

Les tourbières de la vallée de la Somme : trajectoires entre contrôle climatique et influence anthropique depuis le Tardiglaciaire

Chloé Garcia

▶ **To cite this version:**

Chloé Garcia. Les tourbières de la vallée de la Somme : trajectoires entre contrôle climatique et influence anthropique depuis le Tardiglaciaire. Ecologie, Environnement. Université de Picardie Jules Verne, 2024. Français. ⟨NNT : 2024AMIE0008⟩. ⟨tel-05296132⟩

HAL Id: tel-05296132

https://theses.hal.science/tel-05296132v1

Submitted on 3 Oct 2025

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.



HAL Authorization

Thèse de Doctorat

Mention Sciences Ecologiques
Spécialité Ecologie Historique

présentée à ***l'Ecole Doctorale en Sciences Technologies Santé (ED 585)***

de l'Université de Picardie Jules Verne

par

Chloé Garcia

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Picardie Jules Verne

Les tourbières de la vallée de la Somme : trajectoires entre contrôle climatique et influence anthropique depuis le Tardiglaciaire

Soutenue le 03/04/2024, après avis des rapporteurs, devant le jury d'examen :

M. H. Cubizolle, Professeur, Université de Saint-Etienne	**Président du jury et rapporteur**
M. P.-G. Salvador, Professeur, Université de Lille	**Rapporteur**
M. D. Gilbert, Professeur, Université de Franche-Comté	**Examinateur**
M. L. Lespez, Professeur, Université Paris 1 – UPEC	**Examinateur**
M^{me} J. Loisel, Maître de Conférences, University of Nevada	**Examinatrice**
M. P. Antoine, Directeur de recherche, Université Paris 1-UPEC	**Directeur de thèse**
M. B. Brasseur, Maître de Conférences, UPJV	**Co-encadrant**

Avant-propos

Cette thèse s'intègre au cœur du projet Archéofen, dont l'idée est née de la rencontre entre scientifiques, collectivités territoriales et gestionnaires d'espaces naturels lors du séminaire Ramsar 2019 à Amiens. Ce séminaire faisait suite à la récente labellisation « des marais de la vallée de la Somme et de l'Avre », reconnaissant la valeur patrimoniale de ce secteur et la volonté de le préserver.

Des échanges entre Pierre Antoine, Boris Brasseur, Jérémy Lebrun, Rémi François, Franck Kostrzewa, et une volonté commune les a amenés à mettre en place ce projet de recherche pour accroitre les connaissances sur l'évolution des paysages des fonds de vallées du Bassin de la Somme à travers l'étude des tourbières fluviogènes qui sont l'une des caractéristiques principales de la vallée et ont marqué son histoire.

Le projet Archéofen est soutenu financièrement par le Conseil Départemental de la Somme et l'Agence de l'Eau Artois Picardie, porté par le laboratoire EDYSAN et l'Université Picardie Jules Verne en partenariat avec le Laboratoire de Géographie Physique. Le Conservatoire d'Espaces Naturels des Hauts de France et le Conservatoire Botanique National de Bailleul apportent leur soutien technique.

Remerciements

Quelle aventure ! Trois ans et demi pour plonger au cœur des tourbières, un long chemin qui s'est tracé entre carex et roseaux, entre tourbe mésique et saprique, entre tarière et micro-pipette, grâce à un encadrement, des collègues, une équipe riche et des rencontres qui le sont encore plus ! Je tiens à remercier toutes celles et tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ce résultat, je suis extrêmement reconnaissante que vous ayez fait partie de cette longue procession.

Premièrement, je tiens à remercier mes directeurs de thèse Pierre et Boris pour m'avoir fait confiance et m'avoir accompagné tout au long de la thèse.

Pierre pour la transmission de tes connaissances et de ta passion sur la vallée de la Somme sur le terrain comme au bureau, ta patience pendant les nombreux points d'explications, les échanges, toujours dans la bienveillance et la bonne humeur.

Boris pour ta disponibilité au quotidien, les mini-cours et mises à niveaux improvisés sur des coins de table et ta motivation tout terrain.

Je tiens ensuite à remercier les membres de mon comité de suivi de thèse pour leurs précieux conseils et encouragements au cours de la thèse : Laurent Lespez, Daniel Gilbert et Guillaume Decocq ; et les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

Je remercie chaleureusement le laboratoire Edysan, en particulier les collègues de GEP, pour l'accueil, le soutien administratif (Fred et Franck que j'ai trop souvent embêté), Lamine pour sa gentillesse et les livraisons régulières de chouquettes, Fabien pour les actions de médiations scientifiques, Laurent et Jérôme pour m'avoir confié des TD à l'UFR d'Histoire-Géographie deux années de suite, et surtout le bureau des doctorants pour la vie au labo : Marion, Eva, Nelly, Yuna, Laure, Erwan, Tristan. Je vous souhaite le meilleur pour la suite de vos aventures de thésards et au-delà. Eva, Marion et Thomas merci pour votre accueil en plein confinement, tous les conseils au long de la thèse, et la création d'Edy'gang ! C'était une vraie force d'avoir une équipe de doctorants aussi soudée, encore plus dans les derniers mois pleins de « sérénistress », rythmés par les fameuses sessions de télé-motivation qui nous ont permis de tester les derniers cafés amiénois encore jamais validés par la commission des testeurs professionnels de chocolats chauds et autres biscuits. Merci Eva de t'être transformée en « coach bénévole de fin de thèse ». À l'équipe des doctorants s'ajoute quelques écologues gourmands supplémentaires (amateurs de galette parait-il) que je voudrais remercier : Diane, Marianne, Etienne, (et Jimmy) ! Merci pour les pauses goûter, les brunchs, les recettes, les balades dominicales, les conseils, les apéros du bout de la rue, les expériences sportives…

J'adresse un remerciement vraiment spécial aux différents stagiaires et leurs encadrantes qui ont travaillé et ont grandement aidé à faire avancer le projet Archéofen et la thèse : Jérémy Bacon, Lou-Anne Mathieu et Léa Beaumont, j'ai adoré travailler avec vous ! Merci également à Olivia Mourard et Mamady Cisse qui ont testé plusieurs méthodes d'analyses quelques peu originales pour quantifier les fibres frottées lors de leur stage de licence.

Je remercie également le Laboratoire de Géographie Physique que ce soit pour leur accueil, leurs conseils, les délégations communes en colloque, ou encore leurs contributions à la thèse. Les expéditions à Meudon puis Thiais ont toujours été très bénéfiques à l'avancée et à la prise de confiance dans mon travail ! Je pense particulièrement à Ségolène Saulnier-Copard, Stoil Champkanski, Julie Dabkowski, Agnès Gauthier, Nicole Limondin-Lozouet, Olivier Moine, Fatima Mokadem, Quentin Weckenheim.

Je remercie les différents partenaires scientifiques du projet Archéofen d'avoir apporté leurs contributions : Charline Guiguet Covex, Anne-Lise Develle, Alice Molard, merci pour votre accueil et l'initiation à vos méthodes et approches au sein du laboratoire Edytem; Aude Beauger et Eric Arminot du Chatelet pour avoir testé vos méthodes d'extractions respectives pour analyser les diatomées et thécamoebiens ; Dirck Michaelis pour les analyses de macrorestes végétaux.

Un grand merci aux archéologues et géomorphologue picards Thierry Ducrocq, Sylvie Coutard, Jean-Pierre Fagnart et Paule Coudret pour m'avoir invité sur leurs terrains et/ou partagé leurs connaissances infinies sur la vallée de la Somme et pour leur gentillesse.

Je remercie Christine Hatté pour m'avoir formé à l'interprétation des datations ^{14}C, avertie sur les précautions à prendre et pour m'avoir gracieusement proposé de terminer les dosages C et N avec Caroline Gauthier.

Je remercie les financeurs et partenaires techniques du projet Archéofen qui ont permis d'avoir un cadre de travail confortable : le Conseil Départemental de la Somme à travers Franck Kostrzewa et Constance Chombart ; l'Agence de l'eau Artois Picardie représentée par Estelle Chevillard. Merci d'avoir défendu et guidé ce projet pour qu'il ait pu voir le jour dans de bonnes conditions, d'avoir toujours répondu présent aux différentes réunions d'avancement ; l'antenne de Boves du Conservatoire d'Espaces Naturel des Hauts de France, en particulier : Guillaume Chevalier, Guillaume Meire, Antoine Gazais, Adrien Berquer, qui ont suivi Archéofen, qui ont toujours été disponibles et flexibles ; Rémi François du Conservatoire Botanique National de Bailleul pour l'intérêt pour le projet et l'enthousiasme à partager ses connaissances.

Je voudrais enfin remercier mes professeurs de Master Nathalie Dubus et Pauline Dusseux qui m'ont accompagnée et encouragée à poursuivre en thèse ainsi que Stéphane Jaillet, Jean-Jacques Delannoy et Philip Deline pour m'avoir fait redécouvrir la géomorphologie avec passion lors du module de cartographie des paysages passés dans le massif de la Chartreuse.

Place aux remerciements plus personnels,

Je voudrais tout d'abord remercier ma famille pour leur confiance, leur soutien moral et technique tout au long de mes études, les week-ends ressourçant à Courcelles, à Arêches, au Crotoy (et leur lot d'aventures), les comités familiaux pour recharger les batteries. Vous êtes (très) forts ! Je tiens à mentionner l'engagement (et le désespoir !) de ma maman à la correction des fautes d'orthographe/grammaire/accords en tous genres, et lui exprimer mon immense reconnaissance pour toutes heures/jours/semaines passés à me relire et à essayer de me faire retenir (en vain) les règles. Promis un jour j'y arriverai.

Je remercie ceux qui ont partagé ma vie amiénoise, que ce soit rue Blasset (la Fourmilière) ou rue Marc Sangnier (la Maison du Bonheur et du Fun) : Vicky, Sébastien, Basile, Domitille, Lisa, Simon, Manon, Baptiste, Erwan. Merci pour les bons petits plats, les debriefs, les expéditions, les fous rires ! J'en profite pour faire une mention spéciale à Vicky (oh noooon…) qui a toujours été présente, merci pour tes mots, ta bienveillance, ta force incroyable, et le recul que tu me fais prendre quand je me pose trop de questions, je te souhaite de belles aventures auvergnates pleines de bonheur et de fromage.

Merci aussi à Emilie, Léa et Arthur pour les bols de plein air, les pâtisseries post-entrainement, pour votre motivation à braver la météo picarde et les défis sportifs.

Celles et ceux sans qui cette idée de la thèse ne se serait pas concrétisé, je remercie : Julie et Romane avec qui tout a commencé à Dijon et leur « foutien fans failles », vous savez à quel point vous comptez ; l'équipe grenobloise pour les grandes discussions, les cueillettes de champignons, les balades en

montagne : Emma, Zaza, Coco, Arthur et Elise ; le FLS (une petite pensée au spectacle permanant des perroquets bleus) : Valentine, Marie, Gérémine, Caro, Mathilde et Vicky sans qui je n'aurais jamais pu imaginer que les rêves les plus fous sont atteignables avec beaucoup de motivation, de détermination et une once de folie (« flinguerie ») ; Léo qui m'a appris à me surpasser, m'écouter et me faire confiance. J'ai aussi une pensée émue pour Célia, merci d'avoir croisé nos chemins et d'avoir été aussi inspirante.

Je ne peux finir sans remercier Quentin, merci pour ta patience et ton amour qui sont une grande source de motivation au quotidien, quelle chance de t'avoir rencontré et d'avancer à tes côtés, j'espère que les sentiers de randonnée et les pistes cyclables nous mèneront au moins jusqu'à l'ombre des eucalyptus ♥

Merci à toutes et tous pour tous, y compris ceux et celles que j'aurais pu oublier, pour votre implication direct ou indirect, consciente ou inconsciente dans cette thèse, pour votre écoute et soutien qui m'ont aidé à avancer tout au long de ces trois ans et quelques mois et qui ont évité « l'entourbement » !

Hélène, Marie, Quentin, Romane, Valentine, Eva, Nelly et Vicky merci pour les relectures de dernière minute et votre efficacité hors pair.

Abréviations et sigles

AD – Anno Domini

CMC – Channel Master Core

BP – before present / avant le présent (référence 1950)

DM – Dryas Moyen

DR – Dryas récent

EDYSAN – Écologie et Dynamique des Systèmes Anthropisés

HA – Holocène ancien

HM – Holocène moyen

HR – Holocène récent

km – kilomètre

LGP – Laboratoire de Géographie Physique

m – mètre

MO – matière organique

OM – organic matter

PMC – Peat Master Core

PW – Pléniglaciaire Weichselien

SU – Stratigraphic Unit

UMR – Unité Mixte de Recherche

UPJV – Université Picardie Jules Verne

US – Unité stratigraphique

TABLE DES MATIERES

Avant-propos 1
Remerciements 3
Abréviations et sigles 7
Chapitre 1 11
1.1. INTRODUCTION 12
1.1.1. LES TOURBIÈRES ALLUVIALES ALCALINES 12
1.1.2. LA VALLÉE DE LA SOMME : UN VASTE SYSTÈME DE TOURBIÈRES ALLUVIALES ALCANILES 21
1.1.2. PROBLÉMATIQUE 26
1.2. MATÉRIEL ET MÉTHODE DE LA THÈSE 29
1.2.1. SITES D'ÉTUDE 29
1.2.2. COLLECTE DE DONNÉES 34
1.2.3. ANALYSES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES 40
1.2.4. BIO-INDICATEURS 41
1.2.5. DATATIONS, CALIBRATION ET CADRE CHRONOCLIMATIQUE 42
1.2.6. SYNTHÈSE DES DONNÉES : CHRONOSTRATIGRAPHIE ET ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE 43
Chapitre 2 47
2.1. PRÉAMBULE 48
2.2. LES SÉQUENCES TOURBEUSES DES FONDS DE VALLÉES DU BASSIN DE LA SOMME (FRANCE) : HISTORIQUE DES RECHERCHES, DIVERSITÉ DES CONCEPTS ET PERSPECTIVES 48
2.2.1. INFORMATIONS 48
2.2.1.3. MOTS-CLES 49
2.2.2. INTRODUCTION 49
2.2.3. LES PIONNIERS : ORIGINES DES RECHERCHES SUR LES DÉPOTS DE FOND DE VALLÉE (FIN XIX^{E} S.) 54
2.2.4. L'APPORT DES INGÉNIEURS ET AGRONOMES 60
2.2.5. DÉVELOPPEMENT DES RECHERCHES GÉOARCHÉOLOGIQUES (XXe s.) 65
2.2.6. INTENSIFICATION DES RECHERCHES, PLURIDISCIPLINARITÉ ET CONSTRUCTION DU SCHÉMA GLOBAL D'ÉVOLUTION MORPHOSTRATIGRAPHIQUE ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUE (1990-2000) 70
2.2.7. ACTIONS DE PRÉSERVATIONS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE 74
2.2.8. CONCLUSION 75
2.2.9. REMERCIEMENTS 77
2.3. BASE DE DONNÉES DES ÉPAISSEURS DE TOURBE 77
2.3.1. MÉTHODE 77
1.3.2. RÉSULTAT CARTOGRAPHIQUE 78
Chapitre 3 83
3.1. PRÉAMBULE 84
3.2. LATE GLACIAL AND HOLOCENE PALAEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF ALKALINE PEATLANDS IN THE SOMME VALLEY (FRANCE): BETWEEN CLIMATE AND ANTHROPOGENIC FORCING 84
3.2.1. INFORMATIONS 84
3.2.2. INTRODUCTION 86
3.2.3. STUDY AREA 88
3.2.4. MATERIAL AND METHODS 90

3.2.5. RESULTS 93
3.2.6. SYNTHESIS AND DISCUSSION 110
3.2.7. CONCLUSIONS 118
3.3. RÉSUMÉ ÉTENDU EN FRANÇAIS 119
Chapitre 4 125
4.1. PRÉAMBULE 126
4.2. MISE EN PLACE DES TOURBIÈRES ALCALINES ET MODIFICATIONS DE LA DYNAMIQUE FLUVIATILE DANS LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME (FRANCE) À L'HOLOCÈNE 126
4.2.1. INFORMATIONS 126
4.2.2. INTRODUCTION 128
4.2.3. PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE : LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR DE TIRANCOURT-VALLÉE D'ACON 131
4.2.4. MÉTHODOLOGIE 132
4.2.5. RÉSULTATS 135
4.2.6. SYNTHÈSE : ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DE LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR DE TIRANCOURT-VALLÉE D'ACON 144
4.2.7. CONCLUSIONS 155
4.2.8. REMERCIEMENTS 155
Chapitre 5 157
5.1. PRÉAMBULE 158
5.2. COMPARAISON ENTRE LES SITES ET INTÉGRATION DES DONNÉES NOUVELLES À L'ÉCHELLE DU BASSIN ET DU NORD-OUEST EUROPÉEN 158
5.2.1. DYNAMIQUES ET DÉPOTS DU PLÉNIGLACIAIRE ET DU TARDIGLACIAIRE (< 11 700 CAL BP) SOUS INFLUENCES CLIMATIQUES 158
5.2.2. TARDIGLACIAIRE 159
5.2.3. DÉBUT DE LA TURFIGÉNÈSE ET COLMATAGE DES FONDS DE VALLÉES À L'HOLOCÈNE ANCIEN ET MOYEN (11 700-4 200 CAL BP) 162
5.2.4. MULTIPLICITÉ DES DYNAMIQUES, DE LA MISE EN PLACE ET DE LA CONSERVATION DES SÉDIMENTS DE FOND DE VALLÉE DEPUIS L'HOLOCÈNE MOYEN 165
5.3. LIMITES MÉTHODOLOGIQUES 175
5.3.1. DATATIONS 175
5.3.2. GÉOCHIMIE C ET N 175
5.3.3. DIATOMÉES ET THÉCAMOEBIENS : DES TESTS PEU CONCLUANTS 175
5.3. PERSPECTIVES 176
5.3.1. INTÉGRATION DES BIO-INDICATEURS ET DONNÉES GÉOCHIMIQUES 176
5.3.2. POURSUIVRE LES INVESTIGATIONS POUR PRÉCISER LE SCHÉMA D'ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE FLUVIALE ET DE LA TURFIGÉNÈSE DU BASSIN DE LA SOMME 177
5.3.3. PRISE EN COMPTE DES DYNAMIQUES « TEMPS LONG » FACE AUX ENJEUX ACTUELS ET FUTURS 178
5.3.4. MODÉLISATION DES ÉVOLUTIONS DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE 179
Conclusion générale 181
Références 185
Annexes 215
Résumé 250

Chapitre 1

Introduction et méthode générale



Illustration 1.1 Le méandre de Corbie à Vaux sur Somme depuis la falaise Sainte Colette, 2022.

" Un marais n'est pas un marécage. Le marais, c'est un espace de lumière, où l'herbe pousse dans l'eau, et l'eau se déverse dans le ciel. Des ruisseaux paresseux charrient le disque du soleil jusqu'à la mer, et des échassiers s'en envolent avec une grâce inattendue " [D. Owens, *Where the Crawdads Sing*, 2018]

1.1. INTRODUCTION

1.1.1. LES TOURBIÈRES ALLUVIALES ALCALINES

1.1.1.1. Particularités des tourbières alluviales alcalines

Les tourbières font partie de la grande famille des zones humides, leur particularité résidant dans leur substrat : la tourbe aussi appelée histosol (Manneville, 2006 ; Baize, 2018 ; Cubizolle, 2019). Dans ces environnements la lente décomposition des débris végétaux turfigènes est à l'origine de la formation de la tourbe. Les conditions anaérobies qui règnent dans la tourbe permettent la conservation de nombreuses archives du passé tels que des restes de plantes, pollens, spores, algues, coquilles de mollusques, os, ADN (bio-indicateurs), ou encore de matériel archéologique fragile comme le bois (Ducrocq, 2001 ; Collins *et al.*, 2006 ; Dobrowolski *et al.*, 2019 ; Gauthier *et al.*, 2019 ; Michaelis *et al.*, 2020). Pour le maintien de l'anaérobie, le niveau moyen annuel de la nappe d'eau doit être proche de la surface du sol et peu fluctuant afin de garantir la conservation du substrat tourbeux (Manneville, 2006 ; Diggelen *et al.*, 2006 ; Cubizolle, 2019).

Du point de vue fonctionnel, les différents types de tourbières se distinguent par leur d'alimentation hydrologique. Ce travail de thèse se concentre sur des tourbes issues de tourbières alcalines directement alimentées par une nappe phréatique alluviale stable et carbonatée et les eaux de surface. Ces tourbières se forment dans les plaines alluviales (vallée à la surface plane et faible pente colmatée par des sédiments appelés alluvions) des zones géologiques carbonatées. Les propriétés alcalines de l'eau peuvent résulter directement de la nature du substrat (craie du Crétacé supérieur, comme dans le bassin de la Somme) ou de la présence de nappe de graviers riches en éléments calcaires remaniés. Ces tourbières sont dites minérotrophes par opposition aux tourbières ombrothrophes alimentées par les eaux de pluies acides (Manneville, 2006 ; Joosten *et al.*, 2017 ; Cubizolle, 2019).

Une végétation spécifique et adaptée à cet environnement hydro-morphologique se développe dans les tourbières alcalines (Ill. 1.2). Plusieurs habitats les composent reflétant les variations hydro-écologiques de ces milieux :

i) Les tourbières basses alcalines (habitat Natura 2000 : 7230, Bensettiti *et al.*, 2002) où se développent des communautés de petites laîches, de mousses brunes sur des sols tourbeux gorgés d'eau. Par exemple ces habitats peuvent abriter des Joncs subnoduleux (*Juncus subnodulosus*), du Choin noirâtre (*Schoenus nigricans*) et des Liparis de Loesel (*Liparis loeselii*).

ii) Les tourbières de transitions et tremblants (7140), sont des milieux de transition flottants, de recolonisation de plans d'eau, les communautés végétales caractéristiques sont les petites et moyennes Cypéracées comme la Laîche rostrée (*Carex Rostrata*), les Roseaux communs (*Phragmites australis*), les mousses (sphaignes ou pleurocarpes), elles peuvent être associées à des espèces aquatiques comme les Trèfles d'eau (*Menyanthes trifoliata*).

iii) Les marais calcaires à Marisques (*Cladium Mariscus*, 7210), composés de cladiaie intégrant des *Phragmites australis* sur substrat tourbeux.

iv) Les tourbières boisées (91D0) où se développent des Bouleaux (*Betula pubescens*) et Aulnes (*Alnus glutinosa*) dans des conditions très humides, avec des mousses du genre *Sphagnum*, des fougères.

v) Les prairies humides calcaires à Molinie bleue (*Molinia caerulea*, 6410) situées en marge de la zone humide. Des espèces comme le Gaillet aquatique (*Galium uliginosum)* ou la Potentille dressée (*Potentilla erecta*) peuvent s'y développer (Bensettiti *et al.*, 2001 ; Bensettiti *et al.*, 2002 ; Diggelen *et al.*, 2006 ; Melenec *et al.*, 2017 ; Pawlaczyk *et al.*, 2019 ; Lebrun *et al.*, 2020).



