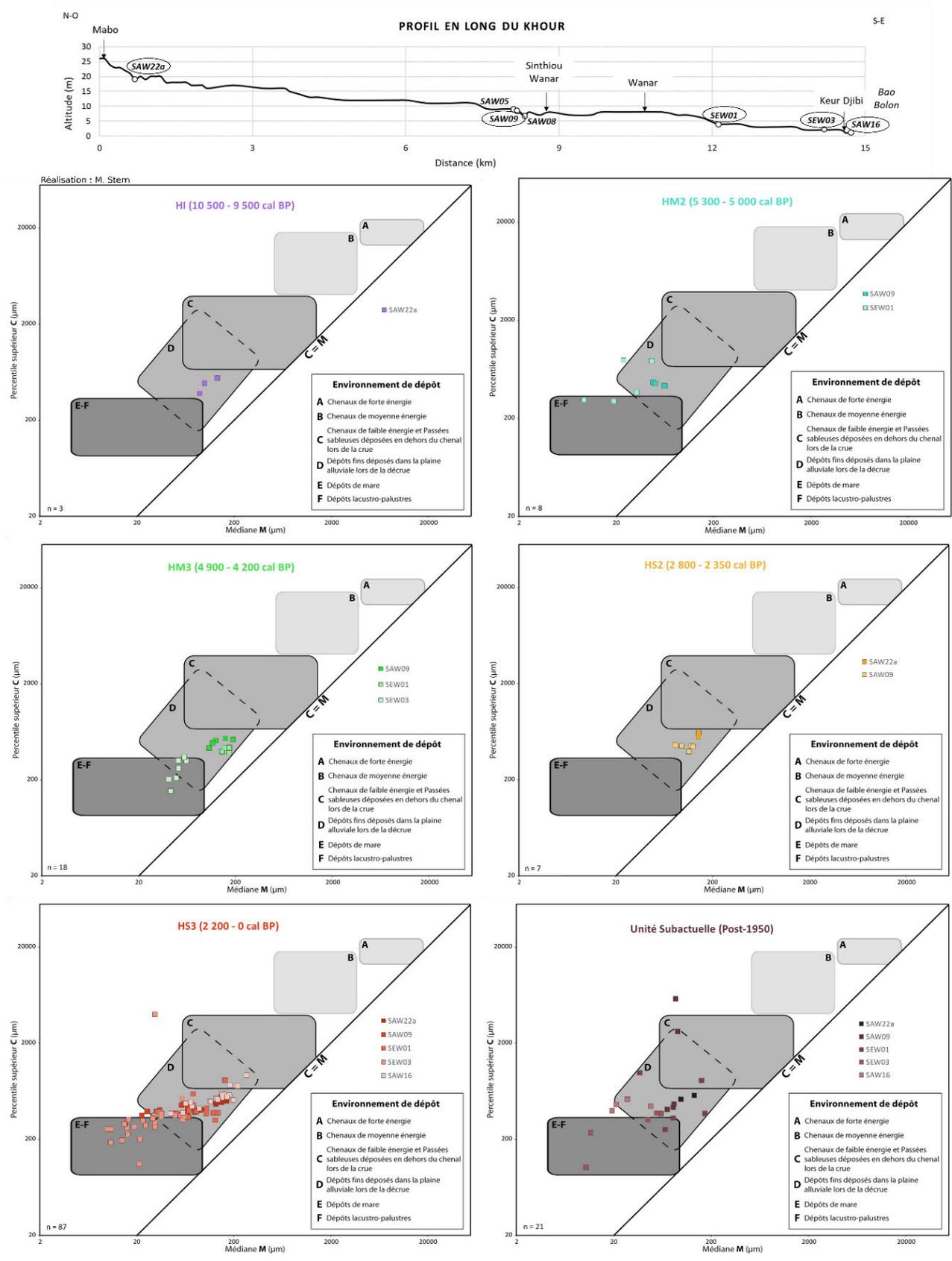


Figure 183. Images CM (Garnier, 2013) du Khour au cours de l'Holocène.

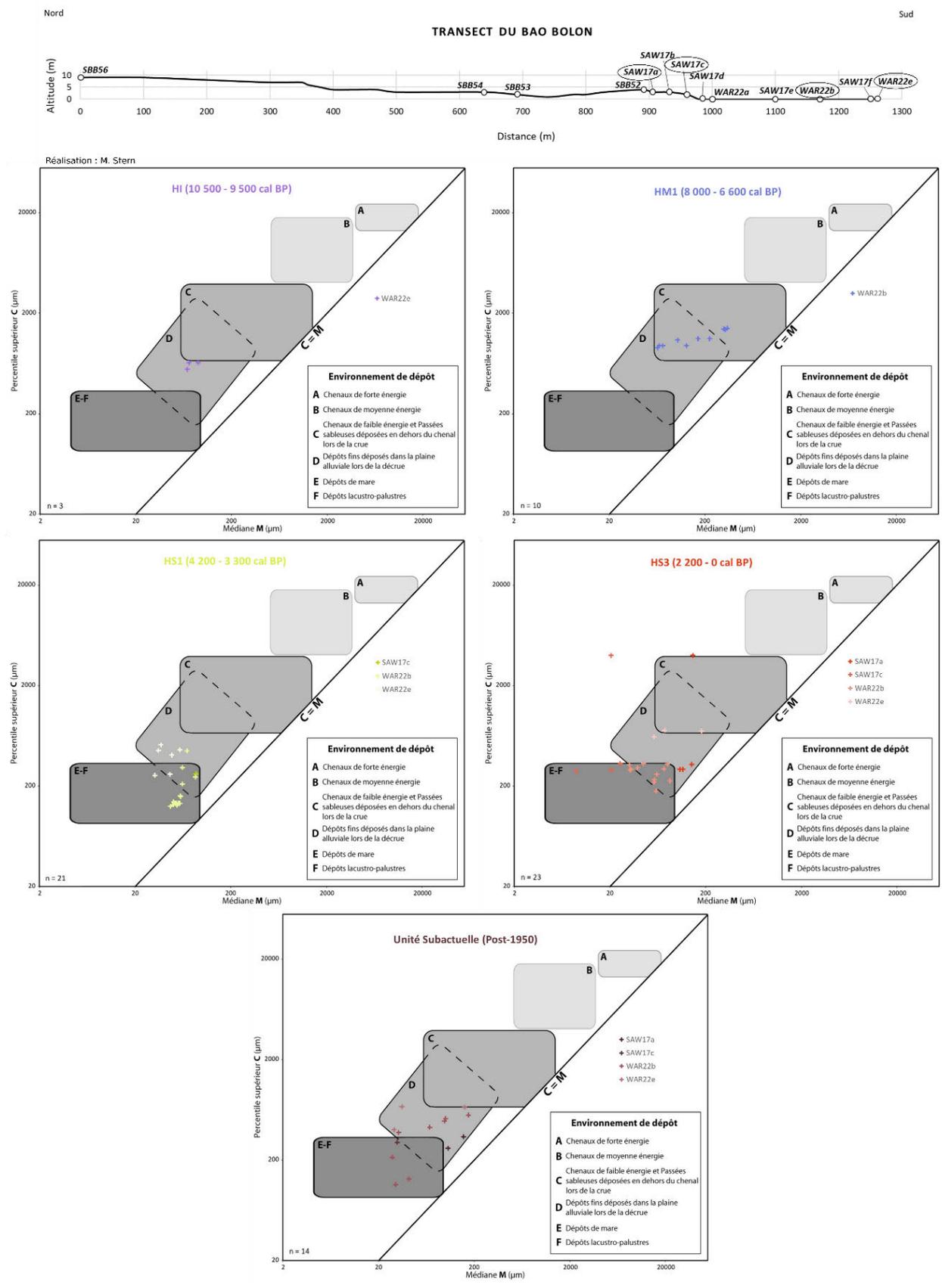


Figure 184. Images CM (Garnier, 2013) du Bao Bolon au cours de l'Holocène.

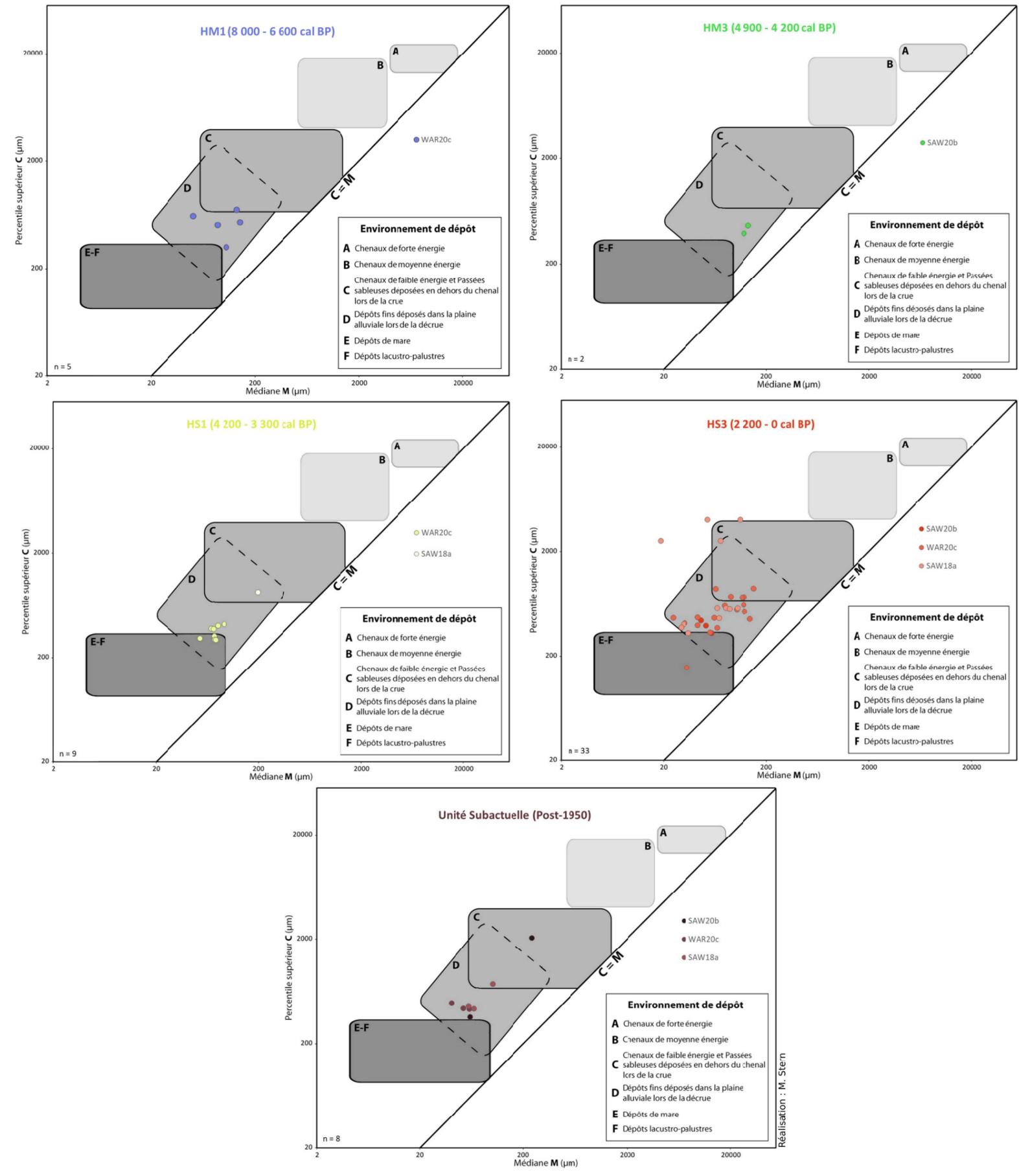
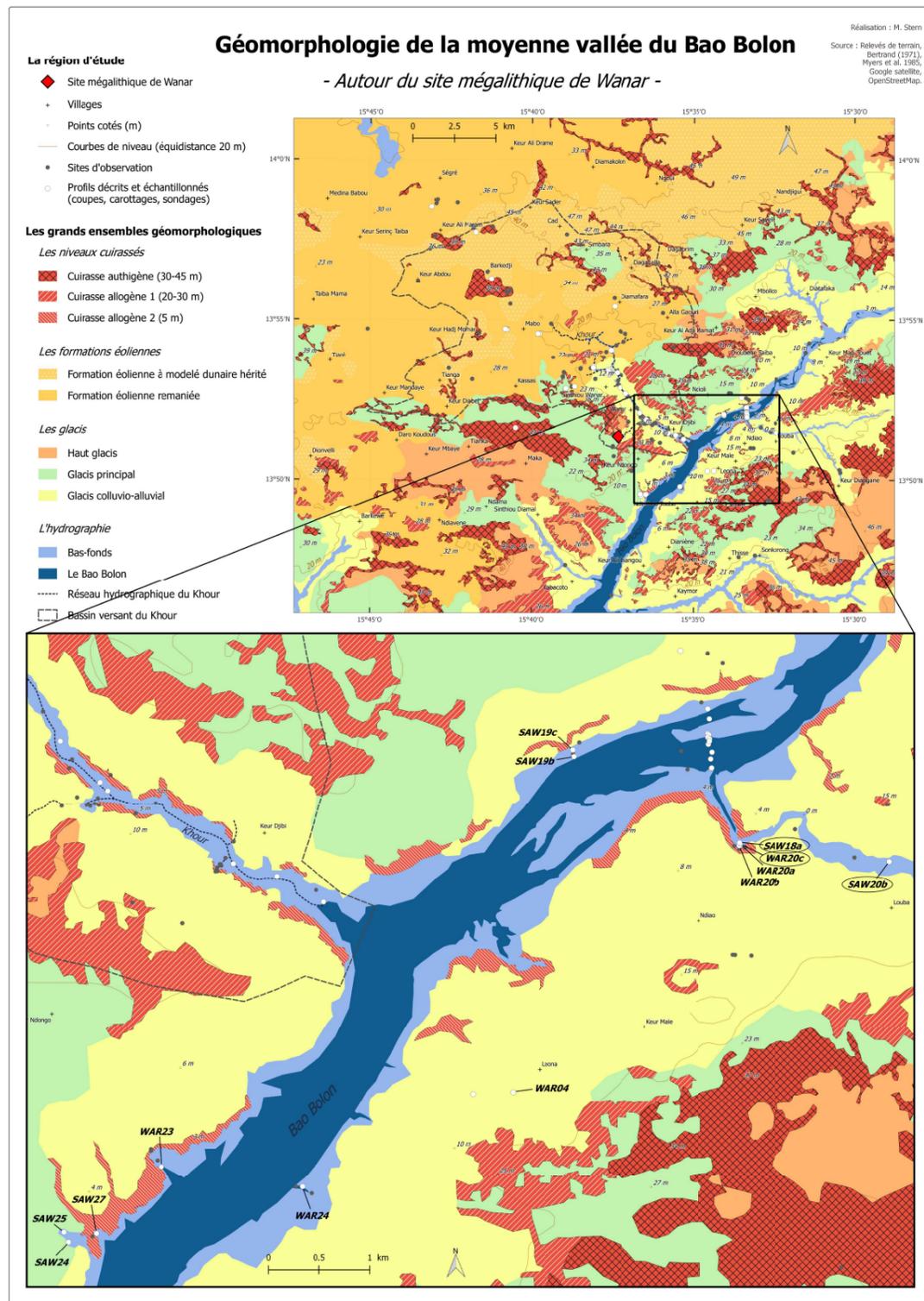


Figure 185. Image CM (Garnier, 2013) du marigot dit "du Coude" au cours de l'Holocène.

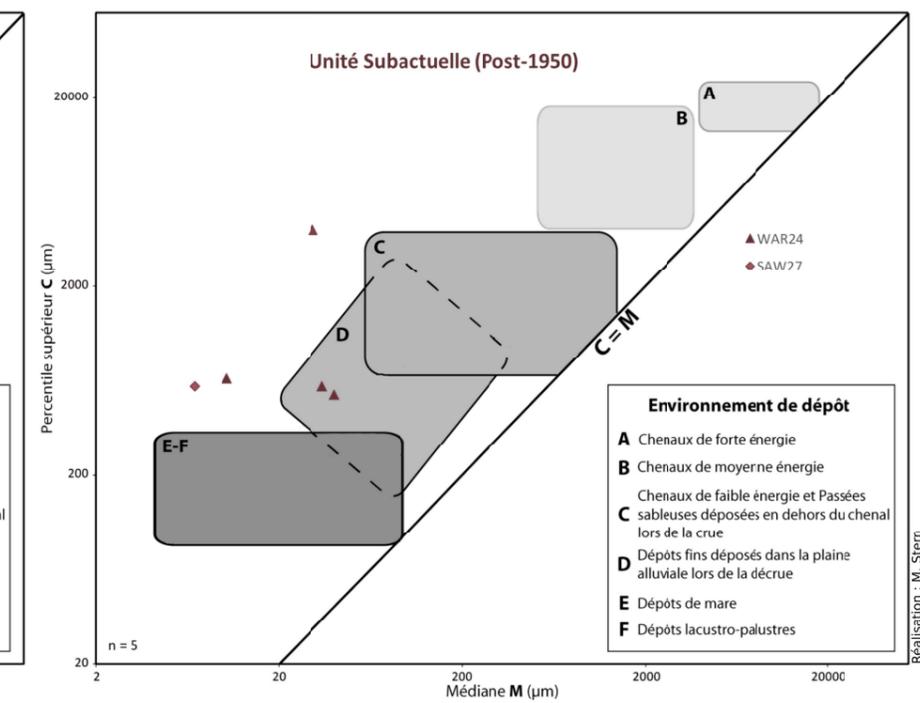
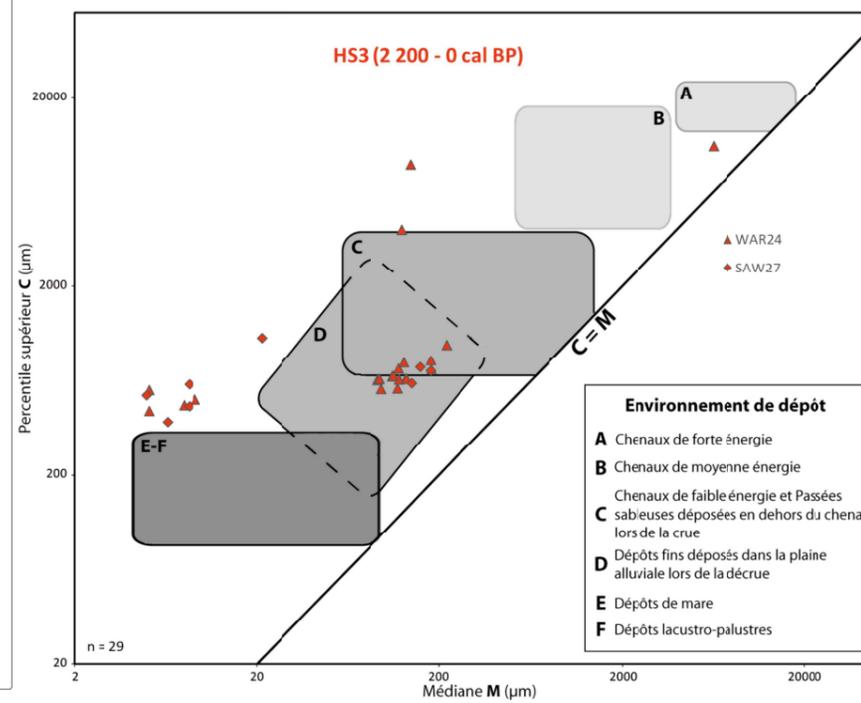
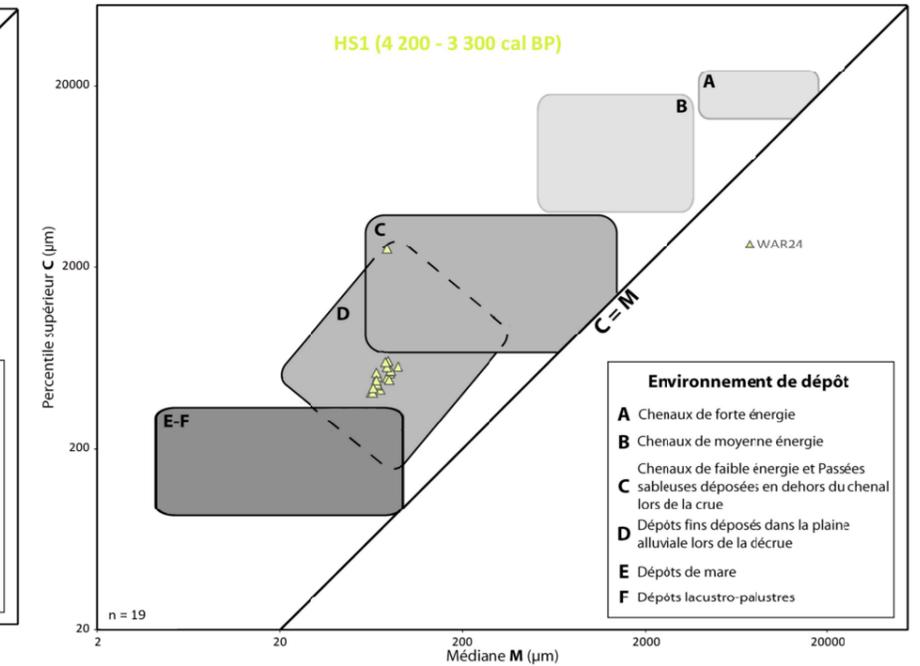
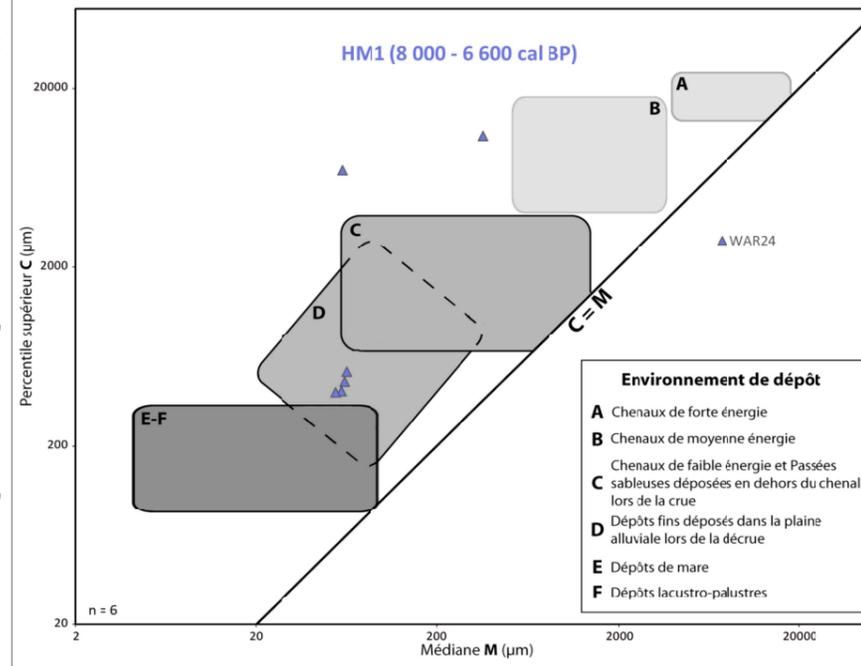
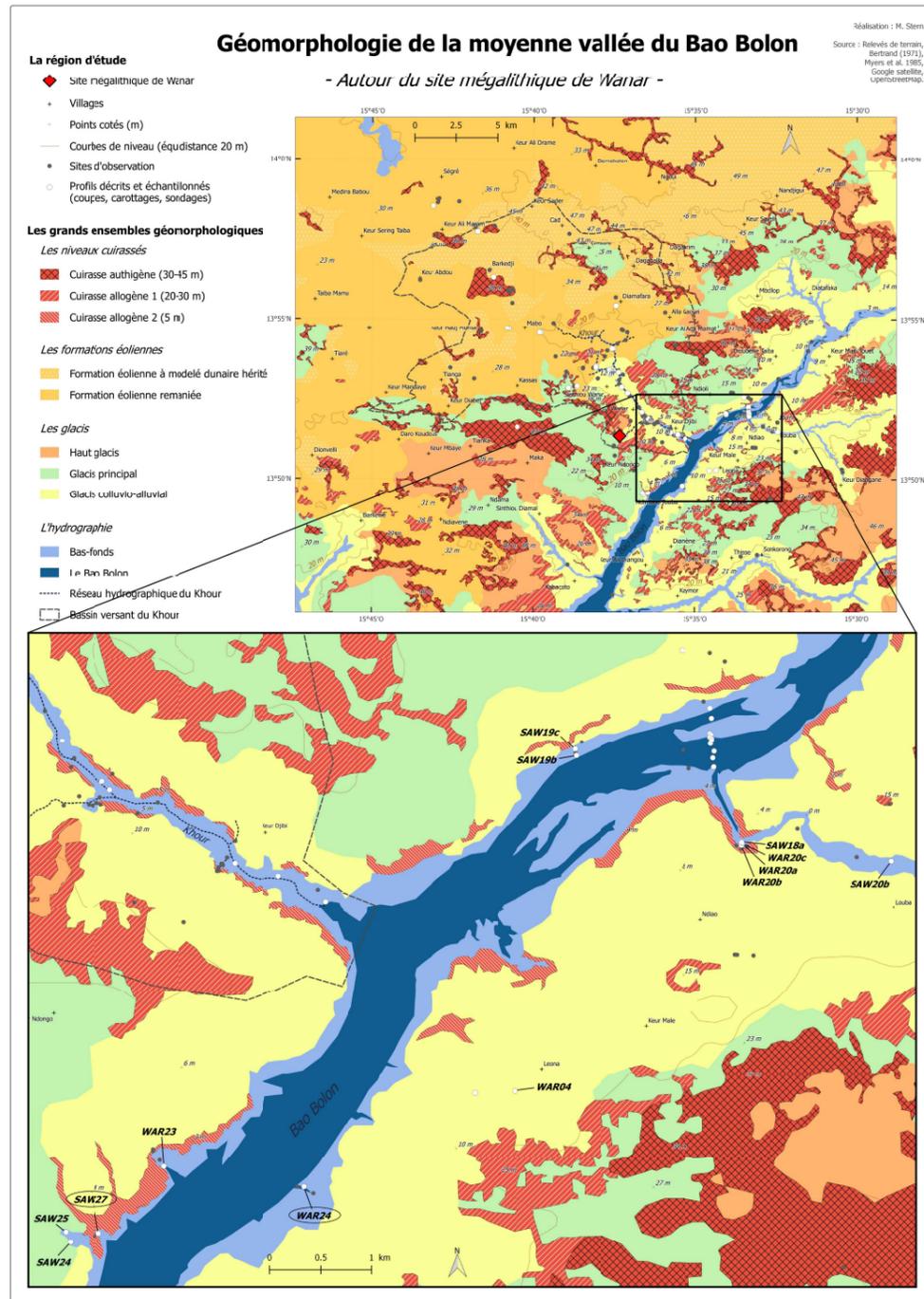


Figure 186. Image CM (Garnier, 2013) de deux affluents du Bao Bolon au cours de l'Holocène (WAR24 et SAW27).

4.2. L'apport des études complémentaires et exploratoires

4.2. a) Le carbone organique

Sur les versants, les taux de matières organiques dans les sols sont l'effet de différents paramètres. Les quantités de matières organiques qui intègrent les sols varient selon les saisons et le type d'agro-écosystème, elles sont par exemple plus importantes en zone boisée qu'en zone cultivée (Bernoux & Chevallier, 2013). Le temps de résidence de ces matières organiques dans les sols dépend du taux d'humidité, s'il est trop faible la minéralisation ne peut avoir lieu ; mais aussi de leur composition biochimique et de leur association aux particules minérales, la minéralisation étant favorisée dans les sables et freinée dans les argiles (Chamley & Deconinck, 2011 ; Bernoux & Chevallier, 2013 ; Derrien et al., 2016). Enfin, la température a une influence sur les taux de matière organique, la minéralisation étant plus efficace lorsque la température est élevée. La combinaison de ces différents facteurs amène les sols des régions sèches à disposer d'une teneur en carbone organique relativement faible, en général moins de 1%, alors qu'elle varie entre 1 et 5% en région tempérée (Bernoux & Chevallier, 2013).

Lorsque les versants sont soumis à l'érosion, la matière organique migre vers les cours d'eau et va être sujette à des conditions d'écoulement qui vont favoriser ou limiter sa conservation, à l'instar de la matière organique développée au sein même du cours d'eau. Les eaux très calmes, stagnantes et les sols hydromorphes sont des milieux réducteurs, anoxiques, ce qui freine la dégradation de la matière organique. En revanche, les écoulements plus turbulents favorisent le contact avec l'air, les eaux s'enrichissent en oxygène dissout, le milieu est alors oxydant et la matière organique est plus rapidement dégradée (Chamley & Deconinck, 2011).

Les analyses de carbone organique réalisées dans le marigot du Khour, le Bao Bolon et le marigot du Coude révèlent des concentrations relativement importantes pour les unités HS3 et Subactuelle, par rapport à l'ensemble de la chronostratigraphie holocène (Figure 187). Pour les périodes antérieures, le Khour affiche des taux de carbone organique plus importants au cours de HM2 que HM3, à mettre en lien avec des conditions d'écoulements plus calmes. De manière générale, le taux de carbone organique augmente au cours de HS3, jusqu'à chuter brutalement à la limite avec l'unité Subactuelle dans le Khour.

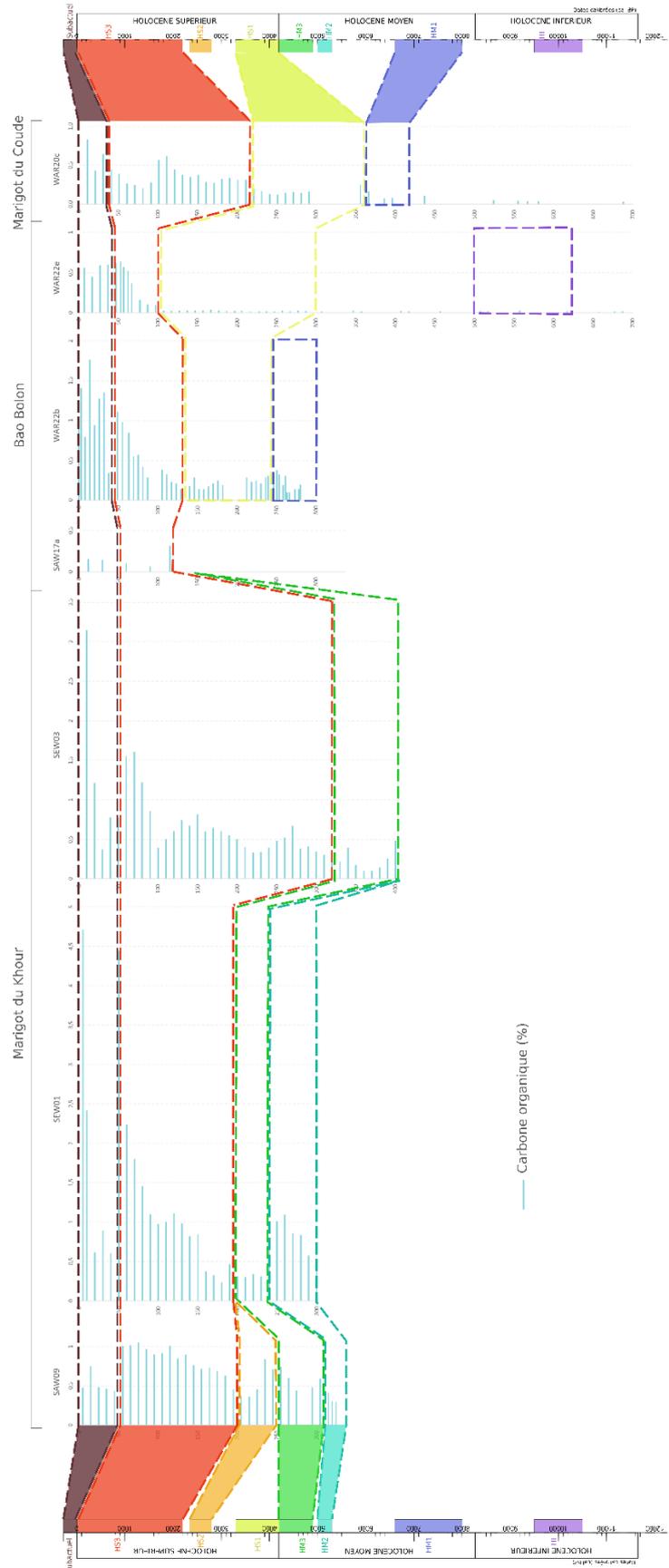


Figure 187. Le carbone organique dans les enregistrements sédimentaires holocènes de la moyenne vallée du Bao Bolon.

4.2. b) Le palynofaciès

L'étude préliminaire réalisée sur le palynofaciès vise à identifier l'empreinte des activités humaines dans les archives sédimentaires. Les analyses ont été réalisées sur la carotte SEW01, située dans le cheval du Khour non loin d'un affluent de rive droite qui s'écoule à proximité du site mégalithique de Wanar.

En Afrique de l'Ouest, l'utilisation du feu comme moyen de défrichage et de fertilisation des sols (Marlon et al., 2013) fait du facteur anthropique le principal déclencheur des incendies, au-delà des causes naturelles telles que la foudre (Ballouche, 2019). Ainsi, le « signal incendie », matérialisé par la présence de particules charbonneuses dans les sédiments, en particulier les micro-charbons, est généralement considéré comme un marqueur de l'anthropisation et de l'empreinte des sociétés sur les paysages (Diot, 1992 ; Ballouche, 2019). Dans les lames destinées à l'étude du palynofaciès, les micro-charbons correspondent à une catégorie d'éléments organiques, les particules opaques.

L'occupation humaine dans la région de Wanar est attestée pour les unités HS3 et Subactuelle, mais le signal incendie, relativement constant sur l'ensemble de la carotte, ne témoigne pas d'une intensification du régime des feux depuis les deux derniers millénaires (Figure 188). Toutefois, l'unité Subactuelle présente une proportion de particules opaques particulièrement faible par rapport aux autres unités chronostratigraphiques. Cette observation est à rattacher à la récente intensification agricole et à la modification des techniques de culture, qui limitent l'utilisation des feux comme moyen de défrichage.

Les autres éléments analysés apportent peu de renseignements supplémentaires. La proportion des palynomorphes et des phytoclastes affiche une légère diminution avec la profondeur, certainement sous l'effet de leur altération. A l'inverse, la proportion de matière organique altérée augmente globalement en profondeur. Cette dernière enregistre toutefois une diminution aux sommets des unités HM3 et HS3.

Cette étude préliminaire du palynofaciès est réalisée de manière relative, les résultats sont présentés sous la forme de proportions, ce qui limite les interprétations. Des études en cours sur le palynofaciès, réalisées de manière quantitatives et absolues, permettront peut-être d'identifier une évolution du signal incendie plus pertinente.

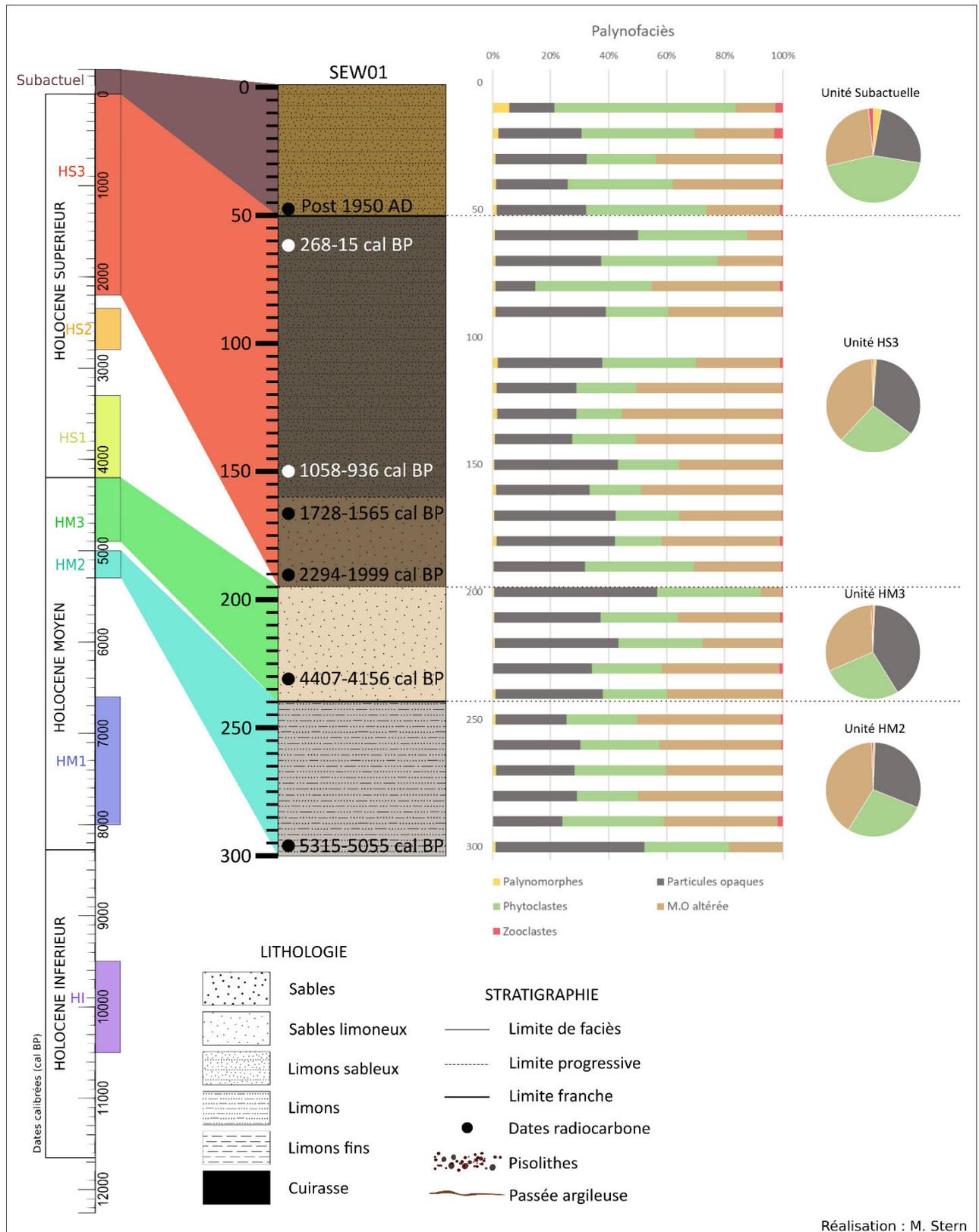


Figure 188. L'étude du palynofaciès dans la carotte SEW01.

4.2. c) Les diatomées

L'analyse exploratoire des diatomées dans la région de Wanar a été effectuée afin d'évaluer leur potentiel d'étude en tant que bioindicateurs. Les analyses, réalisées sur des échantillons provenant du Khour (SAW09, SEW01, SEW03, SAW16), du Bao Bolon (SAW17c, WAR22b) et du marigot du Coude (SAW18a) sont résumées dans la Figure 189. Le site SNG 34, près du Bao Bolon (Figure 52) révèle une abondance de diatomées en surface (638 individus), qui disparaît en profondeur (0 diatomées à 5 cm, à 20 cm et à 50 cm). La conservation des diatomées semble donc difficile dans ce milieu. Les plus anciennes diatomées rencontrées appartiennent à l'unité HM2, elles s'observent dans la section moyenne du Khour (SEW01) mais sont absentes plus à l'amont (SAW09). Le Khour enregistre à nouveau la présence de diatomées au cours de HM3 dans sa section moyenne/aval (SEW01 et SEW03). L'unité suivante, HS1, est relativement riche en diatomées avec 335 diatomées observées dans le marigot du coude (SAW18a) et 72 dans le Bao Bolon (SAW17c). Au milieu du chenal du Bao Bolon, aucune diatomée n'a été observée (WAR22b) pour cette période. D'amont en aval du Khour, très peu de diatomées ont été observées dans les formations associées à HS3. Des diatomées sont présentes dans le marigot du coude (SAW18a), dans le chenal du Bao Bolon (WAR22b) mais pas en rive droite (SAW17c). Enfin, les diatomées sont quasiment absentes dans le Khour et le Bao Bolon pour l'unité Subactuelle.

Unité chronostratigraphique	Localisation générale	Nombre de profils présentant cette unité par rapport à l'ensemble des profils étudiés	Présence de diatomées
Subactuelle (Post-1950 AD)	Khour	7/7	- (SAW09) ; + (SEW01) ; - (SEW03)
	Bao Bolon	13/13	- (SAW17c)
	Coude	5/5	
	Affluents	8/8	
HS3 (2 200 - 0 cal BP)	Khour	7/7	+ (SAW09) ; ++ (SEW01) ; - (SEW03) ; - (SAW16)
	Bao Bolon	12/13	- (SAW17c) ; ++ (WAR22b)
	Coude	5/5	+++ (SAW18a)
HS2 (2 800 - 2 350 cal BP)	Khour	2/7	
	Bao Bolon	0/13	
	Coude	0/5	
HS1 (4 200 - 3 300 cal BP)	Affluents	0/8	
	Khour	0/7	
	Bao Bolon	5/13	+++ (SAW17c) ; - (WAR22b)
	Coude	4/5	++++ (SAW18a)
HM3 (4 900 - 4 200 cal BP)	Affluents	2/8	
	Khour	4/7	- (SAW09) ; ++ (SEW01) ; + (SEW03)
	Bao Bolon	0/13	
HM2 (5 300 - 5 000 cal BP)	Coude	1/5	
	Affluents	0/8	
	Khour	2/7	- (SAW09) ; +++ (SEW01)
HM1 (8 000 - 6 600 cal BP)	Bao Bolon	0/13	
	Coude	0/5	
	Affluents	0/8	
HI (10 500 - 9 500 cal BP)	Khour	0/7	
	Bao Bolon	1/13	
	Coude	1/5	
	Affluents	1/8	
HI (10 500 - 9 500 cal BP)	Khour	1/7	
	Bao Bolon	1/13	
	Coude	0/5	
	Affluents	0/8	

Nombre de diatomées observées par lame en moyenne	Code correspondant
0	-
1 à 10	+
11 à 30	++
31 à 100	+++
100 à 400	++++
Pas d'observations	

Figure 189. L'étude des diatomées dans la région de Wanar.