Illustration 1.2. *Ranunculus lingua, Carex rostrata, Liparis loeselii, Menyanthes trifoliata, Juncus subnodulosus*. Source : INPN, G. Arnal, S. Filoche, F. Lepareur, Y. Martin.

La classification des tourbières est ainsi communément basée sur les processus hydro-bio-pédologiques associés qui renvoient à la fois au type d'**alimentation en eau**, à l'**environnement physique** et à la **végétation** qui s'y développe et s'y accumule (Joosten *et al.*, 2017 ; Cubizolle, 2019).

1.1.1.2. Conditions de mise en place

L'évolution du climat depuis le Tardiglaciaire Weichselien

En Europe du Nord, la dernière période glaciaire (115 000 à 11 650 ans, dénommée Weichselien d'après le nom Allemand de la Vistule polonaise) est caractérisée par i) la présence d'importantes calottes de glace recouvrant les reliefs scandinaves et une grande partie de l'Angleterre ainsi que les Alpes ; ii) une forte régression marine (≈ - 120 m) ; iii) et le dépôt éolien d'épaisses couches de lœss dans les grandes plaines européennes (Mangerud, 2004 ; Ehlers, Gibbard & Hughes, 2011 ; Antoine *et al.*, 2021 ; Marks *et al.*, 2022).

La période qui marque la transition entre la période glaciaire et le début de l'interglaciaire (Holocène) (14 650 et 11 650 ans) est dénommée Tardiglaciaire (Magny *et al.*, 2006 ; Ehlers, Gibbard & Hughes, 2011 ; Rasmussen *et al.*, 2014 ; Sánchez Goñi, 2022). Le Tardiglaciaire se caractérise par un réchauffement brutal, il y a environ 14 650 ans, suivi d'une période au climat instable oscillant entre

phases froides (stades) et tempérées (Interstades). Au cours de l'Holocène, le climat se stabilise, néanmoins de nombreux évènements climatiques ont eu lieu (Alley *et al.*, 1997 ; Mayewski *et al.*, 2004, a). Ces évènements climatiques (froids et humides) globaux ont eu des conséquences environnementales à un niveau plus localisé. Les réponses environnementales varient en fonction de la localisation (latitude, proximité avec des reliefs montagneux, des océans) et des paramètres environnementaux (nature du substrat rocheux, morphologie, présence de sols, couverture végétale).

La connaissance des variations climatiques passées est de plus en plus précise depuis le développement de l'analyse isotopique sur les carottes de glace ($\delta\ ^{18}O$ et δ D), véritables paléo-thermomètres des climats passés (Jouzel *et al.*, 1987 ; Masson-Delmotte *et al.*, 2005 ; Landais *et al.*, 2018). Dans cette étude, les données utilisées sont celles issues des carottes du Groenland (NGRIP, Rasmussen *et al.*, 2014 ; Seierstad *et al.*, 2014).

Pour enregistrer la réponse des environnements continentaux à ces modifications climatiques globales, l'analyse des bio-indicateurs conservés dans les archives sédimentaires (sédiments des lacs, des rivières et des tourbières) est mobilisée. Ces derniers conservent de nombreux bioindicateurs comme des pollens d'arbres, des macrorestes végétaux, des algues. Les exigences écologiques des espèces identifiées sont alors utilisées pour reconstruire le macro- comme le microclimat à partir de l'analyse des sédiments. Ces analyses peuvent être complétées par la dendrochronologie (cernes d'arbres) et l'étude des glaciers continentaux (glaciologie, isotopie).

Découpage bioclimatique et chrono-climatique de l'Holocène

Un découpage bioclimatique a d'abord été proposé par Mangerud *et al*. (1974 ; 1982), en fonction des essences d'arbre dominant les assemblages polliniques. Ainsi par exemple dans le bassin Parisien les biozones sont définies par les changements de végétation arborée suivants : le **Préboréal** est dominé par une végétation arborée de Pins (*Pinus*) ; le Bouleau (*Betula*), le Saule (*Salix*) et le Genévrier (*Juniperus*) sont présents en moindre quantité. Le Noisetier (*Corylus*) commence à se développer à la fin de cette biozone. Côté végétation non arborée, les Poacées (*Poaceae*) et l'Armoise (*Artemisia*) sont majoritaires. La transition avec le **Boréal** est marquée par la régression du Pin au profit du Noisetier. Le Chêne (*Quercus*) commence à se développer, le Bouleau et le Genévrier se raréfient et l'armoise disparait des diagrammes. L'**Atlantique** qui correspond à l'optimum climatique de l'Holocène est caractérisé par le maintien du Noisetier et du Pin, une augmentation des populations de Chêne, l'apparition du Tilleul (*Tillia*), du Frêne (*Fraxinus*) et le développement de l'Orme (*Ulmus*). Le Saule disparait quasiment au milieu de l'Atlantique et l'Aulne (*Alnus*) apparait progressivement. Les pollens de Plantin, plantes rudérales (*Plantago media* et *lanceolata*) deviennent plus fréquents dans les pollens non-arborés. Au **Subboréal**, l'Aulne (*Alnus*) devient dominant et le Saule se redéveloppe, témoignant de conditions plus humides, et les pollens de Pin régressent alors que les autres essences se maintiennent.

Le **Subatlantique** est marqué dans un premier temps par la réduction du couvert arboré, l'apparition du Hêtre (*Fagus*) et du Charme (*Carpinus*), et le développement des plantes rudérales (Plantin et Oseille - *Rumex acetosa*). Puis dans un second temps, le Chêne devient dominant, le Genévrier, le Bouleau et le Saule réapparaissent ou croissent de nouveau (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; David, 2014).

Plus récemment, un nouveau référentiel chrono-climatique international a été établi pour l'Holocène de la région Nord-Atlantique en fonction de plusieurs bioindicateurs incluant les enregistrements des carottages de glace, marins et terrestres (INTIMATE) (fig. 1.1, Rasmussen *et al.*, 2014). Celui-ci permet d'harmoniser les périodes à l'échelle internationale, mais ne prend pas en compte les variations climatiques locales contrairement aux biozones. Ces deux approches sont complémentaires. L'Holocène ancien (ou Greenlandien) couvre la période allant de 11 650 à 8 200 cal BP, évènement climatique plus froid et humide. L'Holocène moyen (ou Northgrippien) s'étend jusqu'à 4 200 cal BP, durant cette période les températures sont plus élevées. L'Holocène récent commence après la fin de l'influence de l'évènement climatique de 4 200 cal BP, corrélé à une intensification des tempêtes et une hausse des précipitations. Cette période est dans l'ensemble plus fraîche que l'Holocène moyen (ou Méghalayen) (Walker *et al.*, 2019).

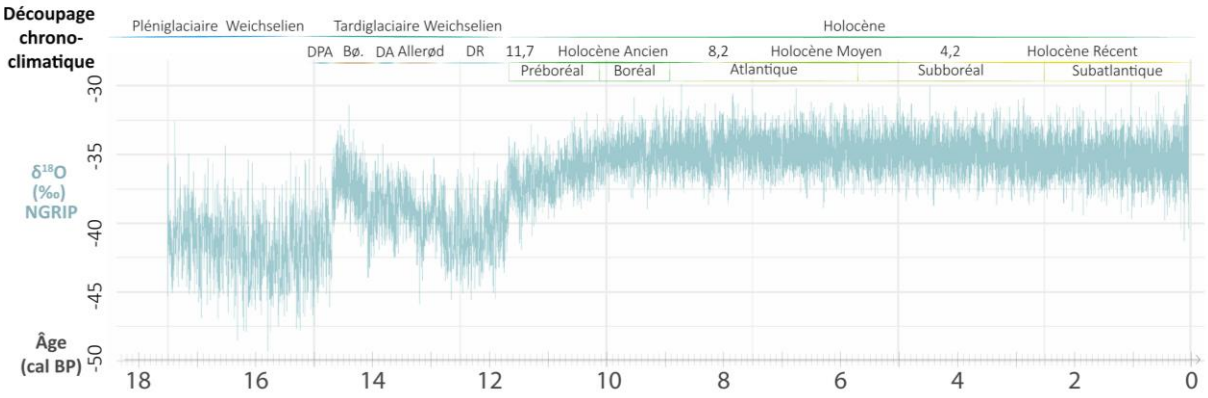


Figure 1.1 Courbe de variation du δ ^{18}O dans le carottage de NGRIP au cours des derniers 17 ka et découpages chrono-climatiques depuis le Pléniglaciaire Weichselien. *Les référentiels utilisés sont i) le référentiel chrono-climatique de l'Holocène Préboréal, Boréal, Atlantique, Subboréal, Subatlantique correspond aux phases chronostratigraphiques basées sur l'évolution du couvert arboré par l'analyse des assemblages polliniques* (Mangerud *et al.*, 1974) *ii) Les référentiels de* Rasmussen *et al.* (2014) et Walker *et al.* (2019) *basés sur les références bioclimatiques INTIMATE pour le Tardiglaciaire et l'Holocène*

.

Climat, morphologie fluviale et turfigénèse

La morphologie des cours d'eau dépend de l'équilibre entre la charge sédimentaire et le débit liquide. Le rapport entre les deux paramètres définit la capacité du cours d'eau à déposer les sédiments transportés (sédimentation) ou inciser leur lit (érosion ou incision). Les systèmes fluviatiles sont sensibles aux modifications des paramètres du climat : températures moyennes (pergélisol,

gélifraction), quantité de précipitations, saisonnalité (débâcles en régime périglaciaire), qui impactent le style fluvial et les dynamiques des cours d'eau (Antoine, 1997, a ; Mol *et al.*, 2000 ; Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe, 2002). La couverture végétale, elle-même dépendante du climat, de la formation des sols et de l'empreinte humaine, influence la morphologie des cours d'eau : par la capacité des racines à retenir les sédiments et stabiliser le paysage, ou encore pour son rôle dans la limitation des écoulements de surface (absorption et évapotranspiration). Enfin la présence de végétation aquatique dans le lit peut limiter la mobilité des sédiments, et favoriser leur accumulation (Charlton, 2007 ; Notebaert & Verstraeten, 2010 ; Vayssière *et al.*, 2019 ; Vayssière *et al.*, 2020). La couverture végétale et le développement de sols, sur lequel la végétation se développe et auquel elle contribue, forment l'interface entre le climat et les cours d'eau.

Le contexte géologique, l'hydrographie, le climat, la végétation et les facteurs humains modèlent le réseau hydrographique et influencent la capacité d'un système à stocker des sédiments, du carbone et de l'eau (Charlton, 2007 ; Alderson *et al.*, 2019). En tant que drains des bassins versants, les fonds de vallées sont le réceptacle des modifications paysagères à travers les enregistrements (archives) sédimentaires stockés dans les fonds de vallées.

Ainsi dans les plaines et vallées de basse altitude du nord-ouest européen, à la fin du Pléniglaciaire Weichselien, les cours d'eau ont un fonctionnement typique des rivières périglaciaires et des environnements à pergélisol. Les chenaux en tresses à écoulement saisonnier peuvent charrier des quantités importantes de graviers lors des débâcles printanières (Preece & Bridgland, 1999 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2012, a). À la fin du Pléniglaciaire, les apports grossiers (graviers et sables) se réduisent drastiquement et la sédimentation est dominée par la mise en place de dépôts sablo-limoneux lors de crues dans un système où les chenaux commencent à se concentrer (Nanson, 2013).

Sous un climat froid et sec, le paysage végétal est steppique : seule une végétation basse (ligneux de petite taille et herbacées) peut se développer dans ces conditions. Des lœss transportés par les vents se déposent sur les plateaux et versants à l'abri des vents dominants (Antoine *et al.*, 2021). Ces lœss peuvent se déposer ou se retrouver remaniés vers les fonds de vallée par l'érosion et redéposés lors des crues formant des faciès fluvio-éoliens (Pastre *et al.*, 1997).

Vers 14 650 cal BP, le climat se réchauffe rapidement (Bølling 14 650 à 13 900 cal BP, fig 1.2), une végétation de toundra puis de forêt boréale dominée par les Bouleaux et les Pins se développe (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Munaut & Defgnée, 1997). Sur les versants les sols se forment sur les lœss précédemment déposés (sols bruns lessivés) et sont stabilisés par la végétation. L'augmentation de l'humidité provoque la concentration des écoulements dans quelques chenaux qui témoignent d'un passage progressif vers un système de transition de type anastomosé. Lorsque les conditions sont favorables, la tourbe commence à s'accumuler dans des lits abandonnés où la nappe est affleurante (Pastre *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2012, a ; Ruppel *et al.*, 2013 ; Dendievel *et al.*, 2020).

Un refroidissement abrupt du climat, le Dryas ancien, a lieu entre 13 900 et 13 600 cal BP. Il provoque une érosion de la partie sommitale des dépôts de tourbes datés du Bølling et il est parfois associé au dépôt d'une mince couche (> 5cm) de limons calcaires alimentés par le gel-dégel sur les versants crayeux encadrant les vallées, comme c'est le cas dans le bassin de la Somme (Antoine, 2012).

Au cours de l'interstade de l'Allerød (13 250-12 900 cal BP), les conditions climatiques s'améliorent à nouveau et permettent l'accumulation de tourbe ou de limons organiques dans les fonds de chenaux (Antoine *et al.*, 2012, a), les écoulements anastomosés tendent à se concentrer progressivement pour former un large chenal unique à méandres. La végétation arborée est dominée par *Pinus*, *Betula* et *Corylus* tandis que les Astéracées et les Cypéracées occupent la strate herbacée (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Munaut & Defgnée, 1997).

Le Dryas récent est caractérisé par une nouvelle péjoration climatique cette fois beaucoup plus longue (± 1 000 ans) et associée à davantage d'humidité au début, puis à une aridification du climat (Limondin-Lozouet & Antoine, 2001 ; Pastre *et al.*, 2003). Cette période est caractérisée par une chenalisation unique et un renforcement de capacité des cours d'eau à inciser les fonds de vallées (Starkel, 1980 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Preece & Bridgland, 1999 ; Deschodt *et al.*, 2004 ; Collins *et al.*, 2006). La gélifraction de la craie et le recul de la végétation favorisent l'érosion des dépôts de versants limoneux qui forment d'importantes alluvions limono-calcaires qui nappent alors les fonds de vallée.

L'Holocène débute ensuite avec une augmentation rapide des températures et des précipitations liés au renforcement de la circulation d'ouest (Mayewski *et al.*, 2004, a ; Magny, 2004). Une phase d'érosion (incision) est souvent enregistrée dans les sédiments des fonds de vallées au Préboréal initial vers 11 700 cal BP car la végétation holocène (dominée par le Pin, le Bouleau et le Saule) n'a pas encore densément recouvert les sols. Les flux d'eau sont encore dynamiques en raison d'une évapotranspiration limitée.

D'une manière générale, pour que la tourbe commence à s'accumuler (turfigénèse) les facteurs physiques (topographie, substrat, niveaux d'eau suffisants) et climatiques doivent être rassemblés (Morris *et al.*, 2018 ; Cubizolle, 2019 ; Dendievel *et al.*, 2020 ; Piilo *et al.*, 2020 ; Quik *et al.*, 2021). Dans les régions tempérées européennes, les tourbières commencent à se développer en fond de vallées lors des interglaciaires, de façon asynchrone, le long d'un gradient latitudinal, en fonction de l'évolution du climat (Ruppel *et al.*, 2013 ; Morris *et al.*, 2018 ; Piilo *et al.*, 2020) : parfois dès les interstades tempérés du Tardiglaciaire et plus largement à l'Holocène ancien, un gradient de mise en place existe entre le sud et le nord de l'Europe ou les régions en altitude lié au permafrost et au retrait glaciaire différé (Morris *et al.*, 2018) .

Dans le cas des tourbières alluviales, le phénomène associé à la mise en place de la turfigénèse est souvent la paludification (Borkenhagen & Cooper, 2016), c'est-à-dire que la modification des conditions d'humidité des sols en marge des cours d'eau permet alors l'accumulation de plantes turfigènes.

Initialement, la tourbe se forme dans les zones les plus profondes des vallées avant de s'étendre latéralement à l'ensemble du fond de vallée (Lespez *et al.*, 2008 ; Ruppel *et al.*, 2013). Les écoulements sont alors faibles et peuvent être relégués latéralement sous forme de petits chenaux peu profonds (Pastre *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2012, a).

La transition entre l'Holocène ancien et l'Holocène moyen (8 200 cal BP, début de l'Atlantique) est associée à un refroidissement des eaux de l'Atlantique Nord, entrainant une augmentation des précipitations en Europe du Nord. Cet évènement climatique n'est pas toujours mis en évidence dans les vallées tourbeuses (Mayewski *et al.*, 2004, a ; Alley & Ágústsdóttir, 2005 ; Parker & Harrison, 2022) mais est peut être associé à l'initiation de la turfigénèse dans certains cas (fig. 1.2).

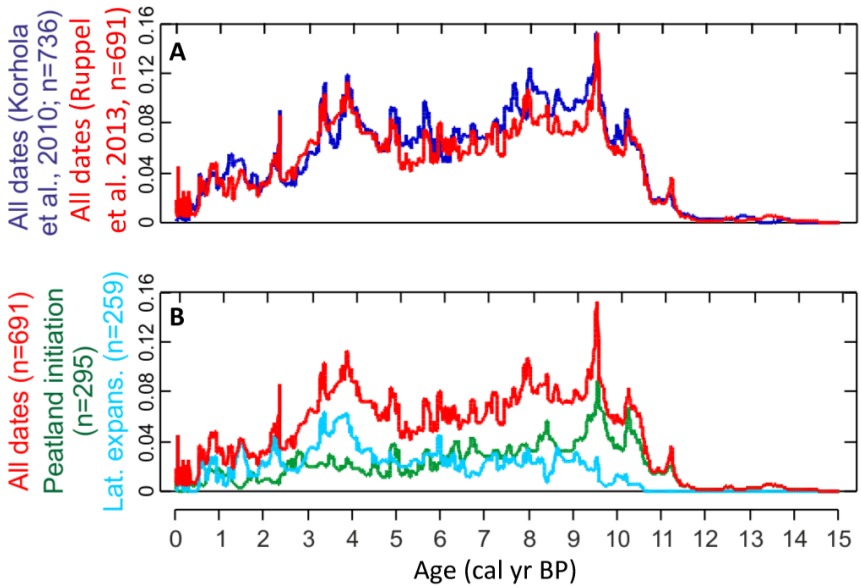


Figure 1.2 A/ Dates de mise en place des tourbières d'Europe du Nord (Est de la France et Belgique inclus), *comparaison entre le set de données sur les âges des tourbes basales de Ruppel et al. (2013) (rouge) et du set de données de Korhola et al. (2010) (bleu), ces courbes représentent les courbes de probabilité sommées (Summed Probability Distribution).* B/ Composition des données des tourbes basales de l'étude de Ruppel et al. (2013), *comparaison entre l'ensemble des données sur l'âge des tourbes basales (rouge), les dates de mise en place des tourbières (vert), et l'expansion latérale (bleu) en Europe du Nord. Adapté d'après Ruppel et al. (2013).*

Au cours de l'Holocène moyen (8 200-4 200 cal BP, de la fin du Boréal à la première moitié du Subboréal), les occupations du Mésolithique ont peu voir aucun impact sur l'environnement de fond de vallée (Antoine & Ducrocq, 1997), le Néolithique final commencent à avoir une emprise plus importantes sur l'environnement. Les défrichements pour la mise en culture provoquent une ouverture progressive du paysage au Subboréal (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Lespez *et al.*, 2010 ; David *et al.*, 2015) qui favorise peu à peu l'érosion des sols de plateau et de versant surtout dans les contextes lœssiques.

De 6 000 à 4 200 cal BP, la réactivation de chenaux en plusieurs phases d'incisions et de chenalisation entrainant l'érosion partielle des dépôts précédemment accumulés est largement observée à l'échelle Européenne (Lespez *et al.*, 2010 ; Broothaerts *et al.*, 2013 ; Brown *et al.*, 2018 ; Storme *et al.*, 2022). Cette incision est souvent associée à une combinaison de facteurs climatiques et anthropiques.

Cette réactivation provoque souvent d'importantes modifications des systèmes tourbeux qui peuvent alors être enfouis sous d'importantes épaisseurs d'alluvions limoneuses. Ces alluvions sont principalement liées à l'ouverture des paysages (défrichements) qui favorise l'érosion des sols. Sous l'effet du ruissellement, les sédiments sont transportés, déposés dans le lit des chenaux ou dans l'ensemble du fond de vallée lors des crues. Ce processus d'atterrissement peut être renforcé par des aménagements des cours d'eau qui peuvent favoriser l'accumulation de ces sédiments (barrages, drains). Ces différentes actions sont à l'origine de la dégradation de la tourbe (Collins *et al.*, 2006 ; Rommens *et al.*, 2006 ; Lespez *et al.*, 2010 ; Brown *et al.*, 2018). Dans certains cas ces modifications d'origine anthropiques peuvent être amplifiées par les événements climatiques (Mayewski *et al.*, 2004, a ; Roland *et al.*, 2014).

En plus des facteurs hydrologiques, géologiques, et floristiques, le climat (à l'échelle macro comme micro) joue un rôle déterminant dans la mise en place des tourbières alluviales des régions tempérées (Starkel, 2002 ; Joosten *et al.*, 2017 ; Dobrowolski *et al.*, 2019 ; Fernández-Pascual & Correia-Álvarez, 2021 ; Słowińska *et al.*, 2022) puisque la végétation turfigène est adaptée à un climat doux et à des dynamiques fluviatiles non érosives avec des nappes d'eau stables.

À partir de la seconde moitié de l'Holocène, une troisième phase d'initiation de la turfigénèse et d'expansion latérale des tourbières a été enregistrée en Europe du Nord (fig. 1.2), les facteurs peuvent être climatiques comme des interventions extérieures anthropiques (Korhola *et al.*, 2010 ; Cubizolle *et al.*, 2012 ; Ruppel *et al.*, 2013 ; Dendievel *et al.*, 2020 ; Quik *et al.*, 2021). Les facteurs anthropiques sont essentiellement liés à des interventions non drainantes sur le réseau hydrographique (retenues, barrages, modification des écoulements) pour réhausser les niveaux d'eau pour des usages piscicoles ou hydrauliques (Cubizolle *et al.*, 2004 ; Beauchamp *et al.*, 2017, b ; Dendievel *et al.*, 2020).

Parfois la faune peut contribuer à ce phénomène, c'est le cas des castors avec leurs systèmes de barrage (Wells *et al.*, 2000 ; Liarsou, 2013), comme par exemple dans le bassin de la Somme où quelques rares ossements de castor ont été retrouvés dans des niveaux Mésolithiques (Holocène , T. Ducrocq, comm. pers). Dans les bassins de l'Oise et de l'Aisne, les sites qui recensent des os de *Castor fiber* sont plus nombreux (Yvinec, 1997 ; Duval et al., 2011) dans des niveaux datés du Mésolithique jusqu'au Haut Moyen-âge. C'est également le cas dans les tourbes Eemiennes de Waziers dans la plaine de la Scarpe (Deschodt et al., 2023).

1.1.1.3. Conditions de dégradation

La dégradation des tourbières commence lorsque les conditions qui avaient été nécessaires à leur mise en place se détériorent. Il peut s'agir de modifications liées à la disponibilité en eau (baisse des précipitations, la baisse des niveaux de nappes), à la reprise de la dynamique fluviatile (débâcles saisonnières, écoulements spasmodiques, incision du lit), ou encore à des activités anthropiques (par exemple drainage, érosion des sols, extraction de sédiments).

L'exposition de la tourbe à l'air entraine à la fois sa dessiccation et offre des conditions favorables à sa dégradation par les microorganismes (Holden, 2005 ; Laiho, 2006 ; Makaske & Maas, 2023). La dégradation de la tourbe se manifeste donc par une perte de volume et une subsidence de la surface de la tourbière entrainant un relargage par respiration microbienne de dioxyde de carbone, de méthane et de dioxyde d'azote qui sont des gaz à effet de serre (Holden, 2005 ; Urák *et al.*, 2017 ; Evans *et al.*, 2021).

Si les aménagements anthropiques peuvent favoriser la mise en place de tourbières dans certains cas, ils ont aussi un rôle important dans l'arrêt de la turfigénèse et la dégradation des tourbières au cours de l'Holocène récent (Brown et al., 2018 ; Swindles et al., 2019 ; Grzybowski & Glińska-Lewczuk, 2020 ; Dendievel et al., 2020 ; Swinnen et al., 2020 ; Milleville de et al., 2023). Depuis le XVIII^{e} siècle, l'estimation de la perte mondiale en zones humides par le drainage s'élève à 3,4 millions de km² soit environ 20 % de leur surface planétaire (Fluet-Chouinard *et al.*, 2023). À l'échelle Européenne ce chiffre est encore plus élevé avec une estimation à plus de 50% de pertes en zones humides, d'après les mêmes auteurs. Ces derniers ajoutent également que parmi les régions riches en tourbières, les tourbières d'Europe du Nord ont subi les pertes les plus précoces et les plus importantes (au monde) depuis 1700.

1.1.1.4. Enjeux actuels

Face au changement climatique actuel de nombreuses menaces reposent sur les tourbières. En effet, à l'échelle globale ces écosystèmes occupent au moins 3 % de la superficie continentale (Xu *et al.*, 2018) et stockent trois fois plus de carbone que les sols forestiers (Beaulne *et al.*, 2021, a). Une tourbière active possède une forte capacité à stocker du carbone et de l'azote d'origine atmosphérique par accumulation de débris végétaux, alors qu'une tourbière en cours de dégradation peut relarguer, sous formes de gaz à effets de serre (CO_2, CH_4, NO_2), de grandes quantités de ces éléments accumulés au cours des siècles, voir des millénaires. La dégradation des tourbières est étroitement liée à la baisse du niveau des nappes d'eau qui provoque une exposition de la tourbe à l'oxygène.

Cette modification du milieu met également en difficulté la végétation adaptée à ces milieux saturés en eau. Ainsi de nombreuses espèces se raréfient, comme le Marisque - *Cladium mariscus* ou la Grande

douve - *Berulo erecti*) à cause de la diminution de la surface des tourbières alcalines et de la qualité de l'eau (François, 2006 ; Lebrun *et al.*, 2014 ; Catteau *et al.*, 2017).

La communauté internationale d'experts sur les milieux tourbeux alerte sur la vulnérabilité des tourbières face au changement climatique et aux risques associés à leur dégradation (Loisel *et al.*, 2021), et informe les décisionnaires politiques sur les enjeux pour intégrer leur prise en compte dans les politiques publiques (Joosten & Clarke, 2003 ; Urák *et al.*, 2017).

La connaissance des réponses passées des système tourbeux aux variations climatiques se révèle être une clé fondamentale pour la compréhension du fonctionnement des écosystèmes et pour aider à orienter les opérations de gestion et de protection des tourbières (Manzano *et al.*, 2020 ; Marcisz *et al.*, 2022). Par ailleurs, la trajectoire d'évolution sur les derniers siècles permet de livrer un diagnostic sur la dynamique d'évolution en cours sur ces milieux.

1.1.2. LA VALLÉE DE LA SOMME : UN VASTE SYSTÈME DE TOURBIÈRES ALLUVIALES ALCANILES

Dans ce manuscrit les tourbières alluviales alcalines sont définies selon les trois facteurs présentés dans la partie introductive de ce chapitre : alimentation en eau, substrat et végétation. La vallée de la Somme fait partie du groupe des tourbières alluviales alcalines.

1.1.2.1. Contexte : localisation et caractéristiques du bassin de la Somme

Présentation générale du bassin de la Somme

Le bassin de la Somme se situe dans le nord de la France, et du Bassin Parisien (fig. 1.3). Le cours d'eau principal, le fleuve Somme, draine un bassin versant de 5 700 km². La Somme doit son nom au latin *Samara* « eau qui dort » du fait de sa faible pente (86 m de dénivelé sur 250 km de tracé) entre la source à Fonsomme (Aisne) et l'exutoire à Saint-Valery-sur-Somme. La nappe de la craie, riche en carbonate de calcium dissous, est connectée par de nombreuses résurgences à la nappe alluviale de fond de vallée à forte porosité (graviers). Ainsi sont alimentés le fleuve et ses affluents qui drainent le bassin en direction de la Manche. L'écoulement suit un synclinal orienté sud-est nord-ouest avec un réseau hydrographique peu dense, en « arêtes de poisson ».

Le substrat rocheux composé de craie du Crétacé supérieur présente de nombreux lits de silex. Il a été incisé progressivement au cours du Quaternaire par les cours d'eau, formant un système de terrasses fluviatiles. Les terrasses sont le résultat des grands cycles glaciaires-interglaciaires (cycles de Milankovitch ≈ 100 000 ans) sur le dernier million d'années (Antoine, 2019).

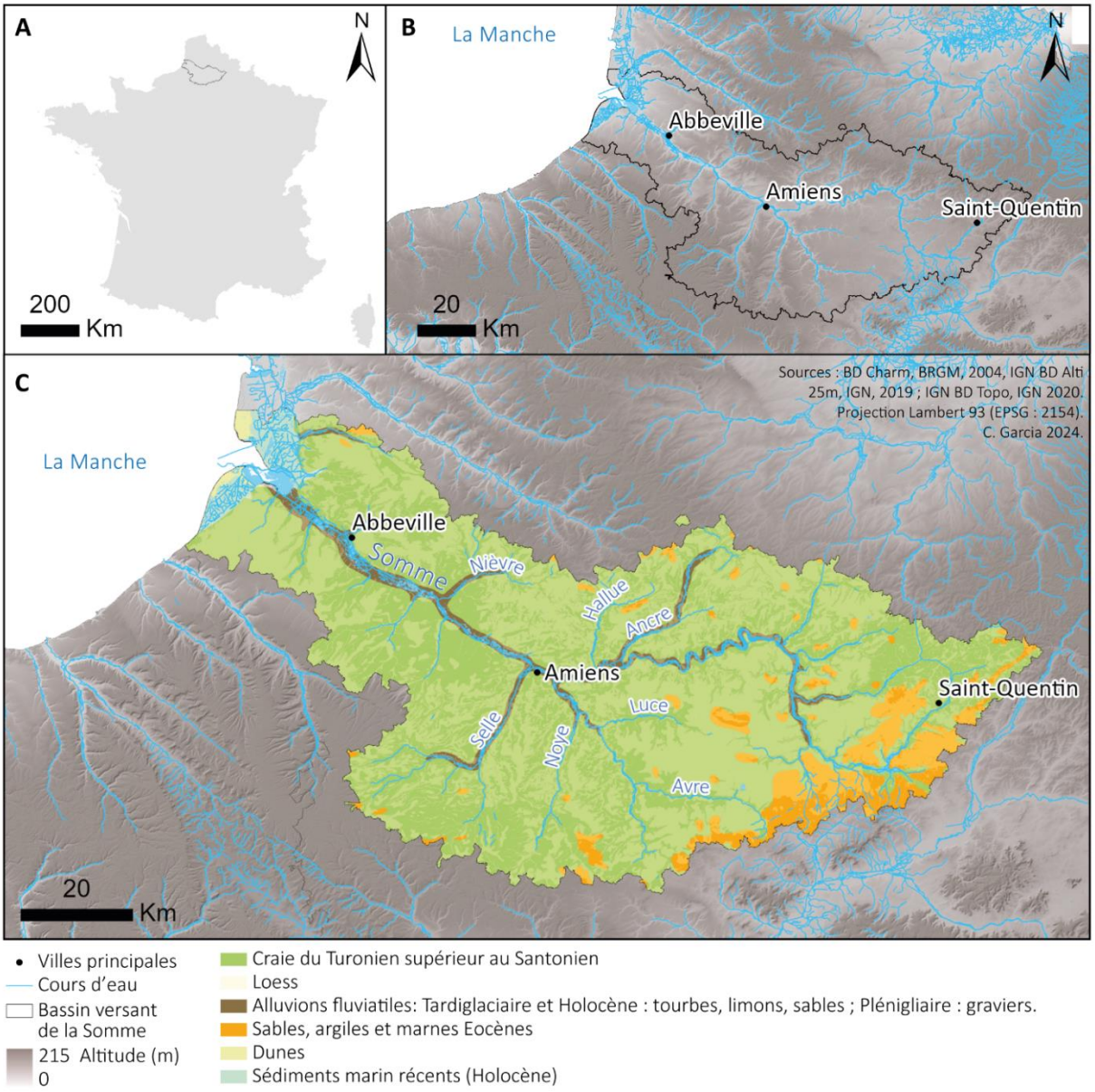


Figure 1.3 Localisation du bassin de la Somme. *A/ Localisation en France. B/ Topographie et hydrographique régional. C/ Géologie du bassin versant de la Somme.*

Les plateaux et versants sont couverts de lœss pléistocènes d'origine éolienne d'une épaisseur de 4 à 6 m au maximum. Sur les plateaux de l'est du bassin des sables Paléogènes sont localement présents sous la forme de buttes témoins résiduelles (fig. 1.3). De nos jours, la majorité des plateaux est cultivée, quelques bois et forêts y sont localement présents, les fonds de vallées sont composés principalement de marais dotés de nombreuses étendues d'eau d'origine anthropique, de tourbières encore actives localement et de ripisylves.

Les fonds de vallées sont colmatés par des séquences fluviatiles caractérisées par une succession de graviers de craie et silex, de limons calcaires, de tourbes, de limons organiques, et localement de tuf calcaire (Ducrocq, 2001 ; Antoine, 2012 ; Beaumont *et al.*, soumis). Le colmatage tourbeux holocène représente au moins 15 000 ha (François, 2023).

Le bassin se divise en trois sections présentant des morphologies différentes : la haute vallée de la Somme qui montre un tracé méandriforme de la source à Corbie ; la moyenne vallée qui possède un tracé rectiligne et se situe à l'aval des principales confluences (Avre, Selle) de Corbie à Abbeville ; la basse vallée caractérisée également par un tracé rectiligne. Cette partie aval a subi les influences marines holocènes d'Abbeville à l'estuaire (interstratification entre dépôts fluviatiles et marins). Le lien direct avec les influences marines est peu développé dans ce manuscrit car les sites d'études se trouvent en dehors du périmètre d'influence. Ces liens sont explorés par exemple dans les travaux de Desruelles *et al.* (2021), ou encore Meurisse (2007). Mais aussi dans d'autres régions comme en Bretagne (Goslin *et al.*, 2013 ; Stéphan *et al.*, 2015), ou aux Pays-Bas (Candel *et al.*, 2018 ; Kleinhans *et al.*, 2022), ces études donnent des indications sur les variations des dynamiques océaniques holocènes du littoral : variations des précipitations, des niveaux marins.

Séquences de fond de vallée

Les séquences alluviales de fond de vallée du bassin de la Somme ont fait l'objet d'un certain nombre d'études stratigraphiques et paléoenvironnementales dans les années 1990, notamment dans le cadre d'un programme de prospections systématiques des séquences de fond de vallées visant à définir le contexte de nombreux sites découverts à cette époque (Paléolithique supérieur final au Mésolithique).

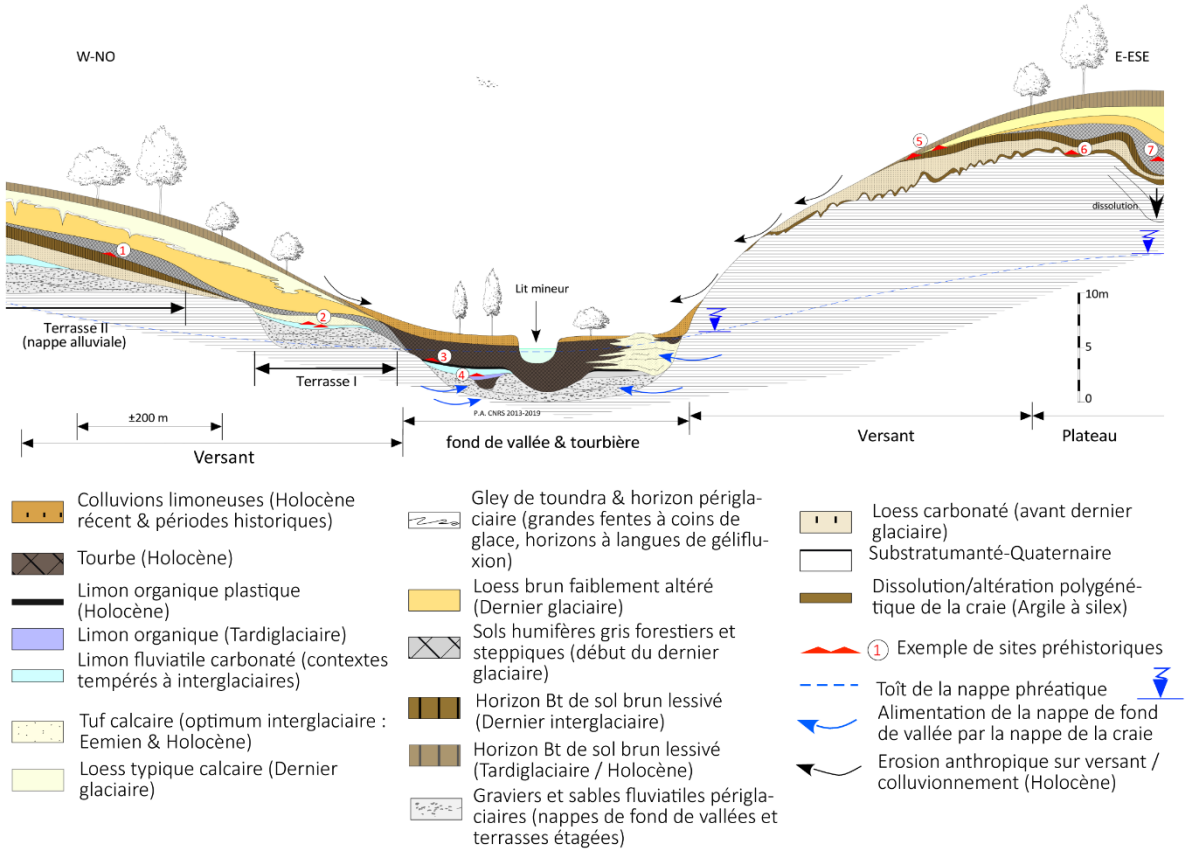


Figure 1.4 Coupe schématique à travers la vallée de la Somme illustrant les différents contextes morpho-sédimentaires des séquences quaternaires et notamment la composition du colmatage de fond de vallée. *Modifiée d'après Antoine, 2019.*

Plusieurs transects stratigraphiques avaient alors été dressés dans la vallée de la Selle (Conty, Saleux, Renancourt), de la Somme (Etouvie) et de l'Acon (fig.1.4) (Antoine, 1997, b ; Antoine *et al.*, 2012, a). Ainsi un schéma d'évolution de l'évolution paléoenvironnementale et de la morphologie fluviatile a été proposé pour la période s'étendant entre le Pléniglaciaire Weichselien et la première moitié de l'Holocène (Antoine *et al.*, 2012, a). De nombreux sites du Mésolithique situés à la base des dépôts de tourbe Holocène ont aussi permis d'encadrer chronologiquement le début de la turfigénèse (Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Ducrocq, 2001). Une description détaillée de ce schéma d'évolution est présentée dans le chapitre 2 (*cf*. article *Quaternaire*).

Hétérogénéité des épaisseurs de tourbe dans la vallée de la Somme

Les séquences de fond de vallées sont variables au sein du bassin de la Somme comme le montrent les données anciennes en moyenne vallée et dans les affluents (Commont, 1910 ; Houllier, 1932 ; Bourdier, 1969). Les études stratigraphiques et archéologiques plus récentes en témoignent aussi dans la vallée de la Selle à Conty (Antoine *et al.*, 2012, a), la vallée d'Acon et à Etouvie à l'aval d'Amiens (Antoine, 1997 b ; Ducrocq, 2001). Les variations enregistrées concernent les épaisseurs de sédiments tourbeux et leurs natures.

Les épaisseurs de sédiments holocènes varient sur la largeur de la vallée en fonction de la morphologie des anciens lits des chenaux Pléniglaciaires et Tardiglaciaires (Antoine *et al.*, 2012, a) et de la position des sites (affluent, confluence) où l'intensité des dynamiques fluviatiles peut varier (Charlton, 2007 ; Broothaerts *et al.*, 2014 a).

La nature des sédiments holocènes est également diversifiée. En fonction des sites, la tourbe peut coexister avec des dépôts de tufs calcaires (moyenne vallée de la Somme et vallée de la Selle, (Commont, 1910 ; Antoine, 1997, a ; Beaumont *et al.*, soumis). La teneur de la tourbe en carbonates et en limon peut augmenter, des alternances de tourbe « franche » et de tourbes limoneuses et/ou carbonatées sont enregistrées à plusieurs endroits du bassin, comme dans la vallée de l'Hallue (Houllier, 1932). Dans la zone d'influence marine, à l'aval d'Abbeville les tourbes sont interstratifiées avec des sables marins (Beun & Broquet, 1980).

1.1.2.2. Empreinte humaine

Le fonctionnement hydrologique du bassin de la Somme a été profondément modifié par l'action anthropique depuis plusieurs siècles. Les tourbières ont été utilisées pour le maraîchage, l'extraction de la tourbe, elles ont aussi été creusées pour la création d'étangs pour la pisciculture, le loisir ou encore l'extraction de graviers. Déjà à l'époque Romaine, d'anciennes voies traversaient la vallée sur d'épais remblais de blocs de craie (Bayard, 2015).

Les Hortillonnages et Hardines qui font la renommée de la Somme au niveau d'Amiens, Péronne et Saint-Quentin, sont des systèmes de parcelles maraîchères sur ces sols organiques imbibés d'eau et de canaux au milieu des tourbières développés dès le XII[e] siècle (Clauzel, 2015).

Dans les fonds de vallées, de nombreuses tourbières (De la Platière, 1783) puis gravières (Caous & Resende, 1975) ont été exploitées pour en extraire la matière première (tourbe et graviers de silex), laissant ensuite de grands étangs. L'extraction de la tourbe est renseignée depuis le XII[e] siècle dans la vallée de la Somme (fig. 1.5 B et C, Cloquier, 2006 ; Derex & Grégoire, 2009), comme au nord-ouest de l'Allemagne dans la vallée d'*Overijsselse Vecht* à la frontière néerlandaise (Candel *et al.*, 2018). Cependant la pratique est sans doute bien plus ancienne que les archives papier la concernant. Souvent l'extraction de la tourbe était précédée de l'assèchement du marais par la création de drains (De la Platière, 1783).



Figure 1.5 A/ Extrait de la carte « Cours de la rivière de Somme depuis sa Source jusques a Amiens et tous les passages qui sont sur Icelle » *1675, Bibliothèque nationale de France, département Cartes et plans, GE DD-2987 (914 B)*. B/ Extrait de la Carte d'Etat Major (1820-1866*), IGN remonter le temps*. C/ Extrait de la légende de la Carte d'Etat Major, *Géoportail.*

La haute vallée a été dotée d'une vingtaine de chaussées-barrages jusqu'au XIX[e] siècle avant la canalisation de la Somme (fig. 1.5 A). Les chaussée-barrages forment des points de passage d'une rive à l'autre qui provoquent des retenues d'eau côté amont (fig. 0.5 A), en général ces points de franchissement se situaient à proximité des villages les plus importants. Des niveaux d'eau étaient maintenus toute l'année pour le fonctionnement de multiples moulins à eau et permettaient la formation en amont de plans d'eau artificiels qui pouvaient alors servir à la pêche (François, 2023).

La canalisation du fleuve à la fin du XIX[e] siècle, précédée de travaux d'assèchement des marais à grande échelle, a profondément modifié les écoulements et contribué à la régulation du niveau de l'eau par sa gestion (de Lionne, 1781 ; Izembart & Le Boudec, 2004).

Les fonds de vallées sont occupés par du pâturage intensif dès le XIX[e] siècle (Demangeon, 1905), et peut être depuis le Moyen Âge dans la moyenne vallée comme en témoigne la toponymie de certaines

localités comme « Longpré-les-Corps-Saints » (François, 2023). Cette utilisation montre que la nappe d'eau n'était déjà plus affleurante à cette période sur certaines parties de la vallée de la Somme.