4.2. d) Les données géochimiques

Le but premier des analyses géochimiques, réalisées dans le Khour (SEW01 et SEW03), le Bao Bolon (WAR22e) et le marigot du Coude (WAR20c) est d'identifier des discontinuités dans les sédiments qui n'auraient pas été perçues en raison de la très forte homogénéité des formations. Les données qui ont permis d'identifier ou de confirmer les discontinuités sédimentaires sont présentées ici. Certains rapports, fréquemment utilisés dans l'étude des sédiments marins ou lacustres, sont proposés mais ils ne fournissent pas d'informations solides quant aux évolutions paléoenvironnementales de notre zone d'étude.

Le rapport Mn/Fe est généralement utilisé pour appréhender les conditions d'oxygénation des milieux lacustres, avec des valeurs élevées associées à des conditions oxydantes et un rapport faible interprété comme un environnement anoxique (Makri *et al.*, 2021). Dans la carotte WAR22e, localisée dans le Bao Bolon, le rapport Mn/Fe enregistre des variations régulières autour d'une moyenne relativement continue sur l'ensemble de la carotte (Figure 190). Le rapport est toutefois légèrement plus faible au cours des deux derniers millénaires, avec une hausse au sommet de l'unité Subactuelle. Dans ce carottage, l'unité HI (630 – 500 cm) laisse apparaître un changement des conditions dans sa deuxième moitié (550 – 500 cm), avec notamment une augmentation des éléments Cl et Ca, associés respectivement à la présence de sel dans les sédiments marins (Hennekam & De Lande, 2012) et de carbonates biogènes (Peterson *et al.*, 2000 ; Bozzano *et al.*, 2002 ; Durand, 2017). Les rapports Ca/Al et Sr/Al, indicateurs de la formation endogène de carbonates en milieu lacustre (Martin-Puertas *et al.*, 2011), affichent également une augmentation dans la seconde moitié de HI. Les rapports Ca/Al et Sr/Al affichent deux autres pics dans la carotte WAR22e, à 240-230 cm dans l'unité HS1 et dans les vingt centimètres superficiels (unité Subactuelle) (Figure 190).

Dans le marigot du Coude (WAR20c), le signal du Fer (Fe) varie pour chaque unité sédimentaire et est le plus élevé dans l'unité HS3 (Figure 191). Les discontinuités entre chaque unité sont également visibles à travers le rapport Mn/Fe, qui affiche les valeurs les plus faibles dans l'unité HS3. Les rapports Ca/Al et Sr/Al, dont les valeurs sont plus élevées dans le marigot du Coude (WAR20c)(Figure 191) que dans le Bao Bolon (WAR22e)(Figure 190), dévoilent des pics dans les mêmes unités sédimentaires (HS1 et Subactuelle) ainsi que dans HM1.

À l'aval du marigot du Khour (SEW03), le signal du fer affiche plus de fluctuations dans l'unité HM3 que dans l'unité HS3, où il apparaît légèrement plus constant (Figure 192). Un changement s'observe à la limite entre HS3 et l'unité Subactuelle, avec une baisse du signal

suivie d'une remontée vers la surface. Ce modèle de courbe se retrouve également dans le rapport Mn/Fe, qui enregistre toutefois un pic à la base de l'unité Subactuelle.

Le Cuivre (Cu), le Plomb (Pb) et le Zinc (Zn) sont trois éléments dont le signal peut être associé aux activités humaines à travers la métallurgie (Cheddadi *et al.*, 2015). Le carottage SEW03, situé à l'aval du Khour dont le bassin versant est anthropisé depuis HS3, présente un signal Cu et Pb relativement constant. Toutefois, la courbe Zn affiche une augmentation marquée au cours de HS3 par rapport à HM3, puis une diminution dans l'unité Subactuelle.

Les discontinuités entre les unités sédimentaires de la carotte SEW01, dans le Khour, s'accompagnent de changements du signal Potassium (K) (Figure 193), à mettre en lien avec les variations de texture du sédiment, les valeurs élevées étant corrélées à la richesse en argiles. L'intensité du K diminue très fortement au passage de l'unité HS3 à l'unité Subactuelle. Les courbes des éléments Fe, Pb et Zn suivent globalement le même modèle. Comme pour la carotte SEW03 (Figure 192), le signal Zn affiche une augmentation dans l'unité HS3 par rapport à HM3, suivi d'une diminution dans l'unité Subactuelle. Toutefois, l'intensité de Zn est également élevée dans l'unité HM2, soit bien avant l'émergence de la métallurgie en Afrique de l'Ouest (Mayor *et al.*, 2005 ; Kienon-Kabore *et al.*, 2019). La courbe Mn/Fe de la carotte SEW01 présente globalement une augmentation entre chaque unité chronostratigraphique.

Les données XRF obtenues sur ces quatre carottages montrent des variations et des discontinuités entre les unités chronostratigraphiques, et révèlent parfois des changements au sein même des unités. Ces observations viennent appuyer et préciser le découpage stratigraphique établi. L'interprétation des valeurs à des fins de reconstitution paléoenvironnementale, telle que fréquemment réalisée lorsqu'il s'agit de carottes marines ou lacustres, reste délicate à réaliser sur les formations sédimentaires fluviales de notre région d'étude.

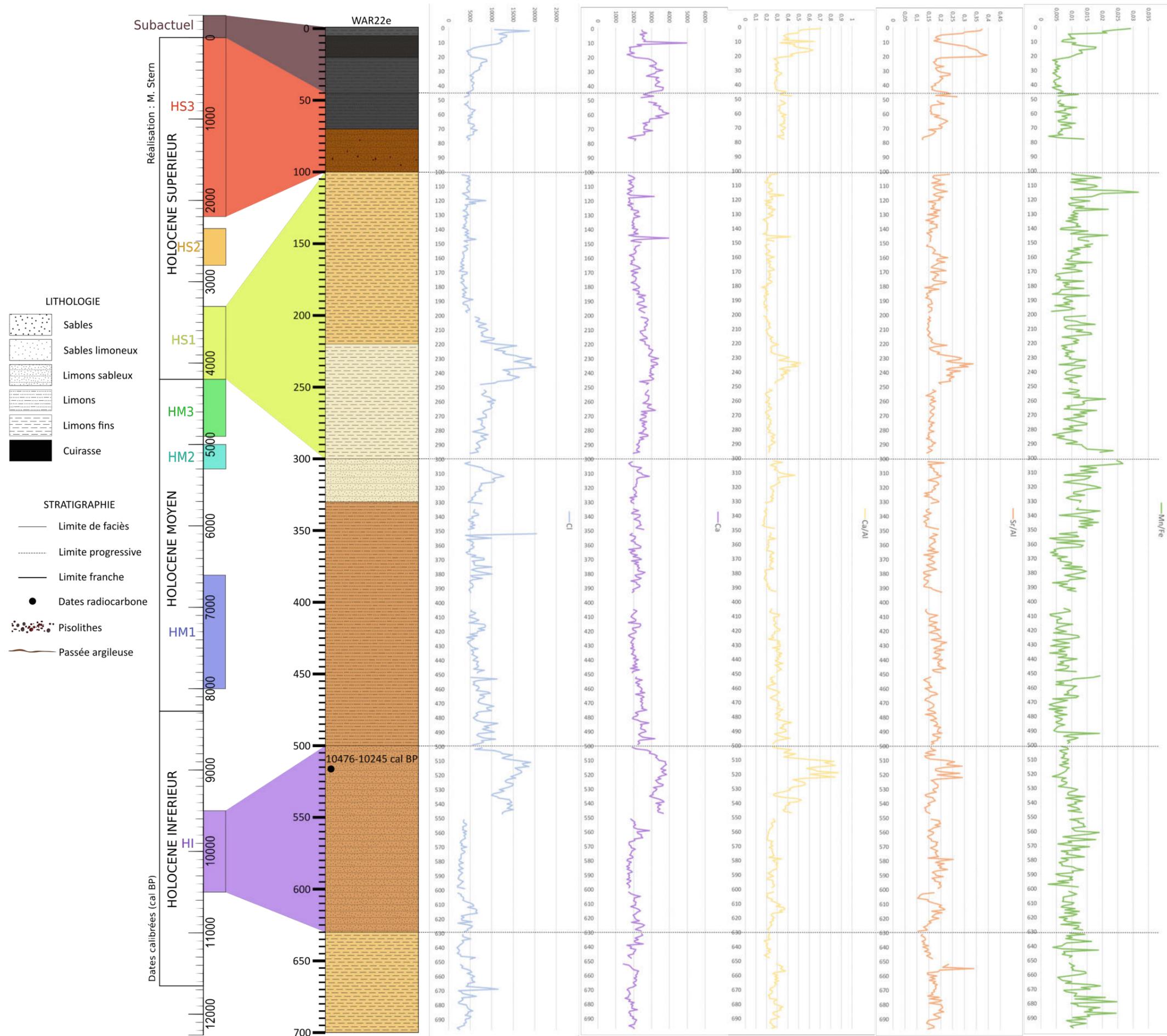


Figure 190. Données XRF de la carotte WAR22e.

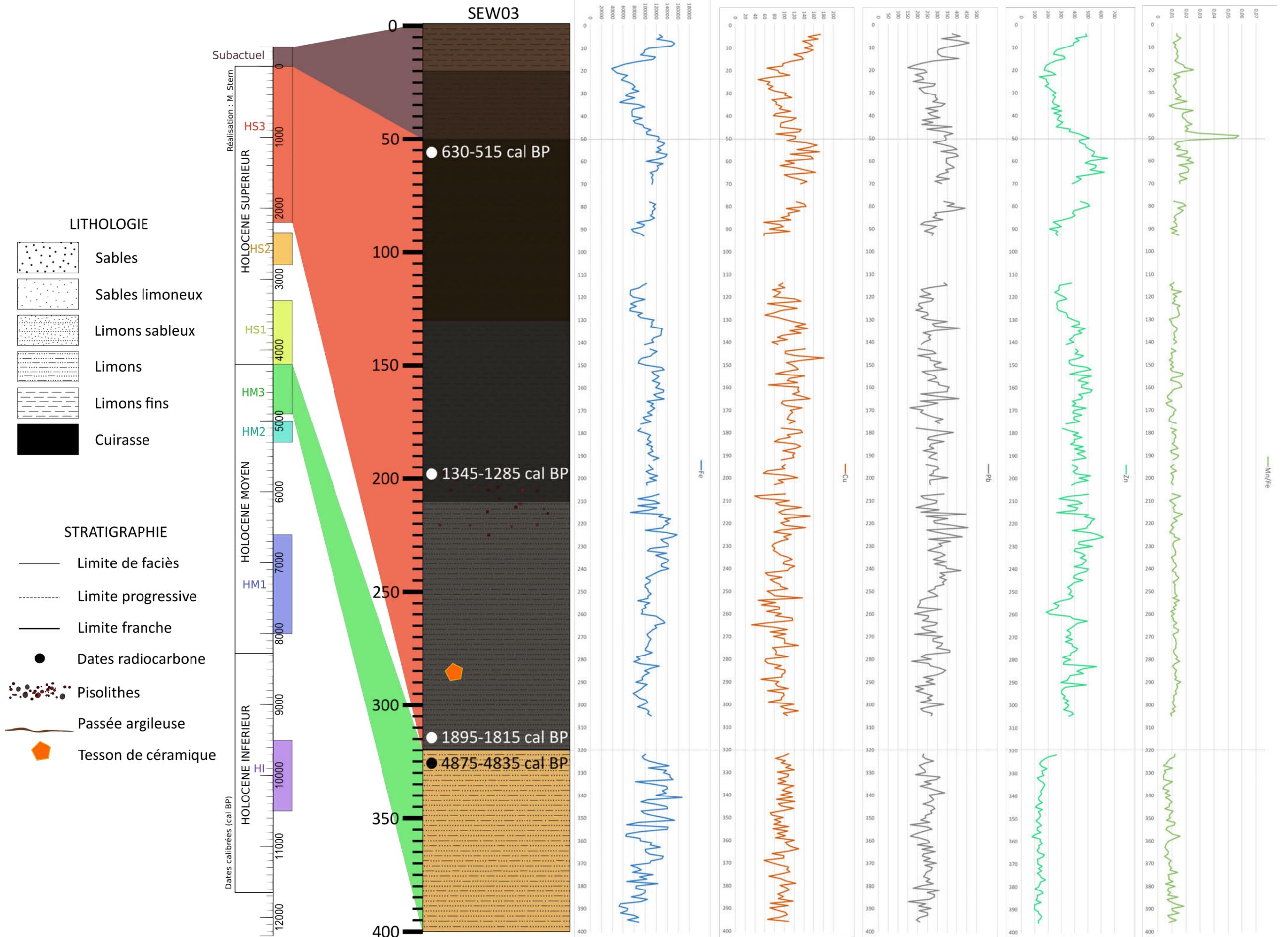


Figure 192. Données XRF de la carotte SEW03.

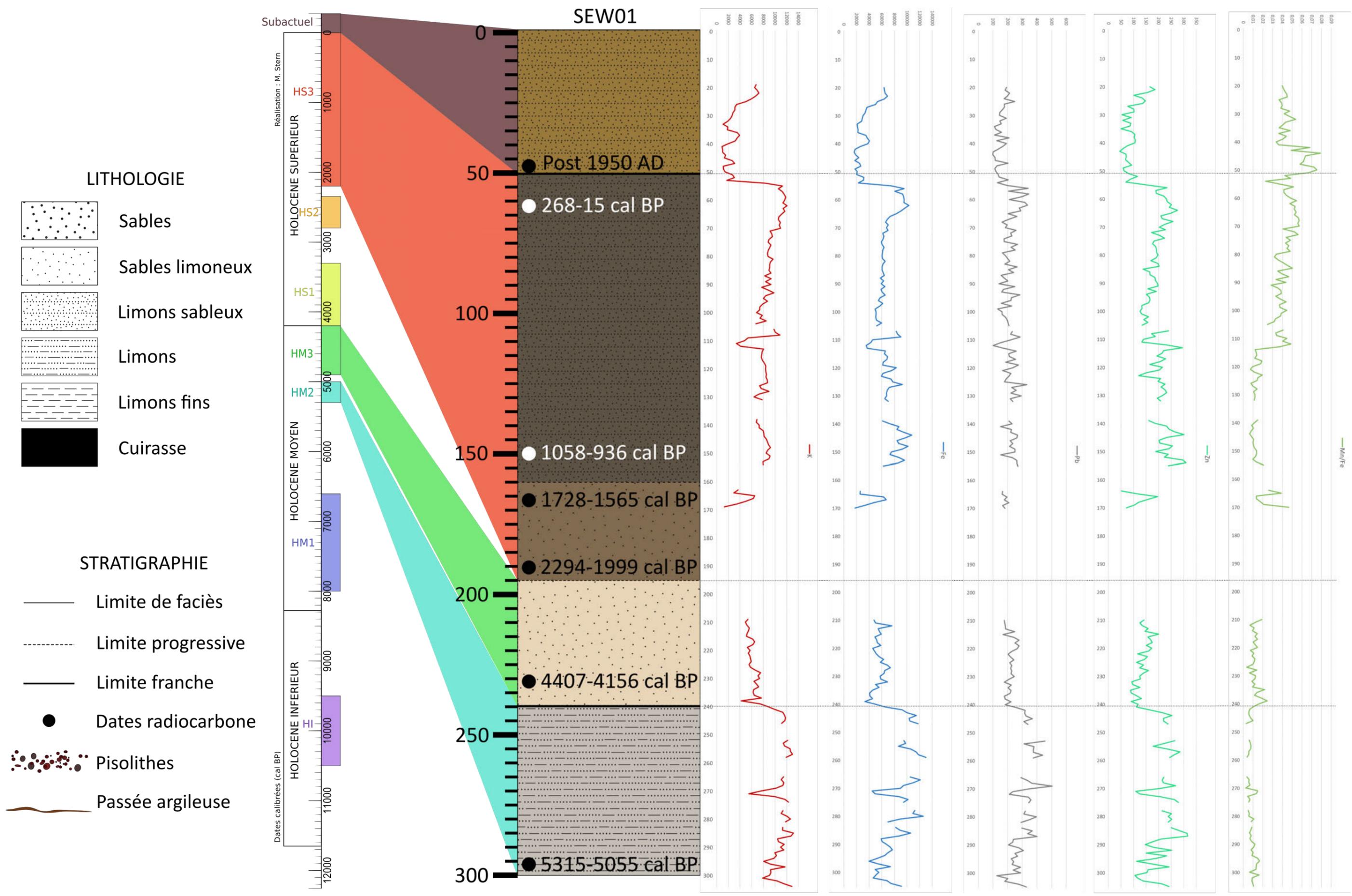


Figure 193. Les données XRF de la carotte SEW01.

L'apport des enregistrements sédimentaires

Les enregistrements sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon révèlent une richesse et une cohérence rare en Afrique de l'Ouest. Les 34 profils étudiés dans les chenaux et bas-fonds permettent d'identifier huit unités chronostratigraphiques holocènes : HI (10 500 – 9 500 cal BP), HM1 (8 000 – 6 600 cal BP), HM2 (5 300 – 5 000 cal BP), HM3 (4 900 – 4 200 cal BP), HS1 (4 200 – 3 300 cal BP), HS2 (2 800 – 2 350 cal BP), HS3 (2 200 – 0 cal BP) et l'unité Subactuelle (Post-1950 AD). Les unités documentant les deux derniers millénaires, HS3 et Subactuelle, sont les seules à avoir été archivées et/ou conservées à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, dans le Bao Bolon et tous ses affluents. L'ensemble des unités chronostratigraphiques et leur analyse en laboratoire permettent d'envisager la reconstitution de l'évolution de la dynamique de l'hydrosystème au cours de l'Holocène.

Troisième partie : La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des variations climatiques et anthropiques.



Le bassin versant du Khour entre Sinthiou Wanar et Mabo (janvier 2019)

La mise en relation des études géomorphologique et sédimentologique permet d'envisager la reconstitution de l'évolution paléo-environnementale et des différentes temporalités de la moyenne vallée du Bao Bolon. Ces premiers travaux sont principalement axés sur l'aspect abiotique du géosystème, mais font également appel à la composante biotique pour comprendre et expliquer les phénomènes observés. La composante anthropique est très mal connue dans la région d'étude, mais son existence est attestée par l'occupation du site mégalithique de Wanar depuis au moins le VII^{ème} siècle AD. En parallèle, les deux derniers millénaires sont marqués par un changement dans les dynamiques hydrosédimentaires de l'ensemble de la région ; en ce sens, ils font l'objet d'une attention particulière, afin de mettre en lumière les interrelations entre les sociétés humaines et leur

milieu. Les interprétations sont confrontées aux recherches menées en Afrique de l'Ouest, de manière à exposer l'évolution de la moyenne vallée du Bao Bolon dans son contexte régional.

Dans le chapitre 5, l'évolution paléo-environnementale de la moyenne vallée du Bao Bolon est discutée selon une échelle de temps longue, du millénaire, où le facteur déterminant est climatique. L'échelle temporelle devient plus fine dans le chapitre 6, l'enregistrement sédimentaire des deux derniers millénaires et les connaissances sur les dynamiques anthropiques permettent une étude plus détaillée, de l'ordre du siècle. L'effet de zoom se poursuit dans la seconde moitié de ce chapitre, l'étude de l'unité Subactuelle permet d'identifier des changements au sein de géosystème à l'échelle de la décennie voire de l'année.

Chapitre 5 : *L'évolution hydroclimatique de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des variations climatiques et anthropiques* p. 305

Chapitre 6 : *Les deux derniers millénaires, l'évolution d'un paysage anthropisé* p. 323

Chapitre 5 : L'évolution hydroclimatique de la moyenne vallée du Bao Bolon dans son contexte régional

La moyenne vallée du Bao Bolon a enregistré différentes étapes de son évolution, identifiées sur les interfluves et les versants, et à plus haute résolution dans les bas-fonds. Ces étapes témoignent de changements du modelé des versants, des dynamiques d'écoulement du Bao Bolon et des marigots, du niveau de la nappe phréatique et de la mer, ou encore de la densité de la couverture végétale, en réponse aux changements climatiques jusqu'aux deux derniers millénaires.

1. La moyenne vallée du Bao Bolon avant l'Holocène

L'étude géomorphologique (Chapitre 3) permet de mettre en lumière certaines étapes majeures de la genèse des paysages de la moyenne vallée du Bao Bolon. En particulier, les différents niveaux de cuirasses ferrugineuses et les formations éoliennes cartographiés dans la Figure 66 renseignent sur l'évolution pré-Holocène de la zone d'étude.

1.1. Le cuirassement depuis le Tertiaire

Les carrières de cuirasse authigènes permettent d'identifier les premières étapes de la genèse des paysages géomorphologiques qui caractérisent aujourd'hui la moyenne vallée du Bao Bolon. Le grès argileux du Continental Terminal aurait été soumis à une importante altération latéritique à la fin du Tertiaire (Michel, 1973). Sous un climat relativement chaud et humide, la percolation de l'eau à travers les profils génère une migration des constituants par lessivage et amène à la formation d'horizons d'accumulation de fer. Trois horizons caractéristiques sont visibles dans la coupe SBB01c (Figure 88), à savoir l'horizon tacheté, la carapace et la cuirasse. Ces trois horizons se sont développés dans la zone de battement de la nappe (Tardy, 1993). Par la suite, un assèchement du climat et un abaissement du niveau de la nappe amènent probablement les horizons d'accumulation ferrugineuse à s'indurer davantage (Petit, 1990). Les horizons supérieurs sont progressivement érodés, mettant ainsi à affleurement les niveaux cuirassés. Les cuirasses authigènes cartographiées correspondent aux plus anciens niveaux de cuirasses de la zone, à une altitude allant de 30 à 45 m. Ces cuirasses sont ainsi les vestiges d'une topographie ancienne, anté-quaternaire, où le niveau de la nappe culminait à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du niveau actuel. La mise à affleurement de ces formations joue alors un rôle capital dans la trajectoire géomorphologique de la région.

Ces cuirasses authigènes, points hauts du relief, commandent les dynamiques de versant et orientent leur morphogénèse.

Ces affleurements de cuirasses ont été soumis à l'érosion, comme en témoigne la présence d'un dépôt colluvio-alluvial pisolithique meuble dans la coupe SBB01c (Figure 88) venu combler certaines dépressions de cette paléotopographie cuirassée. Les cuirasses en positions sommitales ont pu être fortement érodées, ce qui pourrait expliquer l'absence de cuirasse indurée dans le profil SBB01b, à 33 m d'altitude (Figure 89). Le démantèlement de cet horizon induré, aujourd'hui disparu, peut être la source du dépôt colluvio-alluvial pisolithique observé à l'aval, dans la coupe SBB01c (31 m d'altitude) (Figure 88).

Les cuirasses allogènes 1, à l'affleurement ou enfouies et visibles dans les carrières, marquent un second pallier de cuirassement autour de 20 – 30 m d'altitude. Ces niveaux seraient également anciens, pré-holocènes, et témoignent d'une ou de plusieurs phases au cours desquelles la nappe se positionnait aux alentours de 20 – 30 m d'altitude, survenues après la phase de cuirassement du Tertiaire à l'origine de la formation des cuirasses authigènes.

Le dernier niveau de cuirasses, allogène 2, autour de 5 m d'altitude, interroge davantage sur sa position dans la chronologie. Le plus souvent, ces cuirasses délimitent aujourd'hui les bas-fonds et les berges, avec une position proche de l'actuelle zone de battement de nappe. Ce troisième niveau cuirassé matérialise une phase de cuirassement plus récente que celles à l'origine de la formation des cuirasses authigènes et allogènes 1, mais certainement plus ancienne que la mise en place de l'hydrographie actuelle. C'est ce que suggère l'érosion des marigots qui dévoile ces formations cuirassées, parallèles au tracé du Bao Bolon mais perpendiculaires aux ravinements (Figure 92), ou encore la forme de la cuirasse qui contraint l'écoulement du marigot du Coude (Figure 93).

1.2. L'épandage éolien au cours de l'Ogolien (23 000 – 15 000 BP)

Un épandage éolien de grande ampleur est venu recouvrir ce paysage cuirassé. Cet épisode est à rattacher à l'extension vers le Sud des formations dunaires sahariennes au cours de l'Ogolien, entre 23 000 et 15 000 BP (stade isotopique 2). Les dépôts éoliens sont venus ennoyer le bassin versant du Khour et au moins une grande partie du bassin du Bao Bolon (Figure 194), comme le montrent les dépôts d'origine éolienne observés en morphoscopie dans la coupe WAR22b. Au cours de cette période, le paysage est désertique, la végétation est rare et l'hydrographie très peu développée.

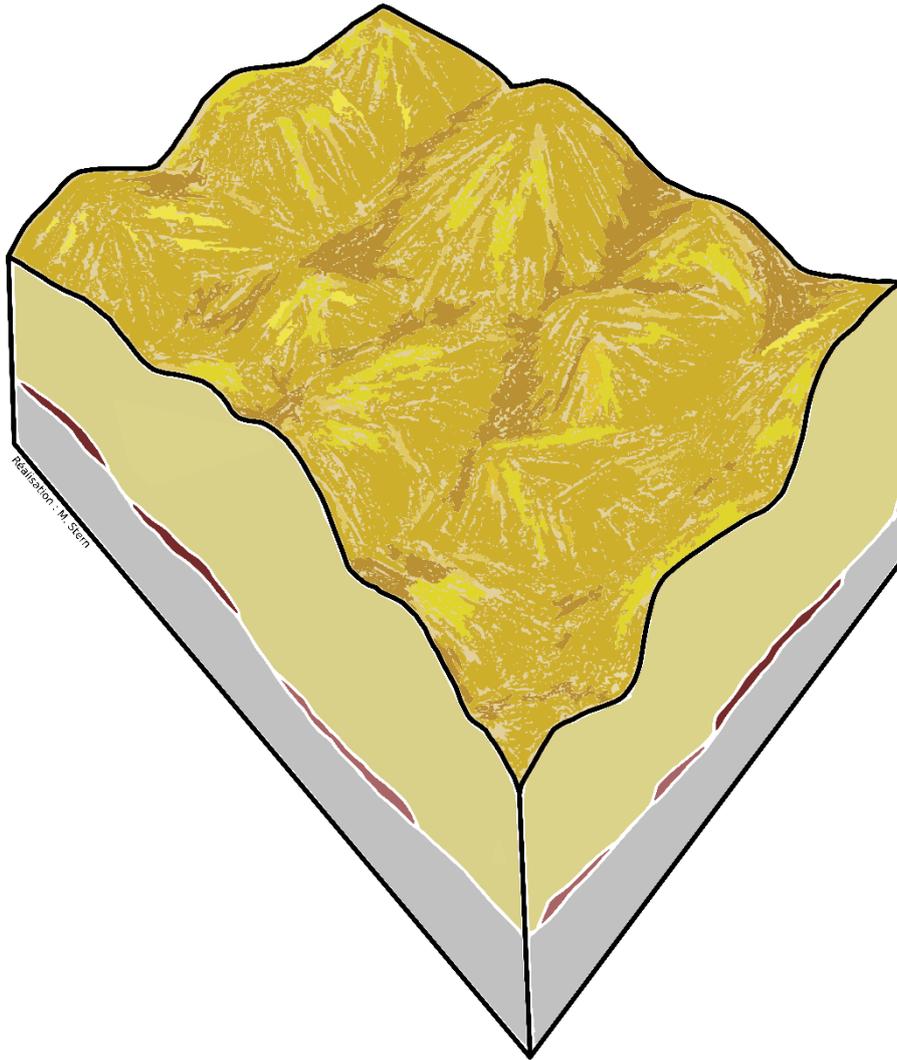


Figure 194. La moyenne vallée du Bao Bolon à l'Ogolien (23 000 - 15 000 cal BP), pendant le Dernier Maximum Glaciaire : le paysage est dunaire, désertique, le réseau hydrographique est très peu développé.

Ces formations éoliennes ont par la suite été prises en charge par les eaux de ruissellement en nappe, puis évacuées et en partie sédimentées dans les vallées au cours de l'Holocène. Toutefois, entre le Bao Bolon et le Saloum, une partie des formations éoliennes datant de l'Ogolien a été relativement bien préservée de l'érosion, affichant encore aujourd'hui un modelé dunaire (Figure 66). Le maintien de ce modelé est certainement lié à l'absence d'un réseau hydrographique développé dans cette bande où l'altitude est la plus élevée. À plus basse altitude en direction du Bao Bolon, le chevelu se densifie, les écoulements sont plus importants, ce qui aurait favorisé l'évacuation d'une grande partie des dépôts éoliens des versants, qui s'organisent alors en glacis. Aujourd'hui, l'absence de formations éoliennes en rive gauche du Bao Bolon s'explique soit par le fait que ce tronçon du Bao Bolon correspond à la limite méridionale de l'extension des formations dunaires ogoliennes, soit par l'érosion et l'évacuation quasiment totale, au cours de l'Holocène, des formations dunaires présentes sur cette portion du bassin du Bao Bolon. Cette seconde hypothèse semble se vérifier au regard

de l'important développement du réseau hydrographique en rive gauche du Bao Bolon, drainant les espaces localisés plus au sud, plus proche du domaine guinéen actuel où les précipitations sont plus abondantes. Cette purge complète des dépôts éoliens par le réseau hydrographique a également pu être favorisée par une épaisseur des dépôts de moins en moins importante vers le Sud. Une combinaison des deux processus est très probable, la moyenne vallée du Bao Bolon étant alors située à l'interface entre l'extension du Sahara venant du nord et les influences plus humides du sud.

L'Ogolien se termine par le renforcement et la remontée très au nord du front de mousson, associés à l'augmentation des précipitations hivernales en région méditerranéenne et au nord du Sahara (Cheddadi *et al.*, 2021). Ces conditions favorisent notamment l'installation d'une végétation pérenne au Sahara au cours de la Période Humide Africaine (deMenocal *et al.*, 2000-b ; Cheddadi *et al.*, 2021). L'augmentation des précipitations permet le développement du réseau hydrographique dans la région d'étude, qui va façonner les paysages au cours de l'Holocène et archiver en partie les différentes étapes de cette évolution.

2. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène

La confrontation des résultats avec les recherches menées en Afrique de l'Ouest permet d'appréhender l'évolution des paysages de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène. La situation du Bao Bolon, à très basse altitude, rend son évolution hydrosédimentaire particulièrement sensible aux fluctuations du niveau de la mer. Celles-ci sont présentées à l'échelle globale (Milliman & Emery, 1968) puis à plus haute résolution à l'échelle régionale (Barusseau *et al.*, 1989) (Figure 195). L'Holocène Inférieur et la première moitié de l'Holocène Moyen (HI et HM1) s'inscrivent dans la Période Humide Africaine, notamment illustrée par les hauts niveaux du Méga Lac Tchad (Armitage *et al.*, 2015). La comparaison avec cette étude révèle une étonnante concordance entre les unités HI et HM1 et les baisses du niveau du Méga-Lac Tchad (Figure 195), interprétées comme des épisodes de sécheresses (Armitage *et al.*, 2015). La fin de l'Holocène Moyen s'inscrit dans la fin de la Période Humide Africaine, avec toutefois un retour à des conditions plus humides au début de l'Holocène Supérieur, identifié dans les dépôts du Yamé au Mali (Garnier & Lespez, 2019). Au cours des deux derniers Millénaires, la basse vallée du Yamé enregistre une aggradation sédimentaire, associée à une réactivation hydrologique, à la suite d'un épisode d'incision généralisé entre 2 350 et 1 700 cal BP (Garnier *et al.*, 2015 ; Garnier & Lespez, 2019). Ces épisodes entrent en résonance avec ceux identifiés dans la moyenne vallée du Bao Bolon,

qui enregistre une phase d'érosion des dépôts suivie d'une aggradation généralisée au cours de HS3 (Figure 195). Cette période nécessite une attention particulière, puisqu'elle correspond à l'utilisation des sites mégalithiques édifiés dans la région de Wanar. La nature des relations entre les activités anthropiques et les dynamiques hydrosédimentaires mérite d'être approfondie, et en particulier depuis les années 1950, période qui correspond à un changement des pratiques agricoles et à leur intensification, dans un contexte d'érosion majeure des versants (Unité Subactuelle).

2.1. Holocène Inférieur

2.1. a) Unité HI (10 500 – 9 500 cal BP)

Cette unité est actuellement reconnue à l'amont du bassin versant du Khour, dans le site SAW22a, et dans le Bao Bolon, dans le carottage WAR22e. Elle constitue le point de départ local de la séquence holocène, et fait suite au dépôt, non daté, de la formation composée de limons fins dans le Bao Bolon, à la base de WAR22e. L'unité HI identifie une phase de sédimentation limono-sableuse, très homogène et sans éléments grossiers, associée à un écoulement légèrement plus dynamique dans le Bao Bolon qu'à l'amont du Khour. Ces enregistrements témoignent d'un remaniement des épaisses formations éoliennes présentes sur les versants, qui recouvrent encore entièrement les niveaux cuirassés.

Le début de l'Holocène est marqué par l'augmentation des précipitations et des dynamiques hydrologiques, qui tranchent avec les conditions hyperarides de l'Ogolien. Dans ce contexte, l'unité HI correspond à une phase où les couvertures végétales et pédologiques des dunes ogoliennes sont probablement peu développées malgré un climat relativement humide (Waller *et al.*, 2007 ; Neumann *et al.*, 2009). Ces conditions favorisent leur érosion et le dépôt des sédiments dans les cours d'eau lors des périodes de décrue, comme à l'amont du Khour et dans le Bao Bolon. Le niveau marin, qui à la fin de l'Ogolien a connu une baisse de 130 m par rapport au niveau actuel, remonte pendant l'Holocène et évolue globalement entre – 70 et – 50 m au cours de HI (Milliman & Emery, 1968). Le Bao Bolon fonctionnait alors comme un cours d'eau continental, déconnecté de l'influence marine (Figure 196).

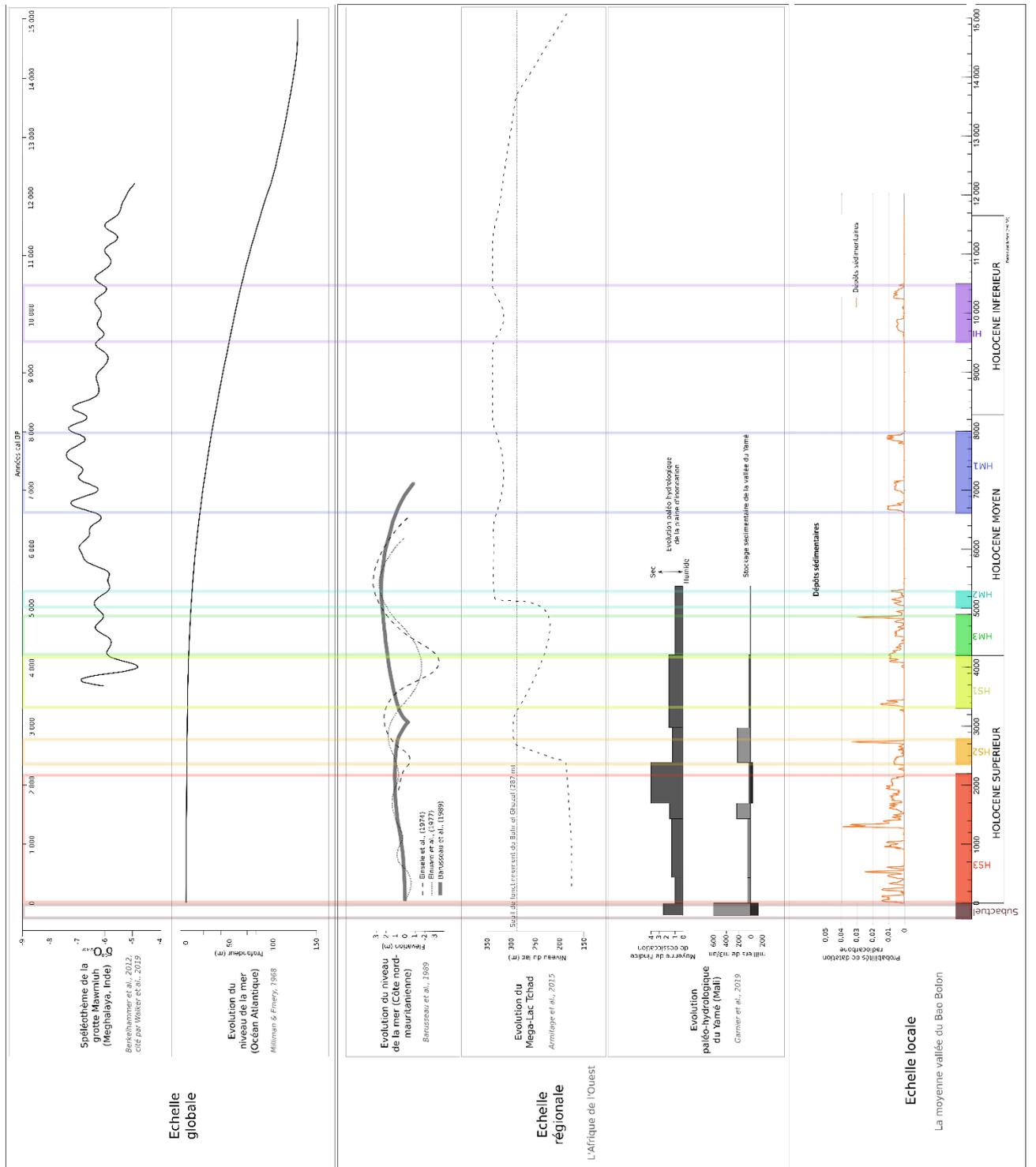


Figure 195. Comparaison de la chronostratigraphie de la moyenne vallée du Bao Bolon avec les données d'évolution climatiques et du niveau de la mer aux échelles globale et régionale.

L'unité HI semble avoir enregistré des changements des conditions climatiques, comme en témoignent les analyses XRF qui affichent une augmentation des éléments Ca, Cl et des rapports Ca/Al et Sr/Al au sommet de l'unité dans le Bao Bolon, daté de 10 476 – 10 245 cal BP. Ces résultats peuvent être interprétés comme une augmentation de la salinité, sous l'effet d'une augmentation de l'évaporation et d'un affaiblissement de l'écoulement, qui pourraient être associés à une période plus sèche.

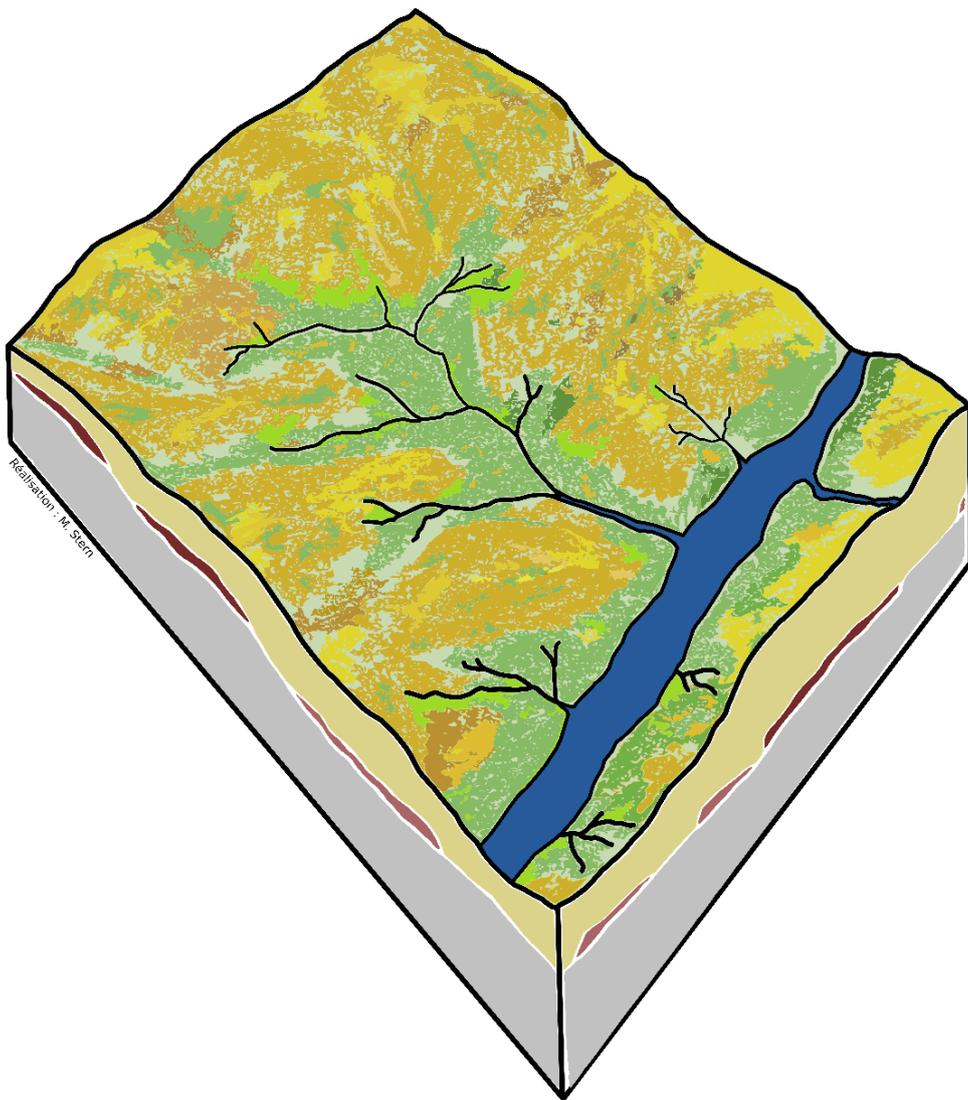


Figure 196. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HI (10 500 cal BP - 9 500 cal BP) : le climat est humide, les formations dunaires où les couvertures végétales et pédologiques sont peu développées sont soumises à l'érosion ; le Bao Bolon fonctionne comme un cours d'eau continental, déconnecté de l'influence marine.