Actuellement, la tourbe se forme de façon localisée sur des surfaces limitées. Localement des radeaux flottants (« tremblants ») de tourbe peuvent toujours être actifs et recoloniser les bordures des plans d'eau artificiels et des petites mares (Lebrun *et al.*, 2020 ; François, 2023). Au lieu d'une croissance verticale de la tourbe sur de grandes étendues, il s'agit actuellement de petites zones restreintes à croissance horizontale. Dans de nombreux endroits sondés à quelques dizaines de centimètres de profondeur dans le cadre de la cartographie des tourbières (Lebrun *et al.*, 2014 ; Lebrun *et al.*, 2020), la tourbe se trouve sous des horizons qui peuvent être qualifiés de *mursh* voire d'Anmoor (Baize & Girard, 2008 ; Łachacz *et al.*, 2023).

Les marais des vallées de la Somme et de l'Avre ont reçu en 2017 la labellisation Ramsar (13 000 ha, https://rsis.ramsar.org/fr/ris/2322), dont le but est de promouvoir « la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides par des actions locales, régionales et nationales et par la coopération internationale, en tant que contribution à la réalisation du développement durable dans le monde entier » (Ramsar Secrétariat, 2014). Cette labellisation montre une volonté locale de composer avec cet environnement et le préserver (Melenec *et al.*, 2017). En parallèle, le projet LIFE Anthropofens (2019-2025) coordonné par le Conservatoire d'Espace Naturel des Hauts-de-France, sur 13 sites Natura 2000 (480 ha) des Hauts-de-France et de Wallonie, a comme objectif principal la restauration les conditions permettant d'améliorer l'état de conservation des tourbières et des milieux associés. Dans le bassin de la Somme, 110,4 ha sont concernés par ces actions (https://www.life-anthropofens.fr/).

1.1.2. PROBLÉMATIQUE

1.1.2.1. Question de recherche et objectifs

Les épaisses séquences tourbeuses du bassin de la Somme possèdent un fort potentiel pour l'étude de l'évolution des paléoenvironnements et de la dynamique fluviale depuis plus de 15 000 ans. D'après les données exposées en introduction, le cadre de leur mise en place est déjà renseigné dans la vallée de la Selle, un affluent de la Somme (sites de Conty), pour le Tardiglaciaire Weichselien et le début de l'Holocène jusqu'à 6 000 cal BP (Antoine, 1997 a ; Antoine *et al.*, 2012). Mais le fonctionnement de la vallée de la Somme reste en grande partie à étudier afin d'appréhender l'évolution de la turfigénèse au cours de la seconde moitié de l'Holocène.

Paradoxalement, compte tenu de l'étendue remarquable de ce système de tourbières alluviales alcalines à l'échelle du nord-ouest européen, les successions paléoenvironnementales contemporaines des tourbières du bassin de la Somme sont encore relativement peu connues. Il apparaît nécessaire d'étudier la question de l'origine et des perturbations de la turfigénèse en lien avec la modification des

environnements de fond de vallée, des conditions climatiques et de l'emprise des activités anthropiques. De nouvelles investigations sont également fondamentales pour enrichir les connaissances sur le fonctionnement actuel des écosystèmes, et mieux comprendre leur fonctionnement sur le long terme. Ces investigations complémentaires doivent permettre d'appréhender les potentialités de reprise de la turfigénèse avec l'objectif de mener des projets de conservation et de restauration des fonds de vallée.

Au vu du contexte posé en introduction et synthétisé ci-dessus, la problématique générale de cette thèse peut être formulée de la façon suivante :

Quels ont été les impacts respectifs des forçages climatiques et anthropiques sur la dynamique fluviale et la turfigénèse depuis le début du Tardiglaciaire Weichselien dans le bassin de la Somme ?

L'approche morphostratigraphique et paléoenvironnementale est essentielle pour caractériser les paramètres qui déterminent l'initiation de la turfigénèse, sa poursuite et son interruption depuis le Tardiglaciaire Weichselien. La compréhension de l'évolution de ce système par l'exploration des liens avec l'évolution du climat et du développement des activités humaines permettra de définir la contribution de chacun de ces facteurs. La caractérisation du fonctionnement de ce milieu définira des états de référence pour établir des trajectoires de restauration écologique sur des bases scientifiques robustes et avec un recul sur le temps long.

Compte-tenu de la dynamique des tourbières alluviales alcalines depuis le Tardiglaciaire Weichselien en Europe du nord-ouest, les questions à la base du présent travail sont les suivantes :

i) Jusqu'à quelle date les environnements des fonds de vallées du bassin de la Somme répondent uniquement au forçage climatique ?

ii) À partir de quel moment l'influence des activités anthropiques devient prépondérante dans l'évolution des dynamiques de fond de vallée ?

iii) Les différences de sédimentation (épaisseur, présence ou non de tuf) entre la haute et la moyenne vallée de la Somme sont-elles liées à leur position dans le bassin versant ?

iv) L'arrêt de la turfigénèse est-il lié aux pressions anthropiques grandissantes au cours de l'Holocène récent (Subboréal/Subatlantique) ?

1.1.2.2. Structure du manuscrit

Pour répondre à ces objectifs et questionnements, les méthodes sont détaillées dans la seconde partie du chapitre introductif (1, fig. 1.6). Le chapitre 2 présente l'état de la recherche concernant les connaissances sur les accumulations tourbeuses du bassin de la Somme et l'évolution de son système fluviatile entre le Tardiglaciaire Weichselien et le milieu de l'Holocène (article publié dans la revue

Quaternaire). Il est complété par la réalisation d'une base de données des épaisseurs de tourbe, qui permet de renseigner la nature et les caractéristiques des dépôts tourbeux (épaisseur, répartition) à l'échelle du bassin de la Somme. L'objectif est de fournir une base solide des connaissances actuelles sur les séquences tourbeuses de la Somme et orienter le choix des sites d'étude.

Puis l'étude morphostratigraphique et paléoenvironnementale (stratigraphie, sédimentologie, géochimie, chronologie, pollens et macrorestes végétaux) du site de Morcourt dans la haute vallée de la Somme est présentée dans le chapitre 3 (article soumis à la revue *Boreas*).

Le contexte morphostratigraphique de la moyenne vallée de la Somme est ensuite présenté à travers l'étude du site de Tirancourt-vallée d'Acon dans le chapitre 4 (stratigraphie, chronologie et caractérisation des principaux faciès ; article soumis à la revue *Quaternaire*).

Les chapitres 3 et 4 ont pour objectifs de définir i) les paramètres qui ont façonné l'évolution de la dynamique fluviatile ; ii) les facteurs favorisants ou limitant la turfigénèse depuis le Tardiglaciaire ; iii) les raisons de la modification voir de la dégradation de ces écosystèmes tourbeux dans la seconde moitié de l'Holocène. L'étude de ces deux sites permet d'explorer la potentielle variabilité dans la réponse de la dynamique fluviatile et de la turfigène face aux modifications climatiques et environnementales à l'échelle du bassin.

L'ensemble est suivi d'un chapitre de synthèse (5) qui résume les trajectoires d'évolution des tourbières alluviales alcalines du bassin de la Somme. Les sites étudiés ici sont mis en perspective avec les données disponibles à l'échelle régionale et de l'Europe du nord-ouest afin de relever les originalités de la zone d'étude.

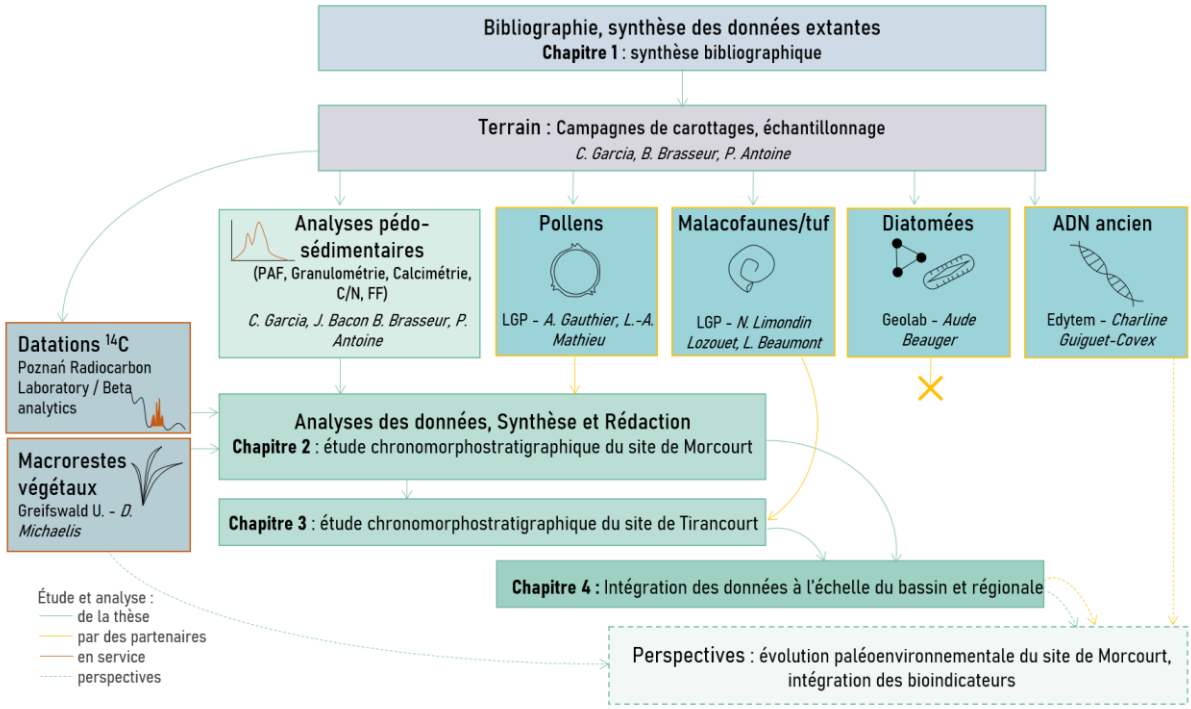


Figure 1.6 Stratégie de recherche de la thèse et organisation du manuscrit.

1.2. MATÉRIEL ET MÉTHODE DE LA THÈSE

Pour répondre aux questions de recherches, la méthode mise en place est basée sur une première phase de recherche bibliographique pour faire l'état des connaissances. Les données stratigraphiques préexistantes sont regroupées dans une base de données appelée base de données des profondeurs de tourbe (chapitre 1). L'établissement de la base de données a permis de sélectionner deux sites dans des contextes différents pour compléter les connaissances préalables pour construire deux nouveaux transects stratigraphiques. Afin de comprendre la chronologie des dynamiques d'accumulation et de dégradation, et d'identifier la contribution des facteurs climatiques et anthropiques dans l'évolution des fonds de vallées du bassin de la Somme une chaîne analytique est mise en place. Elle comprend des datations radiocarbones, des analyses sédimentologiques, géochimiques et des investigations sur plusieurs bio-indicateurs.

1.2.1. SITES D'ÉTUDE

Afin d'aborder la diversité des dépôts fluviatiles du bassin de la Somme, deux transects ont été positionnés dans la moyenne et la haute vallée de la Somme. Pour faciliter l'accès aux parcelles, les espaces gérés par le Conservatoire d'Espace Naturel des Hauts de France ou le Conseil Départemental de la Somme ont été privilégiés.

Le choix des sites s'est ensuite fait en fonction des épaisseurs de tourbes présentes dans la vallée de la Somme (chapitre 2), de l'absence d'étang et autres discontinuités (route, bâtiment) pour éviter des descriptions lacunaires du transect de fond de vallée.

Le contexte stratigraphique de mise en place des tourbes de la vallée de la Somme a commencé à être étudié dans la décennie 1990 parallèlement au développement de fouilles archéologiques dans les milieux de fond de vallées. Ces travaux ont concerné la stratigraphie des sites de fouilles d'occupations du Paléolithique (Fagnart *et al.*, 1995 ; Coudret *et al.*, 1995), du Mésolithique (Ducrocq, 2001) et du Néolithique (Dubouloz *et al.*, 2005) ainsi que leur environnement direct. Ils ont été à la source d'un premier schéma global d'évolution morpho-stratigraphique (Antoine, 1997 b ; *cf*. chapitre 2). Les sites sélectionnés dans le cadre du présent travail se situent dans la vallée de la Somme pour laquelle aucun transect stratigraphique détaillé et complet n'avait été réalisé jusqu'à maintenant.

La majorité des investigations a porté sur le site de Morcourt du fait de sa localisation dans la haute vallée, à mi-chemin entre source et estuaire, et de l'épaisseur importante des tourbes qui y sont conservées (tab. 1.1, chapitre 3).

Informations \ Zone d'étude	Morcourt	Tirancourt/ vallée d'Acon	Total
Nombre de sondages	65	62	127
Longueur cumulée (m)	349,7	225,5	575,2
Largeur du fond de vallée (m)	600	1100	-
Profondeur minimum (m)	2,6	1	-
Profondeur maximum (m)	10,2	10,5	-
Nombre de datations ^{14}C	39	26	65

Tableau 1.1 Quelques chiffres sur les relevés et collecte de données de terrain

1.2.1.1. Morcourt

Le site du transect de Morcourt se trouve juste en aval du village. Cette partie de la vallée a moins été sujette à l'extraction de la tourbe et relativement peu d'étangs y sont observés. Dans ce secteur méandriforme de la haute vallée de la Somme, les fonds de vallées sont composés de marais, prairies humides, plans d'eau, et de quelques peupleraies (fig 1.7 A, B). Les plateaux et versants qui encadrent la vallée (alternance de versant doux à l'intérieur du méandre et falaise à l'extérieur) sont couverts de lœss et sols bruns lessivés cultivés. Le transect stratigraphique se trouve en sortie de méandre, sur les communes de Morcourt (versant abrupt au sud-ouest) et Chipilly (pente douce au nord-est).



Figure 1.7 A/ Plan IGN de Morcourt et ses environs, *IGN, 2021.* B/ Orthophoto, *IGN, 2021. Source : IGN remonter le temps.*

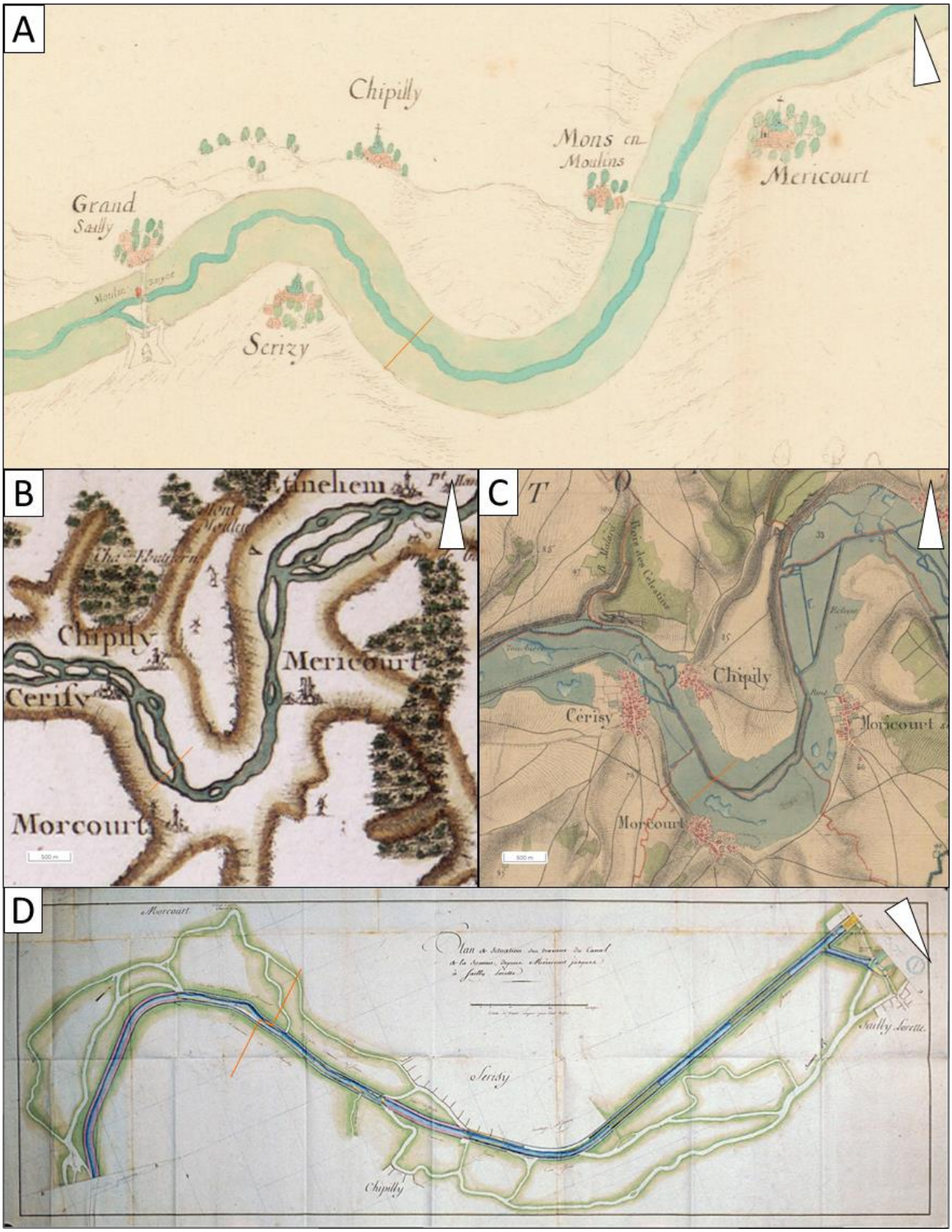


Figure 1.8. A/ Extrait de la carte « Cours de la riviere de Somme depuis sa Source jusques a Amiens et tous les passages qui sont sur Icelle » *1675, Bibliothèque nationale de France, département Cartes et plans, GE DD-2987 (914 B)*. B/ Extrait de la carte de Cassini, XVIII[e] s, *IGN remonter le temps*. C/ Extrait de la carte de l'état-major (1820-1866), *IGN remonter le temps.* D/ Extrait du plan de nivellement du canal de la Somme depuis Morcourt jusque Sailly-Laurette figurant le corps-de-garde de Morcourt, les moulins et écluse de Sailly-Laurette, les prairies et les marais, *1789, archives départementales de la Somme. Le trait orange représente l'emplacement choisi pour le transect stratigraphique.*

À cet endroit les cartes anciennes montrent un système de chenaux anastomosés (fig. 1.8 B, C) qui disparaît avec la construction du canal de la Somme fin XVIII^{e}/début XIX^{e} siècle (fig. 1.8, D). La présence de chaussée-barrages avec un système de moulins à eau et écluses est visible sur une carte de 1675 (fig. 1.5 A) pour deux communes voisines, Sailly-Laurette (« Grand Soilly ») et le sud de Méricourt (« Mons en Moulin », aujourd'hui disparue). Ces chaussée-barrages semblent souvent traversées par des chenaux multiples (fig. 1.5 A) utilisés pour le fonctionnement de plusieurs moulins en parallèle. Sur le territoire de la commune de Morcourt, la carte 1789 établie au début de chantier du canal de la Somme (fig. 1.8 C), et dans une moindre mesure la carte d'état-major (levé terrain de 1826), indiquent la présence de plusieurs chenaux. Sur la carte d'Etat-Major le seul étang de la commune montre des bordures anguleuses et un dessin géométrique illustrant le début des concessions de tourbage. Cet étang est agrandi et d'autres sont creusés au cours du XIX^{e} siècle (fig. 1.8 B, E).

Les seules données paléoenvironnementales existantes dans la haute vallée de la Somme se situent 6 km en amont de Morcourt, dans les marais de la commune de Proyart. Une étude palynologique a été faite sur un sondage ponctuel en fond de vallée (Emontspohl, 1994) sans cadre morpho- et chrono-stratigraphique précis. Cette étude retrace l'évolution de la végétation au cours de l'Holocène récent dans des dépôts tourbeux couverts de limons organiques de remplissage de chenal. Cette séquence d'une partie de la seconde moitié de l'Holocène renseigne sur la présence d'un chenal à remplissage limoneux au Subboréal et sur une période qui n'est pas enregistrée dans les dépôts de la vallée de la Selle (Antoine *et al.*, 2012, cf. chapitre 2).

1.2.1.2. Tirancourt-vallée d'Acon

Tirancourt est un hameau de La Chaussée-Tirancourt en moyenne vallée de la Somme. Cette section de la vallée se distingue de la haute vallée par la présence d'un massif de tuf calcaire proéminent et serpentant dans le fond de vallée. L'âge et le mode de formation de cette « croupe » de tuf remarquable questionne les géologues depuis le début du siècle dernier (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969).

Le site est par ailleurs connu pour sa richesse archéologique (sites d'occupations Mésolithique, Néolithique, Romain), écologique (mosaïque d'habitats naturels) et géologique (tourbe, tuf calcaire, versant abrupt calcaire). Ce secteur de la vallée est plus anthropisé que la haute vallée de la Somme à Morcourt (fig. 1.9 C, D), de nombreux étangs sont présents, d'anciennes gravières ainsi que des fosses de tourbage (fig. 1.9 B, C). Le parc archéologique *Samara*, installé sur le tuf et le versant abrupt nord surplombe le marais de Tirancourt.

À l'aval d'Amiens, les données stratigraphiques nécessitaient d'être complétées. Il existe un transect partiel à Etouvie (Antoine, 1997 b), à l'aval direct d'Amiens, puis des transects géotechniques à faible résolution spatiale et descriptive avaient été réalisés lors de la construction de l'autoroute A16 Amiens-

Abbeville (1977). Le site de Tirancourt est intéressant pour sa proximité avec un site archéologique du Mésolithique d'ampleur à la confluence avec l'Acon (« Petit-Marais », premières fouilles : 1989). Ces investigations fournissent des datations de la base de la tourbe (Ducrocq, 2001) et un transect stratigraphique détaillé du petit affluent (Acon) réalisé par P. Antoine en 1993 (Antoine, 1997 a). Ce transect, complété par trois nouvelles datations ^{14}C, a été intégré à la présente étude (fig. 1.9 A) en plus du transect stratigraphique réalisé dans le cadre de la thèse. Le nouveau transect se trouve à l'amont de la confluence avec l'Acon avec deux versants abrupt côté Nord (Commune de Tirancourt) et côté sud (commune de Breilly).