Aucune datation ne témoigne dans la région d'étude de la fin de l'Holocène Inférieur correspondant en Afrique de l'Ouest au début de la Période humide Africaine (Gasse, 2000 ; Salzmann et al., 2002 ; Lézine et al., 2005 ; Lespez et al., 2011). Il est probable que cette tranche de temps soit assez mal représentée dans nos archives sédimentaires en raison de phases érosives postérieures. Il est notamment établi à l'échelle régionale que plusieurs phases d'incision ont marqué la première moitié de l'Holocène, dont la principale correspond à une période aride entre 9 000 et 8 000 cal BP (Gasse, 2000 ; Weldeab et al., 2005, 2011 ; Shanahan et al., 2006 ; Lespez et al., 2008, 2011). À cette période, le niveau marin se situe à plusieurs dizaines de mètres sous le niveau actuel, ce qui favorise l'évacuation de grandes quantités de sédiments vers la Gambie puis l'océan.

2.2. Holocène Moyen

2.2. a) Unité HM1 (8 000 – 6 600 cal BP)

Le début de l'Holocène Moyen est documenté par l'unité HM1 qui s'inscrit dans le contexte de la Période Humide Africaine.

L'évènement à 8 200 cal BP, associé à un épisode de sécheresse en Afrique de l'Ouest par certains auteurs (Talbot *et al.*, 1984 ; Gasse, 2000 ; Armitage *et al.*, 2015), a pu affecter de la même manière la moyenne vallée du Bao Bolon. La diminution des précipitations aurait fragilisé les couvertures végétales, laissant des versants très vulnérables à l'érosion lors de la reprise ultérieure des précipitations. L'acmé de la Période Humide Africaine, identifiée à 7 790 – 6 790 cal BP par Garnier (2013) dans les dépôts du Yamé au Mali, se traduit dans la moyenne vallée du Bao Bolon par un important remaniement des formations dunaires des versants et une aggradation sédimentaire dans les fonds de vallée des marigots.

Dans le bassin versant du Khour, au sein des formations éoliennes remaniées, les limons sableux bien classés de la coupe SBB01c (105 – 15 cm) (Figure 96) suggèrent le remaniement des dépôts éoliens sous l'effet d'un ruissellement en nappe et l'archivage des particules sédimentaires dans les creux interdunaires, parfois en recouvrement des cuirasses affleurantes comme c'est le cas ici. Ce dépôt évoque le déploiement du réseau hydrographique du Khour, qui drainait alors des espaces plus vastes qu'aujourd'hui. Le chenal principal du Khour devait également être plus large, comme le suggèrent les formations alluviales, peut-être associées à HM1, venues tronquer puis recouvrir les formations éoliennes sous-jacentes, dans le profil SBB43b (Figure 118) à la limite entre le bas-fond et les formations éoliennes remaniées. L'important remaniement des formations éoliennes au Sud du Bao

Bolon se vérifie au regard des archives sédimentaires du marigot du coude, qui témoignent d'une phase de sédimentation au cours de HM1, également limono-sableuse et bien classée.

L'érosion des versants atteint même les niveaux cuirassés, qui se retrouvent à l'affleurement et fournissent du matériel pisolithique qui transite jusqu'aux cours d'eau. À cette période, le Bao Bolon connaît une dynamique d'écoulement relativement active, rythmée par une alternance de crues qui évacuent une partie des sédiments apportés par les marigots, et de décrues à l'origine des dépôts laminés et pisolithiques à la base du carottage WAR22b. Le Bao Bolon s'écoule alors dans un chenal plus large, comme en témoigne le dépôt relativement similaire, pisolithique, observé dans le site WAR24, aujourd'hui affluent de rive gauche. L'unité HM1 correspond à la période où la dynamique générale d'écoulement est la plus active de tout l'Holocène (Figure 197).

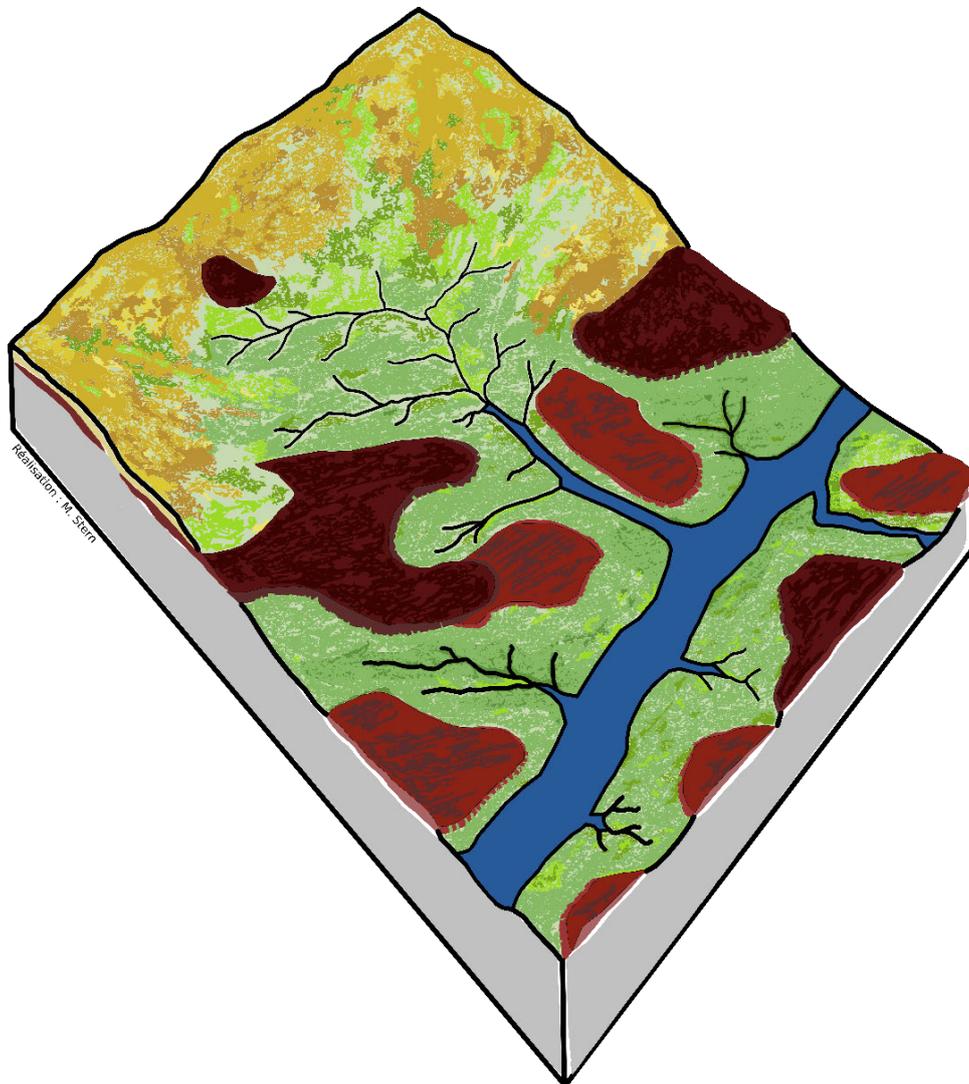


Figure 197. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM1 (8 000 – 6 600 cal BP) : À la suite d'un probable épisode de sécheresse, les précipitations abondantes entraînent l'érosion des versants jusqu'à mettre les niveaux cuirassés enfouis à l'affleurement ; les réseaux hydrographiques se déploient, les chenaux s'élargissent, la dynamique d'écoulement est la plus importante de tout l'Holocène.

2.2. b) Unité HM2 (5 300 – 5 000 cal BP)

La seconde moitié de l'Holocène Moyen est assez mal documentée. Il n'en subsiste que quelques témoignages mal corrélés entre eux. L'unité HM2 n'a été identifiée que dans le cours moyen du marigot du Khour (SAW09, SEW01). Dans ces deux sites, elle est associée à un dépôt qui présente une proportion significative d'argiles, qui témoigne de conditions de sédimentation calmes de mares en fond de vallée ou dans une plaine alluviale en décrue. Ces conditions favorisent la conservation du carbone organique, en particulier dans SEW01. La présence de diatomées dans le cours moyen du Khour (SEW01) peut suggérer le maintien de zones inondées même en saison sèche (Figure 198). Par sa datation, cette phase peut être corrélée à la fin de la Période Humide Africaine, postérieurement à l'optimum humide (Gasse, 2000 ; Lézine *et al.*, 2005 ; Maley, 2010 ; Shanahan *et al.*, 2015 ; Maley & Vernet, 2015).

Aucune formation à l'aval ou dans le Bao Bolon n'a été datée pour la période HM2. Cette unité peut toutefois avoir été enregistrée dans le carottage WAR22e du Bao Bolon (Figure 175). Les interprétations de Barusseau *et al.* (1989) rejoignent celles de Einsele *et al.* (1974) et de Elouard *et al.* (1977) quant à l'élévation de plusieurs mètres du niveau marin au cours de HM2 et du millénaire précédent cette unité (Figure 195). En ce sens, il se pourrait que ces zones de très basse altitude aient été submergées par la mer, le Bao Bolon prenant alors l'aspect d'une ria (Figure 198).

2.2. a) Unité HM3 (4 900 – 4 200 cal BP)

La Période Humide Africaine se termine par une tendance générale à l'assèchement, dont les dynamiques diffèrent à l'échelle régionale. Dans la région de Wanar, cet assèchement progressif a pu fragiliser la couverture végétale développée dans le Khour au cours des périodes précédentes, et mettre en place un écoulement plus dynamique et concentré. Cette modification de la dynamique fluviale expliquerait l'érosion des dépôts du Khour identifiée à 4 900 cal BP dans la section moyenne du marigot (sites SAW09 et SEW01).

La fin de l'Holocène Moyen est représentée de façon contrastée dans les archives sédimentaires du Khour et du marigot du Coude. Dans chacun des profils, l'unité HM3 n'est que partiellement représentée et doit comporter des lacunes, qui ne peuvent s'expliquer par une absence de sédimentation comme en témoignent les stocks sédimentaires mobilisés à l'amont du Khour et déposés à l'aval. Cette remobilisation du matériel sédimentaire favorise son oxygénation et donc la dégradation de la matière organique. Une zone marécageuse est maintenue à l'aval du marigot, qui a pu permettre le développement et la conservation de diatomées (Figure 199).

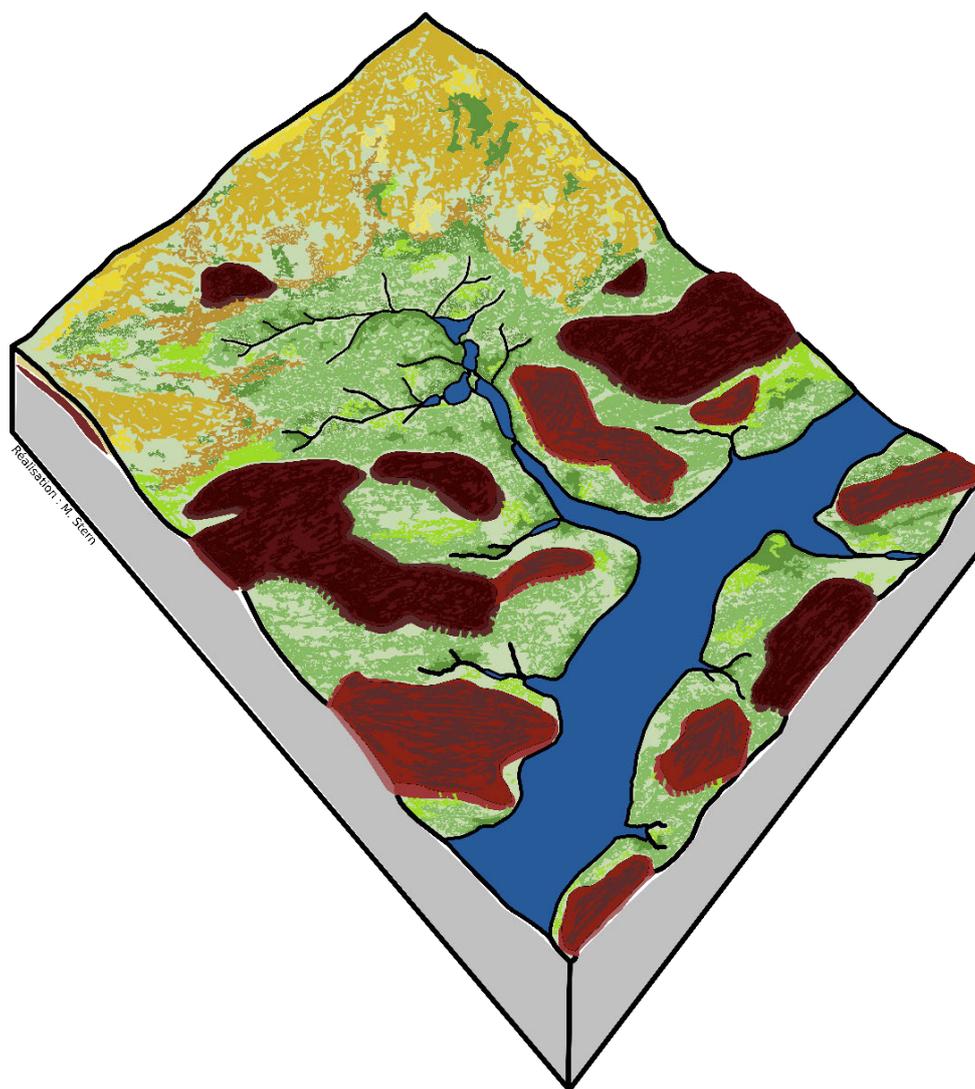


Figure 198. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM2 (5 300 - 5 000 cal BP) : Fin de la Période Humide Africaine, les dynamiques d'écoulement sont faibles mais les chenaux restent en eau sous l'effet d'une élévation de quelques mètres du niveau de la mer.

Dans le Bao Bolon, aucune datation n'a permis de rattacher une formation à l'unité HM3. Dans le carottage WAR22b, le hiatus d'environ 2 500 ans encadré par les datations de 6 785 – 6 655 cal BP et 4 245 – 4 009 cal BP témoigne d'une absence de sédimentation ou d'une phase d'érosion qui pourrait être associée à l'incision identifiée dans le Khour à 4 900 cal BP. Dans les deux cas, ce hiatus suggère le rétrécissement du chenal du Bao Bolon, à mettre en lien avec la baisse du niveau marin, de quelques mètres sous le niveau actuel selon certains auteurs (Barusseau *et al.*, 1989).

Les épaisses formations de sables blancs identifiées à la base de nombreux carottages du Bao Bolon (SBB53, SBB52, SAW17a, SAW17b, SAW17c, SAW17d, WAR22a et SAW17e), non datées, sont peut-être liées aux conditions particulières de HM3. L'abaissement du niveau marin a pu favoriser l'infiltration des eaux de pluie, entraînant ainsi le lessivage des argiles, à l'origine de la formation des horizons caractéristiques de sables blancs parcourus de passées argileuses, tels que décrits dans le Chapitre 3.

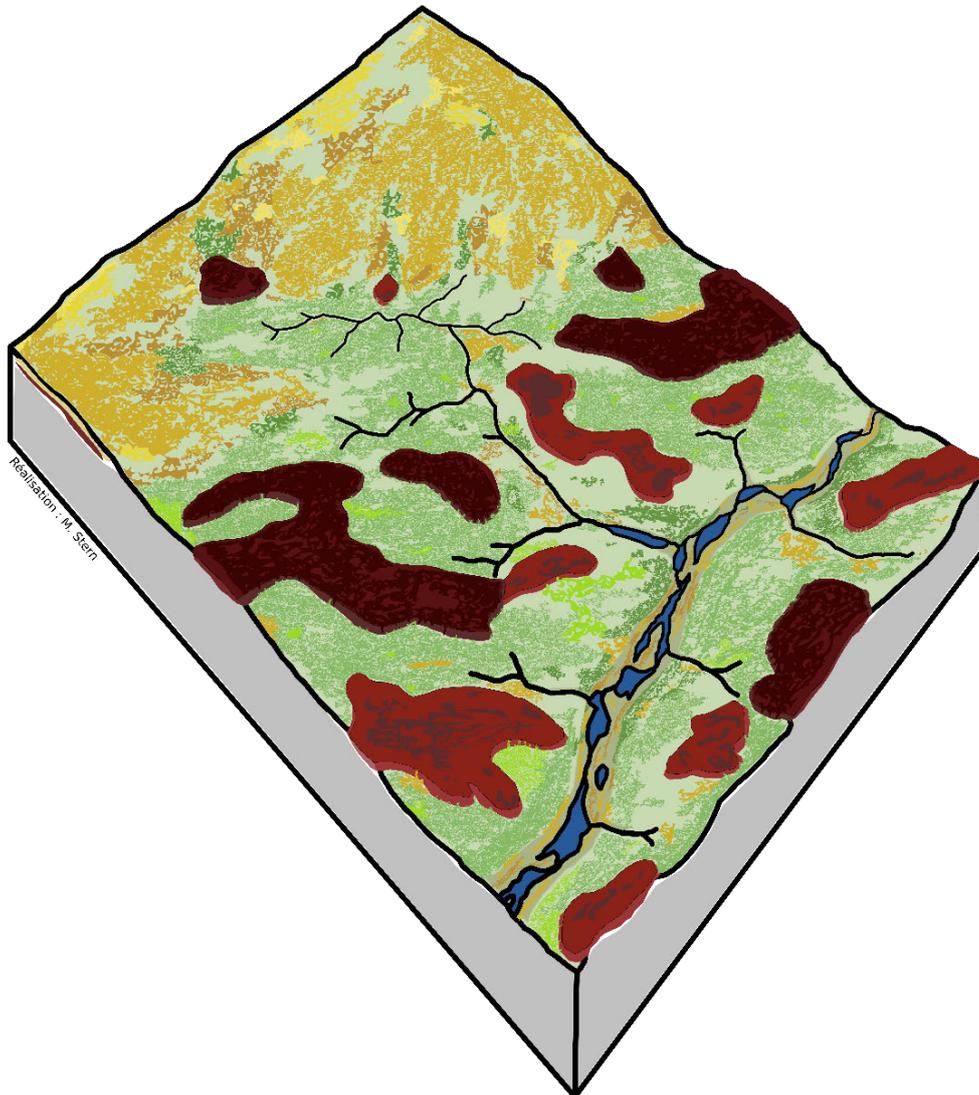


Figure 199. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM3 (4 900 – 4 200 cal BP) : À la suite d'une phase érosive identifiée à 4 900 cal BP dans le Khour, la sédimentation reprend dans ce marigot ainsi que dans le Coude, mais de manière discontinue et lacunaire. Le niveau de la mer s'abaisse de quelques mètres, aucune unité sédimentaire rattachée à HM3 n'est identifiée dans le Bao Bolon ; son chenal d'écoulement s'est fortement rétréci, divaguant entre des zones marécageuses comme à l'aval du Khour. L'abaissement du niveau de la mer a pu favoriser le lessivage des argiles dans les dépôts antérieurs du Bao Bolon, amenant à la formation des horizons lessivés à la base de nombreux profils.

2.3. Holocène Supérieur

2.3. a) Unité HS1 (4 200 – 3 300 cal BP)

Les dynamiques hydrosédimentaires du bassin versant du Khour sont essentiellement marquées par des processus d'érosion à la fin de l'Holocène Moyen et au début de l'Holocène Supérieur. Les sites étudiés dans le Khour présentent un hiatus pour la période comprise entre 4 200 et 2 800 cal BP, associé à une ou plusieurs phases érosives. Dans le Bao Bolon et le marigot du coude, l'aggradation sédimentaire s'est au contraire poursuivie pendant cette période. Au début de HS1, le niveau de la mer se situe à 2 – 3 m en-dessous du niveau actuel selon certains auteurs, avant de remonter progressivement de quelques mètres au cours de cette même période (Barusseau *et al.*, 1989). Le Bao Bolon et le marigot du coude étaient donc en eau au cours de HS1, comme le confirme la relative abondance de diatomées conservées dans ces formations sédimentaires.

Pour mettre en relation ces différents processus avec les connaissances paléoclimatiques en Afrique de l'Ouest, il faut notamment prendre en compte les échelles locales ou plus régionales des événements identifiés. Pour deMenocal *et al.* (2000-b), la Période Humide Africaine prend fin dès 5 500 cal BP, avec une réponse rapide des couvertures végétales au Sahara. Cette date peut cependant être progressivement plus tardive vers le Sahel et le Soudan et la transition de la Période Humide Africaine vers la phase d'aridification s'affirme par l'intensification d'une tendance générale dont les amplitudes régionales diffèrent, plutôt que par un événement abrupt. Par exemple, Collins *et al.* (2017) situent cette diminution des précipitations entre 5 800 et 4 800 cal BP, alors que Lézine *et al.* (2011) identifient un minimum des surfaces en eau au Sahara et Sahel vers 4 500 cal BP. Enfin, entre 4 200 et 4 000 cal BP, de très nombreuses données convergent pour reconnaître un véritable pic d'aridité sur toute l'Afrique sahélienne et soudanienne, à partir duquel on ne revient plus aux conditions d'humidité antérieures (Gasse, 2000 ; Maley, 2010 ; Lespez *et al.*, 2011 ; Shanahan *et al.*, 2015). À l'échelle de notre région, les études de Bouimetarhan *et al.* (2009) sur les enregistrements polliniques et de Dinoflagellés au large de l'embouchure du Sénégal suggèrent une longue période aride entre 4 000 et 2 900 cal BP. L'intervalle 3 010 – 2 750 cal BP aurait même connu des conditions de sécheresse particulièrement marquées (Nizou *et al.*, 2011). Il est donc très probable que ces périodes d'aridification, ou au moins d'instabilité climatique, expliquent l'importante lacune sédimentaire observée dans la vallée du Khour, entre 4 200 et 2 800 cal BP.

Garnier *et al.* (2015) ont émis l'hypothèse que l'action de crues violentes et sporadiques, en contexte de sécheresse favorisant le ruissellement hortonien sur des versants dénudés, peut être à l'origine de l'incision des fonds de vallée. Dans ce contexte, les flux liquides plus importants que les flux solides dans le bassin versant du Khour auraient provoqué son incision, entraînant alors un charriage de sédiments vers l'aval. Les apports solides à l'aval dominant alors les flux liquides, et le Bao Bolon, en eau à cette période, est sujet à l'aggradation (Figure 200). Les données géochimiques du Bao Bolon affichent une augmentation de Cl au cours de HS1, qui pourrait être associée à une augmentation de la salinité sous l'effet d'une forte évaporation, dans un contexte de sécheresse. Ces conditions favorisent effectivement l'érosion des versants, avec toutefois un écoulement restreint des marigots, comme en témoigne les pisolithes présentes uniquement à proximité directe des affleurements cuirassés (WAR20a, WAR23).

2.3. b) Unité HS2 (2 800 – 2 350 cal BP)

Après ces importantes phases érosives dans le chenal du Khour, l'aggradation sédimentaire reprend à partir de 2 800 cal BP, documentée dans la partie amont du marigot (SAW22a et SAW09). Le niveau de la mer avoisine le niveau actuel, voire est légèrement supérieur (Barusseau *et al.*, 1989) (Figure 201). Cette reprise de la sédimentation fluviale s'inscrit assez bien dans un schéma régional de retour relatif à l'humidité, ou du moins à l'écoulement des cours d'eau, dans un contexte général de tendance à l'aridité (Lespez *et al.*, 2011 ; Nizou *et al.*, 2011 ; Lézine *et al.*, 2011). Bouimetarhan *et al.* (2009) utilisent l'expression « little humid phase » (LHP) pour désigner une phase d'apports importants du fleuve Sénégal entre 2 900 et 2 500 cal BP.

Cette phase plus ou moins humide se termine, selon les données actuellement connues, par une crise hydro-sédimentaire majeure dont l'interprétation paléoclimatique peut diverger selon les auteurs. La période comprise entre 2 500 et 1 500 cal BP est généralement considérée comme une période de fortes fluctuations climatiques (Bouimetarhan *et al.*, 2009, b ; Nizou *et al.*, 2011 ; Maley & Vernet, 2015). À l'échelle de l'ensemble du Sahel, Lézine *et al.* (2011) indiquent qu'après environ 2 500 cal BP, l'environnement devient lentement plus sec. En Pays dogon, au Mali, une incision généralisée dans la vallée du Yamé, une instabilité des versants et un colluvionnement de grande ampleur entre 2 350 et 1 700 cal BP, suggèrent une importante aridification qui a également eu un impact sur le peuplement humain (Mayor *et al.*, 2005 ; Lespez *et al.*, 2011 ; Ozainne *et al.*, 2014 ; Garnier *et al.*, 2015). Des constats comparables sont faits dans le bassin du Tchad (Gasse, 2000 ; Armitage *et al.*, 2015) et au large du Sénégal (Bouimetarhan *et al.*, 2009, b). Dans la séquence chronostratigraphique du Khour, cette période correspond à la dernière partie du hiatus

sédimentaire qui va jusqu'à 2 200 cal BP dans SEW01 et 1 900 cal BP dans SEW03. Il est probable que cette incision ait érodé des dépôts associés à HS2 déposés dans la section moyenne et aval du Khour, ainsi que dans le Bao Bolon et ses autres affluents.

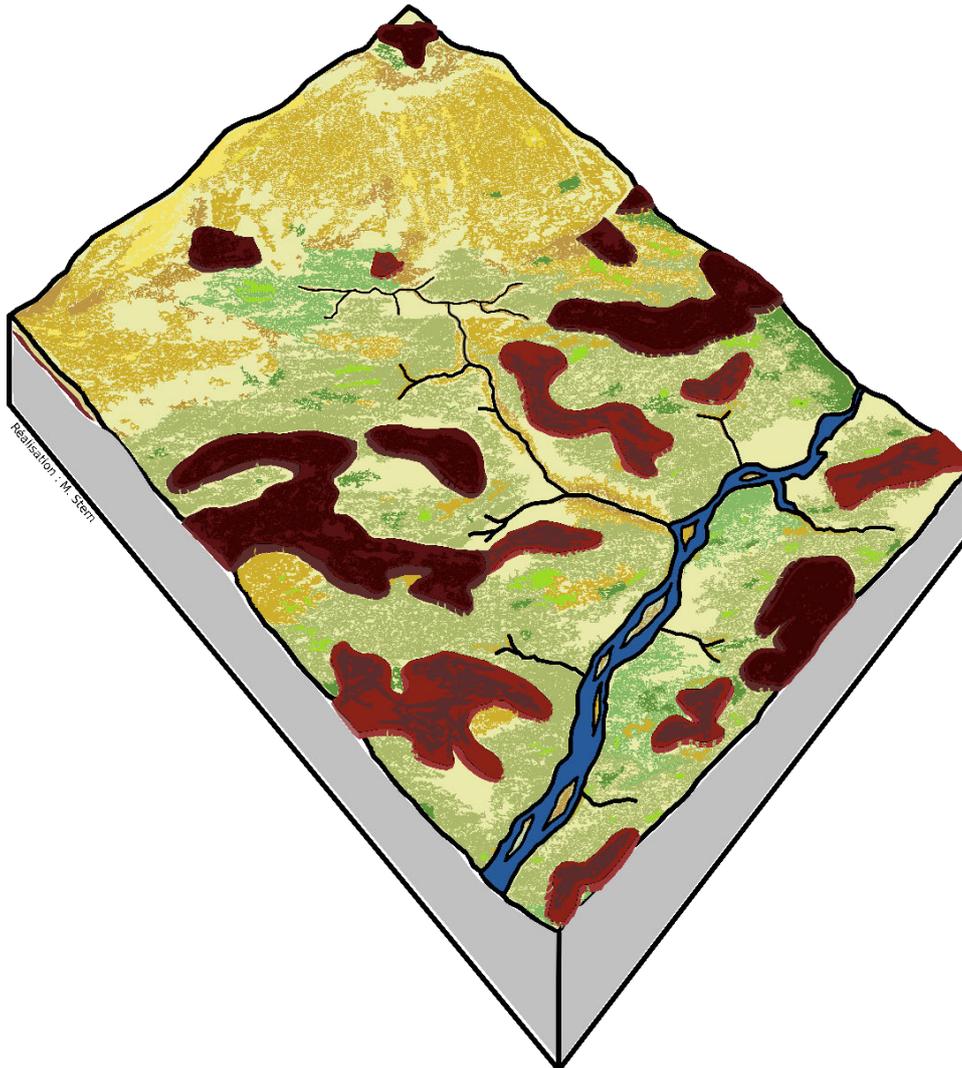


Figure 200. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS1 (4 200 - 3 300 cal BP) : Période sèche combinée à une élévation du niveau de la mer. Les couvertures végétales sont fragilisées, les versants et les niveaux cuirassés sont soumis à l'érosion. Sous l'action de crues violentes, le Khour évacue le matériel sédimentaire et s'incise. Le Bao Bolon, en eau sous l'effet d'une élévation du niveau marin, mais dont l'écoulement est peu dynamique, est sujet à l'aggradation.

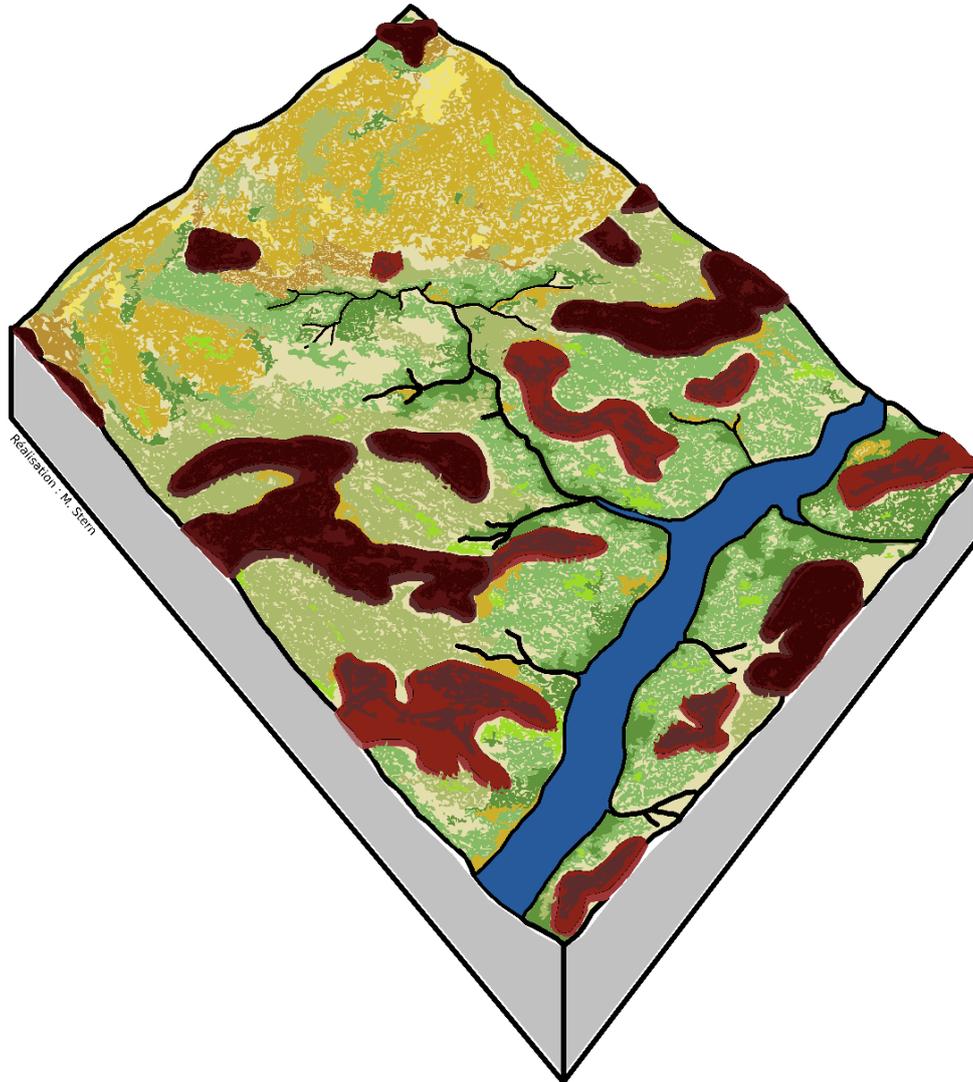


Figure 201. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS2 (2 800 – 2 350 cal BP) : Retour relatif à l'humidité, reprise de l'écoulement des cours d'eau. Le niveau d'eau du Bao Bolon est légèrement au-dessus du niveau actuel.

Les facteurs influençant l'évolution du géosystème au cours de l'Holocène

Au cours de l'Holocène et jusqu'à 2 200 cal BP, la moyenne vallée du Bao Bolon a évolué en réponse aux changements climatiques et aux variations du niveau de la mer. Peu d'indices renseignent sur la présence humaine au cours de cette période. Le signal incendie de la carotte SEW01 dévoile un régime de feu constant depuis 5 300 cal BP, qui pourrait être associée à la pratique de mise à feu de la brousse par des populations. Aucune information ne documente la fréquence de ces incendies, et il est impossible à l'heure actuelle de trancher sur l'origine anthropique ou climatique de leur déclenchement. Dans ce contexte, les deux derniers millénaires sont une période-clef à étudier selon une approche géosystémique, puisque l'occupation humaine est attestée par l'utilisation des sites mégalithiques et notamment celui de Wanar.

Chapitre 6 : Les deux derniers millénaires, l'évolution d'un paysage anthropisé

Si la présence humaine et son influence sur les dynamiques paysagères de la moyenne vallée du Bao Bolon sont difficiles à appréhender, l'occupation humaine est bien documentée à partir des deux derniers millénaires. L'utilisation du site mégalithique de Wanar est attestée entre le 7^{ème} et le 16^{ème} siècle AD (Laporte *et al.* sous presse), au cours de l'unité chronostratigraphique HS3 (2 200 – 0 cal BP). L'édification des monuments révèle une société très organisée et relativement importante au vu de la main-d'œuvre nécessaire (Becker & Martin, 2005). La présence humaine est également confirmée avant l'utilisation du site mégalithique de Wanar, comme en témoigne le tesson de céramique prélevé à la base de l'unité HS3 dans la carotte SEW03, à l'aval du Khour. Plus récemment, l'anthropisation connaît de nouveaux changements au cours du 20^{ème} siècle, en même temps que le dépôt de l'unité Subactuelle (Post-1950). Les deux derniers millénaires, illustrés par les unités HS3 et Subactuelle, font donc l'objet d'une attention particulière afin d'appréhender la part du facteur anthropique dans l'évolution du géosystème (Stern *et al.*, 2017-a ; 2018).

1. Unité HS3 (2 200 – 0 cal BP)

1.1. L'apport de la sédimentologie à l'étude des paléoenvironnements

L'unité HS3 couvre la seconde moitié de l'Holocène supérieur, seule période à avoir été enregistrée, de façon plus ou moins continue, dans l'ensemble des profils étudiés. Cette unité correspond à une période d'aggradation générale, notamment dans le bassin versant du Khour, après les importantes phases antérieures d'érosion dont la dernière semble avoir eu lieu entre 2 350 et 2 000 cal BP.

L'épaisseur significative de l'unité HS3 dans les profils, et son observation à l'échelle de toute la zone d'étude, s'expliquent par une aggradation alluviale généralisée dans l'ensemble des fonds de vallées qui vient combler les chenaux de l'incision antérieure. Malgré un retour relatif à des conditions humides, ces dépôts peuvent surtout résulter d'une augmentation des débits liquides et de leurs apports solides dans un bassin versant à couverture végétale assez peu dense (Figure 205). Ces conditions ont également favorisé l'érosion des affleurements cuirassés, comme en témoignent les pisolithes archivées au cours de cette période dans le Bao Bolon et ses affluents. L'aspect massif des dépôts suggère des conditions plus humides qu'aujourd'hui, à l'instar des observations faites par Davidoux *et al.* (2018) dans la vallée de la Falémé, au Sénégal oriental. Les différents hiatus et les changements des taux de sédimentation témoignent, quant à eux, de conditions changeantes de dépôts de chenaux

pour les plus sableux ou de débordement pour les plus limoneux, sous l'effet de crues rapides et violentes. Les dynamiques d'écoulement sont hétérogènes au cours de cette période, l'image CM présente un nuage de points pour l'unité HS3 qui s'étend sur l'ensemble de la distribution holocène (Figure 182). De telles conditions sont d'ailleurs assez conformes aux connaissances paléoclimatiques régionales et sous-continentales qui montrent bien la très grande instabilité climatique et environnementale des deux derniers millénaires, dans un contexte à tendance plus sèche à l'échelle de l'Holocène (McIntosh, 1998 ; Street-Perrott et al., 2000 ; Mayor et al., 2005 ; Lespez et al., 2011 ; Azzoug et al., 2012 ; Garnier et al., 2015 ; Maley & Vernet, 2015 ; Carré et al., 2016, 2017). Cette instabilité semble avoir restreint le développement ou la conservation des diatomées dans la région d'étude, en particulier dans le Khour, mais elles apparaissent toutefois dans le marigot du Coude. De manière générale, l'unité HS3 se divise en deux phases successives, la première associée à des dépôts plus grossiers voire colluviaux dans le Khour, et pisolithiques dans le Bao Bolon, témoignant d'une dynamique d'écoulement plus importante qu'au cours de la seconde phase, rattachée à des dépôts plus fins, qui semble débiter vers 1 300 cal BP. Cette dichotomie pourrait être rapportée au passage à des conditions relativement plus humides vers 1 300 cal BP, à la suite d'une phase aride identifiée par la reprise de l'activité éolienne en zone sahélienne (Holmes et al., 1999 ; Stokes et al., 2004).

La question de la contribution anthropique dans cet épais remblaiement protohistorique et historique des fonds de vallées est posée et reste ouverte. La période qui va du VIIe au XVe siècle correspond au développement monumental du mégalithisme sénégalais dans la région, mais dont les structures du peuplement humain sont assez mal cernées (Laporte et al., 2012, 2017). Ainsi, le changement dans la dynamique d'écoulement identifié vers 1 300 cal BP coïncide avec l'essor des activités humaines en lien avec les sites mégalithiques (Figure 202). La présence humaine est toutefois attestée par un tessou de céramique trouvé directement en sondage dans SEW03 et attribué aux IIe-IIIe siècles. Les taux de carbone organique relativement élevés, associés à la présence de microparticules charbonneuses dans les profils, qui explique, entre autres, la couleur gris sombre ou noire de certains faciès de l'unité HS3, témoignent aussi de feux et incendies, qui peuvent être un signal des activités humaines dans le bassin versant. Ces activités, entraînant notamment l'ouverture significative de la couverture végétale, peuvent également être responsables de processus érosifs comme le hiatus sédimentaire observé dans la carotte SEW01, entre 1 550 et 1 050 cal BP. Les analyses géochimiques laissent entrevoir une augmentation du Zinc (Zn) à l'aval du Khour (SEW03), qui pourrait témoigner d'une activité métallurgique au cours de HS3. Toutefois, ces données sont à nuancer car les analyses géochimiques de la carotte SEW01 révèlent la très

forte corrélation entre les concentrations en éléments métalliques et la texture du sédiment, notamment la teneur en argiles.

Au sein de la nécropole de Wanar, les recherches archéologiques permettent d'identifier trois phases d'activité, à savoir une première occupation des lieux entre le 7^{ème} et le 9^{ème} siècle AD, suivi de la construction des nécropoles mégalithiques entre le 11^{ème} et le 13^{ème} siècle AD, puis la clôture du sanctuaire par le feu entre le 15^{ème} et le 16^{ème} siècle AD (Laporte *et al.* sous presse). La première occupation s'inscrit dans le hiatus sédimentaire qui marque également un changement des dynamiques hydro-sédimentaires à 1300 cal BP. La phase d'édification des monuments coïncide étonnamment avec une absence de datations des dépôts sédimentaires. Cette phase pourrait correspondrait à une exploitation relativement importante de la ressource en bois sur les versants, nécessaire à la manutention des blocs de latérite (Bocoum & Laporte, 2008). La troisième étape, la destruction du site par le feu, est contemporaine d'une dynamique de sédimentation dans le marigot du Coude (SAW18a), mais aucune date n'est disponible pour cette période dans les dépôts du Khour ou du Bao Bolon. Cette première confrontation entre la chronostratigraphie et les occupations humaines sur le site mégalithique de Wanar laisse deviner l'influence des activités anthropiques sur les dynamiques hydrosédimentaires, en particulier sur les épisodes d'incision dans le chenal du Khour (Figure 202).

1.2. L'apport des données historiques à l'étude des paléoenvironnements

Comme le mentionnent Assi-Kaudjhis *et al.* (2010), l'influence anthropique sur l'environnement s'est intensifiée depuis 2 000 BP en Afrique occidentale atlantique, et a pu masquer les effets des événements climatiques, notamment au cours du dernier millénaire. Cette anthropisation présente toutefois l'avantage de fournir une nouvelle source d'informations utile à la reconstitution des paysages, celle des textes et des récits anciens. Becker (Becker, 1985 ; Becker, 1986) s'est intéressé à la question des « conditions écologiques » en Sénégambie au cours des XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècles et a synthétisé un certain nombre de sources écrites anciennes. Il en ressort que les épreuves endurées par les populations, comme les épisodes de famines ou de disettes, résultent des effets plus ou moins conjugués de facteurs climatiques (sécheresse, inondation, invasion de sauterelles, épidémie) et sociaux (conflits, guerres, ampleur de la traite des esclaves).

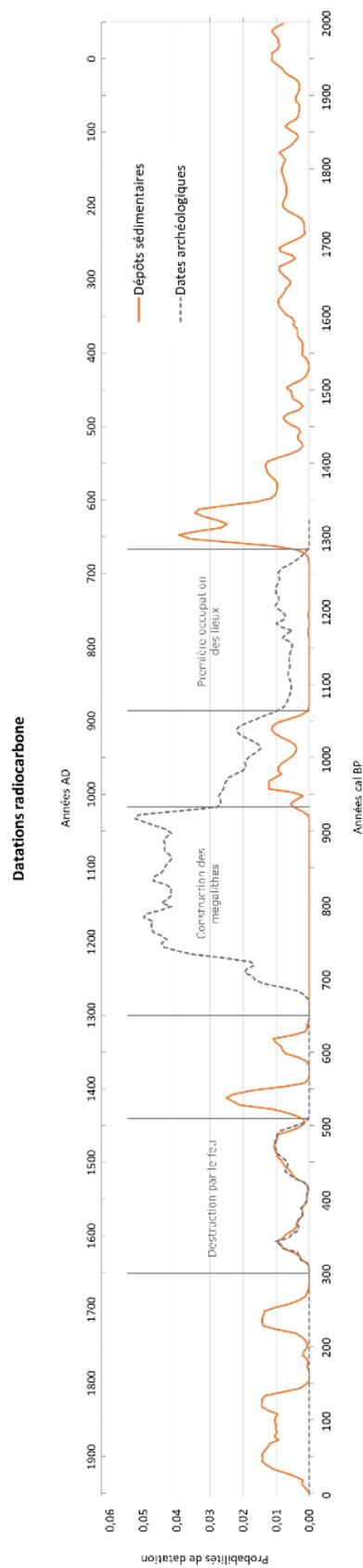


Figure 202. Les activités humaines dans le site mégalithique de Wanar (Projet archéologique SEPSSEN), confrontées aux séquences sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours des deux derniers millénaires.

Malgré l'hétérogénéité des sources, autant dans le temps que dans l'espace, la chronologie des événements qui ont marqué les populations (Figure 203) permet d'identifier une augmentation des épisodes de sécheresses et d'inondations à partir des années 1715 / 1720 AD (Becker, 1986). Selon les traditions orales et les sources écrites, ce tournant s'inscrit dans un contexte de détérioration du climat socio-politique, associé à une multiplication des conflits et des pillages. Les causes des famines et disettes à partir de cette époque sont donc multiples (Becker, 1986). Cette période fait suite à la clôture du sanctuaire funéraire de Wanar par le feu (Figure 202), et correspond aux dernières dates disponibles pour l'unité HS3, avant la phase érosive qui marque la transition avec l'unité Subactuelle.

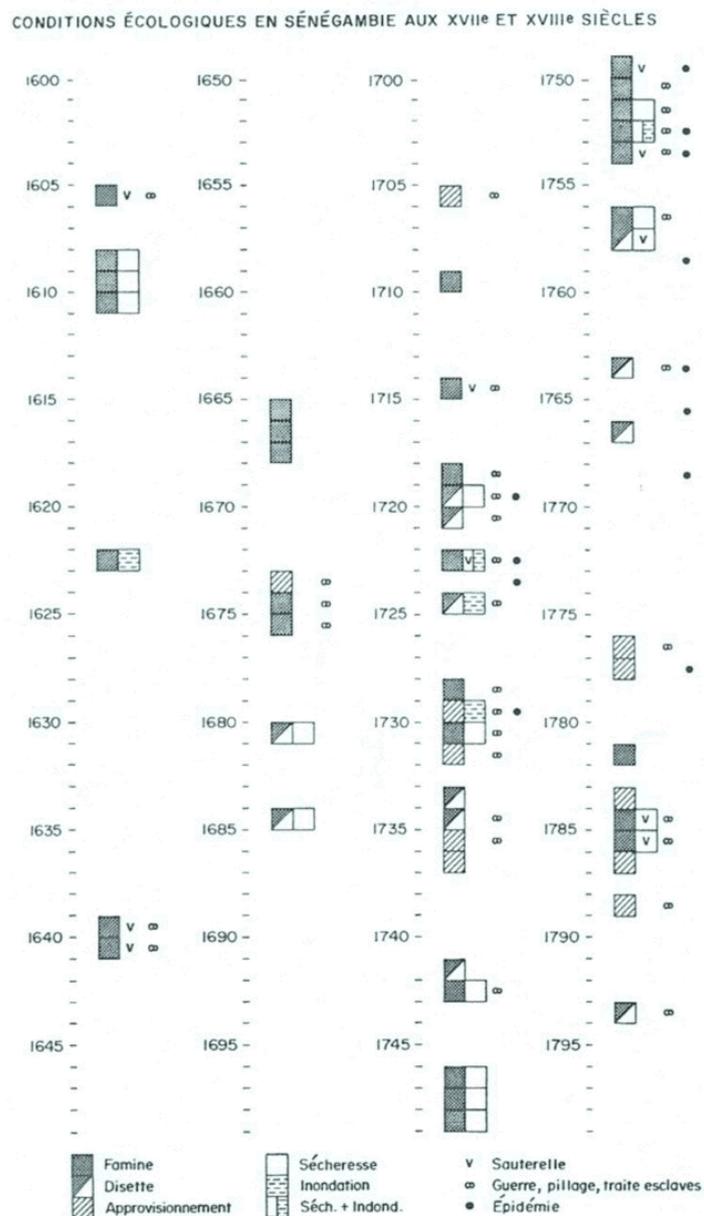


Figure 203. Chronologie des événements climatiques et sociaux qui ont affecté les populations sénégalaises au cours de 17^e et 18^e siècles (Becker, 1986).

Certains récits du XVIIIème siècle, bien qu'à vocation essentiellement commerciale, peuvent fournir de précieux renseignements sur la géographie de l'époque ; tel est le cas du texte inédit de Joseph Alexandre Le Brasseur, administrateur général de Gorée, qu'il achève en 1778. Ce texte, présenté et publié par Becker & Martin (1977), mentionne l'impossible navigation sur le Saloum au-delà de Kahone (une dizaine de kilomètres à l'amont de Kaolack) en saison sèche, mais qu'en saison des pluies il est possible, bien qu'avec difficulté, d'atteindre Korki (juste à l'amont de Birkelane) (Figure 29) : « *Sanco, qui se trouve à 2 lieües plus haut que Cahola [Kaolack], [...] où le lac cesse tout à fait d'être navigable [...]. On a remarqué cependant que dans les tems de pluie, le lac peut aller jusqu'à Corquine [Korki], [...] mais on ne peut y pénétrer dans des pirogues qu'avec beaucoup de peine* ». Il semblerait donc qu'à cette époque, la partie du Saloum à l'amont de Kahone était mieux alimentée par les eaux d'hivernage (Becker & Martin, 1977). Aujourd'hui, la navigation reste impossible au-delà de Kaolack.

La fin du XIXème siècle est également marquée par la découverte par les Européens des mégalithes sénégalais. La première mention qui semble avoir été faite de ces vestiges archéologiques monumentaux date de 1891. Le Capitaine Pineau, au cours d'une mission de délimitation des frontières entre le Sénégal et la Gambie, décrit des pierres dressées observées sur la rive droite du Sandougou ainsi que dans le Niani (Figure 209) (Becker & Martin, 2005). Quelques années plus tard, en 1895-1896, le Capitaine Fargue mentionne pour la première fois le site de Sine-Ngayène : « *de nombreuses pierres ferrugineuses taillées et fichées dans le sol, comme disposées par groupes paraissant être la base d'anciennes cases rondes de la dimension des cases indigènes. [...] (selon la légende), un marigot passait à cet endroit, les bateaux remontaient et des blancs s'étaient installés dans le pays* » (Archives du Sénégal, citées par Becker & Martin, 2005). Le site mégalithique de Sine-Ngayène est localisé à proximité du Petit Bao Bolon, affluent de rive gauche du Bao Bolon, qui pénètre relativement loin dans les terres. Si la légende évoquée par le capitaine Fargue en 1896 dit vrai, ce marigot devait bénéficier d'une alimentation en eau bien plus importante qu'aujourd'hui pour permettre une telle navigation.

Aujourd'hui, l'implantation des sites archéologiques, aussi bien dans la zone du mégalithisme que dans celle des tumuli et des autres provinces protohistoriques, est fortement corrélée aux tracés des vallées et des dépressions (Delvoye, 2018), en lien étroit avec le réseau hydrographique « désormais réduit en grande partie à l'état fossile » selon les termes de Becker & Martin (2005) (Figure 204). Les deux auteurs suggèrent donc que le réseau hydrographique était bien plus alimenté qu'il ne l'est aujourd'hui (Martin & Becker, 1974 ; Becker & Martin, 2005).

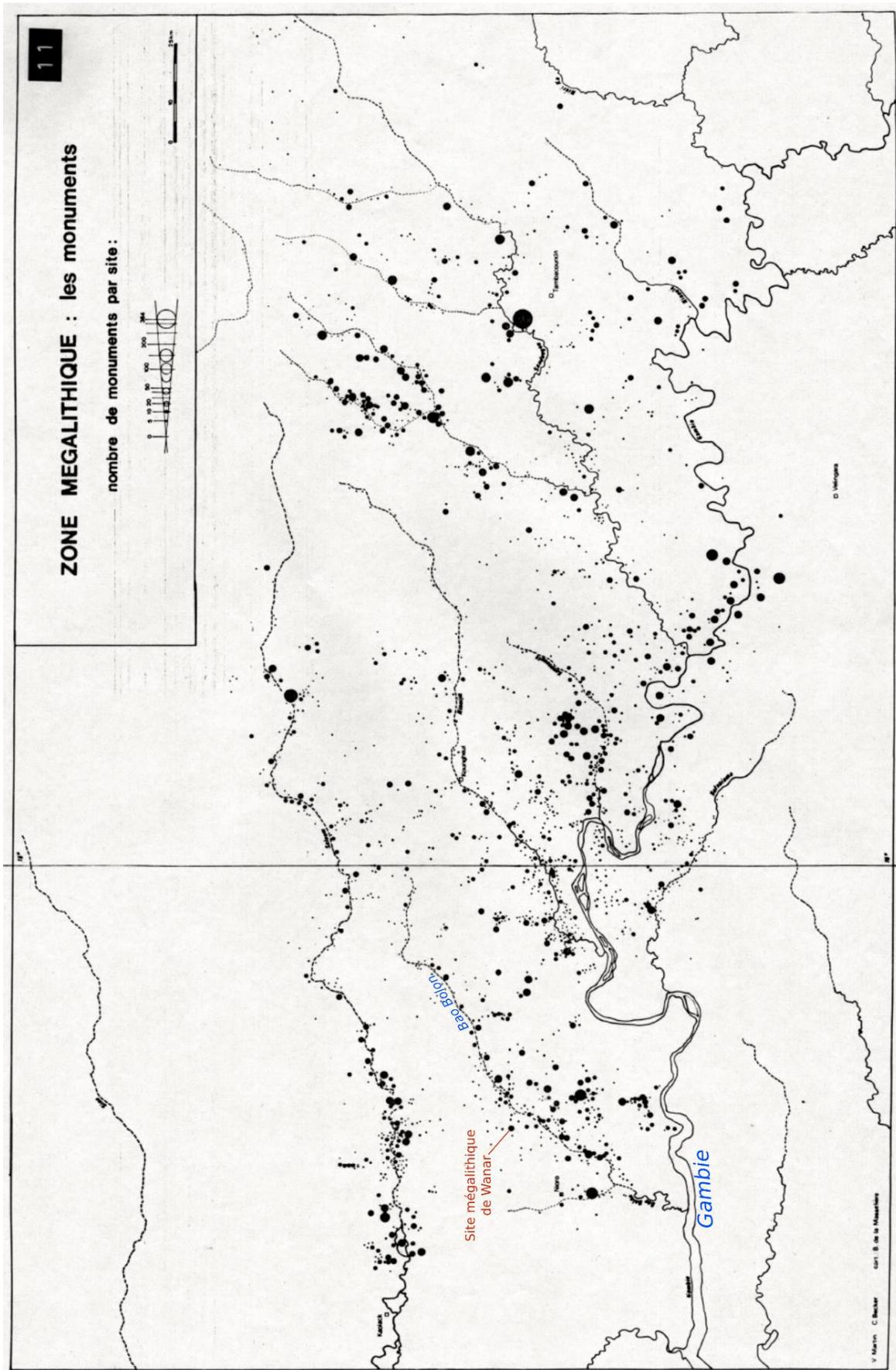


Figure 204. Les mégalithes de Sénégambie et le réseau hydrographique (modifié de Martin & Becker, 1981).

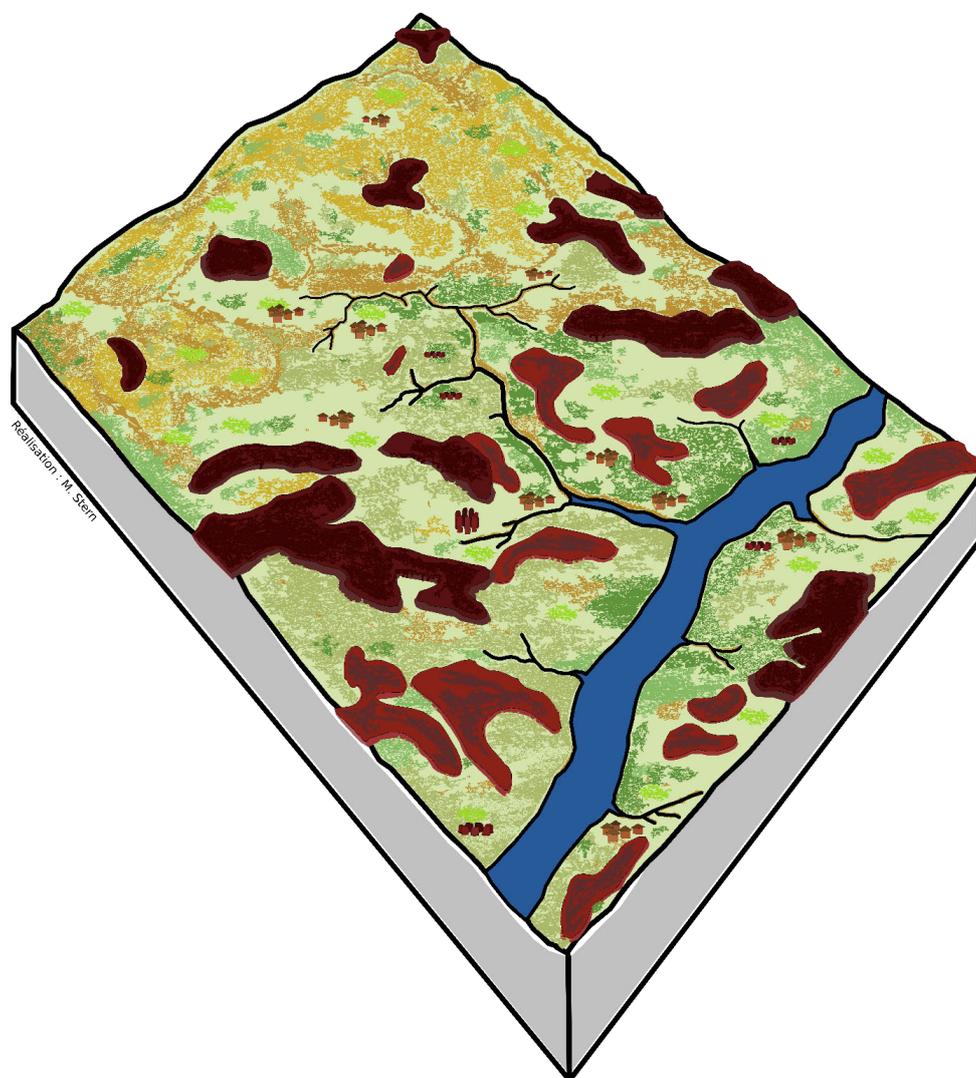


Figure 205. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS3 (2 200 - 0 cal BP) : Le climat est légèrement plus humide qu'aujourd'hui, les écoulements sont plus importants. Les versants, où la couverture végétale est assez peu dense, sont sujets à l'érosion. La présence humaine est attestée depuis les deux derniers millénaires, les sites mégalithiques sont utilisés depuis 1 300 cal BP, date qui correspond à un hiatus qui marque le passage de dynamiques d'écoulement importantes à une énergie plus faible.

2. Unité Subactuelle (Post-1950 AD)

À la suite de l'aggradation généralisée qui aboutit à l'important comblement du fond de vallée lors de la phase HS3, l'unité Subactuelle correspond à un double phénomène de colluvionnement des versants et d'incision des marigots affluents du Bao Bolon. Ces phénomènes s'inscrivent dans la petite phase humide des années 1950-1960, suivie de la période de sécheresse survenue entre 1970 et 1980 (Maley & Vernet, 2015).

2.1. Le colluvionnement sur les versants

L'unité Subactuelle est identifiée dans l'ensemble des archives sédimentaires fluviales étudiées, et se démarque par son épaisseur qui traduit un taux de sédimentation supérieur à toutes les autres unités chronostratigraphiques. Ces dépôts viennent coiffer, en contact souvent ravinant, le sommet de l'unité HS3. Cette rupture franche à la base de l'unité Subactuelle, ainsi que son faciès colluvial, sont particulièrement bien visibles au sommet de la coupe SAW09, à l'amont du Khour. La période post-1950 se caractérise donc par une érosion importante des versants qui fournit une grande quantité de matériel sédimentaire aux marigots et au Bao Bolon. Les taux de carbone organiques relativement élevés sont à mettre en lien avec les dépôts actuels de matière organique, mais peuvent aussi résulter des apports rapides de matière organique provenant de l'érosion des horizons humifères des versants. Le colluvionnement généralisé est très marqué sur les glacis et a été notamment mis en évidence par l'analyse micromorphologique réalisée par Laurent Lespez (LGP, Meudon) sur le bloc prélevé en 2011 (mission SNG) au sein du site mégalithique de Wanar (Ballouche *et al.*, 2019). Sur ce même bloc, les analyses phytolithiques réalisées par Aline Garnier (LGP, Meudon) révèlent un milieu ouvert de savane constituée d'arbres et d'arbustes épars, qui témoigne de conditions relativement sèches (Ballouche *et al.*, 2019). L'unité Subactuelle se démarque également de l'ensemble de la séquence holocène par l'hétérogénéité des formations sédimentaires qui lui sont associées, et par leurs faciès qui traduisent davantage une dynamique de crues/décrués. La présence d'éléments grossiers est moins répandue que dans l'unité HS3, ce qui suggère une compétence des cours d'eau moins importante qu'au cours de la période précédente. Les images CM semblent aller dans ce sens, en particulier à l'amont du Khour et dans les affluents du Bao Bolon, où les conditions d'écoulement paraissent moins dynamiques qu'au cours de HS3. Ces conditions empêchent le développement ou la conservation des diatomées dans le Khour et le Bao Bolon. Les analyses géochimiques rejoignent ces interprétations quant à un environnement plus sec au cours de l'unité Subactuelle, puisqu'elles témoignent de conditions plus oxydantes (hausse du rapport Mn/Fe) et d'une plus forte évaporation (augmentation de Cl) dans le Bao Bolon et le marigot du coude

par rapport à la période précédente. Les enregistrements sédimentaires de l'unité Subactuelle rendent ainsi compte de conditions climatiques plus sèches depuis 1950, dans un contexte de transformation du système agricole, attesté par la diminution du signal incendie.

La date très récente de ce phénomène est à mettre en relation avec l'intensification agricole de la deuxième moitié du XXe siècle dans cette zone progressivement intégrée au bassin arachidier du Sénégal depuis l'indépendance du pays. Celle-ci favorise, sur des versants dénudés et à pente faible un ruissellement diffus (Figure 208).

2.2. Second épisode : L'incision des marigots

En parallèle ou à la suite de l'épisode de colluvionnement, des écoulements sporadiques et violents entraînent une forte érosion linéaire qui vient dégager les dépôts antérieurs, en terrasse, sur près de 3 m dans le Khour (SAW09). L'incision des marigots est visible à l'échelle de l'ensemble de la région d'étude. Comme vu dans le chapitre 4, les affluents du Bao Bolon s'écoulent dans des chenaux incisés dont le profil transversal est en U (Figure 80). Cette forme d'érosion a été décrite et illustrée par Riou (1990) (Figure 206) et associée à une surexploitation agricole du milieu.



Figure 206. Ravin en U en savane soudanienne (Riou, 1990).

Il s'agit effectivement des signes d'une dynamique érosive actuelle ou très récente. Sur la photographie aérienne de 1965, un chemin ou une route recoupe le marigot dit « du coude », au niveau de son tracé à angle droit (Figure 207). Aujourd'hui, la traversée du marigot à cet endroit est impossible, la route a disparue sur l'image de 2016 et les photographies (de 2018) présentent un chenal large, relativement profond en saison sèche, et aux berges abruptes (Figure 207).

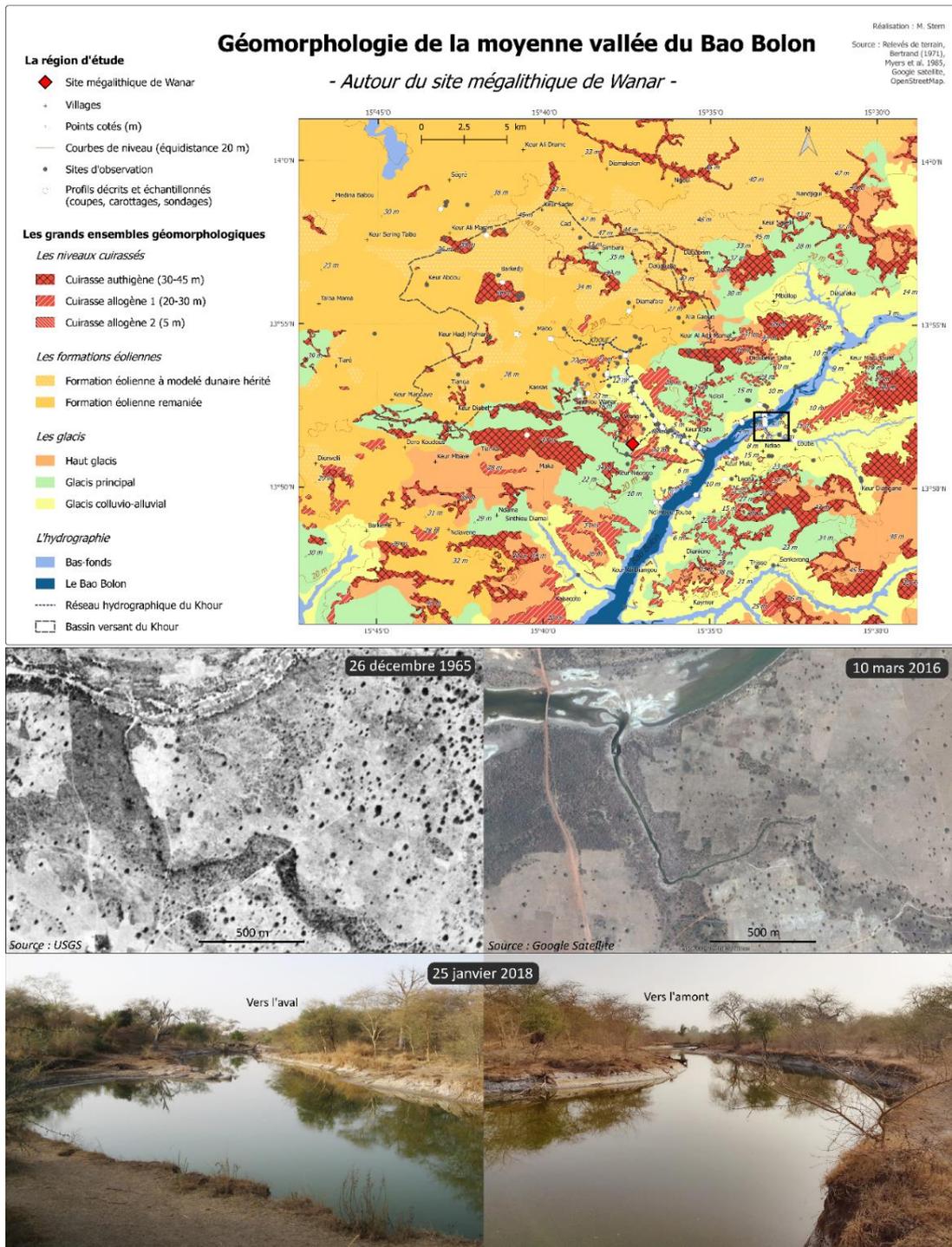


Figure 207. Le marigot du Coude entre 1965 et aujourd'hui.

Ce phénomène récent d'érosion des chenaux n'est pas rare en Afrique de l'Ouest. Une incision survenue avant la Seconde Guerre Mondiale a entaillé les dépôts quaternaires sur une dizaine de mètres à Ounjougou au Mali (Rasse *et al.*, 2006). Dans l'ensemble de la vallée du Yamé, une incision de quelques mètres a été datée de post 24 cal BP (Garnier & Lespez, 2019), tout comme dans le bassin de la Falémé où l'incision a été datée du XXème siècle AD (Davidoux *et al.*, 2018). Ces phénomènes ont souvent été associés à la croissance démographique récente dans un contexte de tendance régionale à l'aridification (Garnier, 2013 ; Davidoux *et al.*, 2018).

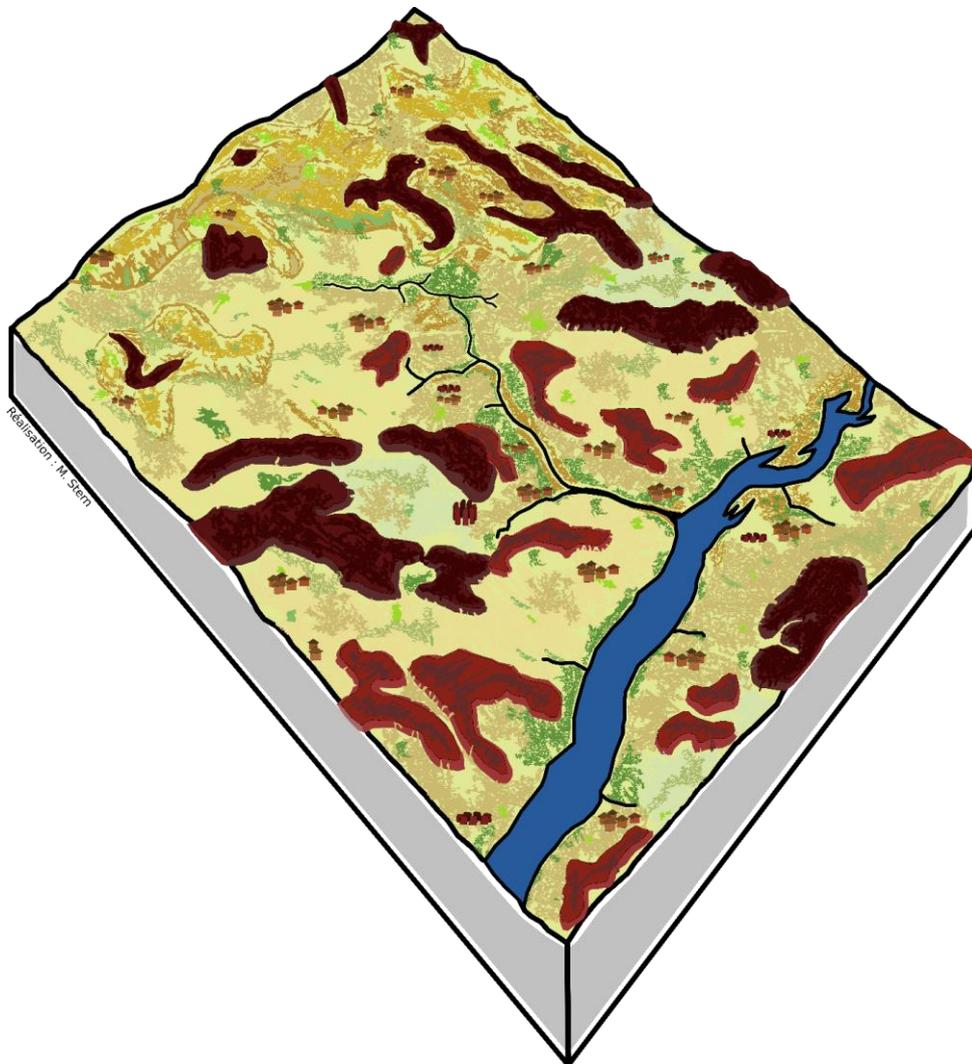


Figure 208. La moyenne vallée du Bao Bolon depuis 1950 : Un colluvionnement généralisé sur les versants cultivés, une incision récente et généralisée des marigots dans leurs dépôts antérieurs, dans un contexte de tendance régionale à l'aridification.

L'unité HS3 et l'unité Subactuelle marquent un tournant dans les dynamiques hydrosédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon, les bassins versants étant marqués par la présence humaine au cours des deux derniers millénaires. Toutefois, si les taux de sédimentation augmentent dès le début de HS3 et ce à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, une plus grande perturbation a eu lieu à la suite des années 1950. La phase de sédimentation souvent colluviale ainsi que l'incision des chenaux sont à rattacher à l'intensification de l'agriculture, mais dans quelle mesure ce contexte implique-t-il un bouleversement des pratiques agricoles et des paysages ?

3. Une montée en puissance des sociétés

Les paysages de la région de Wanar sont particulièrement anthropisés, puisqu'elle se situe au cœur du bassin arachidier du Sénégal. Pour comprendre les caractéristiques de ce système agricole, ses évolutions et son empreinte sur le territoire, il est nécessaire de faire un retour sur la montée en puissance des sociétés dans la région, notamment au travers des systèmes de production agricole. L'exposé qui suit est fortement basé sur les récits d'explorateurs européens, dont les descriptions des paysages, des modes de vie des populations et de leurs façons de cultiver les terres, peuvent être confrontés aux observations faites dans la région de Wanar. Ces explorations laissent place au cours du 19^{ème} siècle à une expansion européenne à vocation colonialiste, motivée par l'exploitation des ressources, qui engendre des modifications majeures des systèmes agricoles et du géosystème en général.

3.1. De l'exploration...

En Afrique subsaharienne, les sources historiques sont relativement rares et documentent principalement la zone sahélienne. Dans cette région, les plus anciens textes, qui ne remontent pas au-delà du premier millénaire de notre ère, proviennent de lettrés musulmans dont l'objectif principal est de décrire l'histoire des souverains, des villes et des conflits, du commerce et de l'islamisation (Mayor, 2011). Le XV^{ème} siècle est marqué par les explorations des côtes africaines principalement par les Portugais, qui établissent des comptoirs dans le but d'obtenir des produits locaux (notamment les cuirs, les peaux et la gomme arabique) et plus tard des esclaves, en échange de marchandises européennes (Tourte, 2005-b). En 1446, le navigateur Estevão Afonso débarque en Gambie et en Casamance, et y décrit « *un pays couvert de vastes cultures, avec beaucoup d'arbres à coton et beaucoup de domaines semés de riz, et encore d'autres arbres d'espèces très variées [...]. Tout ce pays leur semblait avoir*

l'aspect de marais » (Zurara, 1960, cité par Tourte, 2005-b). Dix ans plus tard, en 1455 et 1456, le Vénitien Alvise Ca da Mosto, mandaté dans un but commercial par le prince Henri du Portugal (dit « Henri le Navigateur »), se rend sur les côtes du Sénégal et de la Gambie d'où il élaborera le premier récit de voyage européen, composé de descriptions paysagères et ethnographiques (Verrier, 1994). Ces deux sources écrites suggèrent que les Sénégalais du XV^{ème} siècle pratiquent une agriculture diversifiée et d'origine essentiellement africaine (Tourte, 2005-b).

L'expansion portugaise se poursuit au cours du XVI^{ème} siècle et donne lieu à l'implantation de comptoirs et d'établissements militaires et diplomatiques le long des côtes occidentale, australe et orientale de l'Afrique. Ce nouveau système commercial marque une transition majeure dans la dynamique commerciale de l'Afrique de l'Ouest, qui passe d'un commerce principalement effectué par voie terrestre au temps des grands empires et royaumes africains, à un vaste réseau d'échanges, d'envergure internationale, sur l'ensemble des régions côtières. Le Portugal détient bientôt l'exclusivité du commerce du coton, du sucre, du poivre des Indes (Tourte, 2005-b). Bien que la présence française sur la côte occidentale de l'Afrique soit de plus en plus marquée à partir de la 2^{ème} moitié du XVI^{ème} siècle, c'est au cours du XVII^{ème} siècle qu'elle prend une réelle ampleur en Sénégal, notamment à travers l'implantation en 1659 d'un comptoir qui donnera naissance à la ville de Saint-Louis. La présence portugaise en Afrique décline à la fin du XVI^{ème} siècle, ce qui profite tout particulièrement aux Pays-Bas, à la France et au Royaume d'Angleterre, attisant par la même occasion la rivalité entre ces derniers. Les tensions entre les deux puissances coloniales, aggravées par la pénétration anglaise par la Gambie, perdurent jusqu'au XIX^{ème} siècle (Becker & Martin, 1977) et vont fortement affecter l'économie agricole africaine (Tourte, 2005-b).

L'expansion européenne en Afrique de l'Ouest au cours des XVI^{ème} et XVII^{ème} siècles s'accompagne très tôt d'une volonté de maîtrise des ressources naturelles tropicales et subtropicales, afin d'organiser leur exploitation au-delà de simples échanges commerciaux avec les peuples africains. Les européens s'approprient alors rapidement la gestion de denrées dont le marché avec l'Europe est solidement établi, et introduisent la production de cultures d'origine essentiellement américaine comme l'arachide (*Arachis hypogaea* L.) le maïs (*Zea Mays*), l'ananas (*Ananas comosus* (L.) Merrill), etc. Cette expansion commerciale tend à s'exprimer par de véritables colonisations économiques, voire politiques des régions côtières africaines. Pour satisfaire leurs ambitions commerciales, la connaissance des terres africaines, de leur étendue et de leurs ressources, apparaît comme une évidence, et c'est ainsi que s'ouvre la grande époque des explorateurs et voyageurs naturalistes (Tourte, 2005-b).

Au début du XVIIIème siècle, en 1701-1702, le Révérend Père Godefroy Loyer (cité par Tourte, 2005-b) effectue un voyage du Sénégal à la Côte d'Ivoire et livre une description très précise du paysage agricole de la côte sénégalaise : « *Leur país quoique sablonneux, sec est très abondant en ris, millet, mays, gernottes (arachide), patates, ignames [...] et en une infinité d'autres petits fruits qui me sont inconnus et dont ils se nourrissent* ». André Brüe, directeur de la Compagnie du Sénégal de 1697 à 1702 puis de 1714 à 1718, constate également l'abondance de l'arachide dans les régions sableuses du Sénégal (Tourte, 2005-b). En 1749, Michel Adanson, naturaliste français, arrive au Sénégal où il va rester pendant plus de quatre années, qu'il consacre pleinement à l'étude de la flore, de la faune, de la géographie et de la météorologie du pays (Becker, 1985). Il certifie à son tour que les Sénégalais pratiquent la culture de l'arachide. Il réalise nombre d'expérimentations sur les plantes, en vue d'enrichir les collections du Jardin du Roy (l'actuel Jardin des Plantes de Paris), mais aussi dans l'espoir et de découvrir des plantes dont la mise en culture permettrait d'enrichir les échanges commerciaux sur la côte africaine. Peu de ses travaux sont publiés, mais ses descriptions de la Gambie, qu'il expose comme un pays d'une grande fertilité, si peu connu malgré sa végétation si diversifiée et au potentiel agricole si important, vont toutefois motiver le départ de nombreux explorateurs vers l'intérieur des terres (Tourte, 2005-b).

À la veille du XIXème siècle, les côtes africaines et l'ouest du Sahel sont relativement bien connus des européens, mais l'arrière-pays leur reste pratiquement inexploré. Leur intérêt grandissant pour l'Afrique de l'Ouest suscite l'engagement de missions d'explorations toujours plus nombreuses, dont les récits renseignent sur les paysages et les modes de vie des habitants.

L'explorateur écossais Mungo Park est le premier Européen à pénétrer à l'intérieur des terres, jusqu'au fleuve Niger, de 1795 à 1797. Il décrit notamment le pays de Niani (Figure 209), que l'on pourrait situer aujourd'hui entre les villes de Kaffrine (Sénégal) et Kuntaur (Gambie) (selon Tourte, 2005-c) (Figure 29), comme une plaine immense, très fertile, où l'on y pratique l'élevage et la culture de céréales (maïs (*Zea mays*), mil (*Pennisetum glaucum*), sorgho (*Sorghum bicolor*), riz (*Oryza glaberrima* ou *Oryza sativa*)) et d'une variété de légumes, sans avoir recours aux animaux de trait : « *On n'y connaît nullement l'art d'employer les animaux dans les travaux de l'agriculture, conséquemment, on n'y fait point usage de la charrue. Le principal instrument aratoire est la houe, qui est différente dans chaque canton.* » (Park, 1799).

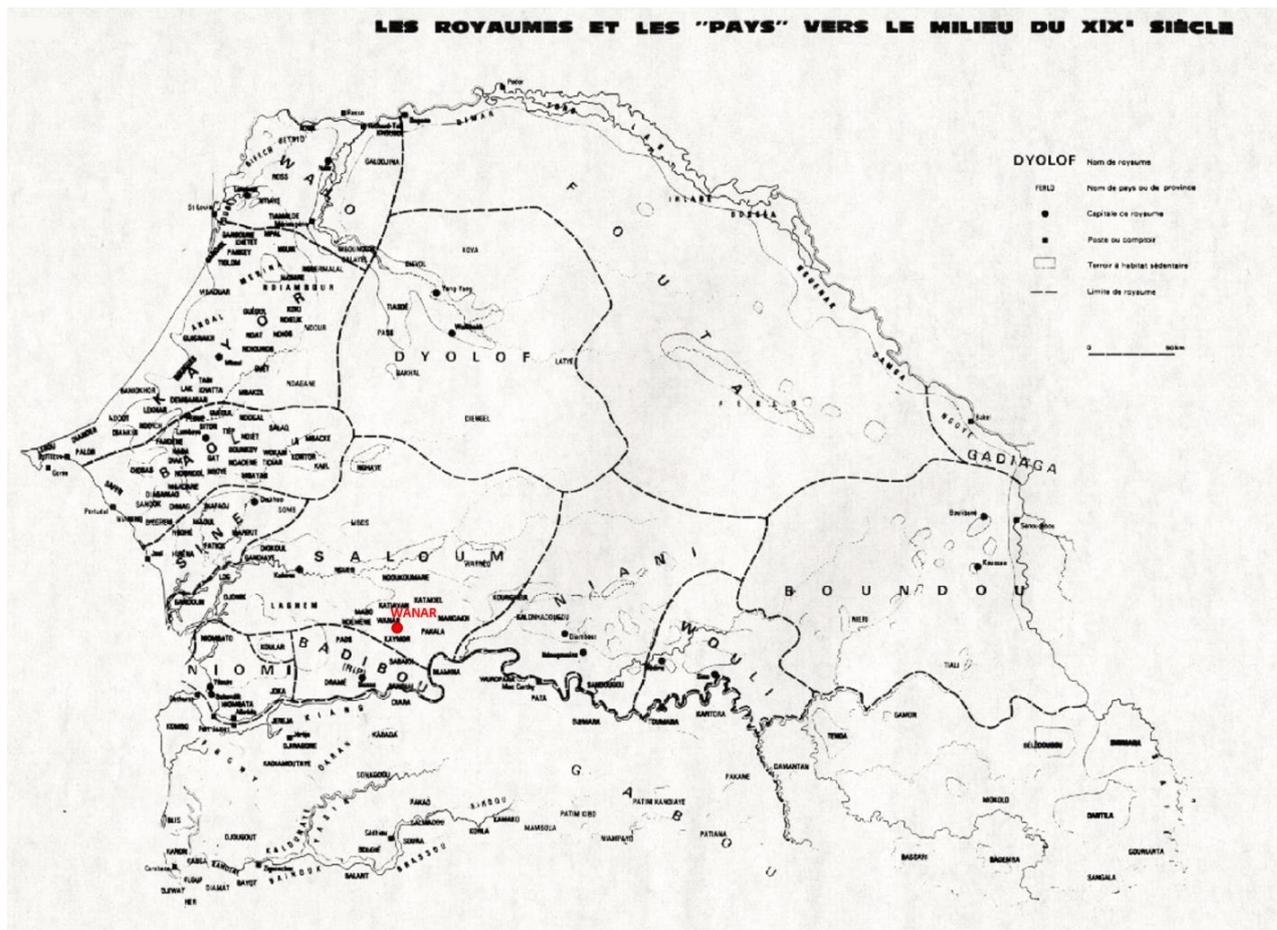


Figure 209. Royaumes, pays et peuplements vers le milieu du 19^{ème} siècle (Martin & Becker, 1981).

Dans presque l'ensemble des régions qu'il a traversé, Park constate une démographie rurale faible « *proportionnellement à l'étendue, à la fertilité du sol et à la facilité que l'on a de s'y procurer des terres* » (Park, 1799), ce qui en fait un contexte où « *le feu de brousse reste naturellement la technique idéale de défrichement et d'essartage* » (Tourte, 2005-c). Les habitants pratiquent une agriculture de subsistance, dont les produits ne sont jamais, ou très rarement, destinés à être commercialisés (Park, 1799).

En 1818, Gaspard Mollien, commis de la Marine, entreprend un voyage dans l'intérieur des terres afin de découvrir les sources du Sénégal et de la Gambie. Ses descriptions confirment la grande diffusion des plantes américaines dans l'arrière-pays guinéen (Mollien, 1889).