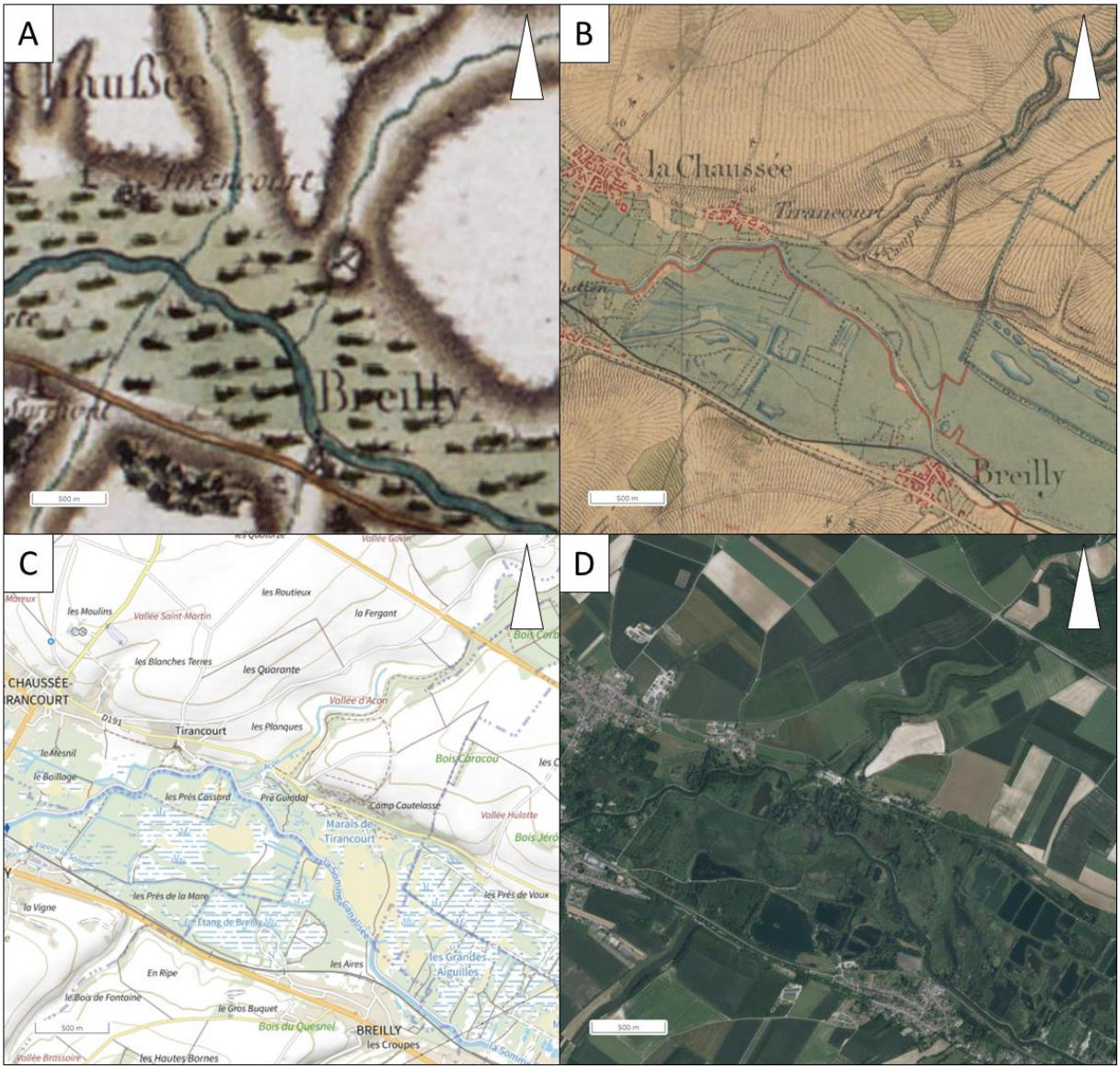


Figure 1.9 A/ Extrait de la carte de Cassini, XVIIIe s, IGN remonter le temps. B/ Extrait de la carte de l'état-major (1820-1866), IGN remonter le temps. C/ Plan IGN, 2021, IGN remonter le temps. D/ Orthophoto, IGN, 2021.

1.2.2. COLLECTE DE DONNÉES

1.2.2.1. Méthodes de terrain

Matériel mobilisé pour les sondages

Afin de restituer la stratigraphie des différentes unités constituant le colmatage de fond de vallée la stratégie a été de réaliser des sondages le long de transects perpendiculaires à la vallée. Dans un premier temps en respectant un pas de 20 m puis l'espacement a été resserré à 10 m ou 5 m lorsque l'architecture des unités sédimentaires était plus complexe. Soit au total 65 sondages sur 600 m de large à Morcourt et 62 sondages sur 1 100 m de large à Tirancourt.

Deux méthodes d'extraction de carottes ont été utilisées : manuelle et mécanique. L'extraction manuelle s'est faite à l'aide d'un kit de gouges semi-ouvertes *Eijkelkamp* composé de trois gouges de 100 cm de long et de trois diamètres différents : 6, 3 et 2 cm. Equipé d'une tête à percuter et d'un lot de rallonges, cet équipement permet d'atteindre facilement 6 m de profondeur, et dans certains cas jusqu'à 9 m (ill. 1.3 A, B, C). Ce matériel, qui a l'avantage d'être plus léger et plus facile à manier qu'un carottier-russe, est parfaitement adapté aux sédiments tourbeux et permet de réaliser une lecture précise des unités sédimentaires (pas de déformation). Dans les dépôts limoneux l'utilisation des gouges plus fines est nécessaire pour éviter la perte de matériel et limiter la force de friction. Pour faciliter la remontée de la tarière, un trépied en aluminium doté d'un système de palan a parfois été utilisé.

Afin d'obtenir la cote altimétrique de la craie, sonder certains sédiments dont l'extraction s'est révélée compliquée manuellement (limons organiques, tuf calcaire, épaisseurs trop importantes) et échantillonner de gros volumes pour les sondages de référence, la sondeuse hydraulique a été privilégiée (ill. 1.3 A). La sondeuse (Sedidrill-150 du LGP, UMR 8591) est dotée d'un système de tarières hélicoïdales de 10 cm de diamètre sur 140 cm de long (ill. 1.3 B). Ce système utilisé en rotation lente et avec une vitesse de descente adaptée permet une lecture fiable et rapide de la stratigraphie. Il permet aussi de traverser les graviers de fond et d'atteindre le substrat crayeux (ill. 1.3 F).

Un second système composé de rallonges lisses permet de fixer des carottiers russes (prêtés par le laboratoire Chronoenvironnement, UMR 6249), des tarières semi-ouvertes, comme des carottiers fermés (ill. 1.3 E,H). Différents carottiers ont été testés pour obtenir les meilleurs résultats de lecture et d'échantillonnage tout en évitant le tassement, la compaction, les retombées et les mélanges des sédiments. Différents embouts anti-retombées ont aussi été testés (ill. 1.3 G).



Illustration 1.3 A/ Sondage profond à la tarière Eijkelkamp. B/ Extraction de la tarière à l'aide d'un palan sur trépied. C/ Tourbe extraite dans une tarière gouge semi-ouverte (6x100 cm). D/ Extraction d'une carotte de tourbe à l'aide de la sondeuse hydraulique Sedidrill-150. E/ Tarière hélicoïdale et tarière gouge semi-ouverte avec sédiment (10x140 cm). F/ Relevé stratigraphique (P. Antoine). G/ Base du carottier ouvert de 150 cm équipée d'une trousse coupante avec extracteur à lamelles H/ Carottier russe (P. Antoine).

Protocole de terrain

Chaque sondage a été accompagné d'une description litho-stratigraphique détaillée de la nature, de la couleur, et de la texture du sédiment. Chaque relevé stratigraphique était accompagné d'une

photographie (ill. 1.4 A, B, C), de la mesure du pH de chaque unité (sonde SOILSTICK), d'un test à l'HCl dilué (10 %) pour déterminer la présence ou l'absence de carbonate (ill. 1 .4 E) et d'un test de Von Post (1922, ill. 1.4 D) pour estimer la conservation/dégradation des unités tourbeuses. Des échantillons ont également été collectés en vue des datations radiocarbone aux jonctions entre les unités stratigraphiques (base et sommet de la tourbe, transitions, etc.).

Les sites de carottages de référence ont été sélectionnés une fois que le dessin de l'architecture générale des faciès de dépôts de fond de vallée était terminé. Le positionnement choisi devait être optimal pour avoir une séquence à la fois dilatée et *a priori* non érodée pour la période Holocène et, si possible intégrant des facies du Tardiglaciaire. Pour respecter le temps imparti au contrat doctoral, ce choix s'est fait avant d'avoir les résultats des datations ^{14}C.

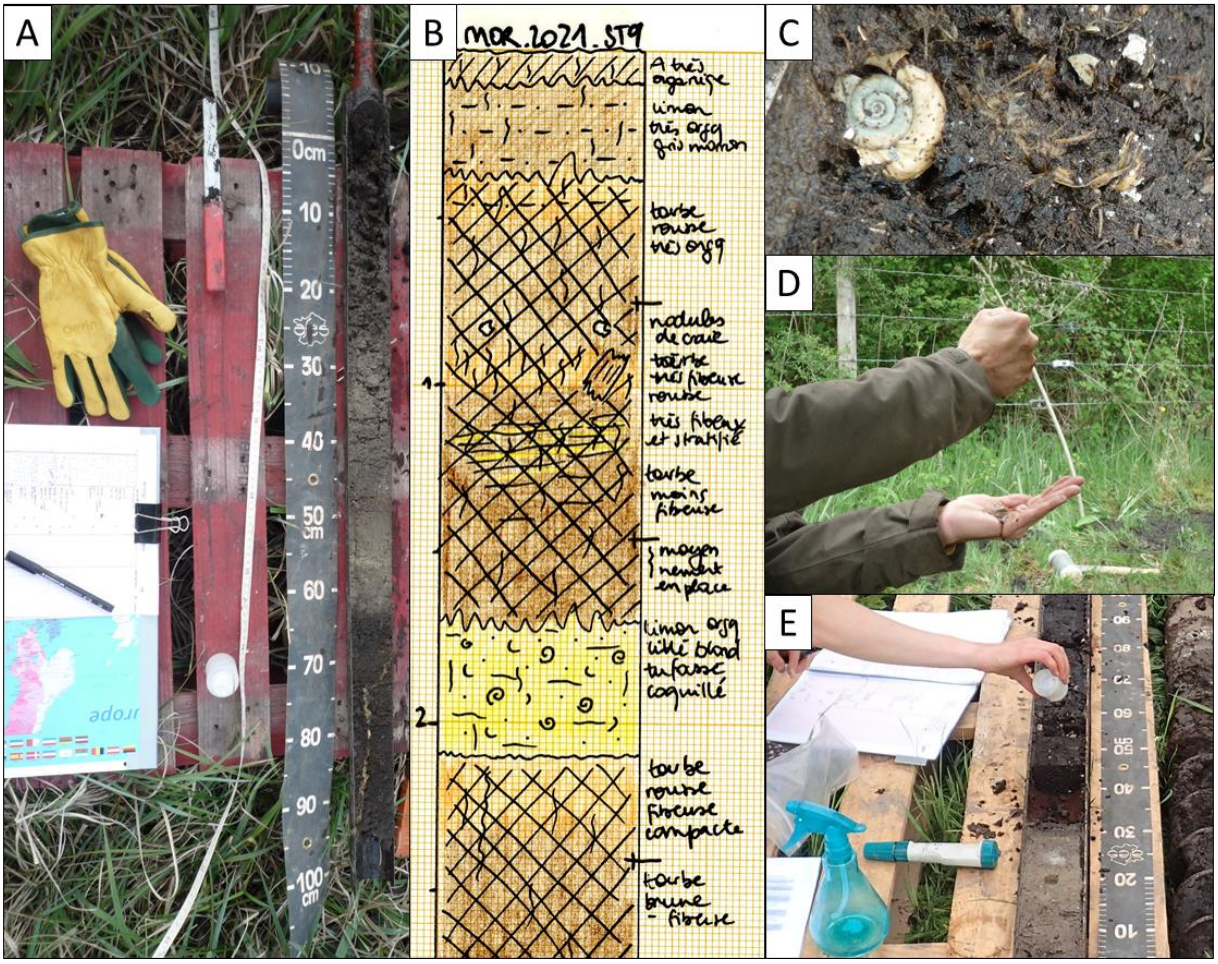


Illustration 1.4 A/ Dispositif de terrain : papier millimétré, mètre ruban, carotte issue du sondage ST9 entre 150 et 240 cm. B/ Extrait du relevé stratigraphique ST9. C/ Tourbe limoneuse à mollusques. D/ Test de von Post. E/ Réalisation du protocole de terrain : test de présence de carbonates de calcium (HCl dilué à 10%) après mesure du pH (P. Antoine).

1.2.2.2. Échantillonnage

Détail des différentes méthodes

Sur le site de Morcourt différentes méthodes ont été testées et mises au point dans l'objectif d'échantillonner au mieux les sédiments tourbeux. La première technique utilise un carottier semi-ouvert de confection artisanale de 150 x 8 cm enfoncé dans les dépôts en pression directe grâce à la Sondeuse SEDIDRILL (même principe que les tarières manuelles décrites précédemment).

Après extraction du carottier la découpe au couteau d'une surface d'observation de 140 cm de long permet tout d'abord de vérifier le caractère non perturbé des sédiments prélevés et de décrire/relever la stratigraphie. Des rails en aluminium en « U » de 140 cm de long pour 4 cm de section ont ensuite été enfoncés dans les sédiments à partir de cette surface. Une lame souple arrondie est ensuite glissée sous le rail pour découper l'échantillon et « démouler » le rail rempli de sédiments sans abimer son contenu (ill. 1.5 A, B).

La méthode classique pour sonder et échantillonner la tourbe est le carottier-russe qui, grâce à un système de clapet latéral rotatif évite la compression et le mélange des sédiments (ill. 1.5 C, D). Après extraction du carottier et rotation du clapet les sédiments correspondant à ½ carotte sont ensuite glissés dans des tubes en PVC 100 cm sur 10 cm de diamètre coupés en deux.

Sur les carottes extraites par le carottier russe, un sous-échantillonnage en tranches de 2 cm dans des sachets unitaires et étiquetés a aussi été testé sur un tronçon d'un mètre. Cette méthode n'a pas été retenue car les échantillons risquaient de se déformer et de se tasser pendant le transport et le stockage. De plus cette méthode s'est révélée assez chronophage sur le terrain (ill. 1.5 E, F).

La dernière méthode testée utilise un carottier fermé de 100 x 8 cm manœuvré par la sondeuse SEDIDRILL et dans lequel un tube en PET est inséré. Dans les mètres purement tourbeux cette méthode a montré des limites, les sédiments ayant tendance à se tasser (ill. 1.5 G, H).

Les techniques du carottier semi-ouvert et du carottier russe ont été privilégiés à Morcourt. Dans tous les cas, les carottes extraites ont été emballées pour éviter le contact de l'air dans du film, numérotées, et les extrémités fermées par des morceaux de ruban adhésif résistant. Une fois au laboratoire elles ont été conservées dans une armoire réfrigérante (annexe 1.1).

Pour le site de Tirancourt, l'échantillonnage a été réalisé dans les tarières à gouges manuelles pour des raisons d'accessibilité. Le contenu des tarières manuelles a été découpé en tranches de 2 cm et conservé en sachets plastiques numérotés. Cette technique a été préférée à la conservation en gouttière ou en « *U channel* » car les analyses ont été réalisées directement après le retour du terrain.

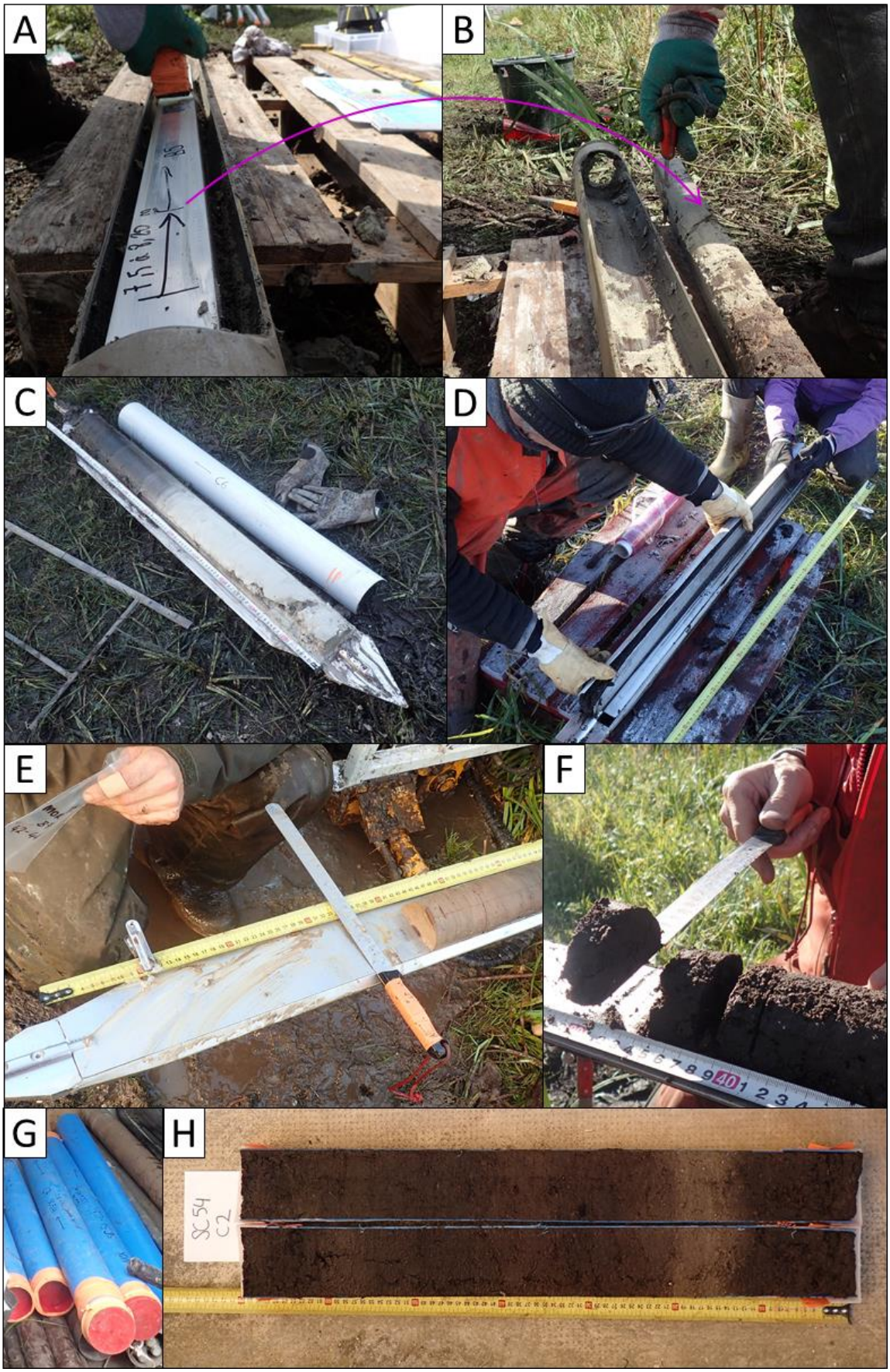


Illustration 1.5 A & B/ Echantillonnage dans le carottier semi-ouvert avec un rail en inox. C & D/ Echantillonnage dans le carottier-russe avec un demi tube en PVC. E & F/ Echantillonnage en tranches en sachets sur le terrain. G & H/ Carottage dans des tubes en PET, ouverture en laboratoire (P. Antoine).

Sous-échantillonnages et intervalles d'échantillonnages

Pour décrire les dépôts du transect de Morcourt, deux séquences ont été sélectionnées. La première au centre de la vallée correspond à une épaisse accumulation de tourbes au cours de l'Holocène et du Tardiglaciaire (ST54) extraite avec les techniques du carottier russe et de la gouge semi-ouverte. La seconde séquence a été prélevée au centre du paléochenal à remplissage de limons organiques de l'Holocène (ST57). La séquence de tourbes a fait l'objet de quatre sondages voisins (distance < 1.5m) disposés en quinconce, deux sont réservés pour les analyses sédimentologiques et géochimiques (ST54-Pt) et les deux autres sont réservés pour les bio-indicateurs (ST54-P). Le paléochenal a fait l'objet d'un unique carottage (ST57). Le carottier russe a été utilisé pour extraire la séquence, seul le premier mètre cinquante a été extrait à partir de la technique de la gouge semi-ouverte du fait de la forte compaction des sédiments de surface.

La séquence carottée réservée pour les analyses sédimentologiques et géochimiques (ST54-Pt) est celle réalisée à l'aide du carottier russe. Elle a été entièrement sous-échantillonnée en tranches de 2 cm d'épaisseur au laboratoire pour faciliter leur mobilisation tout au long des analyses. Les tranches de deux centimètres ont été découpées en deux. La première moitié étant conservée en l'état pour les analyses nécessitant des échantillons frais (fibres frottées, datations, XRF) et la seconde a été séchée pour les analyses sur échantillons secs (densité volumique, granulométrie, perte au feu, dosages C et N, ICP-OES/MS totale). Les densités volumiques ont été réalisées sur les tranches de 2 cm puis elles ont été regroupées par deux pour le reste des analyses afin de produire un enregistrement continu des variations (Fig. 1.10).

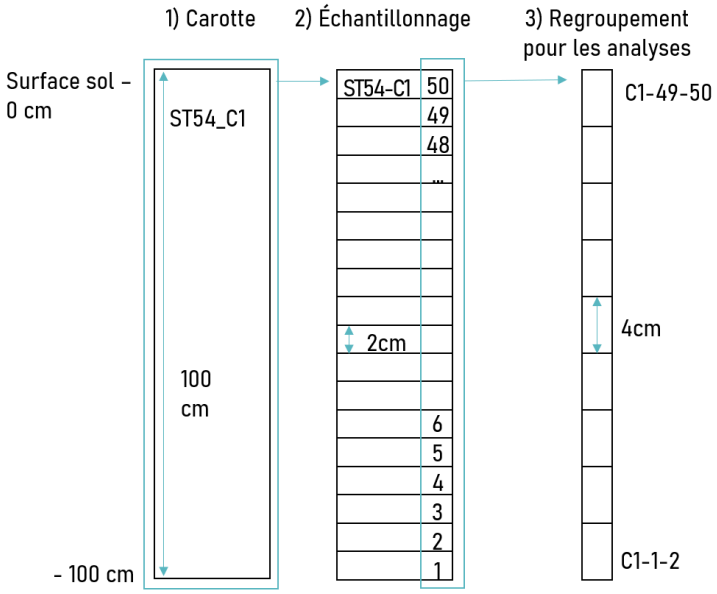


Figure 1.10 Plan de sous-échantillonnage pour les analyses sédimentologiques et géochimiques.

Pour les analyses des différents bio-indicateurs, c'est le sondage réalisé à partir du carottage conservé dans les rails (U channels) en aluminium qui a été utilisé (ST54-P). Les sédiments sont prélevés au fur et à mesure des besoins analytiques sous forme de tranches ou demi-tranches d'un centimètre

d'épaisseur. Les espaces vides sont comblés par de la mousse emballée dans du cellophane afin d'éviter la déformation des sédiments.