En 1827, le français René Caillé part de Guinée puis atteint Tombouctou en 1828, avant de quitter la ville en traversant le désert du Sahara. Ses écrits de voyages, publiés en 1830, documentent autant la géographie des régions traversées que les mœurs des populations rencontrées (Caillé, 1830). En particulier, les systèmes agricoles qu'il y décrit traduisent d'un solide équilibre, acquis au cours des siècles, entre l'utilisation des terres et l'environnement. Cet équilibre reflète le caractère durable des pratiques développées par les paysans africains,

autant en ce qui concerne les systèmes de culture, l'élevage, la production, que la transformation et la commercialisation (Tourte, 2005-c). Viguier (2008), dans son ouvrage portant sur les récits de René Caillé, souligne également cette remarquable harmonie entre les populations maliennes et leur territoire : « *Il reste que le témoignage de René Caillé permet de reconstituer l'existence, aux environs du premier tiers du XIXème siècle, d'une [...] civilisation soudano-sahélienne à l'économie largement autosuffisante, et surtout, en équilibre avec son biotope [...]. Il faut souligner aussi un commerce intérieur et un artisanat remarquablement actifs, témoins d'une belle santé économique qui remet en question bien des idées reçues quant au soit disant état de sous-développement général de l'Afrique Noire avant la période coloniale.* » (Viguier, 2008).

3.2. ... à la colonisation.

La multiplication des établissements commerciaux, militaires, des missions scientifiques, religieuses, etc. du XIXème siècle témoignent d'un expansionnisme colonial européen, soudain dans le temps et très étendu dans l'espace, qui amène au partage des influences européennes acté en 1885 lors de la Conférence de Berlin. Dès lors, les États européens tentent d'élargir de plus belle leurs zones d'influence et de domination, dans le but d'acquérir toujours plus d'espaces et de marchés. La conquête du Sénégal par la France s'effectue à travers le développement de la culture de l'arachide, véritable vecteur de la colonisation.

Dès les années 1820, l'Europe est confrontée à une demande en oléagineux croissante face à une production locale relativement limitée. À l'heure de l'abolition de l'esclavage, les acteurs économiques se doivent de réinventer leurs systèmes commerciaux qui se portent alors vers les denrées locales produites et cultivées par les paysans africains. C'est ainsi qu'en 1834, les Britanniques développent de manière très importante la production d'arachide en Gambie : les exportations passent de 47 tonnes en 1835 à 1 128 tonnes en 1840, et s'élèvent à 10 000 tonnes en 1850 (Mohamed M'Bodj, 1978, cité par Tourte, 2005-c). À leur tour, les Français se lancent dans l'aventure arachidière avec les premiers essais à grande échelle en 1842, dans les environs de Saint-Louis. Ces essais s'avèrent infructueux dans les grandes cultures, où les frais d'exploitation dépassent, de loin, les recettes. Cependant, ils révèlent par la même occasion le potentiel de cette culture réalisée à petite échelle par les paysans africains. C'est ainsi que l'agriculture paysanne sénégalaise se convertit à l'arachide au cours du XIXème siècle. Des maisons de commerce installent progressivement des comptoirs à l'intérieur des terres comme à Kahone, Fatick, Foundiougne, etc. (Figure 28 et Figure 29) où les paysans viennent directement échanger leur production contre des produits manufacturés. Dès 1865, l'essentiel du commerce sénégalais est basé sur l'arachide. En 1870, les exportations

d'arachides du Sénégal dépassent celles de la Gambie, avec ses 22 600 tonnes ; en 1882, ce chiffre s'élève à 83 000 tonnes, puis à 140 000 tonnes en 1900 (Tourte, 2005-c), avant d'atteindre les 300 000 tonnes exportées en 1915 (Tourte, 2005-d) puis les 500 000 tonnes en 1930 (Tourte, 2005-e) (Figure 214).

Dix ans après la Conférence de Berlin de 1885, l'Afrique Occidentale Française est créée et encourage le développement de la culture de l'arachide au Sénégal. L'intérieur des terres est rapidement mis à profit, notamment le Sine Saloum (actuelles régions administratives de Kaolack et Fatick, (Figure 28) dont la part dans les exportations d'arachides sénégalaises, de l'ordre de 10 à 12% vers 1890, dépasse les 25% vers 1914 – 1915 (Tourte, 2005-d). Ainsi s'amorce le développement du « **bassin arachidier** », dont l'extension, notamment alimentée par une migration des populations d'ouest en est, va s'étaler sur tout le siècle (Figure 210) et englober les régions de Diourbel, Louga, du Sine-Saloum et de Thiès (Figure 28) (Lericollais, 1980 ; Sidibé, 2005). Après la Première Guerre Mondiale, les usines de transformation d'arachides s'établissent au Sénégal (à Diourbel, Kaolack, Ziguinchor, Louga, etc.) (Figure 28). Les surfaces cultivées au Saloum continuent de se multiplier au détriment des surfaces boisées (Tourte, 2005-d). Dans le contexte colonial de son périple africain, Jules Blache (1940) décrit assez bien la campagne soudanienne de l'entre-deux-guerres, comme un paysage profondément aménagé où s'imbriquent forêts, terrains de cultures et de pastoralisme : « *L'arbre sauvage, l'arbre fruitier et le champ se trouvent, en Afrique Occidentale, fondus dans un même ensemble. D'où résulte une certaine uniformité* ». Il y décrit un système où l'autorisation de cultiver ou de débrousser repose sur des aspects traditionnels et spirituels : « *Selon la tradition, le sol cultivé se trouve lié au premier défricheur. C'est lui, le premier qui porta atteinte à la brousse ou à la forêt vierge, qui s'est entendu avec les génies du sol, leur a fait les sacrifices nécessaires, a réservé le bosquet sacré où les esprits se réfugient en paix. Il en résulte que le droit de cultiver ou d'autoriser la culture subsiste seulement dans la famille de ce premier défricheur, par héritage* » (Blache, 1940). La parcelle défrichée (généralement par le feu) afin d'y implanter des cultures, est très approximativement délimitée, partiellement cultivée, et de nombreux arbres y subsistent, soit par résistance aux flammes, soit par maintien volontaire de la part des défricheurs. Les arbres ainsi préservés constituent une ressource importante pour les paysans, au-delà de la fertilité qu'ils apportent aux sols et de leur qualité anti-érosive : le Baobab, *Adansonia digitata* (consommation des fruits et des feuilles, utilisation de l'écorce pour confectionner des lanières et cordes) ; plus au Sud ou à l'Est, le karité, *Vitellaria paradoxa* (utilisation alimentaire et cosmétique du beurre extrait des noix) ; le néré, *Parkia biglobosa* (utilisation des graines comme condiment). D'autres arbres fruitiers, plantés et non forestiers, viennent enrichir les paysages agricoles soudanais d'une strate arborée comme le manguier (*Mangifera indica* L.) ou le palmier rônier

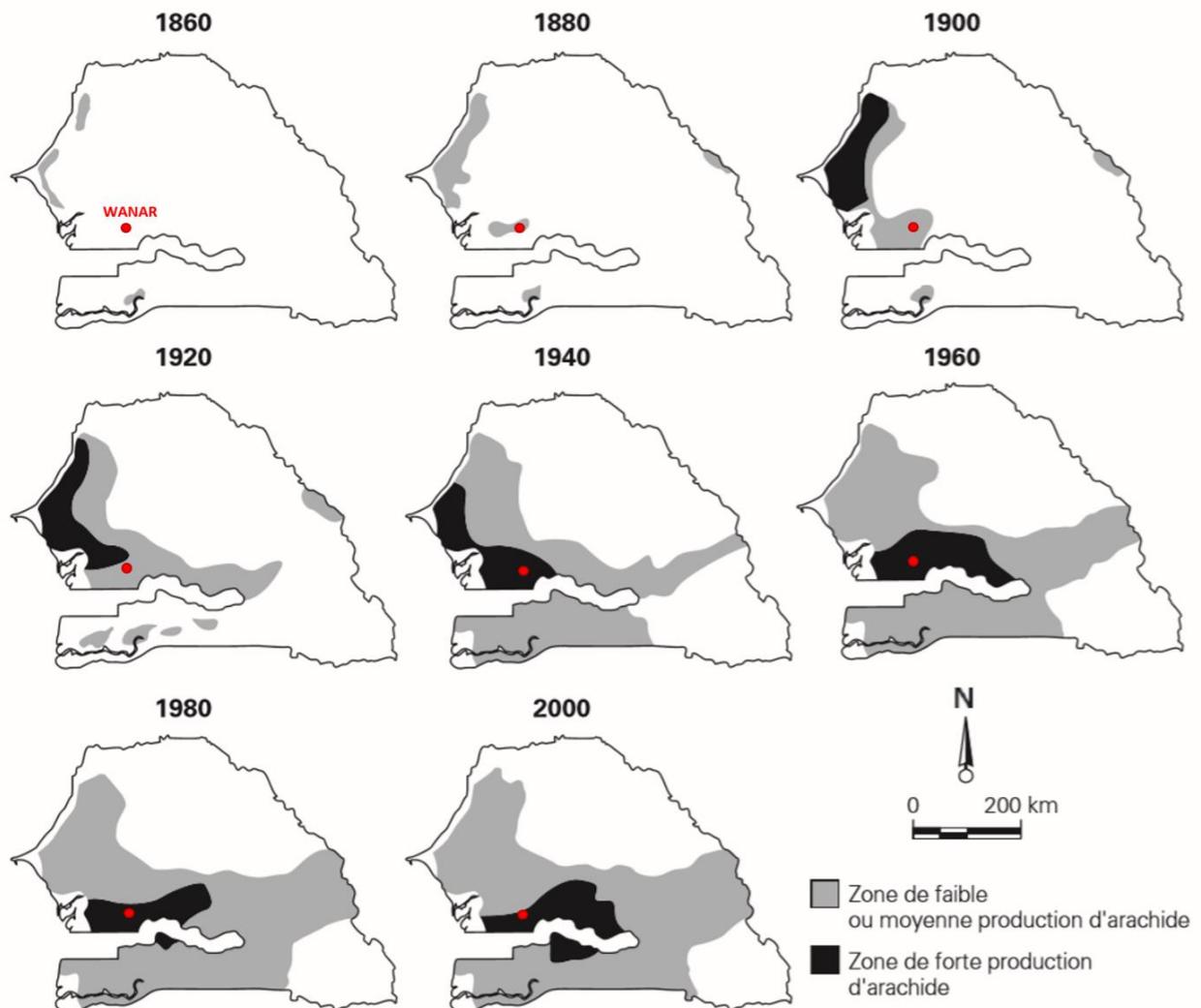
(*Borassus*) que l'on rencontre parfois sous forme de véritable plantation. Une diversité de cultures est pratiquée dans les parcelles cultivées, où se superposent souvent par deux petit mil (*Pennisetum glaucum* L.), gros mil ou sorgho (*Sorghum bicolor*), manioc (*Manihot esculenta*) ou autres plantes alimentaires. Seule la culture de l'arachide, inspirée des Européens, se pratique à part, sans association. Enfin, la durée de mise en culture est étroitement liée à la pression démographique : de manière générale, les populations peu denses cultivent des parcelles quelques années, puis les laissent en jachère et changent de parcelle. Les populations plus importantes favorisent les cultures pérennes aux abords des villages et les parcelles plus éloignées sont exploitées de manière moins intensive. L'auteur souligne cependant que cette pérennité n'est que relative puisque les villages eux-mêmes sont susceptibles de se déplacer : « *Mais, soit essaimage, soit migration totale, la plupart des villages sont susceptibles de bouger, et les cartes du Sénégal, anciennes de quelques décades, ne renseignent que très imparfaitement sur leur emplacement. Le village transporte son nom avec lui dans ses déplacements, et transmet son nom aux villages qui en sont sortis.* » (Blache, 1940).

L'essor de la culture arachidière entraîne inévitablement le raccourcissement des périodes de jachères, amenant à une dégradation des sols et une baisse des rendements, toutefois compensée par l'extension toujours plus importante des surfaces cultivées (Pélissier, 1951 ; Lericollais, 1980). Les techniques agricoles des paysans sénégalais sont mises en cause, comme l'exprime Pélissier (1951) : « *Les techniciens mirent alors l'accent d'une part sur les imperfections et les dangers de la culture indigène, que traduisait une tendance très affirmée à la baisse des rendements, d'autre part sur la présence dans ce territoire de terres vierges susceptibles d'être rationnellement mises en valeur et de procurer ainsi une exportation massive répondant à la demande du marché* ». L'auteur alerte sur la profonde modification du système agricole traditionnel suite à l'intensification de cette culture de rente : « *[...] la production des cultures vivrières fut dangereusement négligée, les sols furent exploités sans ménagement, les surfacesensemencées étendues au maximum, les jachères raccourcies sans qu'aucune compensation fût apportée à la terre* » ; aux lourdes conséquences : « *l'appauvrissement des terroirs, l'érosion des sols, l'abâtardissement de la brousse arborée, le recul de la forêt* ». L'auteur insiste également sur les caractères généralement peu fertiles et pauvres en humus des sols tropicaux, et surtout sur « *la présence fréquente à faible profondeur d'une carapace ferrugineuse bien cimentée [qui] laisse peser sur toute entreprise de culture un risque presque général de « bowalisation »* » (Pélissier, 1951).

Ces questions d'appauvrissement et d'érosion des sols amorcent la création en 1943 de l'Office de la recherche scientifique coloniale (ORSC) ; celui-ci deviendra un an plus tard

l'Office de la recherche scientifique outre-mer (ORSOM), puis l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (ORSTOM) en 1953, avant d'évoluer en Institut de recherche pour le développement en 1984 dont il n'adoptera le sigle (IRD) qu'en 1999.

Au lendemain de la Seconde Guerre Mondiale, l'Europe fait face à une importante pénurie de matières grasses. La France décide de développer encore la production d'arachides au Sénégal en ayant recours à des techniques de culture hautement mécanisée : « *selon les études et prospectives réalisées en juillet 1947, cette pénurie (de corps gras) doit s'aggraver d'année en année et l'on ne peut y remédier efficacement dans le cadre de la production villageoise de l'arachide, étant donné son bas niveau technique et le risque de dégradation des sols. Seule la culture intégralement mécanisée [...] devrait permettre d'éviter les lenteurs et les aléas d'une action de vulgarisation* » (Diallo Co-Trung, 1998, citée par Tourte, 2005-f). Jusqu'alors, l'agriculture au Sénégal, et subsaharienne de manière générale, était restée principalement une agriculture manuelle, étroitement liée aux forces humaines disponibles. Après 1945, la traction équine connaît un essor remarquable au Sénégal : en 1957, environ 4 600 charrettes et 40 000 semoirs à arachides sont utilisés au Sénégal ; en 1980, ces chiffres s'élèvent respectivement à 140 000 et 305 000 (Figure 214). Au Sénégal, « *en 1980 la quasi-totalité des exploitations agricoles du bassin arachidier disposeront d'au moins une unité de traction (un cheval ou un âne, parfois une paire de bœufs), d'un semoir [...], d'une lame souleveuse d'arachides et bien souvent d'une charrette* » (Tourte, 2005-f). Le bassin arachidier s'étend rapidement vers l'Est (Figure 210), les zones de savane entre Saloum et Gambie sont défrichées (Pélissier, 1966) sous l'effet d'importants mouvements de population : « *dans la province de Kaffrine, principale région d'immigration, on estime qu'entre 1950 et 1959, la colonisation s'effectue au rythme moyen d'environ 1 500 personnes par an ; entre 1960 et 1970, ce chiffre se porte à 5 000 personnes par an.* » (BIRD & AID, 1971).

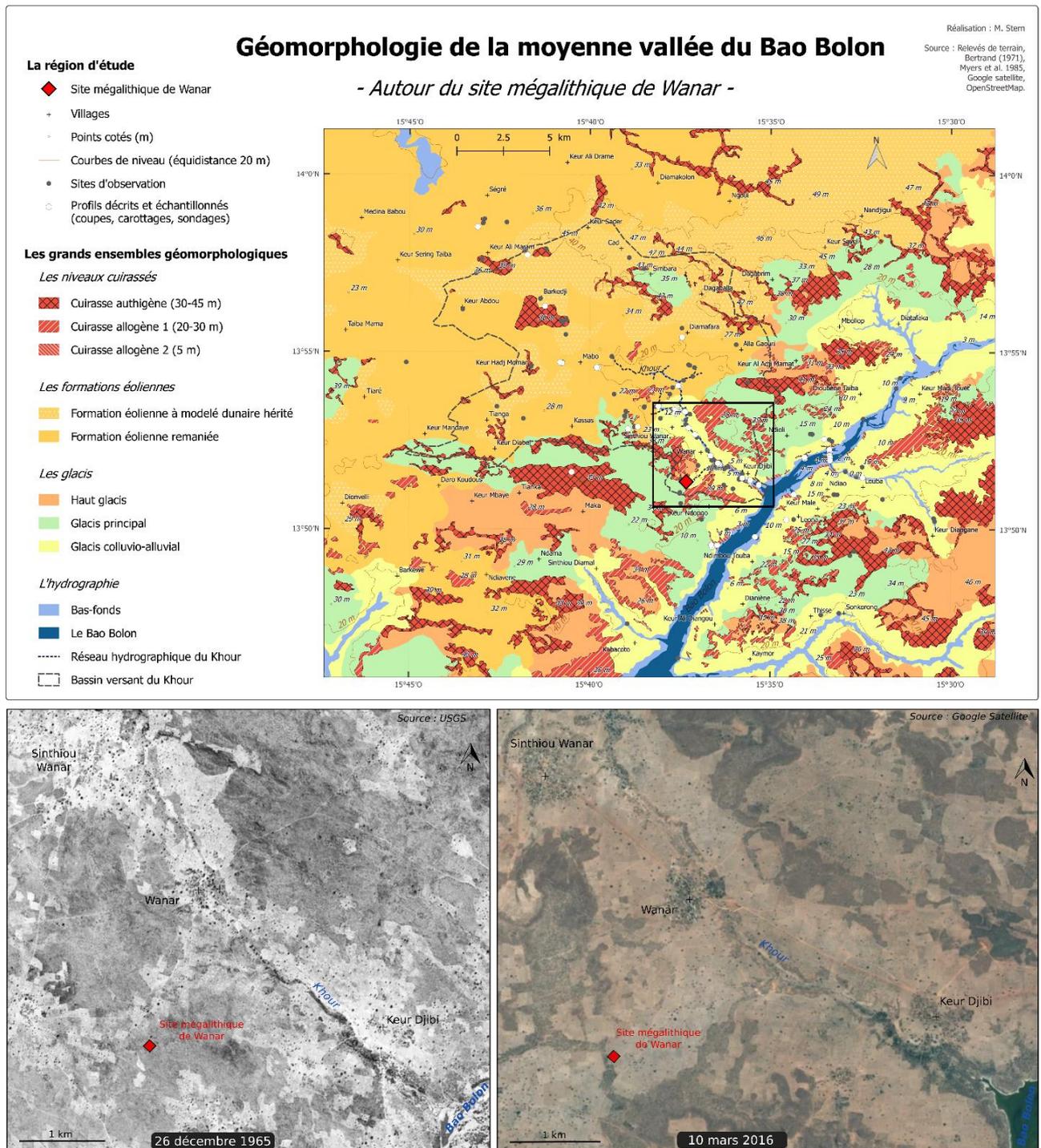


Sources : PÉLISSIER, 1966 ; VANHAEVERBEKE, 1970 ; DAVID, 1980 ; LAKE et TOURÉ, 1985.

Carte : M. Sidibé, G. Vanbalberghe.

Figure 210. L'extension de la production arachidière au Sénégal entre 1860 et 2000 (Modifié de Sidibé, 2005)

La comparaison des paysages de la région de Wanar entre 1965 et 2016 montre bien la multiplication des parcelles cultivées au détriment des zones de brousse, maintenues uniquement au niveau des affleurements cuirassés en 2016 (Figure 211). La mise en culture des zones de brousse depuis 1965 s'est effectuée principalement sur les terrains du haut glacis et du glacis principal. Cette intensification agricole s'accompagne d'une croissance démographique, comme en témoigne l'étalement des villages de Wanar et surtout de Sinthiou Wanar et de Keur Djibi.



Ce développement de la culture arachidière post-Seconde Guerre Mondiale, résolument productiviste comme le montre, par exemple, le système de dessouchage préconisé dans les années 1970, a fragilisé encore davantage les sols, occasionnant d'importants processus d'érosion éolienne et hydrique (Sidibé, 2005).

3.3. Quelles conséquences dans la moyenne vallée du Bao Bolon ?

En 1960, année de l'indépendance des États africains, l'Institut de recherches agronomiques tropicales et des cultures vivrières (IRAT) est créé, avec pour objectif « Entreprendre et développer dans les régions non tempérées, et spécialement dans les régions tropicales, toutes études et recherches appliquées en matière d'agronomie générale et de cultures vivrières » (Tourte, 2005-f). L'IRAT sera ensuite intégré au Centre de coopération internationale en recherche agronomique pour le développement (CIRAD) en 1985. En 1968, l'IRAT et le CNRA (Centre National de Recherches Agronomiques) de Bambey font du Siné-Saloum un laboratoire grandeur-nature des processus de vulgarisation agricole et technologiques, en installant des « unités expérimentales » à Koumbidia et à Thissé-Kaymor/Sonkorong (Figure 29) (Sidibé, 2005). Le cas de Thissé-Kaymor/Sonkorong est riche d'enseignements, en particulier car les villages sont situés en rive gauche du Bao Bolon, presque à mi-chemin entre les sites mégalithiques de Wanar (environ 12 km à vol d'oiseau) et de Sine Ngayene (11 km).

Au cœur du Bassin arachidier, la pression démographique sur l'espace cultivé de Thissé-Kaymor/Sonkorong reste faible jusqu'à la veille des années 80, comme en atteste la main-d'œuvre saisonnière régulièrement sollicitée (Ndiaye, 1998). À cette époque, l'équilibre entre l'objectif de production agricole et la préservation du milieu est respecté : les pratiques de régénération telles que la jachère sont en vigueur pour maintenir la fertilité des sols, le couvert végétal est relativement dense et riche en arbres et arbustes, agissant comme un rempart aux ruissellements générés par les fortes précipitations. Cependant, la croissance démographique gagne rapidement la région de Thissé-Kaymor/Sonkorong, dont la population passe de 1465 habitants en 1970 à 2369 habitants en 1998. Conjointement, la demande en terres de culture augmente. L'accroissement de la pression sur les terres se traduit par une intensification des cultures (remembrement des terres, défrichements pour avoir accès à de nouvelles parcelles, réduction des jachères, etc.) encouragée par les politiques (Ndiaye, 1998). Ce changement du système agricole, qui a lieu dans un contexte de péjoration climatique, n'est pas sans conséquences : par érosion régressive, une grande ravine apparaît dès le début des années 1980, entaille profondément, par de nombreuses ramifications, la zone de raccordement entre le bas-fond et les glacis de versant (Pouyaud *et al.*, 1995 ; Pépin *et al.*). En 1988, une crue de récurrence décennale amplifie le processus d'érosion linéaire, l'ensemble de ravines atteint alors le village de Sonkorong (Figure 212 et Figure 213). Comme l'expliquent Pouyaud *et al.* (1995), « À la rupture de pente et en présence de sols plus fragiles naissent d'importantes ravines d'érosion. L'augmentation du ruissellement dans leur zone d'alimentation accroît la compétence des eaux et les ravines se ramifient et s'allongent même dans des zones au relief peu prononcé ». Les alentours de Sonkorong sont soumis à un ruissellement généralisé à

l'origine d'une ablation progressive des terres arables en aval (Diatta, 1994). Le cas de l'érosion observée à Sonkorong suite à l'intensification de la culture arachidière est loin d'être isolé au Sénégal (Roose, 1967 ; Sidibé, 2005 ; Pessis, 2013).



Figure 212. Le ravinement à Sonkorong, photos d'amont en aval, SBB27 (Photos : M. Stern, 14/01/2019).



Figure 213. Le ravinement près de Thisse, SBB26 (Photos : M. Stern, 14/01/2019).

L'observation du déclenchement et de la dynamique de ce ravinement à proximité de la région de Wanar permet d'envisager une évolution relativement similaire pour le Khour et les autres marigots affluents du Bao Bolon. Dans un contexte de mise en culture intensive des terres depuis 1940 (Figure 210 et Figure 211) et de généralisation de la mécanisation pour le travail de sol (Figure 214), l'horizon superficiel est fragilisé. La sécheresse des années 1960 – 1980 aggrave le phénomène, le ruissellement est amplifié et érode les parcelles, à l'origine du colluvionnement généralisé identifié dans l'unité Subactuelle. La concentration de l'énergie dans les chenaux des marigots entraîne leur incision dans les dépôts antérieurs. Cette chronologie concorde avec les observations faites sur la photographie aérienne de 1965, où les marigots ne sont pas encore incisés (Figure 207). Ces processus d'érosion par concentration du ruissellement sur les parcelles à nu et par incision plus en aval sont encore visibles aujourd'hui, ils ont été observés au cours des différentes missions (Figure 215).

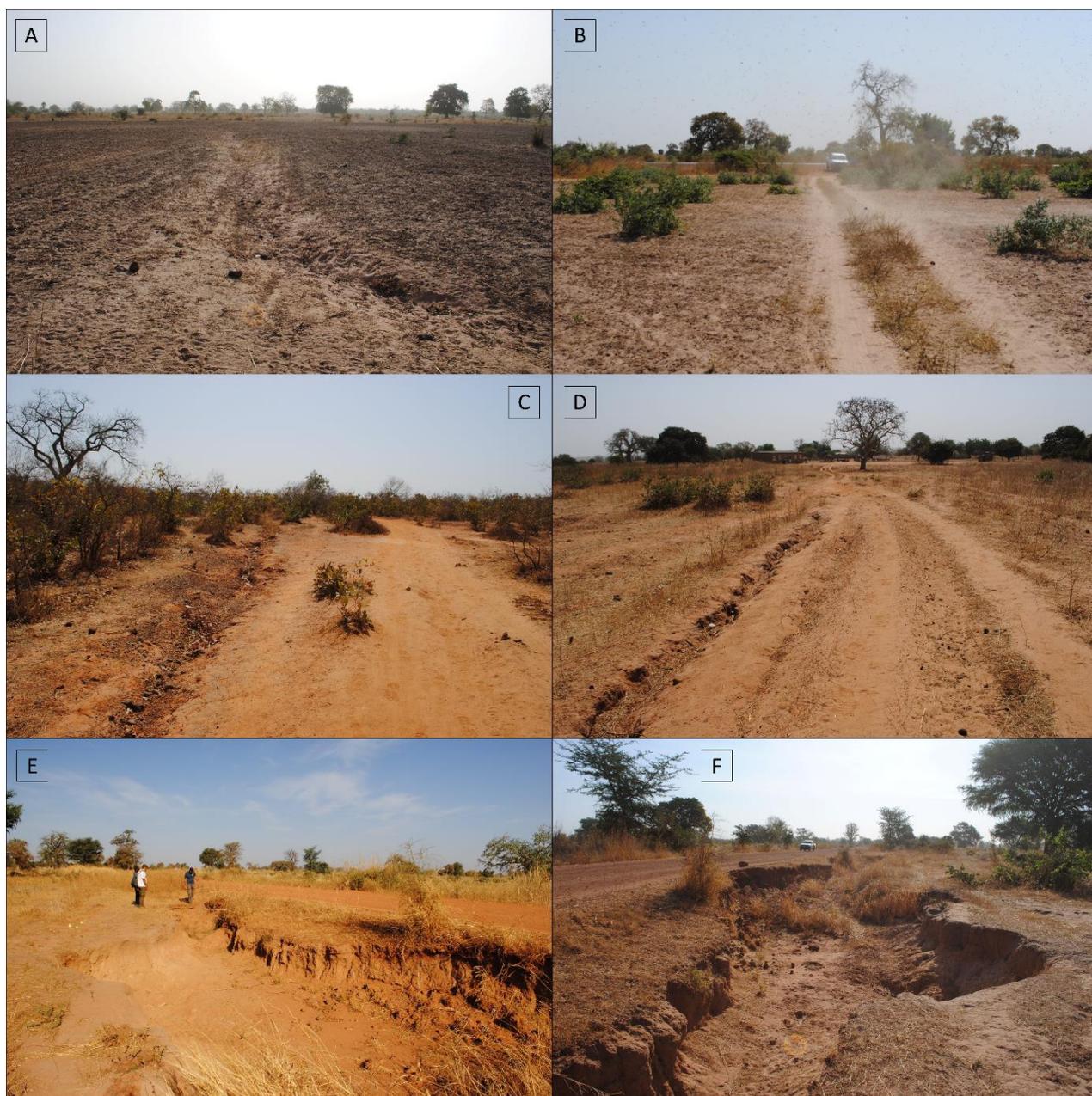


Figure 215. L'érosion actuelle dans la région de Wanar. A. Érosion par ruissellement d'une parcelle au sud-ouest de Wanar (entre WAR08 et WAR09). B. Érosion éolienne (tourbillon de poussière) observée entre Kaffrine et Birkelane (SBB32a). C et D. Érosion linéaire à l'ouest de Keur Ndongo (entre WAR11 et WAR12). E et F. Importante ravine formée en 2018 le long de la route de Sinthiou Wanar (SBB59) (Photos : M. Stern).

3.4. La fin du XXème siècle dans la région de Wanar

Dans les années 1980, les effets combinés de la croissance démographique, de l'appauvrissement des sols, de la sécheresse et du désengagement de l'Etat dans la culture de l'arachide (suppression des subventions pour les intrants et le matériel agricole) sont très difficiles à surmonter pour des milliers de paysans du Sine-Saloum (Ndiaye, 1998 ; Sidibé, 2005). Nombre d'entre eux migrent au Sud du Sénégal, en Casamance, là où les sols sont encore peu cultivés et la pluviométrie annuelle plus favorable à la culture de l'arachide. En particulier, des centaines de personnes quittent les villages de Wanar et de Kassas (Figure 29), et de manière générale de la communauté rurale de Mabo, pour s'installer dans la forêt de Pata en Casamance (Figure 28), au-delà de la Gambie. Aux yeux d'un paysan de la communauté rurale de Mabo, interrogé par Sidibé (2005) en 1999, une des causes principales de cette migration est la pression démographique : « *Dix familles, parmi les dix-sept qui sont parties en 1986, ne constituaient que trois familles il y a vingt ans de cela, c'est dire si la population a augmenté* ». La même année 1999, un chef d'exploitation à Wanar, dont la famille se compose de 13 personnes, confronté au manque de terres à cultiver pour nourrir l'ensemble de la famille, « *envisage d'envoyer ses deux enfants « hiverner » l'année à Pata, s'il ne trouve pas de nouvelles terres.* » (Sidibé, 2005). Cependant, la colonisation agricole de la forêt de Pata dévoile bientôt ses effets négatifs, les mêmes que ceux rencontrés dans le Saloum, à savoir la pression démographique, l'épuisement des sols, l'assèchement de la majorité des mares et les conflits avec les éleveurs dont les pâturages sont rapidement relégués à d'étroites « zones de parcours » (Sidibé, 2005).

Face à ce constat, la question soulevée par Sidibé semble légitime : « *Pourquoi les paysans [...] restent-ils attachés à des systèmes de production basés sur la consommation continue d'espaces, alors qu'ils n'ignorent rien des conséquences de leurs pratiques ?* », question à laquelle il apporte une réponse irrécusable : « *En réalité, le problème environnemental qui se pose aujourd'hui avec acuité dans les territoires de l'arachide n'est pas étranger au développement de la culture, à la volonté des firmes, des maisons de commerce et de l'État de faire toujours plus de profits. En conséquence, la production a été de plus en plus encouragée sans le moindre souci pour le maintien de l'équilibre des sols* ». À tel point qu'en toute fin du XXème siècle (1999), les paysans du Saloum témoignent d'une fidélité sans failles à l'arachide, considérée comme une « affaire familiale » par un paysan de Mabo qui la cultive depuis 30 ans, comme l'a fait son père et le fait, à son tour, son fils. Si les traditions liées à l'édification des monuments mégalithiques et aux cérémonies qui leur sont associées n'ont pas traversées les âges (Becker & Martin, 2005 ; Holl, 2012 ; Laporte *et al.*, 2017), c'est la culture de l'arachide qui, quant à elle, est profondément perçue comme « la perpétuation d'une tradition séculaire » (Sidibé, 2005).

L'influence de l'anthropisation sur l'évolution du géosystème depuis deux millénaires

Les deux derniers millénaires sont marqués par une anthropisation grandissante dans la moyenne vallée du Bao Bolon. Le site mégalithique de Wanar dévoile les premières traces d'occupation humaine à partir de 1 300 cal BP, période qui correspond à un hiatus sédimentaire qui marque la transition de dynamiques d'écoulement importante vers une énergie plus faible des cours d'eau. Ce changement pourrait être associé au passage d'une phase aride, qui s'accompagne d'une érosion des versants et d'une sédimentation grossière et colluviale dans les bas-fonds, à une phase plus humide marquée par une sédimentation plus fine. Au cours de cette seconde phase, les conditions sont également plus humides qu'aujourd'hui. Cette période se termine par une érosion des dépôts et un colluvionnement généralisés survenus dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, sous l'effet d'une mise en culture intensive de l'ensemble des zones de glacis.

Conclusion générale

L'évolution d'un géosystème soudanien dans son contexte régional

Cette première étude sur les temporalités environnementales de la moyenne vallée du Bao Bolon permet de mettre en lumière différentes étapes marquantes de l'évolution du géosystème. Ces étapes résultent de la combinaison des paramètres abiotiques et biotiques, puis anthropiques depuis au moins deux millénaires, et de leur évolution dans le temps.

Dans un premier temps, les paysages de la région de Wanar sont structurés par des héritages aux temporalités très longues : trois niveaux de cuirasses, qui se différencient par leur altitude et leur faciès, et des formations éoliennes, marque de la dernière période aride du Pléistocène supérieur, plus ou moins remaniées.

Les trois niveaux de cuirasse, la première entre 30 et 45 m, la deuxième entre 20 et 30 m et la dernière autour de 5 m d'altitude, témoignent de processus de cuirassement différents, authigène pour la première et allogène pour les autres. Il s'agit de trois périodes anciennes, associées au Tertiaire pour la phase à 30–45 m selon certains auteurs (Michel, 1973), et antérieures à la mise en place de l'hydrographie actuelle.

Au cours du Pléistocène supérieur, à l'Ogolien, entre 23 000 et 15 000 BP, les formations dunaires sahariennes se sont étendues vers le Sud et la moyenne vallée du Bao Bolon est alors ennoyée sous un important épandage éolien. Le paysage est dunaire et désertique, l'hydrographie est très peu développée et le niveau de la mer se situe à 120 ou 130 m sous le niveau actuel. Ces dépôts éoliens ont ensuite fourni le matériel de base aux processus hydrosédimentaires holocènes.

L'entrée dans l'Holocène s'accompagne d'une augmentation des précipitations en Afrique de l'Ouest, avec peut-être une pulsation plus sèche au cours de l'unité HI (10 500 – 9 500 cal BP). L'augmentation de l'humidité de l'Holocène moyen s'inscrit dans le contexte de la Période Humide Africaine, dont l'acmé est enregistrée par l'unité HM1 (8 000 – 6 600 cal BP). Les conditions deviennent moins humides à la suite de cet optimum climatique et l'écoulement

s'affaiblit dans le Khour avec des environnements plutôt palustres au cours de HM2 (5 300 – 5 000 cal BP), tandis que le chenal du Bao Bolon s'élargit sous l'effet d'une élévation du niveau de la mer de quelques mètres au-dessus du niveau actuel. La tendance à l'assèchement se poursuit, favorisant des épisodes d'érosion dans le Khour à 4 900 cal BP et au cours de HM3 (4 900 – 4 200 cal BP), alors qu'un rétrécissement du chenal du Bao Bolon peut être associé à un abaissement relatif du niveau marin. La phase sèche au cours de l'Holocène supérieur HS1 (4 200 – 3 300 cal BP) met définitivement un terme à la Période Humide Africaine, et se traduit par une érosion généralisée vers 4 200 cal BP, qui se poursuit dans le chenal du Khour jusqu'à 2 800 cal BP. Cette « purge » fournit alors un matériel sédimentaire abondant au Bao Bolon à l'aval, alors sujet à l'aggradation. La reprise de la sédimentation fluviale dans le Khour au cours de l'unité HS2 (2 800 – 2 350 cal BP) témoigne d'un retour relatif à l'humidité, dans un contexte général de tendance à l'aridité. Cette tendance à l'aridité s'affirme notamment par une crise hydro-sédimentaire majeure à l'échelle de l'ensemble de la moyenne vallée du Bao Bolon entre 2 350 et 2 000 cal BP, à l'origine d'un hiatus sédimentaire généralisé.

Jusqu'aux deux derniers millénaires, la séquence holocène dévoile un hydrosystème qui fonctionne en deux entités distinctes : d'une part les parties amont et médianes des bassins versants du Khour et du marigot du Coude (coupe SAW20b), d'autre part, la vallée du Bao Bolon et les portions aval de ses affluents, autour de 0 m d'altitude. Lorsque le Bao Bolon et ses affluents connaissent des phases de sédimentation, le Khour et l'amont du marigot du Coude sont sujets à l'incision. La purge en amont des sédiments des marigots génère ainsi une aggradation à l'aval dans le Bao Bolon. Les seules unités au cours desquelles la sédimentation a lieu à la fois dans les marigots et le Bao Bolon sont les unités HI (10 500 – 9 500 cal BP), HS3 (2 200 – 0 cal BP) et Subactuelle (Post-1950 AD). Concernant l'unité HI, ceci peut s'expliquer par la disponibilité en masse du matériel à remanier sur les versants, alors recouverts de sables éoliens peu végétalisés. L'hydrosystème se met en place à cette période et les apports solides venant des versants sont dans l'ensemble très importants. Un changement majeur est toutefois identifié dans le fonctionnement de l'hydrosystème depuis les deux derniers millénaires (unités HS3 et Subactuelle), où l'on assiste à une aggradation sédimentaire généralisée à l'ensemble des cours d'eau. Ce contraste avec la séquence holocène s'inscrit dans une période où le facteur anthropique se combine aux facteurs abiotiques et biotiques et oriente dès lors l'évolution du géosystème.

En effet, à la suite de l'incision généralisée entre 2 350 et 2 000 cal BP, les enregistrements sédimentaires de l'unité HS3 (2 200 – 0 cal BP) témoignent d'un retour relatif à des conditions plus humides, avec des écoulements toutefois moins dynamiques qu'au cours de HS2.

L'aggradation alluviale généralisée résulte, comme pour l'unité HI, d'une augmentation des débits liquides et de leurs apports solides dans un bassin versant à couverture végétale probablement assez peu dense. La faible capacité du couvert végétal à protéger les versants de l'érosion au cours de HS3 peut être liée à son altération lors de la première phase, jusqu'à 1 300 cal BP, où les conditions sont probablement plus sèches, à l'instabilité climatique des deux derniers millénaires, mais probablement aussi aux activités humaines sur les versants. Le paramètre anthropique entre très certainement en compte, comme en témoigne :

- La présence humaine attestée depuis deux millénaires, en même temps que l'aggradation alluviale généralisée.
- Les hiatus sédimentaires enregistrés au sein de l'unité HS3 qui concordent avec les différentes phases d'activités au sein du site mégalithique de Wanar.
- Les feux et incendies suggérés par les taux de carbone organique élevés, la couleur gris sombre ou noire de certains faciès, l'abondance de microparticules charbonneuses.

Si l'hydrosystème a enregistré une modification dans son fonctionnement il y a deux millénaires, dans un contexte climatique et anthropique changeant, un plus grand bouleversement est survenu dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle AD. Les projets de développement agricole du Bao Bolon dès les années 1940, et surtout l'intégration de la région de Wanar au bassin arachidier, avec une intensification du travail du sol à travers la mécanisation de l'agriculture à partir des années 1960, génèrent une très forte érosion des versants. Celle-ci amène à un colluvionnement généralisé, et la concentration des débits liquides et solides dans les marigots entraîne leur incision dans les dépôts holocènes. Tous les marigots de la région de Wanar sont aujourd'hui incisés en terrasse, parfois sur plusieurs mètres, et présentent un profil en U. Ce changement des pratiques agricoles, qui passe de cultures vivrières extensives à une culture de rente, s'est effectué dans le contexte de la petite phase humide des années 1950 – 1960. En revanche, son intensification coïncide avec la sécheresse des années 1970-1980. Ce contexte climatique a certainement fragilisé les couvertures végétales, mais c'est principalement l'intensification du système agraire qui a favorisé la crise érosive survenue dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Malgré le retour de conditions plus humides depuis les années 1990 (Garnier, 2013 ; Kosmowski *et al.*, 2015), qui pourrait être favorable à un renforcement du couvert végétal sur les versants, les surfaces de brousse converties à la culture de l'arachide n'ont cessé de se multiplier au cours des dernières décennies. L'ensemble des glacis est aujourd'hui défriché et cultivé, les parcelles à nu en saison sèche sont actuellement sujettes à l'érosion éolienne et sont très vulnérables à l'érosion hydrique lors de la reprise des précipitations en début de saison des pluies. Les eaux de ruissellement arasent les parcelles, entraînant d'importantes pertes en terre. Les

écoulements se concentrent et forment d'abord de petits ravinements, puis gagnent en puissance en aval où ils laissent derrière eux de plus profondes ravines. Cette dynamique montre bien le rôle crucial du paramètre anthropique dans l'évolution du géosystème depuis la fin du 20^{ème} siècle, qui contraste avec l'ensemble de la séquence holocène au cours de laquelle les paysages de la moyenne vallée du Bao Bolon évoluaient essentiellement sous l'effet de variations climatiques et eustatiques. L'unité Subactuelle marque un tournant dans l'évolution du géosystème, les mécanismes à l'œuvre sont, dès lors, ceux de l'Anthropocène.

La moyenne vallée du Bao Bolon dans le contexte des changements globaux : de l'Holocène à l'Anthropocène

À l'échelle globale, l'Holocène se caractérise par une augmentation progressive de la température moyenne annuelle (Bova *et al.*, 2021) et fait suite à la dernière ère glaciaire. La fonte des calottes polaires favorise la migration vers le nord du balancement saisonnier de la ceinture des pluies tropicales, la limite Sahara/Sahel remonte plus au nord et l'Afrique de l'Ouest connaît un retour de l'humidité. À l'échelle globale, ce réchauffement est toutefois marqué par deux refroidissements abrupts à 8 200 cal BP et 4 200 cal BP, associés respectivement au démantèlement de la calotte polaire dans l'Atlantique nord et à la réavancée des glaciers dans les hautes latitudes, selon Walker *et al.* (2019). L'évènement 8.2 ka BP n'est pas représenté dans les archives sédimentaires étudiées dans la moyenne vallée du Bao Bolon, il s'agit d'une période très peu documentée. La transition entre l'Holocène Moyen et l'Holocène Supérieur, à 4 200 cal BP, est marquée par un assèchement dans la région de Wanar, qui provoque plusieurs épisodes d'érosions et d'incisions dans le Khour et le Bao Bolon. Ce pic d'aridité met fin aux conditions très humides de la Période Humide Africaine, et marque un tournant vers une tendance à long terme à l'assèchement dans la région. L'évènement 4.2 ka BP semble impliquer des réorganisations significatives des modèles globaux de circulation océanique et atmosphérique, qui lui vaut la qualification de « Tournant de l'Holocène » (Paasche et Bakke, 2009 ; Walker *et al.*, 2019).

Le réchauffement climatique actuel présente la particularité d'être associé à une augmentation extrêmement rapide et importante des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis la révolution industrielle, et d'origine essentiellement anthropique. La concentration de CO₂ atmosphérique a fluctué entre 180 et 260 ppm au cours des 800 000 dernières années, avant d'atteindre plus de 380 ppm aujourd'hui (Masson-Delmotte, 2012; Berger, 2012). Les températures moyennes annuelles actuelles excèdent les températures des

12 000 dernières années, et se rapprochent probablement des températures atteintes lors du dernier interglaciaire, il y a 128 000 à 115 000 ans (Bova *et al.*, 2021). Ce réchauffement s'inscrit dans un contexte marqué par des changements majeurs, tels que l'augmentation de la population humaine mondiale, passée de près d'un milliard de personnes au début du XIX^{ème} siècle (Dumont, 2008) à 7,7 milliards de personnes en 2019 (Insee, 2020), qui s'accompagne d'un accroissement de l'agriculture, de l'urbanisation, et d'une consommation croissante des combustibles fossiles (Crutzen & Stoermer, 2000). Ces changements ont donné naissance au terme d' « Anthropocène » pour qualifier cette nouvelle époque géologique, où les activités humaines jouent un rôle de force géophysique et chimique majeure qui influence le système terrestre (Crutzen & Stoermer, 2000 ; Masson-Delmotte, 2012 ; Berger, 2012 ; Lewis & Maslin, 2015). Si la période actuelle fait encore officiellement partie de l'Holocène Supérieur ou Meghalayan, le Groupe de Travail sur l'Anthropocène (Anthropocene Working Group), qui dépend de la Commission Internationale de la Stratigraphie (International Commission on Stratigraphy), se penche actuellement sur la question de la formalisation de l'Anthropocène en tant qu'unité géologique à part entière, qui mettrait fin à l'Holocène (et au Meghalayan). La date de début de cette nouvelle époque serait située dans les années 1950, période qui correspond d'une part aux premiers essais nucléaires et à leurs émissions artificielles de radionucléides à l'échelle du globe, et d'autre part, à la recrudescence des signaux géologiques préservés dans les strates récemment accumulées, et résultants de la « grande accélération » de la croissance démographique, de l'industrialisation et de la mondialisation (AWG, 2021). Cette proposition de date marquant le début de l'Anthropocène, ainsi que les phénomènes qui caractérisent cette nouvelle époque, tel que l'augmentation de l'érosion et du transport de sédiments sous l'effet de l'urbanisation et de l'agriculture (AWG, 2021), coïncident incontestablement avec le changement majeur identifié dans la moyenne vallée du Bao Bolon, à travers l'unité Subactuelle (Post-1950). L'explosion des taux de sédimentation, la modification du modelé des versants et des bas-fonds, et paradoxalement l'exclusion du feu par l'intensification des activités humaines, en lien avec la disparition des savanes, sont autant de bouleversements qui ont marqué le géosystème au cours des dernières décennies. Le paramètre anthropique détermine dès lors tous les autres aspects abiotiques et biotiques et endosse un rôle décisif dans l'évolution du géosystème. C'est à ce titre que cette dernière période constitue une rupture primordiale dans les temporalités environnementales étudiées au cours des dix derniers millénaires, engendrant un basculement de paradigme d'une logique holocène vers une logique anthropocène.

Perspectives

Cette thèse est une première contribution à l'étude des temporalités environnementales de la moyenne vallée du Bao Bolon. S'appuyant sur des prospections préliminaires, en 2011 et 2014, elle a surtout consisté en la reconnaissance du fonctionnement géomorphologique et des archives sédimentaires de la région, en tant que socle d'une recherche géoarchéologique plus large. Cette entrée, essentiellement axée sur les aspects abiotiques du géosystème, a permis d'identifier les mécanismes d'érosion et de sédimentation à l'œuvre sur une large zone d'étude, qui dépasse les limites d'un bassin versant. À travers cette approche, une séquence chronostratigraphique bien étayée a été établie et différentes étapes de l'évolution environnementale du géosystème au cours de l'Holocène ont été mises en lumière, tout comme certains effets de la montée en puissance du facteur anthropique, au cours du 20^{ème} siècle, ont été identifiés. Une partie de la séquence holocène reste encore à préciser dans ses jalons chronostratigraphiques, tout particulièrement pour la première moitié de l'Holocène, période mal connue dans toute cette partie de l'Afrique de l'Ouest et dont les enregistrements ne sont, pour le moment, qu'insuffisamment documentés dans la vallée du Bao Bolon. L'exploitation plus poussée des indicateurs sédimentologiques, comme la morphoscopie des grains de quartz et la géochimie, devrait aussi préciser notre connaissance des processus hydrogéomorphologiques.

Nos interprétations n'ont fait qu'effleurer l'aspect biotique, et des études préliminaires sur les bioindicateurs ont été réalisées. Toutefois, afin d'affiner les interprétations et d'identifier les changements qui ont affecté les couvertures végétales, il est nécessaire de développer l'étude de la composante biotique du géosystème, en axant les recherches sur ces bioindicateurs. La thèse d'Emmanuel Weisskopf, débutée en septembre 2019, va permettre d'apporter de nouvelles informations sur le fonctionnement de ce géosystème, notamment grâce à l'étude détaillée du palynofaciès et des phytolithes dans plusieurs des profils présentés ici : deux carottes prélevées dans le Khou (SEW01 et SEW03), une dans le Bao Bolon (WAR22e) et une dans le marigot du Coude (WAR20c) (Weisskopf *et al.*, 2021). En particulier, ces recherches permettront de documenter de manière précise l'évolution des couverts végétaux au cours des deux derniers millénaires, en lien avec l'occupation humaine et l'utilisation des sites mégalithiques. Les rôles des facteurs anthropique et climatique dans l'évolution du géosystème au cours de HS3 (2 200 – 0 cal BP), notamment dans l'aggradation sédimentaire généralisée à l'ensemble des fonds de vallées, pourraient ainsi être mieux cernés. La reconstitution des couvertures végétales et l'identification du signal incendie, de manière quantitative et absolue, permettront peut-être de se prononcer sur l'existence et/ou

le rôle des sociétés humaines dans l'évolution des paysages au cours de l'Holocène, et avant les deux derniers millénaires.

Enfin, cette étude a été initiée dans le cadre d'un programme de coopération archéologique franco-sénégalais, sur un site du Patrimoine mondial. Si elle a contribué à la connaissance du cadre environnemental du site mégalithique de Wanar et des autres sites voisins, et que des publications communes sont en cours, nos résultats doivent encore être mieux discutés avec les différents contributeurs du projet, pour aller vers une véritable approche géoarchéologique, voire d'archéologie du paysage.

Bibliographie

A

ALBERGEL J., BERNARD A., DACOSTA H., DUBÉE G., PÉPIN Y. & SAOS J.-L., 1991 - Projet Pilote « Sine Saloum » bas-fond de Thyse Kaymor : rapport de synthèse : hydrologie-hydrogéologie. ORSTOM, Dakar, Sénégal, 33 p.

AMOROS C. & PETTS G.-E., 1993 - Hydrosystèmes fluviaux. Collection d'écologie, **24**. Masson, Paris, 300 p.

ANDRÉ M.-F., 2007 - Du continent au bassin versant : Théories et pratiques en géographie physique ; hommage au professeur Alain Godard. Presses Univ Blaise Pascal, 590 p.

ANDRIEU J., ANGLÈS S., AUDARD F., AURÉGAN X., BALLOUCHE A., BIGOT S., BOYER F., CHEVRILLON-GUIBERT R., DUBUS N., FALL A., FOURNIER C., FRANCK A., GOEURY D., GOND V., HUMBERT A., LESSAULT D., MAREGA O., MOREL A., ROME S., SAGNA P., SAKHO P., TAÏBI A.N., & ZANINETTI J.M., 2017 - L'Afrique : du Sahel et du Sahara à la Méditerranée. CAPES/Agreg. Editions Ellipses, 312 p.

ANTHROPOCENE WORKING GROUP (AWG), 2021 - Working Group on the 'Anthropocene'. Subcommission on Quaternary Stratigraphy. <http://quaternary.stratigraphy.org/working-groups/anthropocene/>, consulté le 31 août 2021.

ARMITAGE S.J., BRISTOW C.S. & DRAKE N.A., 2015 - West African Monsoon Dynamics Inferred from Abrupt Fluctuations of Lake Mega-Chad. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112**, (28), 8543-8548.

ASSI-KAUDJHIS C., DIGBEHI B.Z., ROCHE E. & LEZINE A.-M., 2010 - Synthèse sur l'évolution des paléoenvironnements de l'Afrique occidentale atlantique depuis la fin de la dernière période glaciaire. Influences climatiques et anthropiques. *Geo-Eco-Trop.*, (34), 1-28.

ASSOCIATION FRANÇAISE POUR L'ÉTUDE DU SOL AFES, 2008 - Référentiel pédologique 2008. Quae, 405 p.

AZZOUG M., CARRÉ M. & SCHAUER A.J., 2012 - Reconstructing the Duration of the West African Monsoon Season from Growth Patterns and Isotopic Signals of Shells of *Anadara Senilis* (Saloum Delta, Senegal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **346-347**, 145-152.

B

BAILLIE M.G.L., 1995 - A Slice Through Time : Dendrochronology and Precision Dating. Psychology Press, 182 p.

BALASCIO N.L., D'ANDREA W.J. & BRADLEY R.S., 2015 - Glacier Response to North Atlantic Climate Variability during the Holocene. *Climate of the Past Discussions*, **11**, (3), 2009-2036.

BALLOUCHE A., 2019 - Ordinaires, dégradés ou patrimoniaux ? La part des héritages dans les paysages de savane en Afrique de l'Ouest. *Projets de paysage*, **21**, 20 p.

BALLOUCHE A. & NEUMANN K., 1995 - A New Contribution to the Holocene Vegetation History of the West African Sahel : Pollen from Oursi, Burkina Faso and Charcoal from Three Sites in Northeast Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany*, **4**, 31-39.

BALLOUCHE A., STERN M., LANDRY D., DIAGNE S., EICHHORN B., GARNIER A. & LESPEZ L., 2019 - Paléoenvironnements. In L. Laporte et H. Bocoum (eds.), *Paysages mégalithiques du Sénégal et de la Gambie. Un patrimoine mondial. Histoire Générale du Sénégal*, **3**. 25-39.

BANQUE INTERNATIONALE POUR LA RECONSTRUCTION ET LE DÉVELOPPEMENT (BIRD) & ASSOCIATION INTERNATIONALE DE DÉVELOPPEMENT (AID), 1971 - Senegal : Projet de colonisation de la région des Terres Neuves. Département des projets agricoles. 8 avril 1971.

BARD E., ARNOLD M., FAIRBANKS R.G. & HAMELIN B., 1993 - ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C Ages Obtained by Mass Spectrometry on Corals. *Radiocarbon*, **35**, (1), 191-199.

BARUSSEAU J.-P., DESCAMPS C., GIRESE P., MONTEILLET J. & PAZDUR M., 1989 - Nouvelle définition des niveaux marins le long de la côte nord-mauritanienne (Sud du Banc d'Arguin) pendant les cinq derniers millénaires. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, (309), 1019-1024.

BAYON G., DENNIELOU B., ETOUBLEAU J., PONZEVERA E., TOUCANNE S. & BERMELL S., 2012 - Intensifying Weathering and Land Use in Iron Age Central Africa. *Science, New Series*, **335**, (6073), 1219-1222.

BECKER C., 1985 - Notes sur les conditions écologiques en Sénégal aux 17^{ème} et 18^{ème} siècles. *African Economic History*, (14), 167-216.

BECKER C., 1986 - Conditions écologiques, crises de subsistance et histoire de la population à l'époque de la traite des esclaves en Sénégal (17^e et 18^e siècles). *Revue canadienne des Etudes Africaines*, **XX**, (3), 357-376.

BECKER C. & MARTIN V., 1977 - Détails historiques et politiques, mémoire inédit (1778) de J. A. Le Brasseur. *Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire*, 81-132.

BECKER C. & MARTIN V., 2005 - Vestiges, peuplements et civilisations protohistoriques de la Sénégal. Version révisée 2005 de la première version manuscrite de 1980 à 1984, Kaolack, CNRS, 709 p.

BEN YAHMED D., HOUSTIN, NDIAYE & WADE, 2007 - Atlas du Sénégal. Atlas de l'Afrique. Editions du Jaguar, Paris, 136 p.

BERGER J.-F., 2012 - Des climats et des hommes. La Découverte, 496 p.

BERNOUX M & CHEVALLIER T, 2013 - Le carbone dans les sols des zones sèches. Des fonctions multiples indispensables. CSFD/Agropolis International, Montpellier, France, (10), 40 p.

BERTRAND C. & BERTRAND G., 2000 - Le géosystème : un espace-temps anthropisé. Esquisse d'une temporalité environnementale. In M. Barrué-Pastor et G. Bertrand (eds.), *Les temps de l'environnement. Paysage & environnement*. Presses Universitaires du Mirail, Toulouse, 65-75.

BERTRAND G., 1968 - Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **39**, (3), 249-272.

BERTRAND R., 1971 - Morpho-pédologie et orientations culturelles des régions soudanaises du Sine-Saloum, Sénégal. Carte, République du Sénégal, Ministère du développement rural, SODEVA, IRAT.

- BÉTARD F. & BOURGEON G., 2009** - Cartographie morphopédologique : de l'évaluation des terres à la recherche en géomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **15**, (3), 187-198.
- BIGNEBAT C. & SAKHO-JIMBIRA M.S., 2013** - Migrations et diversification des activités économiques locales : étude du Bassin arachidier du Sénégal. *Mondes en développement*, **4**, (164), 93-114.
- BLACHE J., 1940** - La campagne en pays noir. Essai sur les caractères du paysage rural en Afrique occidentale. *Revue de géographie alpine*, **28**, (3), 346-388.
- BLANC P., 2018** - L'Afrique : passé et présent d'un « réservoir » de terres. Hors collection, 283-364.
- BLOTT S.J. & PYE K., 2001** - GRADISTAT : A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, (11), 1237-1248.
- BOCOUM H. & BECKER C., 1997** - L'Afrique Occidentale Française et la recherche archéologique. In AOF : réalités et héritages. Sociétés ouest-africaines et ordre colonial, 1895-1960. République du Sénégal, Primature, Secrétariat général du Gouvernement, Direction des Archives du Sénégal, Dakar, 873-889.
- BOCOUM H. & LAPORTE L., 2008** - Projet Wanar. Pratiques funéraires et mégalithisme au Sénégal. Mission de Coopération entre la France et le Sénégal 2008 - 2011., 72 p.
- BOS J.A.A., GEEL B. VAN, PLICHT J. VAN DER & BOHNCKE S.J.P., 2007** - Preboreal Climate Oscillations in Europe : Wiggle-Match Dating and Synthesis of Dutch High-Resolution Multi-Proxy Records. *Quaternary Science Reviews*, **26**, (15-16), 1927-1950.
- BOUIMETARHAN I., DUPONT L., SCHEFUSS E., MOLLENHAUER G., MULITZA S. & ZONNEVELD K., 2009** - Palynological Evidence for Climatic and Oceanic Variability off NW Africa during the Late Holocene. *Quaternary Research*, **72**, (2), 188-197.
- BOUIMETARHAN I., MARRET F., DUPONT L. & ZONNEVELD K., 2009** - Dinoflagellate Cyst Distribution in Marine Surface Sediments off West Africa (17–6°N) in Relation to Sea-Surface Conditions, Freshwater Input and Seasonal Coastal Upwelling. *Marine Micropaleontology*, **71**, (3-4), 113-130.
- BOULANGER B. & MILLOT G., 1988** - La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain. *Sciences Géologiques. Bulletin*, **41**, (1), 113-123.
- BOVA S., ROSENTHAL Y., LIU Z., GODAD S.P. & YAN M., 2021** - Seasonal Origin of the Thermal Maxima at the Holocene and the Last Interglacial. *Nature*, **589**, (7843), 548-553.
- BOYLE J.F., 2000** - Rapid Elemental Analysis of Sediment Samples by Isotope Source XRF. *Journal of Paleolimnology*, **23**, 21-221.
- BRAVARD J.-P. & PETIT F., 2000** - Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial, 2ème édition. U Géographie. Armand Colin, 222 p.
- BUIZERT C., GKINIS V., SEVERINGHAUS J.P., HE F., LECAVALIER B.S., KINDLER P., LEUENBERGER M., CARLSON A.E., VINTHER B., MASSON-DELMOTTE V., WHITE J.W.C., LIU Z., OTTO-BLIESNER B. & BROOK E.J., 2014** - Greenland Temperature Response to Climate Forcing during the Last Deglaciation. *Science*, **345**, (6201), 1177-1180.

- CAILLÉ R., 1830** - Journal d'un voyage à Temboctou et à Jenné dans l'Afrique centrale. Paris, Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France, 495 p.
- CAILLEUX A., 1942** - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse de doctorat. Université de Paris, France, 176 p.
- CAILLEUX A. & TRICART J., 1959** - Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de documentation universitaire, Paris, France, 202 p.
- CAMARA A., HARDY K., DIOH E., GUEYE M., PIQUÉ R., CARRÉ M., SALL M. & DIOUF M.W., 2017** - Amas et sites coquilliers du delta du Saloum (Sénégal) : Passé et présent. *L'Anthropologie*, **121**, (1-2), 204-214.
- CAMARA F., 2019** - Analyse de carbone dans les sédiments de la moyenne vallée du Bao Bolon au Sénégal. Rapport de stage de Master 1, Université de Rennes 1, UMR 6554 LETG-Angers, 32 p.
- CAMPY M. & MACAIRE J.-J., 1989** - Géologie des formations superficielles (Géodynamique — faciès — utilisation). Masson, Paris, 433 p.
- CAMPY M., MACAIRE J.-J. & GROSBOIS C., 2013** - Géologie de la surface - Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux - 3^e édition. Dunod, Paris, 464 p.
- CARRÉ M., AZZOUG M., CAMARA A., CHEDDADI R., GAYE A.T., JANICOT S., KHODRI M., LAZAR A., LAZARETH C.E., MIGNOT J. & WADE M., 2017** - Sahel Rainfall Negatively Linked to Global Temperature during the Past 1600 Years. Past Global Changes Open Science Meeting (PAGES OSM) : Global Challenges for our Common Future : a Paleoscience Perspective, 5., Saragosse (SPA), 2017/05/09-13.
- CARRÉ M., AZZOUG M., ZAHARIAS P., WADE M., GAYE A., PATRIS N., CHEDDADI R., LAZAR A. & MIGNOT J., 2016** - Precipitation Variability in the Sahel during the Last 2000 Years Revealed by Archaeological Shell Middens in Senegal. *Quaternary International*, **404**, 191.
- CHAUVELIER M., 2021** - Etude de la matière organique dans les dépôts fluvio-marins de la vallée du Bao Bolon au Sénégal. Rapport de stage de Master 1, Université d'Angers, Laboratoire LETG-Angers, 40 p.
- CHEDDADI R., CARRÉ M., NOURELBAIT M., FRANÇOIS L., RHOJJATI A., MANAY R., OCHOA D. & SCHEFUSS E., 2021** - Early Holocene Greening of the Sahara Requires Mediterranean Winter Rainfall. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **118**, (23), 7 p.
- CHEDDADI R., NOURELBAIT M., BOUAISSA O., TABEL J., RHOJJATI A., LÓPEZ-SÁEZ J.A., ALBA-SÁNCHEZ F., KHATER C., BALLOUCHE A., DEZILEAU L. & LAMB H., 2015** - A History of Human Impact on Moroccan Mountain Landscapes. *African Archaeological Review*, **32**, (2), 233-248.
- CHENG H., FLEITMANN D., EDWARDS R.L., WANG X., CRUZ F.W., AULER A.S., MANGINI A., WANG Y., KONG X., BURNS S.J. & MATTER A., 2009** - Timing and Structure of the 8.2 Kyr B.P. Event Inferred from $\Delta 18\text{O}$ Records of Stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, **37**, (11), 1007-1010.
- CLAVAL P., 1967** - La division régionale de la Suisse. *Revue géographique de l'Est*, 83-94.
- COJAN I. & RENARD M., 2013** - Sédimentologie - 3^e édition. Dunod, 490 p.

COLLINS J.A., PRANGE M., CALEY T., GIMENO L., BECKMANN B., MULITZA S., SKONIECZNY C., ROCHE D. & SCHEFUSS E., 2017 - Rapid Termination of the African Humid Period Triggered by Northern High-Latitude Cooling. *Nature Communications*, **8**, (1372), 11 p.

COMBAZ A., 1964 - Les palynofaciès. *Rev. Micropal.*, **7**, (3), 205-218.

COMITÉ INTER-ÉTATS DE LUTTE CONTRE LA SÉCHERESSE DANS LE SAHEL (CILSS), 2016 - Les Paysages de l'Afrique de l'Ouest : Une Fenêtre sur un Monde en Pleine Evolution. U.S. Geological Survey EROS, 47914 252nd St, Garretson, SD 57030, UNITED STATES, 218 p.

CONRAD G. & LAPPARTIENT J.-R., 1987 - Le « Continental terminal », sa place dans l'évolution géodynamique du bassin sénégal-mauritanien durant le Cénozoïque. *Journal of African Earth Sciences*, **6**, (1), 45-60.

COUNDOUL M., 2018 - Évaluation du potentiel d'étude des diatomées dans les archives sédimentaires du Bao Balon (Région du Wanar, Sénégal). Rapport de stage de Master 2, Université d'Angers, UMR 6554 LETG-Angers, 34 p.

CROSAZ Y., 1995 - Lutte contre l'érosion des terres noires en montagne méditerranéenne. Connaissance du matériel végétal herbacé et quantification de son impact sur l'érosion. Thèse de Doctorat. Université Aix-Marseille III, Marseille, 244 p.

CRUTZEN P.J. & STOERMER E.F., 2000 - The « Anthropocene ». *Global Change NewsLetter*, (41), 17-18.

D

DABIN B. & MAIGNIEN R., 1979 - Les principaux sols d'Afrique de l'Ouest et leurs potentialités agricoles. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, **XVII**, (4), 235-257.

DAVIDOUX S., 2021 - La Falémé au cours du Quaternaire récent. Analyse paléoenvironnementale d'un espace soudanien riche en vestiges archéologiques en Afrique de l'Ouest. Thèse de Doctorat. Université Paris-est Créteil, 334 p.

DAVIDOUX S., LESPEZ L., GARNIER A., RASSE M., LEBRUN B., HAJDAS I., TRIBOLO C. & HUYSECOM E., 2018 - Les fluctuations environnementales des deux derniers millénaires en Afrique de l'Ouest : premiers résultats de l'étude des terrasses alluviales du ravin de Sansandé (vallée de la Falémé, Sénégal oriental). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **24**, (3), 237-255.

DAVIS J.L., 2013 - "Minding the Gap" : A Problem in Eastern Mediterranean Chronology, Then and Now. *American Journal of Archaeology*, **117**, (4), 527-533.

DE BLIC P., 1965 - Étude des relations sol-eau dans le Bao Bolon. Centre ORSTOM de Dakar-Hann, 103 p.

DECONINCK J.-F. & CHAMLEY H., 2011 - Bases de sédimentologie - 3^e édition. Dunod, 223 p.

DELLANOY J.-J., DELINE P., & LHÉNAFF R., 2016 - Géographie physique. Aspects et dynamique du Géosystème terrestre. Vuibert, 840 p.

- DELVOYE A., 2018** - Les productions céramiques protohistoriques de l'aire mégalithique sénégalaise dans le contexte de l'Afrique de l'ouest aux Ier et IIe millénaires de notre ère. Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 822 p.
- DELVOYE A., LAPORTE L., BOCOUM H., BERNARD R., CROS J.-P., DJOUAD S., DARTOIS V., LEJAY M., ATHIÉ A., CISSÉ F. & QUESNEL L., 2016** - L'Art et la manière : Approche technologique des céramiques de dépôt dans le mégalithisme sénégalais – Le cas de la nécropole de Wanar (Sénégal). *Journal of African Archaeology*, **14**, (2), 115-134.
- DELVOYE A., LAPORTE L., BOCOUM H., CROS J.-P., DIALLO M., DARTOIS V., LEJAY M., QUESNEL L. & BERTIN F., 2011** - Premières données sur le matériel céramique de la nécropole mégalithique de Wanar (Sénégal). *Afrique : Archeologie et Arts*, (7), 73-92.
- DEMANGEOT J., 1976** - Les espaces naturels tropicaux (essai de géographie physique). Collection Géographie. Masson, 188 p.
- DEMANGEOT J., 1999** - Tropicalité. Géographie physique intertropicale. Armand Colin, 320 p.
- DEMENOCAL P., ORTIZ J., GUILDERSON T., ADKINS J., SARNTHEIN M., BAKER L. & YARUSINSKY M., 2000-a** - Abrupt onset and termination of the African Humid Period : rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 347-361.
- DEMENOCAL P., ORTIZ J., GUILDERSON T. & SARNTHEIN M., 2000-b** - Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, **288**, (5474), 2198-2202.
- DESCAMPS C., THILMANS G., & THOMMERET J., 1974** - Données sur l'édification de l'amas coquillier de Dioron Boumak (Sénégal). *Bulletin de liaison - Association Sénégalaise pour l'Etude du Quaternaire de l'Ouest Africain (ASEQUA)*, (41), 67-83.
- DI STEFANO C., FERRO V. & MIRABILE S., 2010** - Comparison between Grain-Size Analyses Using Laser Diffraction and Sedimentation Methods. *Biosystems Engineering*, **106**, (2), 205-215.
- DIATTA M., 1994** - Mise en défens et techniques agroforestières au Sine Saloum (Sénégal) : Effets sur la conservation de l'eau, du sol et sur la production primaire. Thèse de Doctorat. Université Scientifique L. Pasteur (Strasbourg 1)., Strasbourg, 202 p.
- DIOT M.-F., 1991** - Le palynofaciès en archéologie : intérêt de son étude. *Revue d'Archéométrie*, **15**, (1), 54-62.
- DIOT M.-F., 1992** - Les microcharbons, éléments du palynofaciès. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques*, **139**, (2-4), 265-272.
- DIXIT Y., HODELL D.A., SINHA R. & PETRIE C.A., 2014** - Abrupt Weakening of the Indian Summer Monsoon at 8.2 Kyr B.P. *Earth and Planetary Science Letters*, **391**, 16-23.
- DUBRESSON A., MOREAU S., RAISON J.-P. & STECK J.-F., 2011** - L'Afrique subsaharienne. Une géographie du changement. U. Armand Colin, 272 p.
- DUMONT G.-F., 2008** - Les évolutions de la population dans le monde au XXI^e siècle. In *Poblacion, Vida y Desarrollo*. 49-73.

DUPONT L.M., 1993 - Vegetation Zones in NW Africa during the Brunhes Chron Reconstructed from Marine Palynological Data. *Quaternary Science Reviews*, **12**, (3), 189-202.

DUPONT L.M. & HOOGHMSTRA H., 1989 - The Saharan–Sahelian Boundary during the Brunhes Chron. *Acta Botanica Neerlandica*, **38**, (4), 405-415.

E

EICHHORN B. & NEUMANN K., 2014 - Holocene vegetation change and land use at Ounjougou (Mali). In *Archaeology of African Plant Use*. Stevens C., Nixon S., Murray M.A., Fuller D.Q., 83-96.

EL MADOURI L., 2019 - Analyse des microcharbons dans les sédiments fluviatiles de la moyenne vallée du Bao Bolon (Sénégal). Rapport de stage de Master 1, Université d'Angers, UMR 6554 LETG-Angers, 39 p.

F

FAO & OCDE, 2007 - Les ruralités en mouvement en Afrique de l'Ouest. 73 p.

FEDOTOV G.N., SHEIN E.V., PUTLYAEV V.I., ARKHANGEL'SKAYA T.A., ELISEEV A.V. & MILANOVSKII E.YU., 2007 - Physicochemical Bases of Differences between the Sedimentometric and Laser-Diffraction Techniques of Soil Particle-Size Analysis. *Eurasian Soil Science*, **40**, (3), 281-288.

FRÉDOUX A., 1994 - Pollen Analysis of a Deep-Sea Core in the Gulf of Guinea : Vegetation and Climatic Changes during the Last 225,000 Years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**, (2-4), 317-330.

FRIEDMAN G.M., 1962 - On Sorting, Sorting Coefficients, and the Lognormality of the Grain-Size Distribution of Sandstones. *The Journal of Geology*, **70**, (6), 737-753.

G

GALLAY A., 2010 - Sériation chronologique de la céramique mégalithique sénégalienne (Sénégal, Gambie), 700 cal BC - 1700 cal AD. *Journal of African Archaeology*, **8**, (1), 99-129.

GALLAY A., 2011 - Les sociétés mégalithiques : pouvoir des hommes, mémoire des morts. Collection le savoir suisse, 146 p.

GARNIER A., 2013 - La dynamique d'un système fluvial et de ses zones humides en Afrique soudano-sahélienne au cours de l'Holocène. Approches géomorphologique et biogéographique. L'exemple du Yamé au Mali. Thèse de Doctorat. Université de Caen/Basse Normandie. 465 p.

GARNIER A. & LESPEZ L., 2019 - Fluvial system dynamics of Sudano-Sahelian zone during the Late Holocene. The Yamé River (Dogon Country, Mali). *Geomorphology*, **340**, 32-52.

GARNIER A., LESPEZ L., OZAINNE S., BALLOUCHE A., MAYOR A., DRÉZEN Y.L., RASSE M. & HUYSECOM E., 2015 - L'incision généralisée de la vallée du Yamé (Mali) entre 2 350 et 1 700 ans cal. BP : quelle signification paléoenvironnementale et archéologique ? *Quaternaire*, **26**, (1), 49-66.

GASSE F., 2000 - Hydrological Changes in the African Tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**, (1-5), 189-211.

GASSE F. & TÉKAIA, 1979 - La paléocéologie des diatomées : évolution des lacs de l'Afar central. *Les cahiers de l'analyse de données*, **4**, (1), 81-94.

GASSE F. & VAN CAMPO E., 1994 - Abrupt Post-Glacial Climate Events in West Asia and North Africa Monsoon Domains. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, (4), 435-456.

GEE G.W. & BAUDER J.W., 1986 - Particle-size analysis. In *Methods of Soil Analysis*. American Society of Agronomy, Madison, 383-411.

GEIRSDÓTTIR Á., MILLER G.H., ANDREWS J.T., HARNING D.J., ANDERSON L.S. & THORDARSON T., 2019 - The Onset of Neoglaciation in Iceland and the 4.2 Ka Event. *Climate of the Past*, **15**, (1), 25-40.

GRACHEV A.M. & SEVERINGHAUS J.P., 2005 - A Revised $+10\pm 4^\circ\text{C}$ Magnitude of the Abrupt Change in Greenland Temperature at the Younger Dryas Termination Using Published GISP2 Gas Isotope Data and Air Thermal Diffusion Constants. *Quaternary Science Reviews*, **24**, (5-6), 513-519.

GRANGEON T., 2012 - Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 241 p.

GUMNIOR M., 2008 - Some New Insights on Fluvial Dynamics and Holocene Landscape Evolution in the Nigerian Chad Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **52**, (1), 17-30.

GUMNIOR M. & THIEMEYER H., 2003 - Holocene Fluvial Dynamics in the NE Nigerian Savanna : Some Preliminary Interpretations. *Quaternary International*, **111**, (1), 51-58.

H

HANEBUTH T.J.J. & HENRICH R., 2009 - Recurrent Decadal-Scale Dust Events over Holocene Western Africa and Their Control on Canyon Turbidite Activity (Mauritania). *Quaternary Science Reviews*, **28**, (3-4), 261-270.

HANEBUTH T.J.J. & LANTZSCH H., 2008 - A Late Quaternary Sedimentary Shelf System under Hyperarid Conditions : Unravelling Climatic, Oceanographic and Sea-Level Controls (Golfe d'Arguin, Mauritania, NW Africa). *Marine Geology*, **256**, (1-4), 77-89.

HARRISON T.P., 2012 - The Southern Levant. In *A Companion to the Archaeology of the Ancient Near East*. John Wiley & Sons, Ltd, 629-646.

HARUNA A. & KASHAM V.A., 2016 - X-Ray Florescence Analysis (XRF) of Kaolin in the South Eastern Nigeria. *Journal of Basic And Applied Research*, **2**, (2), 160-165.

HASSAN F.A., HAMDAN M.A., FLOWER R.J., SHALLALY N.A. & EBRAHEM E., 2017 - Holocene Alluvial History and Archaeological Significance of the Nile Floodplain in the Saqqara-Memphis Region, Egypt. *Quaternary Science Reviews*, **176**, 51-70.

HOLL A.F.C., 2012 - Comprendre les mégalithes de la Sénégambie. Généalogie des modèles explicatifs. In *La préhistoire des autres. Perspectives archéologiques et anthropologiques*. La Découverte, Paris, 231-246.

HOLL A.F.C. & BOCOUM H., 2014 - Les traditions mégalithiques de Sénégal. Editions Errance, Paris, 133 p.

HOLMES J.A., STREET-PERROTT F.A., PERROTT R.A., STOKES S., WALLER M.P., HUANG Y., EGLINTON G. & IVANOVICH M., 1999 - Holocene Landscape Evolution of the Manga Grasslands, NE Nigeria : Evidence from Palaeolimnology and Dune Chronology. *Journal of the Geological Society*, **156**, (2), 357-368.

HUYSECOM E., CHEVRIER B., MAYOR A., CANETTI M., CHAIX L., GARNIER A., GUEYE N.S., LESPEZ L., LOUKOU Y.S.B., POLLAROLO L., RASSE M., BALLOUCHE A., BOCOUM H., CAMARA A., SANKARE F., FIGOLS GUARDIOLA M., GUINDO N., HAJDAS I., JEANBOURQUIN C., SANOGO K. & TRIBOLO C., 2015 - La construction du cadre chronologique et paléoenvironnemental de la moyenne vallée de la Falémé (Sénégal oriental) : les résultats de la 17ème année d'activité du programme international « Peuplement humain et paléoenvironnement en Afrique ». *SLSA Jahresbericht*, Zurich & Vaduz, Editions Tamedia, 61-134.

HUYSECOM E., RASSE M., LESPEZ L., NEUMANN K., FAHMY A., BALLOUCHE A., OZAINNE S., MAGGETTI M., TRIBOLO CH. & SORIANO S., 2009 - The Emergence of Pottery in Africa during the Tenth Millennium Cal BC : New Evidence from Ounjougou (Mali). *Antiquity*, **83**, (322), 905-917.

I

INSTITUT NATIONAL DE LA STATISTIQUE ET DES ÉTUDES ÉCONOMIQUES INSEE (FRANCE), 2020 - Tableaux de l'économie française. Collection Insee Références. Institut national de la statistique et des études économiques, édition 2020, 262 p.

IUSS WORKING GROUP WRB, 2015 - Base de référence mondiale pour les ressources en sols 2014, Système international de classification des sols pour nommer les sols et élaborer des légendes de cartes pédologiques, Mise à jour 2015. Rapport sur les ressources en sols du monde N° 106. FAO, Rome., 216 p.

J

JANICOT S., REDELSPERGER J.-L. & LEBEL T., 2012 - La mousson ouest-africaine : introduction à quelques contributions du programme d'étude multidisciplinaire AMMA. *La Météorologie (Special-AMMA)*, 2-8.

JOLLY D., HARRISON S.P., DAMNATI B. & BONNEFILLE R., 1998 - Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary : Comparison with pollen and lake status data. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 629-657.

K

KIENON-KABORE H.T., THIOMBIANO-ILBOUDO E.F., ROBION-BRUNNER C. & SIMPORÉ L., 2019 - Iron Ironworks of West Africa. In *Encyclopedia of Global Archaeology*. Springer International Publishing, 1-19.

KITAGAWA H. & PLICHT J. VAN DER, 1998 - Atmospheric Radiocarbon Calibration to 45,000 yr B.P. : Late Glacial Fluctuations and Cosmogenic Isotope Production. *Science*, **279**, (5354), 1187-1190.

KOSMOWSKI F., LALOU R., SULTAN B., NDIAYE O., MULLER B., GALLE S. & SEGUI S. L., 2015 - Chapitre 4. Observations et perceptions des changements climatiques. In B. Sultan, R. Lalou, M. Amadou Sanni, A. Oumarou et M.A. Soumaré (eds.), Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest. IRD Éditions, 89-110.

L

LABBÉ L., 2016 - Simulation numérique de la pluviométrie en Afrique : Perspectives continentales et régionales à partir des réanalyses ERA-Interim. La Météorologie, Météo et Climat, **8**, (92), 30-38.

LAFORÉ J.-P., ASENCIO N., BOUNIOL D., COUVREUX F., FLAMANT C., GUICHARD F., HALL N., JANICOT S., KOCHA C., LAVAYSSE C., LEROUX S., POAN E., PEYRILLÉ P., ROCA R., ROEHRIG R., ROUX F. & SAÏD F., 2012 - Évolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain. La Météorologie (Special-AMMA), 11-16.

LAMAGAT J.-P., ALBERGEL J., BOUCHEZ J.-M. & DESCROIX L., 1990 - Monographie hydrologique du fleuve Gambie. Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ORSTOM), Organisation pour la mise en valeur du fleuve Gambie (OMVG), 247 p.

LANGLOIS C., 2006 - Diatomées. Micropaléontologie - Fiche d'informations sur les Diatomées. 5 p.

LAPORTE L., BOCOUM H., BERNARD R., BERTIN F., DARTOIS V., DELVOYE A., DIOP M., KANE A. & QUESNEL L., 2009 - Le site mégalithique de Wanar (Sénégal): Note préliminaire sur un nouveau programme de coopération entre la France et le Sénégal (2008-2011). Afrique : Archeologie et Arts, (5), 99-108.

LAPORTE L., BOCOUM H., CROS J.-P., DELVOYE A., BERNARD R., DIALLO M., DIOP M., KANE A., DARTOIS V., LEJAY M., BERTIN F. & QUESNEL L., 2012 - Megalithic Monumentality in Africa : From Graves to Stone Circles at Wanar, Senegal. Antiquity, **86**, (332), 409-427.

LAPORTE L., BOCOUM H., DELVOYE A., SANOGO K., POLET J., CEESAY B., CROS J.-P., ATHIÉ A., DJOUAD S., NDIAYE M., ARMBRUSTER B., BALLOUCHE A., EICHHORN B., GARNIER A., LESPEZ L., MATHÉ V. & ROBION-BRUNNER C., 2017 - Les mégalithes du Sénégal et de la Gambie dans leur contexte régional. Afrique : Archeologie et Arts, (13), 93-119.

LAPORTE L., LEFÈVRE J.-C., BOCOUM H., STERN M., NDIAYE M., DELVOYE A., BALLOUCHE A., CROS J.-P., DJOUAD S., NDIAYE A. & QUESNEL L., Mégalithes du Sénégal et de Gambie : construits pendant deux millénaires ou deux cent ans ? Nouvelles dates recueillies sur le site de Wanar, et révision des contextes archéologiques. Sous presse.

LE DRÉZEN Y., 2008 - Dynamiques des paysages de la vallée du Yamé depuis 4000 ans. Contribution à la compréhension d'un géosystème soudano-sahélien. (Ounjougou, Pays dogon, Mali). Thèse de doctorat. Université de Caen-Basse Normandie, France, 419 p.

LE DRÉZEN Y., LESPEZ L., RASSE M., GARNIER A., COUTARD S., HUYSECOM E. & BALLOUCHE A., 2010 - Hydrosedimentary Records and Holocene Environmental Dynamics in the Yamé Valley (Mali, Sudano-Sahelian West Africa). Comptes Rendus Geoscience, **342**, (3), 244-252.