Pour le site de Tirancourt, la séquence échantillonnée se situe en pied de versant nord (ST_E à emplacement du sondage ST11), à l'endroit où les tourbes étaient les plus épaisses. Les analyses se sont concentrées sur une seule carotte (TIR_ST_E) présentant les principaux faciès tourbeux rencontrés sur le transect stratigraphique. Cette séquence a été analysée à une résolution plus faible (dix échantillons de deux centimètres d'épaisseur par mètre). Car le but était de caractériser et comparer les faciès pédosédimentaires des séquences tourbeuses holocènes de Tirancourt et Morcourt dans le cadre du stage de Master 1 de Jérémy Bacon (2022). Sur échantillons frais, les analyses sédimentologiques et géochimiques réalisées sont les datations radiocarbone, le taux de fibres frottées, et la densité volumiques afin de caractériser les variations de composition des faciès de tourbes. Les échantillons ont ensuite fait l'objet du calcul de la densité volumique, puis de perte au feu et de calcimétrie volumique.

1.2.3. ANALYSES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES

1.2.3.1. Caractérisation des unités stratigraphiques

Les méthodes utilisées sont détaillées dans le chapitre 3 pour Morcourt, et le chapitre 4 pour Tirancourt. Pour les bio-indicateurs, les méthodes sont précisées en annexe (annexe 3.2 pour les pollens et annexe 3.3 pour les macrofossiles).

Pour la caractérisation générale des échantillons (fig. 1.11), un volume standard a été prélevé pour mesurer la densité volumique et la teneur en eau à l'aide d'un « carottier » (extracteur de trognon de pomme de 1,91 cm de diamètre). Après séchage 24h à 105°C on calcule ces deux paramètres qui donnent un premier aperçu de la composition des échantillons. Une partie de ces échantillons non broyé a été réservé pour les granulométries. Les granulométries ont été effectuées tout d'abord sur les échantillons après destruction de la matière organique puis après décarbonatation à l'HCl.

L'autre moitié des échantillons a servi à la perte au feu après broyage de l'échantillon dans un mortier en agate (Heiri *et al.*, 2001). La perte au feu est une méthode destinée à quantifier la teneur en matière organique (4h à 550°C) et en carbonates de calcium (1h30 à 950°C). Des contrôles de la teneur en carbonates de calcium ont été réalisés à partir de doublons analytiques en parallèle par la méthode de mesure au calcimètre de Bernard.

Pour caractériser de façon quantitative le degré de conservation de la tourbe, le taux de fibre (à 200 µm et 50 µm) a été mesuré sur échantillons frais (Gobat *et al.*, 2010).

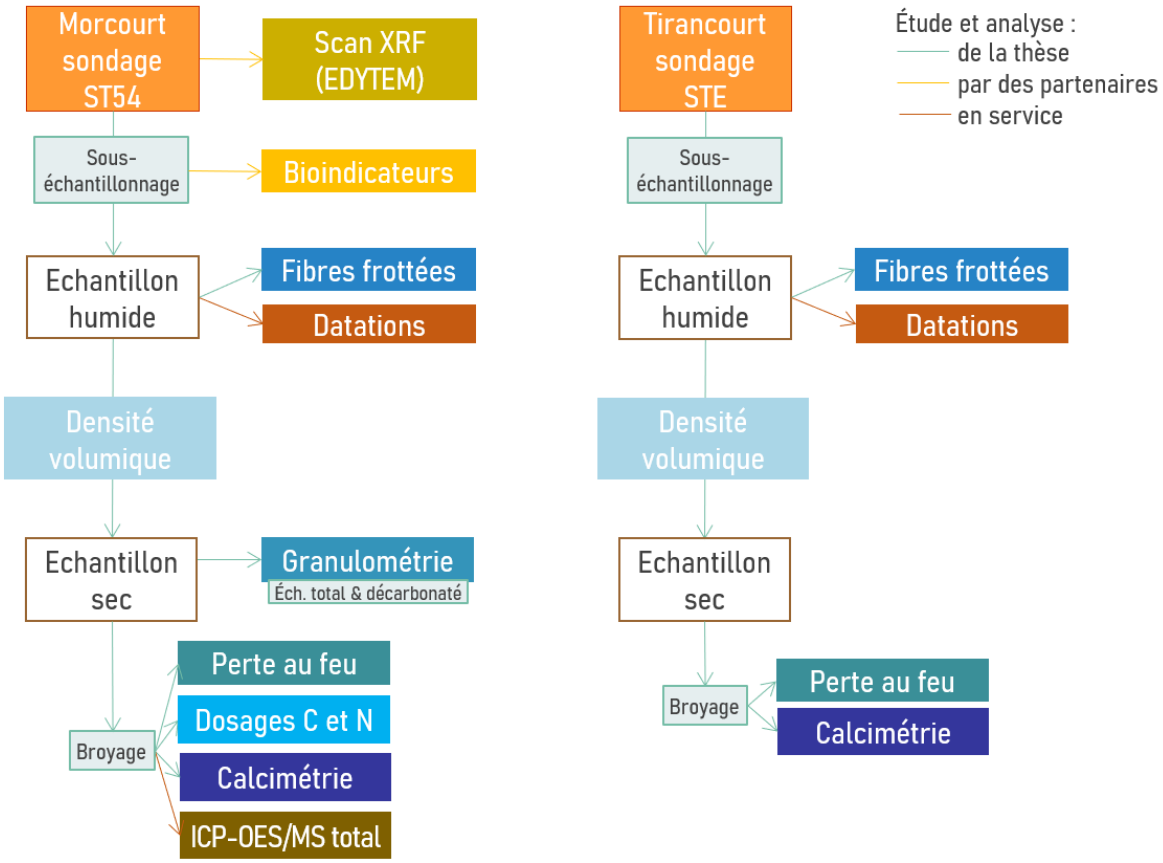


Figure 1.11 Processus analytique de caractérisation sédimentologique et géochimique des échantillons sédimentaires de Morcourt (à gauche) et Tirancourt (à droite).

1.2.3.2. Géochimie

Pour connaître de façon précise les teneurs en carbone et azote organique dans les sédiments, des dosages C et N ont été faits sur échantillons secs, broyés et décarbonatés. Les éléments chimiques ont également été analysés qualitativement le long des carottes de référence de Morcourt par scan XRF multi-élémentaire (Na, Mg, Al, Si, P, S, Ar, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Pb) tous les 5 mm et complétés par un échantillonnage pour analyse quantitative ICP OES selon le pas des analyses sédimentologiques. Les données issues des analyses XRF et ICP-OES/MS ont été acquises mais n'ont cependant pas encore été intégrées au travail présenté ici mais pourront être mobilisées lors des prochaines valorisations des résultats et des projets de recherche futurs.

1.2.4. BIO-INDICATEURS

Pour les bio-indicateurs, des sous-échantillonnages ont été réalisés sur la carotte de tourbe de Morcourt ST54 (58 échantillons pour les pollens, 34 pour les macrofossiles, 15 pour les diatomées, 40 pour l'ADN environnemental ancien, annexe 1.2) et sur la carotte du paléochenal de Morcourt ST57 (1 pour les

macrofossiles, 25 pour les diatomées, 19 pour l'ADN environnemental, annexe 1.3). Les différentes analyses étant toujours en cours, la prochaine étape de travail sera celle de la rédaction d'un article de synthèse avec les différents spécialistes de ces bio-indicateurs.

1.2.5. DATATIONS, CALIBRATION ET CADRE CHRONOCLIMATIQUE

Le cadre chronoclimatique a été construit à partir de 65 datations radiocarbone dont 39 sur le transect de Morcourt et 22 sur celui de Tirancourt dont 4 sur le transect de la vallée d'Acon ; 8 dates issues de la thèse de T. Ducrocq (2001, fouille du « Petit Marais ») sont également remobilisées après calibration. Sur les carottes de références ont été concentrées les datations afin de pouvoir réaliser des modèles âge-profondeur lorsque les séquences étaient cohérentes. Deux modèles ont été construits sur les deux carottes de référence de Morcourt, et aucun sur les séquences de Tirancourt qui se sont révélées être assez perturbées dans les parties sommitales.

Les échantillons ont été principalement envoyés au laboratoire de datation radiocarbone de Poznań (Pologne) et pour 8 échantillons à Beta Analytic (Floride). Les datations radiocarbone ont toutes été réalisées par la méthode AMS (spectrométrie de masse par accélération). Ces datations ont été effectuées sur plusieurs supports : tourbe brute (échantillon en tranche de 1 cm d'épaisseur), macroreste végétal (feuilles, bois) et charbon. Les échantillons ont systématiquement subi un prétraitement « AAA » (acide-alcalin-acide) qui permet de réduire les risques de contamination par le carbonate de calcium et les acides organiques (fulviques ou humiques) qui peuvent respectivement vieillir ou rajeunir l'âge des échantillons (Väliranta *et al.*, 2014). Il y a tout de même un risque pour que les âges obtenus sur ces échantillons soient légèrement plus récents du fait de la forte concentration en racines des tourbes alcalines.

Plusieurs risques existent lorsque les datations concernent une tourbe alluviale et peuvent entrainer des datations plus jeunes que l'âge réel de la tourbe (Törnqvist *et al.*, 1992 ; Törnqvist *et al.*, 1992 ; Väliranta *et al.*, 2014 ; Quik *et al.*, 2022). Les datations sur macrorestes végétaux sont plus précises lorsqu'il s'agit de restes de feuilles, cependant il faut que la conservation de la tourbe permette la conservation de feuilles au sein de la tourbe (Quik *et al.*, 2022). Avec les charbons et les fragments de bois, il est nécessaire de s'assurer qu'ils sont en place et qu'ils n'aient pas pu être charriés par les cours d'eau (bois et charbons flottés), ou qu'il ne s'agisse pas de racines plus récentes. Dans les faits, les échantillons sélectionnés n'ont pas été retenus si des racines subactuelles étaient visibles.

Les datations ont été calibrées en utilisant le logiciel OxcCal (Ramsey, 2009) version 4.4 en utilisant la courbe de calibration IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) et une précision à 2σ. La construction des modèles âge-profondeur a été faite à l'aide du logiciel R et de l'extension <rbacon> (Blaauw *et al.*, 2022). Les datations sont exprimées en « cal BP » (*calibrate Before Present*, c'est-à-dire que l'intervalle est exprimé en âge avant 1950) avec l'intervalle de confiance 95,5%. Certaines dates mentionnées sont exprimées

en ^{14}C BP, c'est-à-dire en âge radiocarbone sans calibration, et recalibrées pour faciliter leur comparaison avec les données présentées dans ce manuscrit.

Le cadre de référence chronoclimatique mobilisé s'appuie sur les travaux de Walker *et al.*, 2009 ; Walker *et al.*, 2019 pour l'Holocène, et Walker *et al.*, 2009 ; Rasmussen *et al.*, 2014 pour le Tardiglaciaire (tab. 1.2). Parfois les chronozones (tab. 1.3) définies par Mangerud *et al.* (1982) sont mobilisées dans leur version calibrée (Walanus & Nalepka, 2010).

Chronozones (Mangerud *et al.*, 1982)	Age ^{14}C BP (Mangerud *et al.*, 1982)	Age cal BP (Walanus & Nalepka, 2010)
Subatlantique	2 500-0	2 550-0
Subboréal	5 000-2 500	5 750-2 550
Atlantique	8 000-5 000	8 950-5 750
Boréal	9 000-8 000	10 150-8 950
Préboréal	10 000-9 000	11 450-10 150

Tableau 1.2 Cadre chronoclimatique de l'Holocène utilisé pour cette recherche doctorale

Intitulé		Age cal BP
Holocène	Holocène récent	4 200-0
	Holocène moyen	8 200-4 200
	Holocène ancien	11 650-8 200
Tardiglaciaire Weichselien	Dryas récent	12 850-11 650
	Allerød	13 250-12 900
	Dryas ancien	13 900-13 600
	Bølling	14 650-13 900
	Dryas plus ancien	Avant 14 650

Tableau 1.3 Biozones de l'Holocènes et stade/interstade du Tardiglaciaire Weichselien (Rasmussen et al., 2014 ; Walker et al., 2019)

1.2.6. SYNTHÈSE DES DONNÉES : CHRONOSTRATIGRAPHIE ET ÉVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE

La méthode employée pour tracer les profils stratigraphiques des deux transects de la Somme consiste à relier les différentes unités stratigraphiques observées et décrites sur les différents sondages (lithostratigraphie) pour comprendre l'architecture globale (morphostratigraphie).

L'écartement et l'altitude des sondages sont calés d'après les relevés par GPS à précision centimétrique (Trimble RTK), une exagération verticale (× 10) est appliquée pour faciliter la visualisation. La construction des transects s'est faite tout d'abord sur support papier millimétré grand format (fig. 1.12), avant d'être reportée sur un logiciel de dessin vectoriel (Adobe Illustrator, CC 2019).

L'approche morphostratigraphique constitue la base fondamentale pour comprendre les différentes modifications du système fluviatile à travers son architecture (et au cours du temps). Une fois calée par

les datations ^{14}C, l'architecture des différentes unités de dépôt et les morphologies fluviales associées débouchent sur un premier schéma chronostratigraphique.

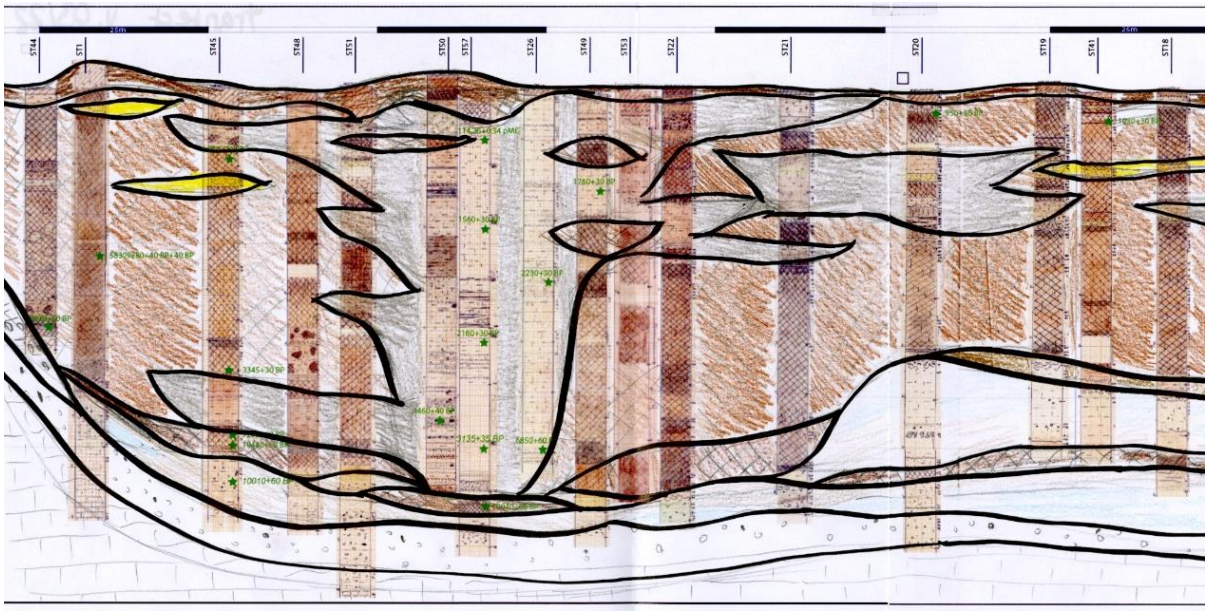


Figure 1.12 Document de travail pour les recherches sur la stratigraphie au niveau du paléochenal de Morcourt illustrant la complexité de la succession stratigraphique et la variabilité latérale des différentes unités.

Pour reprendre la citation qui ouvre ce chapitre « Un marais n'est pas un marécage », il serait opportun d'ajouter une précision à la description poétique pour clôturer cette introduction « Un marais n'est pas un marécage. Une tourbière n'est pas n'importe quel marais. ».

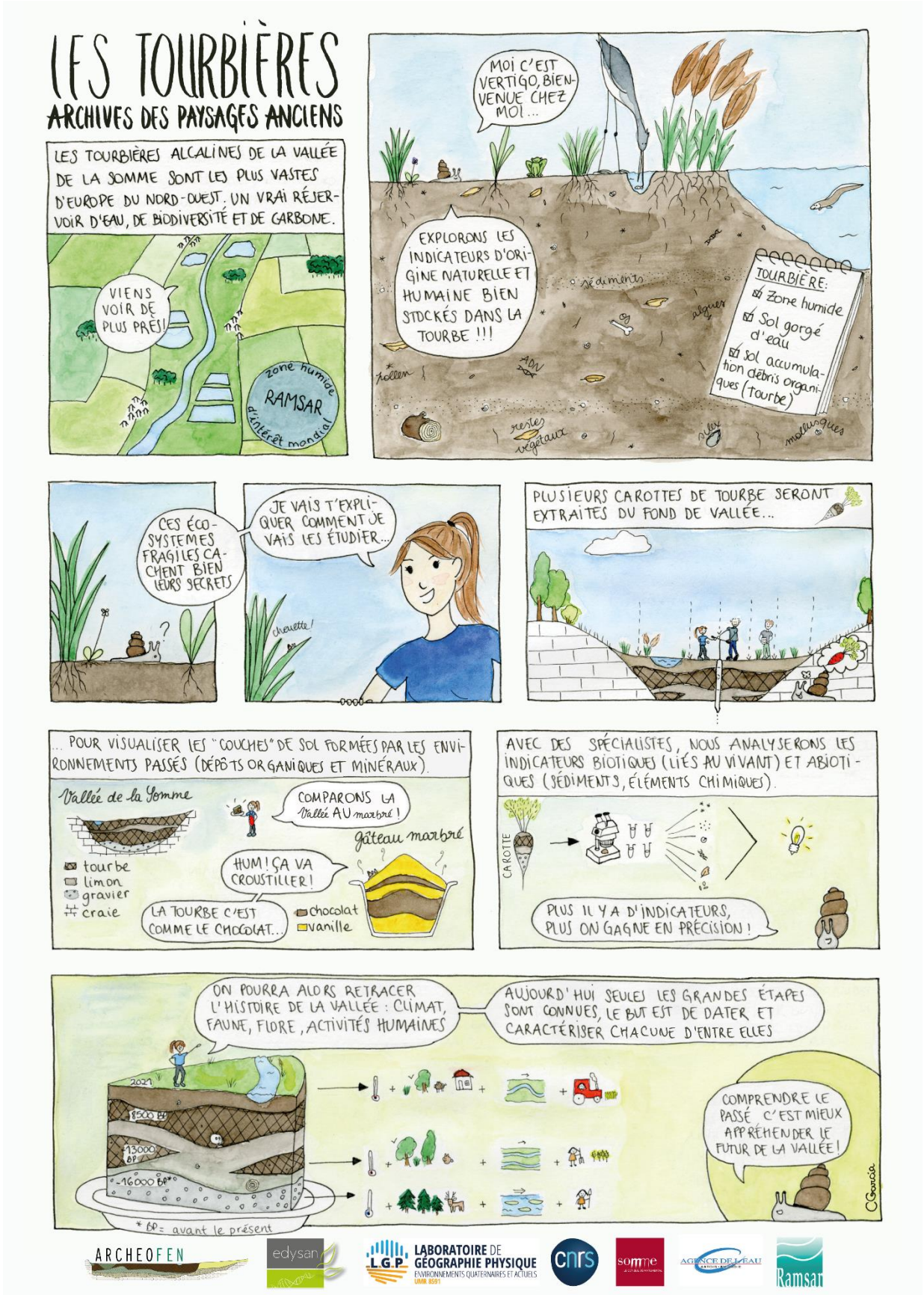


Illustration 1.6 (hors texte) Mise en BD des objectifs et méthodes de la thèse. Formation « Met ta thèse en BD » ED STS UPJV, 2021. Les contributions scientifiques et de médiation scientifique sont disponibles en annexe 1.4.

Chapitre 2

Le système tourbeux alcalin du Bassin de la Somme – état de la recherche



Illustration 2.1. Vallée d'Acon, C. Garcia, 2021.

2.1. PRÉAMBULE

Dans une première partie, ce chapitre détaille l'état des connaissances sur les dépôts holocènes des fonds de vallées du bassin de la Somme. Ici sont synthétisées des données historiques permettant de retracer l'évolution des connaissances depuis le XIX^{e} siècle et d'inscrire le travail de thèse dans la continuité. Cette partie a fait l'objet d'une publication dans la revue *Quaternaire*.

Une seconde partie, plus brève, présente le travail de cartographie des épaisseurs de tourbe associé à l'étude bibliographique.

2.2. LES SÉQUENCES TOURBEUSES DES FONDS DE VALLÉES DU BASSIN DE LA SOMME (FRANCE) : HISTORIQUE DES RECHERCHES, DIVERSITÉ DES CONCEPTS ET PERSPECTIVES

2.2.1. INFORMATIONS

Article publié en avril 2022 dans le revue *Quaternaire*, doi : 10.4000/quaternaire.16574

2.2.1.1. Auteurs et affiliations

Chloé GARCIA, Ecologie et Dynamiques des Systèmes Anthropisés, UMR 7058 CNRS - UPJV, AMIENS.

Pierre ANTOINE, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS-Univ. Paris 1 & UPEC, THIAIS.

Boris BRASSEUR, Ecologie et Dynamiques des Systèmes Anthropisés, UMR 7058 CNRS - UPJV, AMIENS.

2.2.1.2. Résumé

Dans le bassin de la Somme, les importants dépôts tourbeux des fonds de vallée suscitent l'intérêt des archéologues et géologues depuis plus de cent cinquante ans. Que ce soit pour la richesse des traces du passé conservées ou pour la compréhension des processus de formation, les hypothèses sur les conditions environnementales de développement des tourbes ont fait l'objet de nombreuses investigations dès le XIX^{e} siècle. Un large panel de spécialistes s'est mobilisé pour étudier ces questions. La multiplication des découvertes archéologiques, la synthèse géoarchéologique, la naissance de nouvelles techniques analytiques (datation absolue ^{14}C) et le développement des connaissances sur l'Holocène contribuent, dans la seconde moitié du XX^{e} siècle, à la mise en place d'un modèle global d'évolution morpho-sédimentaire lié aux occupations humaines (principalement Paléolithique supérieur et Mésolithique). Cependant, des incertitudes persistent dans ce modèle et nécessitent des

précisions et investigations supplémentaires pour caractériser avec précision les évolutions au cours de l'Holocène moyen et récent. Il s'agit de la chronologie de développement des principaux faciès de tourbe, du cadre paléoenvironnemental contemporain de ces dépôts et des causes d'interruption de la turfigenèse (voire de dégradation des tourbes) dans la vallée.