- LEBLANC M., FAVREAU G., MALEY J., NAZOUMOU Y., LEDUC C., STAGNITTI F., OEVELEN P.J. VAN, DELCLAUX F. & LEMOALLE J., 2006** - Reconstruction of Megalake Chad Using Shuttle Radar Topographic Mission Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**, (1-2), 16-27.
- LEFÈVRE J.-C., 2020** - Centre de datation par le Radiocarbone - Principe de la méthode. <http://carbon14.univ-lyon1.fr/SPIP-v3/spip/spip.php?article116>, consulté le 10 août 2020.
- LERICOLLAIS A., 1980** - Le bassin de l'arachide. In P. Pélissier (ed.), *Atlas du Sénégal. Les Atlas Jeune Afrique*. Paris, 50-53.
- LESPEZ L., LE DREZEN Y., GARNIER A., RASSE M., EICHHORN B., OZAINNE S., BALLOUCHE A., NEUMANN K. & HUYSECOM E., 2011** - High-Resolution Fluvial Records of Holocene Environmental Changes in the Sahel : The Yamé River at Ounjougou (Mali, West Africa). *Quaternary Science Reviews*, **30**, (5-6), 737-756.
- LESPEZ L., RASSE M., DRÉZEN Y.L., TRIBOLO C., HUYSECOM E. & BALLOUCHE A., 2008** - L'évolution hydromorphologique de la vallée du Yamé (Pays Dogon, Mali) : signal climatique et hydrosystème continental en Afrique de l'Ouest entre 50 et 4 ka cal. BP. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **14**, (3), 170-185.
- LEWIS S.C. & KAROLY D.J., 2013** - Anthropogenic Contributions to Australia's Record Summer Temperatures of 2013. *Geophysical Research Letters*, **40**, (14), 3705-3709.
- LEWIS S.L. & MASLIN M.A., 2015** - Defining the Anthropocene. *Nature*, **519**, (7542), 171-180.
- LÉZINE A.-M., 1989** - Le Sahel : 20 000 ans d'histoire de la végétation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, (5), 35-42.
- LEZINE A.-M., BIEDA S., FAURE H. & SAOS J.-L., 1985** - Etude palynologique et sédimentologique d'un milieu margino-littoral : la tourbière de Thiaye (Sénégal) / Palynological and sedimentological studies of a coastal environment : the peat bog of Thiaye (Senegal). *Sciences Géologiques. Bulletin*, **38**, (1), 79-89.
- LÉZINE A.-M., DUPLESSY J.-C. & CAZET J.-P., 2005** - West African Monsoon Variability during the Last Deglaciation and the Holocene : Evidence from Fresh Water Algae, Pollen and Isotope Data from Core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**, (3-4), 225-237.
- LÉZINE A.-M., HÉLY C., GRENIER C., BRACONNOT P. & KRINNER G., 2011** - Sahara and Sahel Vulnerability to Climate Changes, Lessons from Holocene Hydrological Data. *Quaternary Science Reviews*, **30**, (21-22), 3001-3012.
- LI C.-H., LI Y.-X., ZHENG Y.-F., YU S.-Y., TANG L.-Y., LI B.-B. & CUI Q.-Y., 2018** - A High-Resolution Pollen Record from East China Reveals Large Climate Variability near the Northgrippian-Meghalayan Boundary (around 4200 Years Ago) Exerted Societal Influence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **512**, 156-165.
- LIBBY W.F., 1952** - Radiocarbon dating. Chicago, University of Chicago Press, 170 p.
- LÓPEZ-SÁEZ J.A., PÉREZ-DÍAZ S., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ A., BLANCO-GONZÁLEZ A., VILLARÍAS-ROBLES J.J.R., LUELMO-LAUTENSCHLAEGER R., JIMÉNEZ-MORENO G., CELESTINO-PÉREZ S., CERRILLO-CUENCA E., PÉREZ-ASENSIO J.N. & LEÓN Á., 2018** - Mid-Late Holocene Environmental and Cultural Dynamics at the South-West Tip of Europe (Doñana National Park, SW Iberia, Spain). *Journal of Archaeological Science : Reports*, **22**, 58-78.

LUCAS J., MENOR E. & PRÉVÔT L., 1979 - Le gisement de phosphate de chaux de Taïba (Sénégal). Un exemple d'enrichissement par altération. *Sciences Géologiques. Bulletin*, **32**, (1), 39-57.

M

MACAIRE J.J., 1990 - L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels. De la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, **1**, (1), 41-49.

MAKASKE B., VRIES E. DE, TAINTER J.A. & MCINTOSH R.J., 2007 - Aeolian and Fluviolacustrine Landforms and Prehistoric Human Occupation on a Tectonically Influenced Floodplain Margin, the Méma, Central Mali. *Netherlands Journal of Geosciences*, **86**, (3), 241-256.

MAKÓ A., TÓTH G., WEYNANTS M., RAJKAI K., HERMANN T. & TÓTH B., 2017 - Pedotransfer Functions for Converting Laser Diffraction Particle-Size Data to Conventional Values : Conversion of Particle-Size Distribution Data. *European Journal of Soil Science*, **68**, (5), 769-782.

MAKRI S., WIENHUES G., BIGALKE M., GILLI A., REY F., TINNER W., VOGEL H. & GROSJEAN M., 2021 - Variations of Sedimentary Fe and Mn Fractions under Changing Lake Mixing Regimes, Oxygenation and Land Surface Processes during Late-Glacial and Holocene Times. *Science of The Total Environment*, **755**, (2), 143418.

MALEY J., 2010 - Climate and palaeoenvironment evolution in North Tropical Africa from the end of the Tertiary to the Upper Quaternary. *Palaeoecology of Africa*, **30**, 227-278.

MALEY J. & VERNET R., 2015 - Populations and Climatic Evolution in North Tropical Africa from the End of the Neolithic to the Dawn of the Modern Era. *African Archaeological Review*, **32**, (2), 179-232.

MANNING K., PELLING R., HIGHAM T., SCHWENNIGER J.-L. & FULLER D.Q., 2011 - 4500-Year Old Domesticated Pearl Millet (*Pennisetum Glaucum*) from the Tilemsi Valley, Mali : New Insights into an Alternative Cereal Domestication Pathway. *Journal of Archaeological Science*, **38**, (2), 312-322.

MANNING K. & TIMPSON A., 2014 - The Demographic Response to Holocene Climate Change in the Sahara. *Quaternary Science Reviews*, **101**, 28-35.

MARSHALL F. & HILDEBRAND E., 2002 - Cattle Before Crops : The Beginnings of Food Production in Africa. *Journal of World Prehistory*, **16**, (2), 99-143.

MARTIN V. & BECKER C., 1974 - Vestiges protohistoriques et occupation humaine au Sénégal. In : *Annales de démographie historique*, 1974, 403-429.

MARTIN V. & BECKER C., 1981 - Atlas de Protohistoire Sénégalienne. 21 planches, Paris - Kaolack, CNRS.

MASSON-DELMOTTE V., 2012 - Les grandes oscillations du climat depuis 800 000 ans. In *Des climats et des hommes. La Découverte*, 57-72.

MAUNY R., 1961 - Tableau géographique de l'Ouest africain au Moyen Age : d'après les sources écrites, la tradition et l'archéologie. *Mémoire de l'IFAN*, (61), IFAN, Dakar, 587 p.

MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., CURT STAGER J., KARLÉN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., KREVELD S. VAN, HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R. & STEIG E.J., 2004 - Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, **62**, (3), 243-255.

MAYOR A., 2011 - Traditions céramiques dans la boucle du Niger : ethnoarchéologie et histoire du peuplement au temps des empires précoloniaux. *Journal of African archaeology monograph series*, (7), 292 p.

MAYOR A., HUYSECOM E., GALLAY A., RASSE M. & BALLOUCHE A., 2005 - Population Dynamics and Paleoclimate over the Past 3000 Years in the Dogon Country, Mali. *Journal of Anthropological Archaeology*, **24**, (1), 25-61.

MCINTOSH R.J., 1998 - The Peoples of the Middle Niger : The Island of Gold. Williston, VT : Blackwell, Oxford, 346 p.

MIALI A., 1996 - The Geology of Fluvial Deposits : Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 582 p.

MICHEL P., 1973 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique. Mémoires O.R.S.T.O.M., 63. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paris, 3 vols., 753 p.

MILLIMAN J.D. & EMERY K.O., 1968 - Sea Levels during the Past 35,000 Years. *Science*, **162**, (3858), 1121-1123.

MOLLIEN G., 1889 - Découverte des sources du Sénégal et de la Gambie en 1818. *Voyages dans tous les Mondes*, Nouvelle bibliothèque historique et littéraire. Paris, Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France, 324 p.

MYERS V.I., STANCLOFF A.S., STALJANSSENS M. & TAPPAN G., 1985 - Carte morphopédologique. République de Sénégal. Feuille No. 3. Cartographie et Télédétection des Ressources Naturelles pour le Plan National d'Aménagement du Territoire. Projet USAID/RSI No 685-0233.

MYERS V.I., STANCLOFF A.S., STALJANSSENS M. & TAPPAN G., 1986 - Cartographie et télédétection des ressources de la République du Sénégal. Etude de la géologie, de l'hydrologie, des sols, de la végétation et des potentiels d'utilisation des sols. République du Sénégal, Direction de l'Aménagement du Territoire. Agency for International Development. Remote Sensing Institute, 653 p.

N

NATIONAL ACADEMIES OF SCIENCES, ENGINEERING, AND MEDICINE, 2016 - Attribution of Extreme Weather Events in the Context of Climate Change. National Academies Press, Washington, D.C., 144 p.

NDIAYE E.H.M., 1998 - Les stratégies foncières paysannes face au changement écologique à Thyse-Kaymor/Sonkorong (Région de Kaolack, Département de Nioro). Mémoire de Maîtrise en Lettres & Sciences Humaines, 124 p.

NEUMANN K., 2003 - The Late Emergence of Agriculture in Sub-Saharan Africa : Archaeological Evidence and Ecological Considerations. In K. Neumann, A. Butler et S. Kahlheber (eds.), *Food, fuel and fields : Progress in African archaeobotany*. *Africa Praehistorica*, **15**. Heinrich-Barth-Institut, Köln, 71-92.

NEUMANN K., FAHMY A., LESPEZ L., BALLOUCHE A. & HUYSECOM E., 2009 - The Early Holocene Palaeoenvironment of Ounjougou (Mali) : Phytoliths in a Multiproxy Context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **276**, (1-4), 87-106.

NICHOLSON S.E., 2009 - A Revised Picture of the Structure of the "Monsoon" and Land ITCZ over West Africa. *Climate Dynamics*, **32**, (7-8), 1155-1171.

NICHOLSON S.E., 2011 - *Dryland Climatology*. Cambridge University Press, 529 p.

NIZOU J., HANEUBUTH T.J.J., HESLOP D., SCHWENK T., PALAMENGI L., STUUT J.-B. & HENRICH R., 2010 - The Senegal River Mud Belt : A High-Resolution Archive of Paleoclimatic Change and Coastal Evolution. *Marine Geology*, **278**, (1-4), 150-164.

NIZOU J., HANEUBUTH T.J.J. & VOGT C., 2011 - Deciphering Signals of Late Holocene Fluvial and Aeolian Supply from a Shelf Sediment Depocentre off Senegal (North-West Africa). *Journal of Quaternary Science*, **26**, (4), 411-421.

O

OCDE, 2014 - *Un atlas du Sahara-Sahel : Géographie, économie et insécurité*. Editions OCDE, Paris, 255 p.

OSTER J.L., SHARP W.D., COVEY A.K., GIBSON J., ROGERS B. & MIX H., 2017 - Climate Response to the 8.2 Ka Event in Coastal California. *Scientific Reports*, **7**, (3886).

OTTO F.E.L., MASSEY N., OLDENBORGH G.J. VAN, JONES R.G. & ALLEN M.R., 2012 - Reconciling Two Approaches to Attribution of the 2010 Russian Heat Wave. *Geophysical Research Letters*, **39**, (4), L04702.

OZAINNE S., HUYSECOM E., BALLOUCHE A. & RASSE M., 2004 - Le site des Varves à Ounjougou (Mali) : nouvelles données sur le peuplement néolithique des zones subsahariennes en Afrique de l'Ouest. In J. Schneider, L. Roost Vischer et D. Péclard (eds.), *Le forum suisse des africanistes 4*. Bâle, Münster, 266-281.

OZAINNE S., HUYSECOM E., MAYOR A., ROBION-BRUNNER C. & SORIANO S., 2009-a - Une chronologie pour le peuplement et le climat du pays dogon : la séquence culturelle et environnementale du gisement d'Ounjougou (Mali). *Antropo*, **18**, 37-46.

OZAINNE S., LESPEZ L., GARNIER A., BALLOUCHE A., NEUMANN K., PAYS O. & HUYSECOM E., 2014 - A Question of Timing : Spatio-Temporal Structure and Mechanisms of Early Agriculture Expansion in West Africa. *Journal of Archaeological Science*, **50**, 359-368.

OZAINNE S., LESPEZ L., LE DREZEN Y., EICHHORN B., NEUMANN K. & HUYSECOM E., 2009-b - Developing a Chronology Integrating Archaeological and Environmental Data from Different Contexts : The Late Holocene Sequence of Ounjougou (Mali). *Radiocarbon*, **51**, (2), 457-470.

P

PAASCHE Ø. & BAKKE J., 2009 - The Holocene Turnover - A Global Climatic Shift at ~4 Ka. In *EGU General Assembly 2009, April 19-24, Geophysical Research Abstracts, Vienna, EGU2009-14017*.

- PALL P., AINA T., STONE D.A., STOTT P.A., NOZAWA T., HILBERTS A.G.J., LOHMANN D. & ALLEN M.R., 2011** - Anthropogenic Greenhouse Gas Contribution to Flood Risk in England and Wales in Autumn 2000. *Nature*, **470**, (7334), 382-385.
- PARK M., 1799** - Voyage dans l'intérieur de l'Afrique : fait en 1795, 1796 et 1797. T.1. Paris, Dentu, 411 p.
- PASSEGA R., 1957** - Texture as Characteristic of Clastic Deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum geologists*, **41**, (9), 1952-1984.
- PASSEGA R., 1964** - Grain Size Representation by Cm Patterns as a Geological Tool. *Journal of Sedimentary Research*, **34**, (4), 830-847.
- PAUTOU G., 1992** - Les interactions espace-temps dans les hydrosystèmes fluviaux. In B. Pont et L. Milanés (eds.), Actes du séminaire Gestion et restauration des milieux fluviaux. Conférence Permanente des Réserves Naturelles, Mulhouse, 26-34.
- PECK V.L., ALLEN C.S., KENDER S., MCCLYMONT E.L. & HODGSON D.A., 2015** - Oceanographic Variability on the West Antarctic Peninsula during the Holocene and the Influence of Upper Circumpolar Deep Water. *Quaternary Science Reviews*, **119**, 54-65.
- PÉHAUT Y., 1961** - L'arachide au Sénégal. *Cahiers d'outre-mer*, **14**, (53), 5-25.
- PÉLISSIER P., 1951** - L'arachide au Sénégal : Rationalisation et modernisation de sa culture. *Cahiers d'outre-mer*, **4**, (15), 204-236.
- PÉLISSIER P., 1966** - Les paysans du Sénégal. Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance. Imprimerie Fabrègue, Saint-Yrieix (Haute-Vienne), 537 p.
- PELLETAN, J., 1888** - Les diatomées. Histoire naturelle, préparation, classification et description des principales espèces. Paris, *Journal de micrographie*, 322 p.
- PÉPIN Y., ALBERGEL J., DUBÉE G. & MAÏGA M., 1993** - Rapport de la campagne de mesures hydrologiques sur le bassin versant de Sonkorong. SALT "SAVanes à Long Terme". CNRS - ORSTOM, Dakar, 38p.
- PESSIS C., 2013** - Les sols sénégalais malades de l'arachide, 1944-1952. *Monde(s)*, **4**, (2), 127-144.
- PETIT M., 1990** - Géographie physique tropicale : approche aux études du milieu : morphogenèse, paysages. Karthala, 352 p.
- PETIT S. & MALLET B., 2001** - L'émondage des arbres fourragers : détail d'une pratique pastorale. *Bois et forêts des tropiques*, **270**, (4), 35-45.
- PEYRON O., GORING S., DORMOY I., KOTTHOFF U., PROSS J., BEAULIEU J.-L. DE, DRESCHER-SCHNEIDER R., VANNIÈRE B. & MAGNY M., 2011** - Holocene Seasonality Changes in the Central Mediterranean Region Reconstructed from the Pollen Sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene*, **21**, (1), 131-146.
- PINTO MARTINS D., 2008** - Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et de sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. Thèse de Doctorat. Université Lumière Lyon 2, 243 p.

POLAKOWSKI C., SOCHAN A., BIEGANOWSKI A., RYZAK M., FÖLDÉNYI R. & TÓTH J., 2014 - Influence of the Sand Particle Shape on Particle Size Distribution Measured by Laser Diffraction Method. *International Agrophysics*, **28**, (2), 195-200.

POMEL S., 2002 - Les couvertures végétales et pédologiques de l'Afrique occidentale et centrale : une conception anthropogène de la zonalité ? *Historiens et Géographes*, (379), 283-296.

POMEL S., POMEL-RIGAUD F. & SCHULZ E., 1994 - Indicateurs anthropogènes de la végétation et des sols de quelques savanes de l'Afrique de l'Ouest. In *Enregistreurs et indicateurs de l'évolution de l'environnement en zone tropicale. À la croisée des sciences*. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac, 173-200.

POUYAUD B., ALBERGEL J., CAMUS H., CHEVALLIER P. & LAMACHÈRE J.-M., 1995 - La réhabilitation des régimes hydriques et hydrologiques des terres semi-arides dégradées. In *L'homme peut-il refaire ce qu'il a défait ?* John Libbey Eurotext, Paris, 49-64.

PROSS J., KOTTHOFF U., MÜLLER U.C., PEYRON O., DORMOY I., SCHMIEDL G., KALAITZIDIS S. & SMITH A.M., 2009 - Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr B.P. climatic event. *Geology*, **37**, (10), 887-890.

R

RASSE M., 2017 - Case Study in a Sudano-Sahelian Fluvial Setting : Examples from The Yame Valley (Dogon District, Mali) and the Falémé Valley (Senegal). *Field Manual for African Archaeology*, 223-227.

RASSE M., BALLOUCHE A., HUYSECOM E., TRIBOLO C., OZAINNE S., LE DRÉZEN Y., STOKES S. & NEUMANN K., 2006 - Évolution géomorphologique, enregistrements sédimentaires et dynamiques paléoenvironnementales holocènes à Ounjougou (Plateau Dogon, Mali, Afrique de l'Ouest). *Quaternaire*, **17**, (1), 61-74.

REIMER P.J., AUSTIN W.E.N., BARD E., BAYLISS A., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUTZIN M., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MANNING S.W., MUSCHELER R., PALMER J.G., PEARSON C., VAN DER PLICHT J., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., TURNEY C.S.M., WACKER L., ADOLPHI F., BÜNTGEN U., CAPANO M., FAHRNI S.M., FOGTMANN-SCHULZ A., FRIEDRICH R., KÖHLER P., KUDSK S., MIYAKE F., OLSEN J., REINIG F., SAKAMOTO M., SOOKDEO A. & TALAMO S., 2020 - The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 Cal KBP). *Radiocarbon*, **62**, (4), 725-757.

REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTÉ C., HEATON T.J., HOFFMANN D.L., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MANNING S.W., NIU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., STAFF R.A., TURNEY C.S.M. & VAN DER PLICHT J., 2013 - IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal BP. *Radiocarbon*, **55**, (4), 1869-1887.

RIGAUD A., 2016 - Évaluation du potentiel d'études paléoenvironnementales d'un bassin versant en domaine soudano-sahélien et reconstitution de ses dynamiques hydrosédimentaires (Wanar, Sénégal). Rapport de stage de Master 2, Université d'Angers, UMR 6554 LETG-Angers, 46 p.

RIOU G., 1995 - Savanes. L'herbe, l'arbre et l'homme en terres tropicales. Masson/Armand Colin, 270 p.

RISER J., 1999 - Géographie physique de l'Afrique occidentale et centrale. Ellipses Editions, 160 p.

RITCHOT G. & CAILLEUX A., 1971 - Taxonomie, géomorphologie et morphoscopie de sables au Québec méridional. Cahiers de géographie du Québec, **15**, (36), 423-438.

ROCA R., GUZMAN R., LEMOND J., MEIJER J., PICON L. & BROGNIEZ H., 2012 - Tropical and Extra-Tropical Influences on the Distribution of Free Tropospheric Humidity Over the Intertropical Belt. Surveys in Geophysics, **33**, (3-4), 565-583.

RODIER J.A., 1967 - Caractères généraux des régimes hydrologiques des grands fleuves d'Afrique tropicale dans l'hémisphère nord. Bulletin de la Section de Géographie du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, **80**, 515-542.

ROOSE E., 1967 - Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. L'agronomie Tropicale, (2), 123-152.

ROSIQUE T., 2012 - Géomorphologie II. Les processus de l'érosion. Cours de Licence 2, Université de Strasbourg, Faculté de Géographie et d'Aménagement, 83 p.

RUELLAN A. & DOSSO M., 1993 - Regards sur le sol. Foucher, 192 p.

S

SALZMANN U., HOELZMANN P. & MORCZINEK I., 2002 - Late Quaternary Climate and Vegetation of the Sudanian Zone of Northeast Nigeria. Quaternary Research, **58**, (01), 73-83.

SCHIMPF D., KILIAN R., KRONZ A., SIMON K., SPÖTL C., WÖRNER G., DEININGER M. & MANGINI A., 2011 - The Significance of Chemical, Isotopic, and Detrital Components in Three Coeval Stalagmites from the Superhumid Southernmost Andes (53°S) as High-Resolution Palaeo-Climature Proxies. Quaternary Science Reviews, **30**, (3-4), 443-459.

SCHULZ E., ABICHOU A., ADAMOU A., OUSSEÏNI I. & BALLOUCHE A., 2009 - The Desert in the Sahara. Transitions and Boundaries. In R. Baumhauer et J. Runge (eds.), Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. Palaeocology of Africa. CRC Press, 63-90.

SCHUMM S.A., 1977 - The Fluvial System. The Blackburn Press, Caldwell, N.J., 360 p.

SEBAG D., DI GIOVANNI C., OGIER S., MESNAGE V., LAGGOUN-DÉFARGE F. & DURAND A., 2006 - Inventory of Sedimentary Organic Matter in Modern Wetland (Marais Vernier, Normandy, France) as Source-Indicative Tools to Study Holocene Alluvial Deposits (Lower Seine Valley, France). International Journal of Coal Geology, **67**, (1-2), 1-16.

SÉGALEN P., 1970 - Généralités sur les zones intertropicale et méditerranéenne. BDPA, ORSTOM, Techniques rurales en Afrique, pédologie et développement, (10), 11-26.

SHANAHAN T.M., MCKAY N.P., HUGHEN K.A., OVERPECK J.T., OTTO-BLIESNER B., HEIL C.W., KING J., SCHOLZ C.A. & PECK J., 2015 - The Time-Transgressive Termination of the African Humid Period. Nature Geoscience, **8**, (2), 140-144.

- SHANAHAN T.M., OVERPECK J.T., WHEELER C.W., BECK J.W., PIGATI J.S., TALBOT M.R., SCHOLZ C.A., PECK J. & KING J.W., 2006** - Paleoclimatic Variations in West Africa from a Record of Late Pleistocene and Holocene Lake Level Stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **242**, (3-4), 287-302.
- SIDIBÉ M., 2005** - Migrants de l'arachide. La conquête de la forêt classée de Pata, Casamance, Sénégal. À travers champs. IRD Editions, 301 p.
- SMITH G., BRIDEN J.C. & DREWRY G.E., 1973** - Phanerozoic world map. In *Organisms and Continents through Time. Special Papers in Palaeontology*, **12**. ed. N. F. Hughes, 1-42.
- SOLANKI S.K., USOSKIN I.G., KROMER B., SCHÜSSLER M. & BEER J., 2004** - Unusual Activity of the Sun during Recent Decades Compared to the Previous 11,000 Years. *Nature*, **431**, (7012), 1084-1087.
- STAUBWASSER M. & WEISS H., 2006** - Holocene Climate and Cultural Evolution in Late Prehistoric–Early Historic West Asia. *Quaternary Research*, **66**, (3), 372-387.
- STERN M., BALLOUCHE A., LANDRY D., SOURICE S., LAPORTE L., BOCOUM H., 2017-a** - Hydro-sedimentary dynamics in a Sudanian watershed during the past two millennia (Wanar, Bao Bolon, Senegal). What anthropogenic and hydro-climatic processes ? *Climate change in Africa : Evidence, mechanisms and Impacts. Past and Present. Abstracts* : **96**, Marrakech (Maroc).
- STERN M., BALLOUCHE A., WEISSKOPF E., LANDRY D., BOCOUM H., LAPORTE L., 2019-a** - Enregistrements sédimentaires dans la moyenne vallée du Bao Bolon (Sénégal). Première esquisse chronostratigraphique holocène. *Quaternaire*, **30**, (2), 117-132.
- STERN M., RIGAUD A., LANDRY D., BALLOUCHE A., 2017-b** - Preliminary geoarchaeological data from a Senegambian megalithic world heritage site (Wanar, Senegal). *EGU Geophysical Research Abstracts*, **19**, EGU2017-11502, Vienne (Autriche).
- STERN M., WEISSKOPF E., EL MADOURI L., LANDRY D., BALLOUCHE A., 2019-b** - Etude multi-proxy de l'évolution Holocène d'un bassin versant soudanien anthropisé (Site mégalithique de Wanar, bassin du Bao Bolon, Sénégal). *Rencontres Interdisciplinaires et Interprofessionnelles Géosciences – Archéologie. Strasbourg (France)*.
- STERN M., WEISSKOPF E., LANDRY D., BALLOUCHE A., 2018** - De l'occupation du sol aux enregistrements sédimentaires : dynamiques environnementales et paysagères séculaires dans un bassin versant anthropisé (moyenne vallée du Bao Bolon, Sénégal). *PANAF2018 XV^e Congrès de l'Association PanAfricaine d'Archéologie, de Préhistoire et Disciplines Associées. Rabat (Maroc)*.
- STOKES S., BAILEY R.M., FEDOROFF N. & O'MARAH K.E., 2004** - Optical Dating of Aeolian Dynamism on the West African Sahelian Margin. *Geomorphology*, **59**, (1-4), 281-291.
- STOTT P.A., STONE D.A. & ALLEN M.R., 2004** - Human Contribution to the European Heatwave of 2003. *Nature*, **432**, (7017), 610-614.
- STREET-PERROTT F.A., HOLMES J.A., WALLER M.P., ALLEN M.J., BARBER N.G.H., FOTHERGILL P.A., HARKNESS D.D., IVANOVICH M., KROON D. & PERROTT R.A., 2000** - Drought and Dust Deposition in the West African Sahel : A 5500-Year Record from Kajemarum Oasis, Northeastern Nigeria. *The Holocene*, **10**, (3), 293-302.

T

TALBOT M.R., LIVINGSTONE D.A., PALMER P.G., MALEY J., MELACK J.M., DELIBRIAS G. & GULLIKSEN S., 1984 - Preliminary Results from Sediment Cores from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeocology of Africa*, **16**, 173-192.

TARDY Y., 1993 - *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris, 464 p.

TERS M., 1960 - Méthodes et techniques modernes en géomorphologie. *L'information géographique*, **24**, (4), 156-165.

THILMANS G. & DESCAMPS C., 1982 - Amas et tumulus coquilliers du Delta du Saloum. In *Recherches scientifiques dans les parcs nationaux du Sénégal. Mémoire de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire*, **92**. IFAN, Dakar, 31-50.

TOURTE R., 2005-a - Aux sources de l'agriculture africaine : de la Préhistoire au Moyen Âge. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, FAO, **1**, 132 p.

TOURTE R., 2005-b - Le temps des découvertes et des grands brassages intercontinentaux du XV^{ème} au XVIII^{ème} siècles. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, FAO, **2**, 138p.

TOURTE R., 2005-c - Explorateurs et marchands à la recherche de l'Eldorado africain, 1800 - 1885/1890. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, FAO, **3**, 256 p.

TOURTE R., 2005-d - La période coloniale et les grands moments des jardins d'essais : 1885/1890 - 1914/1918. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, FAO, **4**, 502 p.

TOURTE R., 2005-e - Le temps des stations et de la mise en valeur, 1918 - 1940/1945. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, FAO, **5**, 656 p.

TOURTE R., 2005-f - De l'empire colonial à l'Afrique indépendante 1945-1960. La recherche prépare le développement. In : *Histoire de la recherche agricole en Afrique tropicale francophone*, **6**. FAO, 1049 p.

TRICART J., 1961 - Les caractéristiques fondamentales du système morfo-génétique des pays tropicaux humides. *L'information géographique*, **25**, (4), 155-169.

TRICART J., 1993 - À propos des changements de climat récents en Afrique de l'Ouest. *Journal des africanistes*, **63**, (1), 73-81.

TRICART J. & CAILLEUX A. DE, 1974 - *Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes*. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, France, 345 p.

U

UMR EPOC, 2020 - UMR EPOC - Analyse des Carottes Sédimentaires. https://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=pf_carottes, consulté le 6 août 2020.

UNESCO, Cercles mégalithiques de Ségambie. UNESCO Centre du patrimoine mondial. <https://whc.unesco.org/fr/list/1226/>, consulté le 9 septembre 2020.

V

VELICHKO A.A., ANDREEV A.A. & KLIMANOV V.A., 1997 - Climate and Vegetation Dynamics in the Tundra and Forest Zone during the Late Glacial and Holocene. *Quaternary International*, **41-42**, 71-96.

VERRIER F., 1994 - Voyages en Afrique Noire d'Alvise Ca'da Mosto (1455 et 1456). Editions Chandeigne Unesco, 221 p.

VIGUIER P., 2008 - Sur les traces de René Caillié - Le Mali de 1828 revisité. Editions Quae, 176 p.

W

WALKER M., GIBBARD P., HEAD M.J., BERKELHAMMER M., BJÖRCK S., CHENG H., CWYNAR L.C., FISHER D., GKINIS V., LONG A., LOWE J., NEWNHAM R., RASMUSSEN S.O. & WEISS H., 2019 - Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch : A Summary. *Journal of the Geological Society of India*, **93**, (2), 135-141.

WALKER M., HEAD M.J., BERKELHAMMER M., BJÖRCK S., CHENG H., CWYNAR L., FISHER D., GKINIS V., LONG A., LOWE J., NEWNHAM R., RASMUSSEN S.O. & WEISS H., 2018 - Formal Ratification of the Subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) : Two New Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and Three New Stages/Subseries. *Episodes*, **41**, (4), 213-223.

WALLER M.P., STREET-PERROTT F.A. & WANG H., 2007 - Holocene Vegetation History of the Sahel : Pollen, Sedimentological and Geochemical Data from Jikariya Lake, North-Eastern Nigeria. *Journal of Biogeography*, **34**, (9), 1575-1590.

WALTER H., 1970 - Vegetationszonen und Klima. Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, 244 p.

WANG H., HOLMES J.A., STREET-PERROTT F.A., WALLER M.P. & PERROTT R.A., 2008 - Holocene Environmental Change in the West African Sahel : Sedimentological and Mineral-Magnetic Analyses of Lake Sediments from Jikariya Lake, Northeastern Nigeria. *Journal of Quaternary Science*, **23**, (5), 449-460.

WANNER H., MERCOLLI L., GROSJEAN M. & RITZ S.P., 2015 - Holocene climate variability and change ; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, **172**, (2), 254-263.

WATANABE M., SHIOGAMA H., IMADA Y., MORI M., ISHII M. & KIMOTO M., 2013 - Event Attribution of the August 2010 Russian Heat Wave. *SOLA*, **9**, 65-68.

WEISS H., 2016 - Global Megadrought, Societal Collapse and Resilience at 4.2-3.9 Ka BP across the Mediterranean and West Asia. *Past Global Change Magazine*, **24**, (2), 62-63.

WEISSKOPF E., 2018 - Étude des dynamiques hydrosédimentaires dans la moyenne vallée du Bao Bolon (Wanar, Kaolack, Sénégal). Rapport de stage de Master 2, Université de Strasbourg, UMR 6554 LETG-Angers, 126 p.

WEISSKOPF, E., STERN, M., EL MADOURI, L., LANDRY, D., GARNIER, A., BALLOUCHE, A., 2021 - High resolution palynofacies analysis to understand Holocene Sudanian landscapes. First data from the Bao Bolon middle valley (Senegal). EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-12988.

WELDEAB S., LEA D.W., SCHNEIDER R.R. & ANDERSEN N., 2007 - 155,000 Years of West African Monsoon and Ocean Thermal Evolution. *Science*, **316**, (5829), 1303-1307.

WELDEAB S., SCHNEIDER R.R., KÖLLING M. & WEFER G., 2005 - Holocene African Droughts Relate to Eastern Equatorial Atlantic Cooling. *Geology*, **33**, (12), 981-984.

WHITE F., 1986 - La végétation de l'Afrique : Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique Unesco-AETFAT-UNSO. Recherches sur les ressources naturelles, **XX**. ORSTOM, Unesco, Paris, 384 p.

WORLD WEATHER ATTRIBUTION, 2021 - Rapid attribution of heavy rainfall events leading to the severe flooding in Western Europe during July 2021. 51 p.

WU J.Y., WANG Y.J., CHENG H., KONG X.G. & LIU D.B., 2012 - Stable isotope and trace element investigation of two contemporaneous annually-laminated stalagmites from northeastern China surrounding the "8.2 ka event". *Climate of the Past Discussions*, **8**, (5), 1591-1614.

Z

ZHANG C. & MISCHKE S., 2009 - A Lateglacial and Holocene Lake Record from the Nianbaoyeze Mountains and Inferences of Lake, Glacier and Climate Evolution on the Eastern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, **28**, (19-20), 1970-1983.

ZIELHOFER C., FAUST D. & LINSTÄDTER J., 2008 - Late Pleistocene and Holocene Alluvial Archives in the Southwestern Mediterranean : Changes in Fluvial Dynamics and Past Human Response. *Quaternary International*, **181**, (1), 39-54.

ZURARA (EANES DE) G., 1960 - Chronique de Guinée. Traduit du portugais par Léon Bourdon, avec la collaboration de Robert Picard, Theodore Monod, Raymond Mauny et Elias Serra Rafols. *Mémoires de l'Institut Français d'Afrique Noire*. IFAN, Dakar, (60), 302 p.

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1. Les grandes unités géologiques de l’Afrique de l’Ouest (Michel, 1973, d’après G. Rocci, 1965).....	26
Figure 2. Circulation atmosphérique et migration saisonnière de la ZCIT (en jaune) (Modifié de Nicholson, 2011).	28
Figure 3. Représentation schématique des mécanismes de la mousson ouest africaine selon Nicholson, 2009. La ZCIT (ici ITCZ, « Intertropical Convergence Zone ») entraîne la convergence (CONV) des masses d’air en surface et leur divergence (DIV) plus en altitude, mais la présence du JEA (ici AEJ, « African Easterly Jet ») et du JET (ici TEJ, « Tropical Easterly Jet ») impulse une convection de plus grande ampleur, centrée aux environs de la latitude 10°N et à l’origine de la ceinture de pluies (« Rainbelt »).....	28
Figure 4. La mousson ouest-africaine : distribution saisonnière des précipitations (diagrammes ombrothermiques de Dakar, Conakry et Libreville, https://fr.climate-data.org) et moyennes mensuelles (entre 2001 et 2010) des cumuls de précipitations et du vent à 10m, en janvier et en juillet (Labbé, 2016).....	29
Figure 5. Zones biogéographiques en Afrique de l’Ouest (selon White, 1986). A. Forêt ombrophile au Gabon (Photo : Bertin). B. Savane boisée au Sud-Est du Sénégal, à une vingtaine de km à l’Ouest de Kédougou (Photo : M. Stern, 21/10/2016). C. Savane arborée à 20 km au Nord de Tambacounda au Sénégal (Photo : M. Stern, 27/10/2016). D. Savane arbustive à Guiera senegalensis, à 30 km au Nord-Est de Wanar (Photo : M. Stern, 21/10/2016). E. Savane herbeuse sahélienne près de Tahoua, Niger (Photo : A. Ballouche, 09/1989). F. Savane à faciès steppique dans la zone de Douentza au Mali (Photo : A. Ballouche, 09/2005). G. Savane désertique, oasis de Terjit en Mauritanie (https://mapio.net).	31
Figure 6. Différents types de savane en Afrique de l’Ouest (modifié de Demangeot, 1976).	33
Figure 7. L’expression des systèmes racinaires de savane en fonction des précipitations (modifié de Walter, 1970).	34
Figure 8. Termitière d’environ 3 mètres de hauteur, dans laquelle poussent quelques arbres, dans un bosquet de forêt sèche dégradée du Sud Est du Sénégal (SNG2) (Photo : M. Stern, 20/10/2016).	36
Figure 9. Zonalité climatique des altérations et des grands ensembles pédologiques, du pôle nord à l’équateur en passant par l’Europe et l’Afrique (Ruellan & Dosso, 1993).	38
Figure 10. L’organisation géomorphologique d’un versant cuirassé en Afrique soudanienne (modifié de Demangeot, 1999).	39
Figure 11. Les types de sols en Afrique de l’Ouest selon (Pomel et al., 1994).....	40
Figure 12. Les densités de population en Afrique de l’Ouest en 2015 par unités administratives (CILSS, 2016).	41
Figure 13. Les systèmes de production agricole en Afrique de l’Ouest (OCDE, 2014).....	42
Figure 14. L’entretien des savanes par le feu au Sénégal (SNG22) (Photo : M. Stern, 26/10/16).	43
Figure 15. Acacia seyal qui poursuit sa croissance après avoir été coupé pour nourrir le bétail au sol, dans un bosquet de forêt sèche dégradée du Sud Est du Sénégal (SNG2) (Photo : M. Stern, 20/10/2016).	44
Figure 16. Evolution de l’extension des zones biogéographiques au cours des 250 000 dernières années. De haut en bas : Données lissées et empilées des isotopes de l’oxygène ; Estimations de la position latitudinale des forêts méditerranéennes (M) ; Zone de transition entre les formations méditerranéennes et sahariennes (MS) ; Zone saharienne (D) ; Zone soudano-sahélienne (S) ; Zone guinéenne (RF) ; Les stades isotopiques de l’oxygène. À	

gauche : Position actuelle des zones biogéographiques de l’Afrique de l’Ouest et localisation des carottes marine (Dupont, 1993).	46
Figure 17. Evolution de l’extension des zones biogéographiques entre 240 000 et les 700 000 BP. De haut en bas : Données lissées et empilées des isotopes de l’oxygène ; Estimation de la position latitudinale de la limite Sahara/Sahel ; Limite septentrionale de la forêt tropicale humide ; Les stades isotopiques de l’oxygène. A gauche : Position actuelle des zones biogéographiques de l’Afrique de l’Ouest et localisation des carottes marines (Dupont, 1993).	47
Figure 18. La subdivision de l'Holocène par l'IUGS comparée au découpage utilisé par Lespez et al. (2011) et Maley & Vernet (2015).	49
Figure 19. La succession des Empires historiques d'Afrique de l'Ouest et leur aire d'expansion maximale (Mayor et al., 2005).	54
Figure 20. Localisation des zones protohistoriques (Martin & Becker, 1981).	55

Chapitre 2

Figure 21. Les modes de déplacement de la charge solide dans un cours d'eau (Rosique, 2012).	60
Figure 22. Diagramme de Hjulström (Pinto Martins, 2008).....	61
Figure 23. Les différentes sections du système fluvial (Campy & Macaire, 1989, modifié par Rosique, 2012). ..	63
Figure 24. Les trois dimensions spatiales du concept d'hydrosystème fluvial (modifié de Amoros & Petts, 1993).	64
Figure 25. Les différentes formes du lit des cours d'eau selon la taille des grains et la vitesse du courant (Campy et al., 2013).	66
Figure 26. Les faciès sédimentaires de la vallée du Yamé (Garnier et al., 2015).	68
Figure 27. Image CM réalisée par Garnier (2013) et caractéristiques des 6 groupes sédimentaires définis à partir des dépôts actuels de la vallée du Yamé (Mali).	69
Figure 28. Le mégalithisme sénégalais en zone soudanienne.	70
Figure 29. La région d'étude dans la moyenne vallée du Bao Bolon.	72
Figure 30. Le site d'étude, le marigot du Khour et ses alentours.	73
Figure 31. Diagramme ombrothermique de Nioro du Rip (climate-data.org).....	74
Figure 32. La végétation à Wanar en saison humide et en saison sèche (Photos : M. Stern)	74
Figure 33. Les transgressions marines dans le bassin sédimentaire du Sénégal (modifié de Michel, 1973).	75
Figure 34. Extrait de la carte morphopédologique du Sénégal au 1/500 000ème (Myers et al., 1985), associé aux différentes nomenclatures (Bertrand, 1971 ; Afes, 2008 ; IUSS Working Group WRB, 2015).	77
Figure 35. Le recours à la traction équine pour les travaux des champs d'arachides dans la région de Wanar (Photo : A. Ballouche, octobre 2011).	78
Figure 36. Les alentours du village de Wanar. Au premier plan : sol nu en saison sèche. A l'arrière-plan : à droite, le hangar de stockage des arachides ; au centre, le village entouré de baobabs (<i>Adansonia digitata</i>) (Photo : M. Stern, février 2017).	79
Figure 37. Les paysages agricoles de la région de Wanar (Photos : M. Stern, février 2017)	79
Figure 38. L'entrepôt des arachides à Kaolack (Photo : M. Stern, janvier 2019).	80
Figure 39. Les fanes d'arachides destinées à l'alimentation du bétail à Wanar (Photo : M. Stern, octobre 2016).	80
Figure 40. Le décorticage des arachides à Wanar (Photo : D. Landry, janvier 2019).	80

Figure 41. Le site mégalithique de Wanar. A. Vue d'ensemble (janvier 2018) ; B. Pierre lyre frontale (janvier 2018) ; C. Monument composé de mégalithes fins et allongés (janvier 2018) ; D. Au premier plan, monument composé de mégalithes courts et trapus, à l'arrière-plan, les mégalithes sont fins et allongés (novembre 2016) ; E. Mégalithes effondrés en éventail (janvier 2018) ; F. Carrière de mégalithes (novembre 2016) ; G. Pierre-lyre en cours de fabrication dans la carrière de mégalithes (novembre 2016). (Photos : M. Stern).	84
Figure 42. Plan du site mégalithique de Wanar. En bleu, les monuments constitués de monolithes fins et allongés ; en rouge, les monuments constitués de monolithes courts et trapus (Laporte et al., 2012).	85
Figure 43. Le matériel utilisé pour les sondages et pour l'extraction des carottes sédimentaires (Photo : M. Stern).	89
Figure 44. Les modes de prélèvement et d'observation des profils sédimentaires. A, B, C, D : Sondages à la tarière Edelman et au carottier manuel et description des profils ; E, F, G : Le carottage au carottier à percussion COBRA TT et l'extraction des gouges à l'aide d'un système de mâchoires à billes et d'une barre de levier.	90
Figure 45. Les sites étudiés en 2011 lors de la mission SNW.	91
Figure 46. Les sites étudiés en 2014 lors de la mission SEW.	92
Figure 47. Les sites étudiés en 2016 lors de la mission SNG.	93
Figure 48. Les sites étudiés en 2017 lors de la mission SAW.	94
Figure 49. Les sites étudiés en 2018 lors de la mission WAR.	95
Figure 50. Les sites étudiés en 2019 lors de la mission SBB.	96
Figure 51. Les travaux de terrain dans la région de Wanar entre 2011 et 2019 : 186 lieux décrits et 63 profils sédimentaires étudiés.	99
Figure 52. Les profils étudiés au laboratoire.	101
Figure 53. Une série d'échantillons tamisés à 2 mm pour les analyses granulométriques (Photo : M. Stern)...	102
Figure 54. L'effervescence lors des attaques au peroxyde d'hydrogène à chaud (ici dans un bac à sable chauffé) (Photo : M. Stern).	102
Figure 55. Agitation pendant 12 h des échantillons en solution d'hexamétaphosphate de sodium (Photo : E. Weisskopf)	103
Figure 56. Agitation d'un échantillon au barreau magnétique avant la mesure de granulométrie laser (Photo : M. Stern).....	103
Figure 57. Le granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 (Photo : E. Weisskopf).	104
Figure 58. La stratégie de sélection de la mesure granulométrique. L'exemple pour l'échantillon SAW20b(250) : L'ensemble des mesures présente la même forme de distribution granulométrique, les modes sont centrés sur les mêmes valeurs (3,5 µm et 200 µm). Les paramètres statistiques de la mesure n°323, qui correspond au 3 ^{ème} réplicat (C), sont les plus représentatifs de l'ensemble des mesures ; c'est donc la mesure n°323 qui est sélectionnée pour représenter l'échantillon SAW20b(250).	105
Figure 59. Diagramme des textures (triangle USDA, United States Department of Agriculture) utilisé pour caractériser les dépôts de la moyenne vallée du Bao Bolon et de ses affluents.	106
Figure 60. Les échantillons, tamisés à 160 µm, prêts pour les observations morphoscopiques (Photo : M. Stern).	111
Figure 61. L'analyseur de carbone Shimadzu TOC-L CSH/CSN couplé à un module solide Shimadzu SSM-5000A (Photo : E. Weisskopf)	113
Figure 62. L'ouverture des carottes à l'UMR CNRS 5805 EPOC de l'Université de Bordeaux. A. La découpe du tube grâce aux deux scies circulaires. B. La découpe de la carotte à l'aide d'un fil de fer. C. Le nettoyage et le lissage à	

la spatule de la surface des deux demi-carottes. D. La conservation des carottes après ouverture (Photos : M. Stern).	119
Figure 63. Le banc photo de l'UMR CNRS 5805 EPOC à l'Université de Bordeaux (UMR EPOC, 2020).	119
Figure 64. XRF core scanner de l'UMR CNRS 5805 EPOC, à l'Université de Bordeaux (Photo : M. Stern).	120

Chapitre 3

Figure 65. Le modelé général de la région d'étude.	125
Figure 66. Le cadre géomorphologique de la région d'étude.	126
Figure 67. Les corniches et buttes cuirassées (Photos : M. Stern).	127
Figure 68. Les affleurements de cuirasse en détails.	128
Figure 69. La cuirasse allogène 2 (altitude ≈ 5 m) (Photos : M. Stern).	130
Figure 70. Les formations éoliennes en détails : les parcs à <i>Cordyla pinata</i>	131
Figure 71. Les formations éoliennes en détails : des dépôts au modelé éoliens, venus recouvrir les niveaux cuirassés.	132
Figure 72. Le haut glacis en détails.	134
Figure 73. Le glacis principal en détails.	136
Figure 74. Le glacis colluvio-alluvial en détails : un paysage de parc arboré.	137
Figure 75. Le glacis colluvio-alluvial en détails : des niveaux cuirassés enfouis.	138
Figure 76. Les savanes arborées et arbustives des bas-fonds, ici près du Khour : une importante ressource en bois (Photo : M. Stern).	139
Figure 77. Les savanes arborées et arbustives des bas-fonds, ici autour du Bao Bolon : des zones de parcours et de pâturage privilégiées pour le bétail (Photos : M. Stern).	140
Figure 78. Les bas-fonds du Bao Bolon en détails.	141
Figure 79. Les bas-fonds du Khour en détails.	142
Figure 80. Les bas-fonds des marigots, incisés en terrasses aux abords du Bao Bolon.	143
Figure 81. La mobilité verticale du Bao Bolon : vue sur la rive gauche au niveau du pont de Ndiao, en saison humide (28 octobre 2016) et en saison sèche (31 janvier 2018) (Photos : M. Stern).	144
Figure 82. La mobilité latérale du Bao Bolon : vue sur la rive droite au niveau du pont de Ndiao en saison humide (28 octobre 2016) et en saison sèche (31 janvier 2018) (Photos : M. Stern).	145
Figure 83. L'amont du Bao Bolon au niveau de Keur Madi Touet. A. En saison sèche, le Bao Bolon est en eau jusqu'à Keur Madi Touet, à 3 m d'altitude. B. Les sols du Bao Bolon présentent des croûtes de sel jusqu'à 1 m d'altitude, à 600 m à l'aval du point A (Photos : M. Stern, 21/01/2019).	145
Figure 84. Le chenal du Bao Bolon en détails : la zone humide du site SBB53.	147
Figure 85. L'amont du Khour en détails.	148
Figure 86. Le chenal principal du Khour en détails.	149
Figure 87. Représentation schématique d'un profil latéritique cuirassé (Tardy, 1993).	151
Figure 88. La cuirasse authigène visible en coupe dans la carrière SBB01c.	153
Figure 89. La coupe SBB01b, un profil de carapace ferrugineuse.	154
Figure 90. Le profil latéritique cuirassé visible dans plusieurs carrières de cuirasse authigène (ici SBB04, SBB18 et SBB20).	155
Figure 91. Le profil en coupe des cuirasses allogènes 1.	156
Figure 92. Les cuirasses allogènes 2 visibles à l'affleurement, autour de 5 m d'altitude.	158
Figure 93. Le réseau hydrographique contraint par des niveaux de cuirasse allogène.	159

Figure 94. Emplacement des profils étudiés au sein des formations éoliennes et du transect "Amont du bassin versant du Khour".	160
Figure 95. Emplacement du sondage SBB11 (Photo : M. Stern).	161
Figure 96. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB01c	163
Figure 97. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB11.	164
Figure 98. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SBB08.	165
Figure 99. Log sédimentaire et analyses granulométriques de la coupe SAW22a.	167
Figure 100. La carrière de Diamafara (SBB44).	168
Figure 101. La petite carrière dans le Khour (SBB13).	169
Figure 102. La carrière du Bao Bolon (SAW17a).	171
Figure 103. La carrière de sables de Leona (WAR05).	172
Figure 104. Les sables blancs visibles en surface près de Keur Abdou (SBB15) (Photos : M. Stern).	173
Figure 105. L'origine pédologique des passées argileuses ondulées observées dans les horizons sablo-limoneux : Au sein d'un horizon lessivé, sableux (1), développé au sommet d'un sol ferrallitique (2), les passées argileuses (3) sont résiduelles du développement de l'horizon sableux aux dépens de l'horizon argileux sous-jacent (Brésil, État de São Paulo)(Ruellan & Dosso, 1993).	174
Figure 106. La formation de passées argileuses résiduelles à la base et d'accumulation au sommet : Au sein d'un épais horizon lessivé sableux (2) développé au-dessus d'un horizon d'accumulation d'argile (1), les passées argileuses à la base (6) se sont formées au détriment de l'horizon d'accumulation d'argile, tandis que celles au sommet (7) sont formées par accumulation d'argile au sein de l'horizon lessivé sableux. La pauvreté en argile favorise la formation d'un podzol au sommet (horizon organique (5), horizon appauvri (4), horizon brun-rouge d'accumulation de matière organique, de fer et d'aluminium (3)) (Nord de la France) (Ruellan & Dosso, 1993).	175
Figure 107. Emplacement des carrières de sables blancs (SBB15, SAW22a, SBB44, SAW13, SAW17a, WAR05), confronté à la carte morphopédologique de Bertrand (1971).	177
Figure 108. Les observations morphoscopiques réalisées dans la zone d'étude.	180
Figure 109. Le transect illustrant l'amont du bassin versant du Khour.	182
Figure 110. Les quatre transects réalisés dans la zone d'étude.	183
Figure 111. Le transect Maka - Wanar - Keur Al Adji Mamat.	185
Figure 112. Le transect de Sinthiou Wanar.	186
Figure 113. Le sondage SBB38 : Le glacis principal à la base de la cuirasse authigène.	188
Figure 114. Le sondage SBB40 dans les formations éoliennes remaniées.	189
Figure 115. La carrière de cuirasse allogène 1 (SBB41) (Photos : M. Stern).	190
Figure 116. Le bas-fond arboré et arbustif au point SBB42a. A. Derrière la voiture se distinguent les champs des formations éoliennes remaniées, qui contrastent avec la végétation fermée du bas-fond au premier plan. B. Une des nombreuses termitières observées autour du point SBB42a (Photos : M. Stern).	191
Figure 117. Les sondages SBB42c et SBB42b.	192
Figure 118. Les sondages SBB43b et SBB43a.	194
Figure 119. Le transect du site mégalithique de Wanar.	195
Figure 120. Le sommet de la cuirasse allogène 1 surplombant le site mégalithique de Wanar (SBB45) : A. la savane à Combretum sp. B. La surface encroûtée du régosol (Photos : M. Stern).	196
Figure 121. Le passage de la zone cuirassée arbustive au glacis colluvio-alluvial cultivé (SBB46) (Photos : M. Stern).	196

Figure 122. La tranchée réalisée dans le site mégalithique de Wanar (SNW07).	197
Figure 123. Les sondages SBB47 et SBB48.	198
Figure 124. Le chenal de l'affluent de rive droite du Khour, qui s'écoule dans sa partie amont à proximité du site mégalithique de Wanar, présente une forme légèrement incisée à partir du point SBB49 (Photos : M. Stern).199	199
Figure 125. Le ravinement en rive droite du Khour met à affleurement un niveau de cuirasse allogène 2 (SBB51a) (Photos : M. Stern).	200
Figure 126. Un ravinement de plus en plus important vers l'aval (SBB51b) : A et B. L'incision semble avoir entaillé la formation sous la cuirasse. C. La cuirasse est recouverte par un épais niveau colluvionnaire. D. Le démantèlement de la cuirasse, en « blocs » (Photos : M. Stern).....	200
Figure 127. L'incision sur plus de 2 m dans une formation colluvionnaire très bioturbée (SBB51e) (Photos : M. Stern).	201
Figure 128. Les colluvions incisées au point SBB51c (Photos : M. Stern).	202
Figure 129. Les dépôts de sables à la confluence entre le Khour et son affluent de rive droite, qui s'écoule près du site mégalithique de Wanar (Photos : M. Stern).....	202
Figure 130. Le sondage SBB51d.	203

Chapitre 4

Figure 131. Les recherches menées dans le chenal du Khour. A. L'ensemble des coupes, carottages et sondages permettant d'étudier les archives sédimentaires du Khour. B. Les sites aux environs de Sinthiou Wanar.....	208
Figure 132. Le sondage dans la mare SAW05.	210
Figure 133. La construction de la route de Sinthiou Wanar, entre le 26 juin et le 2 novembre 2010 (Images Google Satellite).	211
Figure 134. La butte sableuse SAW06.....	212
Figure 135. L'incision à l'aval de la route près de Sinthiou Wanar (SAW09).	213
Figure 136. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW09.	215
Figure 137. L'emplacement du carottage WAR21a sur la terrasse, par rapport à la coupe SAW09 en rive droite du Khour (Photo : M. Stern).	216
Figure 138. Le carottage WAR21a.	217
Figure 139. Le sondage SAW08 à l'amont du barrage de Sinthiou Wanar.	218
Figure 140. Le carottage SEW01 (Photos : A. Ballouche, UMR CNRS 5805 EPOC).....	219
Figure 141. Le carottage SEW03 (Photos : A. Ballouche, UMR CNRS 5805 EPOC).....	220
Figure 142. Log et analyses sédimentologiques du carottage SEW01.....	222
Figure 143. Log et analyses sédimentologiques du carottage SEW03.....	223
Figure 144. Log et analyses sédimentologiques du sondage SAW16.	224
Figure 145. Les coupes, carottages et sondages en travers du Bao Bolon.	225
Figure 146. Le sondage SBB56.	226
Figure 147. Les sondages SBB54 et SBB53.....	227
Figure 148. La carrière de sables du Bao Bolon entre 2017 et 2019 : les coupes SBB52 et SAW17b.....	229
Figure 149. Le sondage SAW17c.....	230
Figure 150. Le sondage SAW17d.....	231
Figure 151. Le carottage WAR22a.	232
Figure 152. Le sondage SAW17e.....	233
Figure 153. Le carottage WAR22b.	235

Figure 154. Le sondage SAW17f.	236
Figure 155. Le carottage WAR22e (Photos : E. Weisskopf, M. Stern, UMR CNRS 5805 EPOC).....	238
Figure 156. Log et analyses sédimentologiques du profil WAR22e.	239
Figure 157. Les carottages, sondages et coupes près du Bao Bolon, au niveau de ses affluents.....	240
Figure 158. Le transect réalisé entre la cuirasse et le marigot dit "du coude".	241
Figure 159. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW18a.	244
Figure 160. Log et analyses sédimentologiques du carottage WAR20c.	245
Figure 161. Le carottage WAR20a.	247
Figure 162. Le carottage WAR20b.	248
Figure 163. Log et analyses sédimentologiques de la coupe SAW20b.	249
Figure 164. La coupe WAR04.	250
Figure 165. Log et analyses sédimentologiques du carottage WAR24.	252
Figure 166. Les coupes SAW19b et SAW19c, dans un marigot en rive droite du Bao Bolon.....	254
Figure 167. Le carottage WAR23.	255
Figure 168. La coupe SAW24.	256
Figure 169. Le sondage SAW25.....	257
Figure 170. Le sondage SAW27.....	258
Figure 171. Les huit unités chronostratigraphiques identifiées dans la moyenne vallée du Bao Bolon.	261
Figure 172. La chronostratigraphie holocène du Khour.	263
Figure 173. Vue en coupe des profils WAR21a et SAW09.	265
Figure 174. Le transect du Bao Bolon vu depuis l'aval, depuis la rive droite et depuis la rive gauche (Photos : M. Stern).	266
Figure 175. La chronostratigraphie holocène du Bao Bolon.....	268
Figure 176. Le transect en travers du marigot du coude, vu depuis la cuirasse et depuis le marigot (Photos : M. Stern).	269
Figure 177. La chronostratigraphie holocène du marigot dit "du coude".	272
Figure 178. La chronostratigraphie holocène des affluents du Bao Bolon.	275
Figure 179. Identification des unités chronostratigraphiques et de leur fréquence d'apparition dans chaque système (Khour, Bao Bolon, marigot du Coude et Affluents). Les sites en gras ont fait l'objet d'analyses granulométriques.	276
Figure 180. La présence d'éléments grossiers dans les dépôts alluviaux de la région de Wanar au cours de l'Holocène. Les sites en gras ont fait l'objet d'analyses granulométriques, les symboles « - » traduisent l'absence d'éléments grossiers.	278
Figure 181. L'identification des faciès selon la classification de Garnier et al. (2015).....	280
Figure 182. Image CM (Garnier, 2013) des formations sédimentaires de la région de Wanar. La forme des points fait référence à l'ensemble auxquels ils appartiennent (Khour, Bao Bolon, Marigot du Coude et les deux autres affluents du Bao Bolon [WAR24 et SAW27]) ; le code couleur se rattache aux unités chronostratigraphiques de l'Holocène.	281
Figure 183. Images CM (Garnier, 2013) du Khour au cours de l'Holocène.	284
Figure 184. Images CM (Garnier, 2013) du Bao Bolon au cours de l'Holocène.	285
Figure 185. Images CM (Garnier, 2013) du marigot dit "du Coude" au cours de l'Holocène.	286
Figure 186. Images CM (Garnier, 2013) de deux affluents du Bao Bolon au cours de l'Holocène (WAR24 et SAW27).	287

Figure 187. Le carbone organique dans les enregistrements sédimentaires holocènes de la moyenne vallée du Bao Bolon.	289
Figure 188. L'étude du palynofaciès dans la carotte SEW01.	291
Figure 189. L'étude des diatomées dans la région de Wanar.	292
Figure 190. Données XRF de la carotte WAR22e.	295
Figure 191. Données XRF de la carotte WAR20c.	296
Figure 192. Données XRF de la carotte SEW03.	297
Figure 193. Les données XRF de la carotte SEW01.	298

Chapitre 5

Figure 194. La moyenne vallée du Bao Bolon à l'Ogolien (23 000 - 15 000 cal BP), pendant le Dernier Maximum Glaciaire : le paysage est dunaire, désertique, le réseau hydrographique est très peu développé.	307
Figure 195. Comparaison de la chronostratigraphie de la moyenne vallée du Bao Bolon avec les données d'évolution climatiques et du niveau de la mer aux échelles globale et régionale.	310
Figure 196. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HI (10 500 cal BP - 9 500 cal BP) : le climat est humide, les formations dunaires où les couvertures végétales et pédologiques sont peu développées sont soumises à l'érosion ; le Bao Bolon fonctionne comme un cours d'eau continental, déconnecté de l'influence marine. ...	311
Figure 197. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM1 (8 000 – 6 600 cal BP) : À la suite d'un probable épisode de sécheresse, les précipitations abondantes entraînent l'érosion des versants jusqu'à mettre les niveaux cuirassés enfouis à l'affleurement ; les réseaux hydrographiques se déploient, les chenaux s'élargissent, la dynamique d'écoulement est la plus importante de tout l'Holocène. Unité HM2 (5 300 – 5 000 cal BP)	313
Figure 198. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM2 (5 300 - 5 000 cal BP) : Fin de la Période Humide Africaine, les dynamiques d'écoulement sont faibles mais les chenaux restent en eau sous l'effet d'une élévation de quelques mètres du niveau de la mer.	315
Figure 199. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HM3 (4 900 – 4 200 cal BP) : À la suite d'une phase érosive identifiée à 4 900 cal BP dans le Khour, la sédimentation reprend dans ce marigot ainsi que dans le Coude, mais de manière discontinue et lacunaire. Le niveau de la mer s'abaisse de quelques mètres, aucune unité sédimentaire rattachée à HM3 n'est identifiée dans le Bao Bolon ; son chenal d'écoulement s'est fortement rétréci, divaguant entre des zones marécageuses comme à l'aval du Khour. L'abaissement du niveau de la mer a pu favoriser le lessivage des argiles dans les dépôts antérieurs du Bao Bolon, amenant à la formation des horizons lessivés à la base de nombreux profils.	316
Figure 200. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS1 (4 200 - 3 300 cal BP) : Période sèche combinée à une élévation du niveau de la mer. Les couvertures végétales sont fragilisées, les versants et les niveaux cuirassés sont soumis à l'érosion. Sous l'action de crues violentes, le Khour évacue le matériel sédimentaire et s'incise. Le Bao Bolon, en eau sous l'effet d'une élévation du niveau marin, mais dont l'écoulement est peu dynamique, est sujet à l'aggradation.	319
Figure 201. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS2 (2 800 – 2 350 cal BP) : Retour relatif à l'humidité, reprise de l'écoulement des cours d'eau. Le niveau d'eau du Bao Bolon est légèrement au-dessus du niveau actuel.	320

Chapitre 6

Figure 202. Les activités humaines dans le site mégalithique de Wanar (Projet archéologique SEPSSEN), confrontées aux séquences sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours des deux derniers millénaires.	326
Figure 203. Chronologie des évènements climatiques et sociaux qui ont affecté les populations sénégalaises au cours de 17ème et 18ème siècle (Becker, 1986).	327
Figure 204. Les mégalithes de Sénégambie et le réseau hydrographique (modifié de Martin & Becker, 1981).	329
Figure 205. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de HS3 (2 200 - 0 cal BP) : Le climat est légèrement plus humide qu'aujourd'hui, les écoulements sont plus importants. Les versants, où la couverture végétale est assez peu dense, sont sujets à l'érosion. La présence humaine est attestée depuis les deux derniers millénaires, les sites mégalithiques sont utilisés depuis 1 300 cal BP, date qui correspond à un hiatus qui marque le passage de dynamiques d'écoulement importantes à une énergie plus faible.	330
Figure 206. Ravin en U en savane soudanienne (Riou, 1990).....	332
Figure 207. Le marigot du Coude entre 1965 et aujourd'hui.....	333
Figure 208. La moyenne vallée du Bao Bolon depuis 1950 : Un colluvionnement généralisé sur les versants cultivés, une incision récente et généralisée des marigots dans leurs dépôts antérieurs, dans un contexte de tendance régionale à l'aridification.	334
Figure 209. Royaumes, pays et peuplements vers le milieu du 19ème siècle (Martin & Becker, 1981).	338
Figure 210. L'extension de la production arachidière au Sénégal entre 1860 et 2000 (Modifié de Sidibé, 2005)	343
Figure 211. L'évolution des paysages autour de Wanar et du site mégalithique entre 1965 et 2016.	344
Figure 212. Le ravinement à Sonkorong, photos d'amont en aval, SBB27 (Photos : M. Stern, 14/01/2019).	346
Figure 213. Le ravinement près de Thisse, SBB26 (Photos : M. Stern, 14/01/2019).	347
Figure 214. Les étapes-clefs du développement de l'arachide au Sénégal.	348
Figure 215. L'érosion actuelle dans la région de Wanar. A. Érosion par ruissellement d'une parcelle au sud-ouest de Wanar (entre WAR08 et WAR09). B. Érosion éolienne (tourbillon de poussière) observée entre Kaffrine et Birkelane (SBB32a). C et D. Érosion linéaire à l'ouest de Keur Ndongo (entre WAR11 et WAR12). E et F. Importante ravine formée en 2018 le long de la route de Sinthiou Wanar (SBB59) (Photos : M. Stern).	349

Liste des tableaux

Tableau 1. Structure de la végétation tropicale (Demangeot, 1976).	34
Tableau 2. Détails des 6 missions de terrain réalisées dans la région de Wanar et description des sites échantillonnés et des profils étudiés.	97
Tableau 3. Les différentes tailles de grain observées dans chaque échantillon analysé en mosphoscopie.....	179
Tableau 4. Les datations radiocarbone réalisées dans la région de Wanar.....	259

Table des matières

<i>Sommaire</i>	5
<i>Remerciements</i>	7
<i>Résumé</i>	11
<i>Abstract</i>	12
<i>Introduction générale</i>	17
<u>Première partie : Contexte et objet d'étude</u>	23
Chapitre 1 : Les géosystèmes d'Afrique de l'Ouest	25
1. Les paramètres abiotiques : la géologie et le climat.....	25
1.1. La géologie.....	25
1.2. Le climat	27
2. Les paramètres biotiques : les sols et les couvertures végétales	30
2.1. Du climat aux grands ensembles de végétation	30
2.2. Les systèmes racinaires	33
2.3. Les sols.....	35
2.3. a) <i>Les facteurs primaires de la pédogenèse</i>	35
2.3. b) <i>Les facteurs secondaires de la pédogenèse</i>	35
3. Les paramètres anthropiques	41
3.1. La population et l'agriculture en Afrique de l'Ouest.....	41
3.2. Les savanes soudaniennes : un milieu largement anthropisé, des paysages façonnés par l'homme	42
4. La temporalité des géosystèmes ouest-africains	45
4.1. L'Afrique de l'Ouest au Quaternaire	45
4.2. L'Afrique de l'Ouest à l'Holocène.....	47
4.2. a) <i>Holocène Inférieur ou Greenlandien (11 650 BP – 8 275 BP)</i>	48
4.2. b) <i>Holocène Moyen ou Northgrippien (8 275 BP – 4 200 BP)</i>	50

4.2. c) <i>Holocène Supérieur ou Meghalayen (4 200 BP – 0 BP)</i>	51
Chapitre 2 : L'objet d'étude : un hydrosystème soudanien	59
1. Du cours d'eau aux archives fluviales	59
1.1. Le rôle morphogénique des cours d'eau.....	60
1.2. Les notions de système fluvial et d'hydrosystème fluvial.....	62
1.3. Une dimension temporelle	64
2. Le site d'étude	70
2.1. Un hydrosystème soudanien : de la Gambie au Bao Bolon	70
2.1. a) <i>La Gambie</i>	70
2.1. b) <i>La moyenne vallée du Bao Bolon</i>	72
2.2. Un cadre physique.....	74
2.2. a) <i>Le climat</i>	74
2.2. b) <i>La végétation</i>	74
2.2. c) <i>La géologie</i>	75
2.2. d) <i>La morpho-pédologie</i>	76
2.3. Une région anthropisée	78
2.4. Un riche patrimoine archéologique	81
2.4. a) <i>Le mégalithisme sénégalais : des premières recherches au classement par l'UNESCO</i>	81
2.4. b) <i>Les connaissances actuelles du mégalithisme sénégalais</i>	82
2.4. c) <i>Le site mégalithique de Wanar</i>	83
3. Matériel et méthodes.....	86
3.1. Des recherches centrées sur l'étude du terrain.....	86
3.1. a) <i>La méthodologie de terrain</i>	86
3.1. b) <i>Les missions</i>	91
3.2. Les analyses au laboratoire	100
3.2. a) <i>La granulométrie laser</i>	100
3.2. b) <i>La morphoscopie des grains de quartz</i>	109
3.2. c) <i>Les analyses de carbone</i>	112

3.2. d) Les datations radiocarbone (¹⁴ C).....	114
3.2. e) Le palynofaciès	116
3.2. f) Les diatomées.....	117
3.2. g) Le traitement des carottes sédimentaires prélevées en tubes à l'Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Plateforme PACS	118

Deuxième partie : L'étude de la moyenne vallée du Bao Bolon à l'échelle locale. Le cadre géomorphologique et les dynamiques hydrosédimentaires holocènes..... 123

Chapitre 3 : Le cadre géomorphologique de la moyenne vallée du Bao Bolon 125

1. La carte géomorphologique	125
1.1. Les niveaux cuirassés.....	127
1.2. Les formations éoliennes	130
1.3. Les glacis.....	133
1.4. L'hydrographie	139
1.4. a) Les bas-fonds	139
1.4. b) Le Bao Bolon	144
1.4. a) Le Khour.....	146
1.4. b) Le bassin versant du Khour.....	150
2. Vers la compréhension des dynamiques géomorphologiques spatio-temporelles de la moyenne vallée du Bao Bolon	150
2.1. Les formations cuirassées	150
2.1. a) Les cuirasses authigènes	150
2.1. b) Les cuirasses allogènes 1.....	156
2.1. c) Les cuirasses allogènes 2	157
2.2. Les formations éoliennes	160
2.2. a) Le profil des formations éoliennes décrit à travers les coupes, les carottages et les sondages	160
2.2. b) Les analyses morphoscopiques	178

2.2. c) <i>Le transect à l'amont du bassin versant du Khour</i>	181
2.3. Les glacis	184
2.3. a) <i>Le transect Maka – Wanar – Keur Al Adji Mamat</i>	184
2.3. a) <i>Le transect de Sinthiou Wanar</i>	184
2.3. b) <i>Le transect du site mégalithique de Wanar</i>	194
Chapitre 4 : Les enregistrements sédimentaires	207
1. Les archives sédimentaires fluviales	207
1.1. Les profils étudiés dans le Khour	207
1.2. Les profils étudiés dans le Bao Bolon	224
1.3. Les profils étudiés dans les autres affluents du Bao Bolon	240
1.3. a) <i>Le marigot « du coude »</i>	241
1.3. b) <i>Les marigots étudiés ponctuellement</i>	250
2. La chronostratigraphie holocène	259
3. L'identification des phases chronostratigraphiques	262
3.1. Le transect en long du Khour	262
3.2. Le transect en travers du Bao Bolon	266
3.3. Le transect du marigot « du coude »	269
3.4. Les affluents du Bao Bolon	273
4. Le traitement des données sédimentologiques	276
4.1. Le traitement des données granulométriques	277
4.1. a) <i>Les éléments grossiers</i>	277
4.1. b) <i>La détermination des faciès</i>	278
4.1. c) <i>L'utilisation des Images CM (selon l'image CM de Garnier, 2013)</i>	281
4.2. L'apport des études complémentaires et exploratoires	288
4.2. a) <i>Le carbone organique</i>	288
4.2. b) <i>Le palynofaciès</i>	290
4.2. c) <i>Les diatomées</i>	292
4.2. d) <i>Les données géochimiques</i>	293

Troisième partie : La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des variations climatiques et anthropiques..... 301

Chapitre 5 : L'évolution hydroclimatique de la moyenne vallée du Bao Bolon dans son contexte régional 305

1. La moyenne vallée du Bao Bolon avant l'Holocène 305	305
1.1. Le cuirassement depuis le Tertiaire 305	305
1.2. L'épandage éolien au cours de l'Ogolien (23 000 – 15 000 BP)..... 306	306
2. La moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène 308	308
2.1. Holocène Inférieur 309	309
2.1. a) Unité HI (10 500 – 9 500 cal BP)..... 309	309
2.2. Holocène Moyen 312	312
2.2. a) Unité HM1 (8 000 – 6 600 cal BP) 312	312
2.2. b) Unité HM2 (5 300 – 5 000 cal BP) 314	314
2.2. a) Unité HM3 (4 900 – 4 200 cal BP) 314	314
2.3. Holocène Supérieur..... 317	317
2.3. a) Unité HS1 (4 200 – 3 300 cal BP)..... 317	317
2.3. b) Unité HS2 (2 800 – 2 350 cal BP)..... 318	318

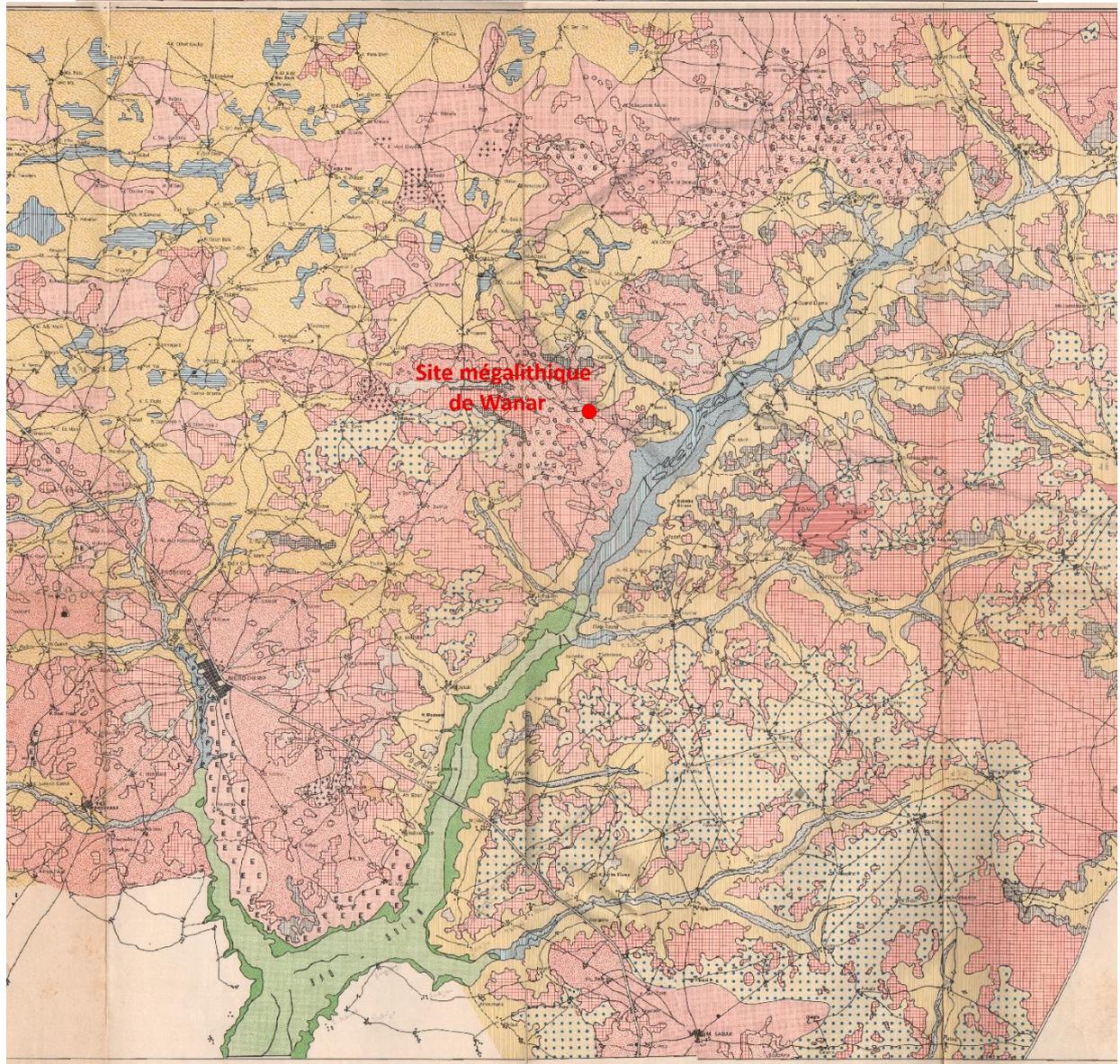
Chapitre 6 : Les deux derniers millénaires, l'évolution d'un paysage anthropisé..... 323

1. Unité HS3 (2 200 – 0 cal BP) 323	323
1.1. L'apport de la sédimentologie à l'étude des paléoenvironnements 323	323
1.2. L'apport des données historiques à l'étude des paléoenvironnements 325	325
2. Unité Subactuelle (Post-1950 AD)..... 331	331
2.1. Le colluvionnement sur les versants 331	331
2.2. Second épisode : L'incision des marigots..... 332	332
3. Une montée en puissance des sociétés 335	335
3.1. De l'exploration... 335	335

3.2. ... à la colonisation.....	339
3.3. Quelles conséquences dans la moyenne vallée du Bao Bolon ?.....	345
3.4. La fin du XXème siècle dans la région de Wanar	350
Conclusion générale	353
<i>Bibliographie</i>	<i>361</i>
<i>Liste des figures</i>	<i>383</i>
<i>Liste des tableaux</i>	<i>392</i>
<i>Table des matières</i>	<i>395</i>
<i>Annexes</i>	<i>403</i>

Annexes

UNITES GEOMORPHOLOGIQUES	SYMBLES	TYPES DE SOLS DOMINANTS	ORIENTATIONS CULTURALES	LEGENDE
PLATEAUX ET BUTES HERISSÉS PLATEAU DEBILÉ, SALLES DÉFORMÉES DE 10° COMPTANT EN CLIMAT, DORS D'ÉTENDUE DE PLATEAU DE CÔTE DÉFORMÉE HAUTE, DORS HERISSÉS DE PLATEAU.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION ORIENTATION
ZONES DES BAS-LACS S'ÉTOURDISSANT BASSIN DÉFORMÉ À BORDURE ÉTOURDIE. BASSIN DÉFORMÉ À BORDURE ÉTOURDIE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE ANCIENNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE ANCIENNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE ANCIENNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION
SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE. SEPTIÈME ALLUVIAIRE MODERNE.		SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT. SOLS DE L'ÉTENDUE DE 10° COMPTANT EN CLIMAT.	ORIENTATION - PAS DE DORS. ORIENTATION - PAS DE DORS.	ORIENTATION ORIENTATION



CARTE MORPHOPÉDOLOGIQUE DES RÉGIONS SOUDANIENNES DU SINE-SALOUM
(COUPURE OUEST)

Annexe 1. Carte morphopédologique des régions soudaniennes du Sine-Saloum (Bertrand, 1971).

Analyses	Profil sédimentaire	Nombre d'échantillons
Granulométrie laser	SEW01	29
	SEW03	40
	SAW09	34
	SAW16	27
	SAW22a	17
	WAR22b	44
	SAW17a	12
	SAW17c	7
	SAW18a	16
	SAW20b	7
	SAW27	9
	WAR20c	75
	WAR22e	23
	WAR24	71
	SBB01c	5
	SBB08	8
SBB11	7	
SBB33	1	
Morphoscopie	SAW22a	2
	WAR22b	2
	SBB01c	2
	SBB08	1
	SBB11	2
Carbone	SEW01	31
	SEW03	40
	SAW09	33
	SAW17a	5
	WAR22b	44
	WAR22e	45
	WAR20c	39

Analyses	Profil sédimentaire	Nombre d'échantillons
Datations radiocarbone	SEW01	7
	SEW03	4
	SAW09	3
	SAW16	2
	SAW17c	1
	SAW18a	3
	SAW22a	2
	SAW27	1
	WAR20c	1
	WAR22b	3
	WAR22e	1
	SBB01c	1
Palynofaciès	SNG28	1
	SNG29	1
	SNG31	1
	SNG33	1
	SNG34	1
	SNG37	1
	SEW01	29
	SEW01	6
Diatomées	SEW03	6
	SNG34	4
	SAW09	9
	SAW16	1
	SAW17c	4
	SAW18a	2
	WAR22b	2
Analyses géochimiques XRF	SEW01	3 m
	SEW03	4 m
	WAR20c	4 m
	WAR22e	7 m

Annexe 2. Récapitulatif des analyses réalisées en laboratoire sur les échantillons de la moyenne vallée du Bao Bolon.

Titre : Temporalités d'un géosystème soudanien. Géomorphologie et enregistrements sédimentaires de la moyenne vallée du Bao Bolon (Région de Wanar, site du Patrimoine Mondial, Sénégal)

Mots clés : Hydrosystème – Dynamique fluviale – Géomorphologie – Paléoenvironnements – Mégalithisme sénégalais – Anthropisation – Holocène – Anthropocène – Afrique de l'Ouest.

Résumé : L'étude porte sur la moyenne vallée du Bao Bolon, en domaine soudanien au Sénégal, afin d'en reconstituer l'évolution de l'environnement à différentes échelles de temps. La région est marquée par la présence humaine depuis au moins deux millénaires, comme en témoigne le site mégalithique de Wanar, inscrit au Patrimoine Mondial. Dans la deuxième moitié du XX^e siècle, l'environnement local a connu des bouleversements majeurs en lien avec l'intensification agricole du bassin arachidier et la grande sécheresse au Sahel.

Dans un premier temps, une analyse détaillée des formes et des dynamiques géomorphologiques de la région est réalisée, et met en lumière les étapes-clés de la genèse des paysages actuels. Dans un second temps, les archives sédimentaires du Bao Bolon et de ses marigots affluents sont étudiées,

en particulier celui du Khour dont le bassin versant draine la zone du site mégalithique de Wanar. Les nombreux profils étudiés (carottages, coupes, transects) dévoilent une richesse et une cohérence des enregistrements sédimentaires fluviaux à l'échelle de l'Holocène, rares en Afrique de l'Ouest. L'approche se veut multi-proxy et associe relevés de terrain et analyses de laboratoire (granulométrie laser, morphoscopie des grains de quartz, analyses de carbone, palynofaciès, diatomées, géochimie). La combinaison de l'étude géomorphologique et des enregistrements sédimentaires permet de reconstituer différentes étapes de l'évolution de la moyenne vallée du Bao Bolon au cours de l'Holocène, sous l'influence des paramètres climatiques et anthropiques.

Title: Temporalities of a sudanien geosystem. Geomorphology and sedimentary records in the middle valley of the Bao Bolon River (Region of Wanar, World Heritage Site, Senegal)

Keywords: Hydrosystem – Fluvial dynamic – Geomorphology - Palaeoenvironments – Senegambian megalithism – Anthropization – Holocene – Anthropocene – Senegal.

Abstract: The study focuses on the middle valley of the Bao Bolon River, in Sudanian domain in Senegal, in order to reconstruct the evolution of the environment at different time scales. The region is characterised by human presence for at least two millennia, as evidenced by the megalithic World Heritage Site of Wanar. In the second half of the 20th century, the local environment experienced major upheavals linked with the agricultural intensification of the groundnut basin and the great Sahelian drought.

First, a detailed analysis of the geomorphological forms and dynamics of the region is carried out, and highlights the key stages of the genesis of current landscapes. Secondly, the sedimentary archives of Bao Bolon and its tributaries are studied, in particular those of the Khour, whose

watershed drains the area of the megalithic site of Wanar. The numerous profiles studied (cores, sections, transects) reveal a richness and consistency of fluvial sedimentary records at the Holocene scale, rare in West Africa. The approach is intended to be multi-proxy and associates field surveys and laboratory analyzes (laser granulometry, morphoscopy of quartz grains, carbon analyzes, palynofacies, diatoms, geochemistry). The combination of geomorphological study and sedimentary records allows to reconstruct different stages of the evolution of the middle Bao Bolon valley during the Holocene, under the influence of climatic and anthropogenic parameters.