2.2.1.3. MOTS-CLES

Vallée de la Somme, tourbière alcaline, dépôts fluviatiles, Holocène, Tardiglaciaire, géoarchéologie

2.2.2. INTRODUCTION

2.2.2.1. Généralités sur les tourbières

Les écosystèmes tourbeux se développent en zones humides sur des sols gorgés d'eau pendant la majorité de l'année, ils se forment par l'accumulation lente de débris végétaux : entre un centimètre et quelques décimètres par siècle (Manneville, 2006 ; Lucchese *et al.*, 2010 ; Cubizolle, 2019 ; Piilo *et al.*, 2020). Les conditions anoxiques de ces milieux freinent la dégradation des restes végétaux par les microorganismes et les bactéries, ce qui confère à la tourbe des capacités de stockage de carbone importantes (Gewin, 2020). À l'échelle mondiale les tourbières actives (ombrotrophes et minérotrophes) participent à la capture du CO_2 atmosphérique (puits de carbone) tandis que les tourbes fossiles séquestrent des stocks de carbone organique précédemment accumulé. Cet important réservoir de carbone représente 3 % de la surface continentale (Turetsky *et al.*, 2015) et environ 25 % des stocks totaux de carbone du sol (Joosten *et al.*, 2016). La tourbe est classée comme histosol par différents référentiels pédologiques (Baize & Girard, 2008 ; Jeffery *et al.*, 2010), son épaisseur doit être d'au moins 40 cm et à moins de 40 cm de la surface du sol. Les histosols peuvent se diviser en différents horizons histiques (fibriques, mésiques, sapriques) caractérisés par le taux de fibres organiques, le taux de décomposition de la matière organique, l'humidité, la teneur en matière minérale. Alors que le fonctionnement hydrique du milieu, le substrat rocheux et la composition de la végétation influent sur la genèse de ce sol (minérotrophe, ombrotrophe).

Le système tourbeux de la Vallée de la Somme est représenté par des tourbières basses alcalines, des tourbières de transition et des tremblants, des prairies humides calcaires à Molinie bleue, des marais calcaires à Marisque et des tourbières boisées d'après la classification du Conservatoire des Espaces Naturels des Hauts-de-France (Lebrun *et al.*, 2014, 2020). Il s'intègre dans le groupe des tourbières basses alcalines (*fen* en anglais), très présent en Europe du Nord-Ouest (Bita-Nicolae *et al.*, 2016 ; Melenec *et al.*, 2017). Ce complexe tourbeux est qualifié de fluviogène minérotrophe alcalin, de par son régime d'alimentation en eau, la nature du substrat rocheux et la végétation associée, il se différencie des tourbières hautes acides oligotrophes essentiellement alimentées en eau par les précipitations

(Manneville, 2006) sur substrat rocheux granitiques ou non-calcaire, comme la majorité des tourbières du Jura, d'Auvergne, du Morvan etc. Les conditions hydriques produisent des microclimats frais (Fernández-Pascual & Correia-Álvarez, 2021) favorables à une biodiversité végétale importante et spécifique dont plusieurs espèces à enjeux de conservation nationaux voir internationaux comme l'Ache rampante (*Helosciadium repens)*, le Ményanthe trifolié *(Menyanthes trifoliata)*, la Grande Douve *(Ranunculus lingua)*, ou encore le Dryopteris à crêtes (*Dryopteris cristata)*. De façon générale, les tourbières sont des environnements fragiles et à forts enjeux de conservation face aux changements climatiques et aux pressions anthropiques (Chapman *et al.*, 2003 ; Cubizolle *et al.*, 2007 ; Cubizolle *et al.*, 2012 ; Lebrun *et al.*, 2020 ; Gewin, 2020 ; Basińska *et al.*, 2020). Leurs transformations et leurs disparitions au cours de l'histoire sont la conséquence des successions paléoclimatiques et de l'anthropisation croissante des milieux naturels (Dendievel *et al.*, 2019 ; Swindles *et al.*, 2019 ; Gałka *et al.*, 2021). À l'image de la vallée de la Somme, les zones humides ayant perdu l'essentiel de leurs tourbières actives peuvent encore disposer d'épaisses tourbes fossiles. Aujourd'hui ces tourbes fossiles préservées conservent de riches archives paléoenvironnementales témoignant des écosystèmes successifs pour l'ensemble de l'Holocène dans le cas de la vallée de la Somme (Antoine *et al.*, 2012). Dans l'objectif de retrouver un état naturel du milieu ces archives paléoenvironnementales constituent un référentiel indispensable à toute opération de restauration.

2.2.2.2. L'exemple des tourbières de la Somme

Si la vallée de la Somme (fig. 2.1) et ses terrasses fluviatiles quaternaires sont mondialement connues pour leur rôle dans l'émergence de la Préhistoire et de la démarche combinant géologie et archéologie ainsi que la mise en évidence des cycles climato-sédimentaires ou encore la stratigraphie des lœss (Antoine, 1994, 2002 ; Hurel & Coye, 2011 ; Moine *et al.*, 2021) ; la mise en place des formations de fond de vallée et des tourbes associées le sont beaucoup moins (Antoine, 1997b).

Avec 13 000 ha labellisés Ramsar (reconnaissance de l'importance internationale du système tourbeux par sa rareté, son unicité, et sa biodiversité dans le cadre fixé par la convention intergouvernementale Ramsar sur les zones humides de 1971), plus de 5 000 ha d'habitats protégés par les zonages Natura 2000, il s'agit d'un des systèmes tourbeux alcalins parmi les plus vastes au niveau Européen. La majorité de la tourbe est fossile, enfouie majoritairement sous des colluvions limoneuses récentes liées à l'érosion anthropique des sols et des lœss sur les versants. L'histoire géologique des tourbes du Bassin de la Somme est paradoxalement toujours mal connue, alors que son exploitation par l'Homme depuis le XIII^{e} siècle (Cloquier, 2006) a façonné un paysage original et de grande valeur écologique. A l'échelle de la France et de l'Europe, deux grandes périodes de mise en place des tourbières ont été identifiées au cours de l'Holocène. Une première, au début de l'Holocène (Préboréal, Boréal : 10 à 7 ka cal. BP ; Dendievel *et al.*, 2020), s'explique par les améliorations climatiques. Une seconde à l'Holocène récent

(Atlantique au Subatlantique : 4,2 à 0,5 ka cal. BP ; Dendievel *et al.*, 2020) serait davantage provoquée par les aménagements humains (barrages, retenues d'eau…) (Cubizolle *et al.*, 2012 ; Dendievel *et al.*, 2020). D'après les datations de la base des différentes tourbières étudiées, l'initiation des tourbières alcalines semble plus précoce que les tourbières acides (Dendievel *et al.*, 2020).

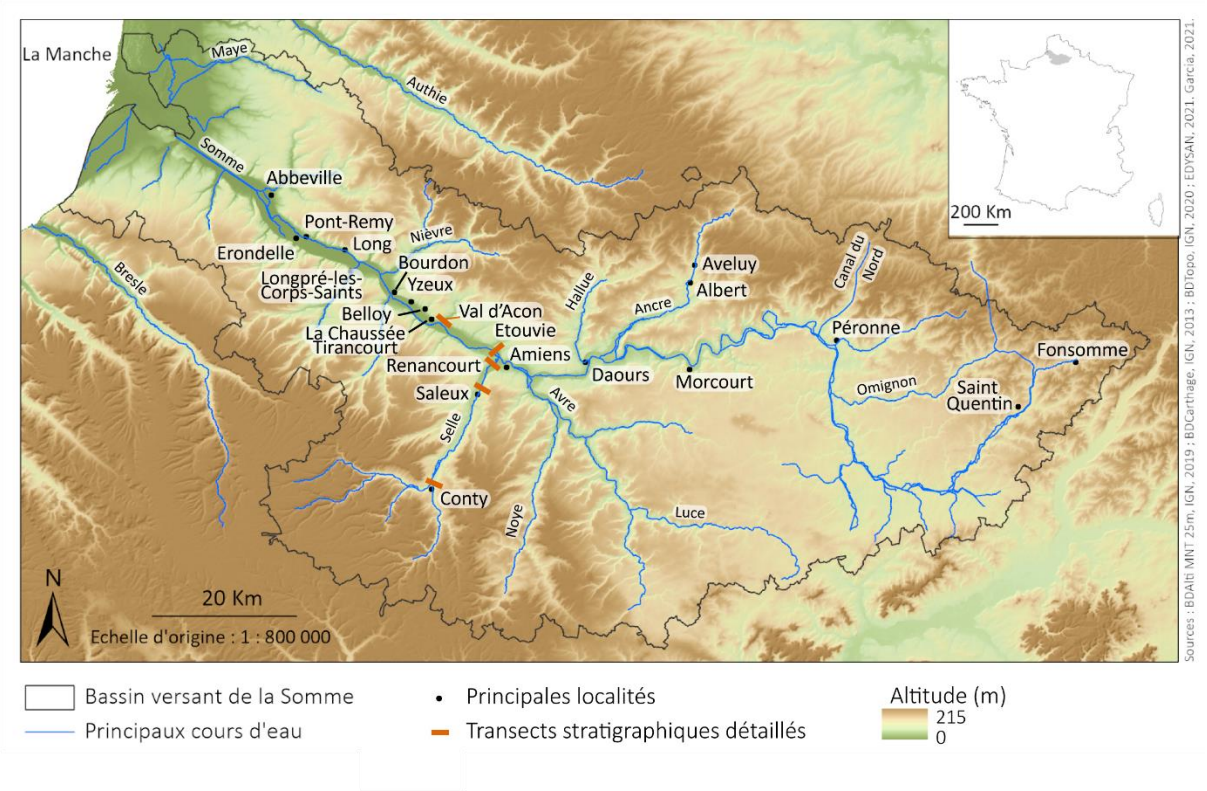


Figure 2.1 Le bassin versant du fleuve Somme et ses principaux sites d'études des dépôts tourbeux.

Par comparaison avec les travaux menés dans d'autres zones de l'Ouest Européen comme les Pays-Bas par exemple (Van De Plassche, 1981 ; Van Geel *et al.*, 1996 ; Diggelen *et al.*, 2006 ; Meijles *et al.*, 2018 ; Van Geel van *et al.*, 2020 ; Grootjans *et al.*, 2021), les études sur le bassin sédimentaire de la Somme ont débuté beaucoup plus tôt, dès 1840 dans la région d'Abbeville avec les travaux de Traullé (1796) ; Picard (1834) ou Boucher de Perthes (1847). Ces recherches ont cependant connu des longues périodes d'abandon ainsi qu'un développement irrégulier dont ressortent essentiellement les contributions fondamentales de V. Commont (1910) puis de F. Bourdier (Bourdier, 1969 ; Bourdier & Lautridou, 1974). Plus récemment, les recherches n'ont repris que dans les années 1990 avec l'essor des travaux sur l'Holocène en lien avec la découverte des premiers sites Mésolithiques associés à la base des tourbes, puis de l'archéologie préventive (Antoine, 1990, 1997a, 2019 ; Ducrocq, 2001 ; Fagnart *et al.*, 1995, 2008). Néanmoins, si les travaux récents ont permis de poser les bases de la dynamique des formations tardiglaciaires et du début de l'Holocène jusqu'à 4500 BP environ (Antoine, 1997a ; Antoine *et al.*, 2012), de nombreuses questions restent ouvertes surtout en ce qui concerne l'Holocène récent au cours duquel cette dynamique semble plus complexe, discontinue et systématiquement affectée par les activités et l'impact anthropiques.

Les tourbières du bassin de la Somme (Somme et affluents principaux Avre, Noye, Selle, etc.) sont alimentées par la nappe phréatique drainée par le fleuve Somme. L'aquifère situé dans le substrat crayeux (Craie du Crétacé supérieur) confère des propriétés alcalines à l'eau qui en jaillit (fig. 2.2).

La faible pente de ce cours d'eau rend ses écoulements lents (86 mètres de dénivelé sur 245 kilomètres entre la source et l'exutoire) favorisant la turfigenèse. Le débit moyen est de 20 à 30 $m^3.s^{-1}$ et de 4 à 5 $m^3.s^{-1}$ pour ses principaux affluents (Antoine, 1990). Cependant, le tracé actuel de la Somme date des travaux de canalisation du fleuve qui ont débuté au XVIII^{e} siècle afin de faciliter le transport fluvial vers la mer. La morphologie actuelle est artificielle, figée et régulée (recoupement de méandres, empierrement, palplanches, écluses) par rapport à l'écoulement naturel du cours d'eau dont le fonctionnement est assez mal connu.

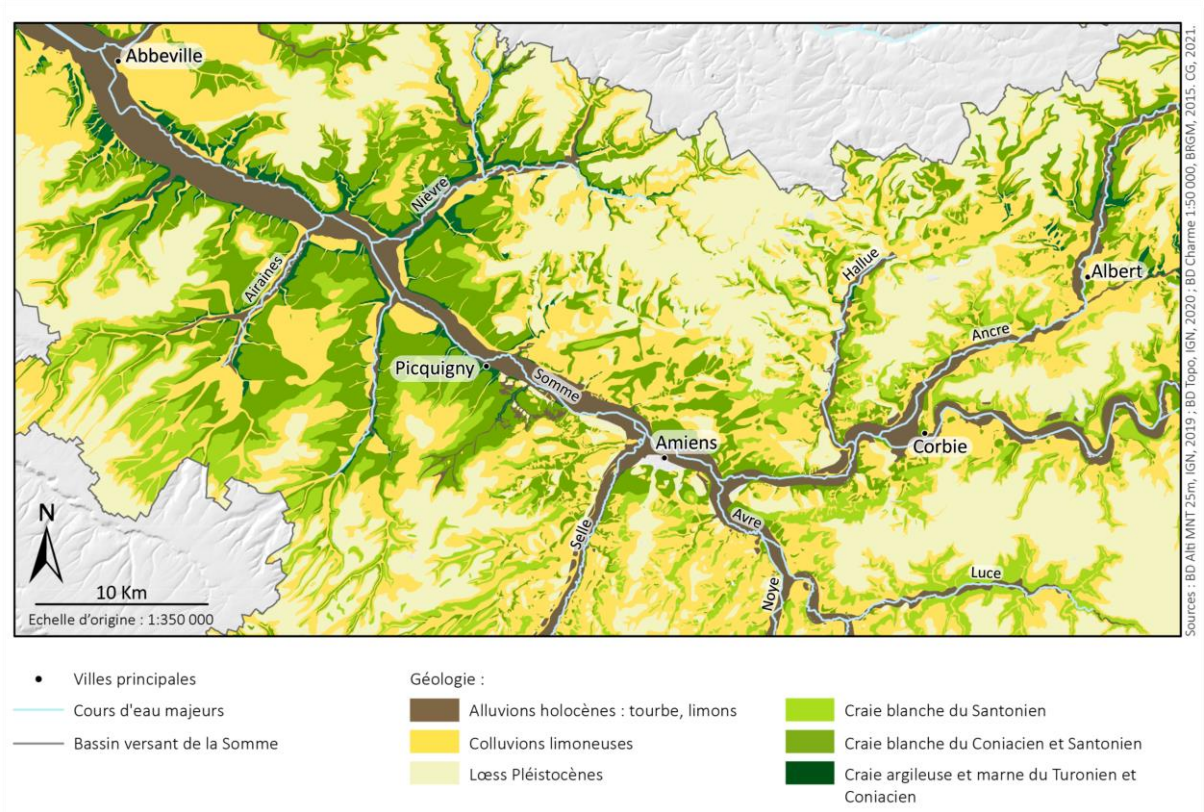


Figure 2.2 Carte géologique simplifiée de la Moyenne vallée de la Somme.

Le fleuve de la Somme (fig. 2.1) peut être divisé en trois parties : la haute vallée entre la source (Fonsomme, Aisne) et Amiens où l'écoulement est méandriforme ; la Moyenne vallée entre Amiens et Pont-Remy, plutôt rectiligne et large, où la présence de massifs tufeux est importante ; et la basse vallée entre Pont-Remy et la baie de Somme où la pente plus marquée et les dépôts sableux souterrains sont le résultat des mouvements eustatiques au cours de d'Holocène (Ters, 1977). La Haute et la Moyenne vallée de la Somme sont les zones qui concentrent les plus fortes épaisseurs de tourbe d'après les rapports anciens (Dubois, 1949 ; Neau, 1976) et les données disponibles sur la Banque du sous-sol du BRGM (infoterre.brgm.fr). Dans la basse vallée de la Somme, à proximité de la baie, les dépôts tourbeux sont interstratifiés avec des dépôts marins. Les phases d'évolutions littorales (transgressions et

régressions marines - fig. 1.3) se traduisent dans la stratigraphie par des alternances de dépôts organiques tourbeux et de sable marin (Agache *et al.*, 1963). Beun & Broquet (1980) décrivent des dépôts tourbeux du Boréal sous six mètres de « dépôts estuariens » entre Brighton (Somme) et Lanchères.

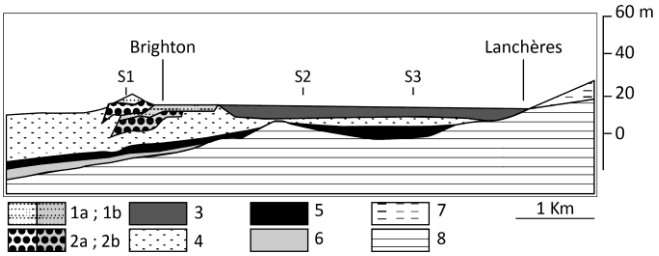


Figure 2.3 : Grands ensembles lithologiques et dynamiques récentes et actuelles des Bas-Champs (redessiné d'après Beun & Broquet, 1980). *1a/ Dune actuelle, 1b/ Dune récente, 2a/ Cordon littoral actuel, 2b/ Cordon littoral récent, 3/ Dépôt de marais côtiers, 4/ Sables d'estran, 5/ Dépôts fluvio-estuariens (7500 à 5500 BP), 6/ Dépôts pléistocènes, 7/ Limons complexes des plateaux, 8/ Craie (sommet soliflué).*

Des datations par mesure du radiocarbone sont effectuées à la même période par Ters *et al.* (1980) de part et d'autre de la baie, où des tourbes boréales (7620 ± 140 BP – Gif 4886), atlantiques (5220 ± 120 BP – Gif 4887) et subboréales (2910 ± 90 BP – Gif 4888) sont identifiées ; ces séquences organiques sont entrecoupées de dépôts sableux marins. Les travaux récents de Desruelles *et al.* (2021) complètent les données précédentes avec un focus sur l'Holocène récent (Subboréal et Subatlantique) où les alternances sédimentaires et organiques sont plus rapides et relatent le rythme des marées. Bien qu'il existe une continuité et une interdépendance entre les différentes parties du système de la Somme (aval et moyenne vallée), la basse vallée de la Somme (Abbeville-Estuaire) ne sera pas prise en compte dans le cadre de la présente étude en raison de l'interférence entre la sédimentation d'origine marine et les processus de formation des tourbes qui caractérisent ce secteur.

Connue depuis l'Antiquité pour ses propriétés de combustion (« [les Chauques] façonnent à la main de la boue, qu'ils sèchent au soleil, et c'est avec cette tourbe qu'ils cuisent leurs aliments et réchauffent, leurs entrailles glacées par le nord » Pline l'Ancien, 1877), la tourbe a occupé une place grandissante dans l'économie locale entre le XIII^{e} siècle et le XX^{e} siècle. À l'image de plusieurs régions de l'hémisphère Nord (Groenland, Islande, Scandinavie, Grande Bretagne, Belgique, Pays Bas), des usages variés de la tourbe sont recensés (constructions, combustible, fertilisation, culture) depuis le Moyen-Âge (Cubizolle, 2019). En Picardie, les premières mentions de tourbage, remontent aux autorisations seigneuriales à tourber au début du XIII^{e} siècle contre une rente annuelle. Puis jusqu'au XVI^{e} siècle l'extraction ne semble pas avoir été constante d'après les archives (Cloquier, 2006). Jusqu'au XVIII^{e} siècle, les moyens techniques employés par les tourbiers permettaient l'exploitation de la couche tourbeuse superficielle (un demi à trois mètres) avant l'invention du grand louchet en 1786 par E. Morel qui a révolutionné les pratiques d'extraction en permettant d'atteindre six mètres de profondeur. L'exploitation s'est intensifiée au court du XIX^{e} siècle et jusqu'au milieu du XX^{e} siècle ; la Somme était le département

français le plus producteur (70 000 tonnes produites en 1880 – Dubois, 1908). La tourbe est ancrée dans la culture locale. Les nombreux étangs d'origine anthropique, et les gravières exploitées dans les décennies 1960 et 1970 découpent la vallée et sont des traces qui témoignent de l'intensité et de l'importance de l'exploitation du milieu. Aujourd'hui ces paysages fortement modifiés par l'Homme ont cependant une valeur patrimoniale et écologique importante à l'échelle du département. La labellisation Ramsar de la vallée de la Somme (2017) ou encore l'émergence de projets portés par le Conservatoire des Espaces Naturels (Anthropofens, projet LIFE), ou le projet de recherche Archéofen financé par le Conseil Départemental et l'Agence de l'Eau Artois Picardie (Archéofen, thèse en cours CNRS-UPJV), en témoignent.

2.2.3. LES PIONNIERS : ORIGINES DES RECHERCHES SUR LES DÉPOTS DE FOND DE VALLÉE (FIN XIX^{E} S.)

Depuis 150 ans des chercheurs archéologues, géologues, agronomes, palynologues s'intéressent à la vallée de la Somme. Dans un premier temps, ce sont les archéologues et géologues qui ont étudié les dépôts sédimentaires du bassin versant, puis un plus large spectre de spécialistes régionaux comme internationaux s'y sont intéressés. Au cours de ce siècle et demi, les nombreuses recherches ont permis une compréhension globale et détaillée de la chronologie des occupations humaines depuis un million d'années dans leur contexte géologique et climatique (Commont, 1912 ; Bourdier, 1969 ; Antoine *et al.*, 2011).

La précision des formations géologiques quaternaires a progressivement amené, au cours du XX^{e} siècle, des archéologues et géologues (Boucher de Perthes, Picard, Commont, Bourdier, Fagnard, Ducrocq, Antoine) à se questionner sur la mise en place des tourbières dans ce contexte géologique de terrasses quaternaires. Si les schémas globaux de mise en place des systèmes de fonds de vallée sont aujourd'hui connus dans les grandes lignes, c'est grâce aux études géoarchéologiques qui se sont d'abord développées sur les basses terrasses (Fagnart, 1997) avant d'être menées directement dans les fonds de vallées (Coudret, 1992 ; Ducrocq, 2001). Cependant, parmi les hypothèses et questionnements formulés par V. Commont, E. Coquidé, Houllier, F. Bourdier (Commont, 1910 ; Coquidé, 1912a ; Houllier, 1932 ; Bourdier, 1969) ou plus récemment par les équipes de recherche de P. Antoine, P. Coudret, J.-P. Fagnart (Coudret *et al.*, 1995, a ; Fagnart *et al.*, 1995 ; Antoine *et al.*, 1997 ; Antoine *et al.*, 2012, a) plusieurs restent en suspens tels que les liens entre la mise en place de la tourbe et du tuf, les dynamiques d'érosions, les influences des activités humaines sur la turfigénèse et la fossilisation des tourbes.

1.2.3.1. Importance des tourbières dans la naissance de la préhistoire

Le creusement de fosses de tourbage puis de carrières dans les graviers sous-jacents ont permis de mettre à nu des matériaux, artefacts et couches pédosédimentaires jusqu'à lors enfouis. Les membres de la société d'émulation d'Abbeville et de la Société Géologique du Nord s'y sont intéressés dès la fin du XVIII^{e} siècle. Ainsi J. Traullé, prédécesseur des préhistoriens d'Abbeville (Antoine *et al.*, 2011), a été qualifié « d'explorateur des tourbières et sablières » et de « fouilleur acharné » par L. Aufrère (1936). Il identifie les premiers outils en silex façonnés par l'Homme et est l'initiateur de la géologie Quaternaire de la vallée (Aufrère, 1936). J. Traullé identifie des ossements de mammifères qu'il qualifie d'antédiluviens et des manchons décorés en bois de cerf qui attestent d'une présence locale et ancienne de l'Homme (Traullé, 1796). Cependant il émet l'idée que les objets lourds comme les haches aient pu s'enfoncer dans la tourbe en formation et pourraient donc fausser les estimations d'âge. Son travail sera ensuite repris en partie par C. Picard. Les fouilles menées par ce naturaliste lui permettent de tirer plusieurs conclusions sur les propriétés et les caractéristiques des tourbes. Il en conclut que les haches en silex et ossements de cerf trouvés à leur base sont contemporains de la formation des tourbes (Picard, 1834).

C. Picard distingue plusieurs types de tourbes, dont la « tourbe bocagère » contenant de nombreux restes ligneux (troncs d'arbres, noisettes…). Cette expression sera reprise par ses successeurs. Sous cette tourbe bocagère il trouve de nombreux restes d'ossements de mammifères disparus. Selon C. Picard, ces découvertes archéologiques dans la tourbe (silex taillés, haches, ossements d'ours, de cerfs, de castors…) prouveraient la cohabitation de mammifères disparus et d'hominidés, ainsi que la contemporanéité des haches polies et de gaines en bois cerf par rapport aux ossements fossiles. Il contredit la théorie de J. Traullé sur l'enfoncement des outils dans la tourbe en supposant que « si ce fossile est le résultat d'une décomposition lente et successive des racines et des diverses autres parties de plantes aquatiques, on sera facilement convaincu qu'il n'a jamais pu être d'une consistance assez liquide pour que les objets déposés à sa surface pussent s'y enfoncer. » (Picard, 1834).

C'est ensuite J. Boucher de Perthes qui continue les travaux entrepris dans la tourbe et les carrières à Abbeville et émet plus clairement que ses prédécesseurs l'idée de la « haute antiquité de l'Homme » (Boucher de Perthes, 1847). Ce concept n'étant pas encore reconnu par l'Académie des Sciences de Paris, son travail resta dans l'ombre. Pourtant il démontre l'association de restes osseux de mammifères disparus et d'outils en silex taillés par l'Homme. En 1863, la découverte d'une mandibule humaine sur le site dit du « Moulin Quignon » est venue appuyer ses propos. Ces différentes découvertes ont marqué la naissance de la Préhistoire, bien que ce reste osseux ait été rapidement controversé avant de se révéler contemporain. Comme le rappelle F. Bourdier (1969), J. Boucher de Perthes a fait « triompher pour la première fois la notion de très haute antiquité de l'Homme ». En effet, pendant la deuxième moitié du XIX^{e} siècle, J. Boucher de Perthes fait partie des auteurs qui réfléchissent à un nouveau récit

des origines de l'Homme en s'affranchissant des sources écrites (ancien testament biblique, récits mythologiques, etc..). Les arguments liés aux sciences naturelles (ici la géologie récente) et à l'archéologie sont introduits face aux arguments historiques alors couramment puisés dans les récits bibliques ou historiques.

Le cadre géologique a été étudié assez tôt et a révélé l'existence de terrasses alluviales fossiles (Prestwich, 1860 ; Buteux, 1864 ; Debray, 1873 ; Gosselet, 1880 ; Breuil, 1910-1919). Suite aux découvertes de J. Boucher de Perthes, J. Prestwich, un géologue anglais, visite et étudie la vallée de la Somme. S'il ne doute pas de la coexistence des mammifères disparus et des humains (idée admise outre-Manche), il se questionne sur la fiabilité des trouvailles de l'archéologue. Ces travaux valident les hypothèses émises quelques années plus tôt (Prestwich, 1860) et pour la première fois figurent les traits de la géologie des formations alluviales des terrasses d'Abbeville (Antoine *et al.*, 2011). Le système de terrasses fluviatiles fixe alors les bases du cadre géologique des tourbières (fig. 1.4) en les évoquant sans s'attarder dessus. Il produit une des premières coupes de la vallée montrant la position de la tourbe par rapport aux graviers du fond de vallée, des terrasses et leur couverture de lœss.

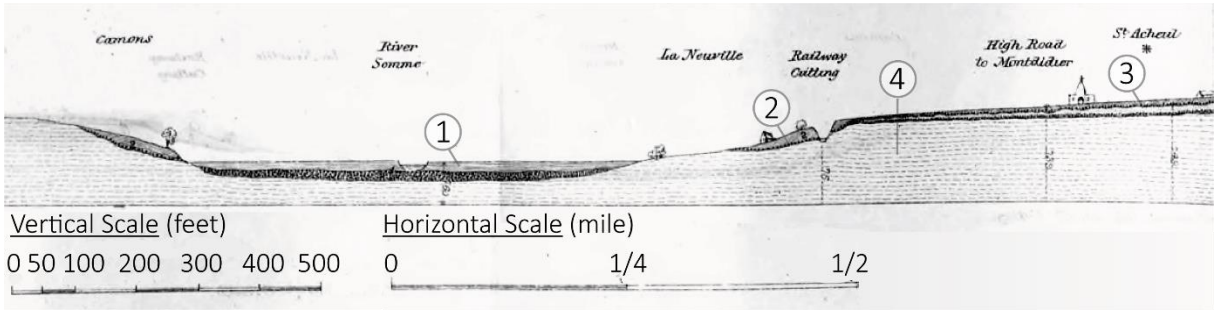


Figure 2.4 Extrait du transect de la vallée de la Somme à Amiens par J. Prestwich (1860). *1/ Limon, tourbe et graviers, 2/ Terre à briques et silex anguleux-graviers, 3/ Sables fossilifères et graviers avec des outils en silex à St Acheul, 4/ Craie.*

Toutefois il évoque un lien chronologique et structurel probable entre les formations de la vallée de la Somme et les tourbières d'Hoxne (Suffolk, Angleterre).

La majorité des travaux géologiques du début du XX^{e} siècle ont été entrepris par V. Commont. Il caractérise plus précisément la basse terrasse alluviale fossile, et observe des restes de formations similaires à l'actuel fond de vallée comme la présence de tuf calcaire. V. Commont va constituer un cadre géologique, géomorphologique et archéologique précis du Quaternaire, malgré quelques incohérences dans la relation aux cycles glaciaires déjà établis dans les Alpes par ses contemporains (Antoine *et al.*, 2011). V. Commont est le premier à synthétiser les connaissances relatives aux tourbes et se trouve à l'origine de la plupart des avancées et hypothèses sur ces formations du fond de la vallée en combinant les connaissances archéologiques à ses observations géologiques. Dans un schéma synthétique des dépôts de fonds de vallée (fig. 1.5), la craie est recouverte de graviers, puis de glaises (limons organiques), de tourbes associées au Néolithique ancien (actuel Mésolithique, Ducrocq, 2001).

Enfin à la surface se trouve une terre noire de marais (terre végétale à limon organique hydromorphe) associée à l'époque gallo-romaine. Le tuf de bas de versant est quant à lui associé aux périodes Néolithique de l'âge du bronze et du fer.

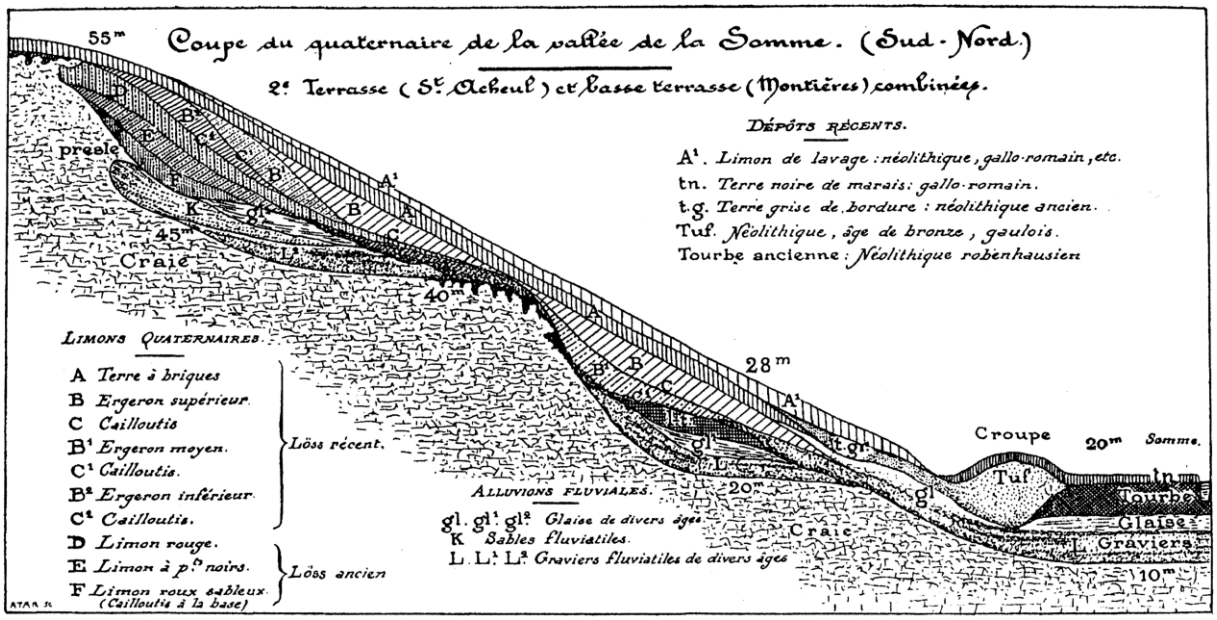


Figure 2.5 : Coupe transversale de la bordure de la vallée de la Somme à Montières par V. Commont (1912). *A/ Terre à briques, B/ Ergeron supérieur, B^1/ Ergeron moyen, B^2/ Ergeron inférieur, C, C^1, C^2/ Cailloutis, D/ Limon rouge, E/ Limon à points noirs, F/ Limons roux sableux (cailloutis à la base), A1/ Limon de lavage : néolithique, gallo-romain, etc., tn/ Terre noire de marais : gallo-romain, tg/ Terre grise de bordure : néolithique ancien, Tuf/ Néolithique, âge de bronze, gaulois, Tourbe ancienne/ Néolithique robenhausien.*

2.2.3.2. L'apport de V. Commont sur la connaissance des dépôts de fond de vallée

Conditions de formations

V. Commont s'est intéressé aux conditions paléoenvironnementales de formation des tourbes et tufs de la vallée de la Somme. Selon lui, le début du développement des tourbes est associé au climat sec et froid (toundra) de « l'âge du Renne » puis à une période qu'il qualifie de « plus tempérée et humide » que la fin du Tardiglaciaire (forêts boréales).

Il mentionne le rôle de l'albédo bas des sols tourbeux dans la formation des tufs : la couleur sombre de la tourbe capte la chaleur et amplifie l'évaporation. Ce phénomène favorise la précipitation sous forme de tuf des carbonates naturellement présents dans l'eau. Cette piste n'a jamais été reprise par la suite mais mérite largement d'être reconsidérée. En plus d'évoquer le développement parallèle des deux formations, V. Commont mentionne le « dernier surcreusement de la vallée » qui est à l'origine de la surélévation des tufs dans le paysage et qui est lié à des modifications climatiques et hydrologiques (Commont, 1910). Il attribue cette surélévation à la diminution des apports en eau (baisse du niveau de

la nappe d'eau due aux modifications climatiques) qui favorise le tassement et la « carbonisation de la matière végétale de surface » et entraine la mise en relief des croupes de tuf (4 mètres au-dessus du fond de vallée à Yzeux, (Commont, 1910). Déjà au début du XX^{e} siècle, la turfigénèse n'était plus active, sauf exception, comme en témoigne la couche de « terre noire des marais » recouvrant les formations de fond de vallée (fig. 2.5).

Âge des formations

Ses travaux de 1910 décrivent avec précision les liens entre tuf et tourbe et la stratigraphie en plusieurs points, dont la Chaussée-Tirancourt, Ailly-sur-Somme ou encore Belloy-sur-Somme. Les liens qu'il fait entre stratigraphie et archéologie lui permettent de dater la base des tourbes et les bas de versants en les rattachant à l'époque « rhobenhaussienne » du Néolithique (actuel Mésolithique) ; les parties hautes de la tourbe et du tuf à l'âge du Bronze ; les parties superficielles du tuf à l'âge du Fer (Commont, 1912 a). La fin de leur formation est alors datée antérieure à « l'époque gauloise » (âge du Fer). Toujours suivant V. Commont, la formation du tuf aurait débuté peu de temps après celle de la tourbe, les deux évoluant en simultané par la suite. V. Commont ne reprend pas l'hypothèse de J. Boucher de Perthes selon laquelle les tufs seraient d'anciens chenaux, mais plutôt le résultat de concrétions autour de sources jaillissant des bas de versants et de la nappe phréatique. Les dépôts limoneux profonds sont datés quant à eux de la fin de l'âge du Renne et de l'époque Magdalénienne. V. Commont fait référence aux découpages des périodes protohistoriques (2 500 à 900 BC) établies par Déchelette (1910) pour estimer l'âge des tufs, en fonction des éléments archéologiques émanant des formations et aux divisions de l'abbé H. Breuil (1910) pour les périodes de l'âge du Fer et du Bronze (Commont, 1910).

La chronologie établie par V. Commont s'appuie donc essentiellement sur les fouilles archéologiques et géologiques qu'il a pu réaliser, celles de ses prédécesseurs (J. Boucher de Perthes, C. Picard…) et de ses contemporains (J. Gosselet, H. Debray, C. Buteux, L. Aufrère…).

Un schéma stratigraphique général est alors observé par V. Commont : sur la craie Sénonienne repose une couche de graviers fluviatiles pouvant atteindre plusieurs mètres, surmontée d'un dépôt d'argile sableuse perméable qui est nommé « glaise » ou « glue » sur laquelle se forme la tourbe et le tuf. Il remarque que les dépôts de galets reposant sur la craie ont une pente plus forte que la surface. Cette observation lui permettra de faire un parallèle avec les différentes terrasses, elles même plus inclinées que la surface du fond de vallée.

V. Commont insiste sur la complexité avec laquelle les différents dépôts se succèdent et s'interstratifient (sols de marais tourbeux, les tufs, les sables coquillés, les limons…). Il réalise de nombreux sondages et utilise ceux réalisés par les ingénieurs des Ponts et Chaussées dont Houllier fait partie. Par exemple, à Belloy sur Somme, Houllier réalise une série de sondages qui suggèrent à V.

Commont que le tuf se serait formé directement sur la craie, la formation atteignant neuf mètres de profondeur et six mètres de large. V. Commont cite d'autres sondages effectués par Mercey et Pinsard à Tirancourt témoignant également d'un tuf granuleux et sableux reposant sur la craie qui atteindrait neuf mètres d'épaisseur (Commont, 1910).

Trois types de tourbes sont communément distingués dans la vallée : la tourbe « ordinaire », la tourbe « jaune » et la tourbe « grise ». La « tourbe ordinaire » qui au plus profond est une « tourbe noire » ou « bocagère » feuilletée et compacte contient des débris d'arbres. Par endroit, à la surface cette tourbe est « jaune », « en formation » du fait de la nature des débris de végétaux qui la compose (« carex, jonc, presles et mousses »), sa texture est plus spongieuse, très peu compacte, parfois elle est appelée « bousin » (ou « bouzin »). La « tourbe grise » ou « tourbe à cendre » est une tourbe carbonatée qui, d'après Commont, se rencontre principalement vers des confluences entre la Somme et ses affluents ou à proximité de « petits ravins », où des particules érodées (limons, lœss ou débris de craie) ont tendance à se déposer (Commont, 1910).

Localement la tourbe peut être surmontée de tuf calcaire sous différentes formes : interstratifié avec la tourbe, sous forme de tuf granulaire depuis le substrat crayeux, en « croupes demi cylindriques » pouvant former des « digues naturelles » (à Ailly sur Somme, Breilly, Pont-Remy, Erondelle, Tirancourt). Ou encore en nappe continues sur l'ensemble du fond de vallée sur plusieurs mètres d'épaisseur. Plusieurs localités avec des faciès où des formations de tourbes et tufs alternent sur de très fines épaisseurs sont d'ailleurs connues comme à Albert dans la vallée de l'Hallue (Debray, 1873), Daours à la confluence Hallue et Somme, Saleux dans la vallée de la Selle et dans la vallée de la Luce (Commont, 1910). Ces alternances sont plus typiques de la basse vallée de la Somme (entre Liercourt à Pont-Remy), où des cultures ont pu être installées dans le fond de vallée comme le remarque déjà V. Commont.

V. Commont note que les croupes de tuf sont souvent utilisées comme voies de communication entre les villages de part et d'autre de la vallée. À Tirancourt, le tuf est connu pour avoir été une ancienne voie romaine et est toujours emprunté comme chemin piéton, entre Liercourt et Pont Remy le tuf sert de chemin et de Fontaine sur Somme à Erondelle la voie ferrée est installée sur le tuf.

La nature du substrat pourrait expliquer l'absence de tuf à l'amont d'Amiens et dans certaines vallées adjacentes comme l'Avre : « la cause ayant empêché la formation du tuf […] se trouve également dans le régime des sources qui se trouvent, non plus dans la craie à Micraster, mais dans la craie à bélemnitelle, plus tendre, gardant moins l'eau ». V. Commont attribue ces deux types de formation du tuf à deux régimes d'alimentation en eau distincts : « soit par les épanchements latéraux, soit de bas en haut par émergence de la nappe inférieur » (Commont, 1910). Contrairement à l'hypothèse de J. Boucher de Perthes d'anciens chenaux comblés par les formations tufacées, V. Commont reconstitue une véritable stratigraphie datée mêlant ses observations et travaux géologiques aux recherches

archéologiques effectuées par ses prédécesseurs. Cette chronologie de mise en place des grands éléments du paysage donne un cadre temporel plus précis pour la mise en place du colmatage de fond de vallée.

V. Commont reconstitue une véritable stratigraphie avec calage chronoculturel en mêlant observations géologiques et archéologiques effectuées depuis plusieurs dizaines d'années sur la vallée. Il fixe le cadre temporel Holocène pour la mise en place du colmatage de fond de vallée.

2.2.4. L'APPORT DES INGÉNIEURS ET AGRONOMES

2.2.4.1. Formation et composition de la tourbe

V. Commont n'a pas été le seul à catégoriser la tourbe, plusieurs essais ont été réalisés par J.-M. Roland de La Platière et des agronomes comme H. Debray ou E. Coquidé. Chaque typologie se raccroche aux informations utiles pour les champs d'application et se complète. Pour une finalité économique, ils se sont intéressés plus particulièrement aux propriétés physiques et chimiques des tourbes afin de caractériser les qualités de combustion ou de fertilisation en fonction de leur teneur en éléments carbonatés (Roland de La Platière, 1783 ; de Ribaucourt, 1787 dans le cadre d'une étude générale ; Debray, 1873 ; Coquidé, 1912a ; Houllier, 1932 plus spécifiquement sur le bassin de la Somme).

J.-M. Roland de La Platière (1783), dans son traité intitulé « L'art du tourbier », recense les différentes méthodes d'extraction de la tourbe et les particularités des dépôts de la Somme. Il établit plusieurs catégories de tourbes. Il classe les tourbes en fonction de leur qualité de combustion, ainsi la tourbe extraite est la « tourbe des marais » contenant ni sable, ni argile, ni craie. Parmi les différents types de tourbe, il nomme les « tourbe terreuse » les sols de surface plus « compacts » et moins « aqueux » et les « tourbes coquillères » comportant de nombreux mollusques. Roland de La Platière observe que la tourbe est « fossile » et souvent recouverte de « terre ou de déblais ». La tourbe lui semble « compressée » par ce recouvrement et subit un « affaissement graduel ». Roland de La Platière se questionne sur la compressibilité et l'assèchement des tourbières ; il remarque que « privée de l'eau qui la soutient [la tourbe] s'affaisse ». Il émet alors l'hypothèse que sur des périodes « immenses » un volume de tourbe qui aurait comblé une vallée pourrait voir son épaisseur divisée par cinq. Les causes de cet affaissement seraient alors liées à « un poids énorme, une dissémination et un dessèchement parfait » (Roland de La Platière, 1783).

Les travaux de H. Debray, sur lesquels V. Commont s'est en partie appuyé, visaient à dater et décrire les tourbières du Nord de la France (Debray, 1873). Ces travaux ont été cités comme exemple dans les synthèses géologiques de J. Gosselet sur le Nord de la France. Une partie est centrée sur la vallée de l'Ancre à Aveluy et Albert. Il y décrit des épaisseurs de tourbe atteignant jusqu'à onze mètres d'épaisseur, et présente une stratigraphie complexe où une quarantaine de faciès de dépôts plus ou

moins sédimentaires se succèdent dans les enregistrements (Gosselet, 1903). Il s'agit des enchevêtrements de tourbes et tufs repris par V. Commont. H. Debray dresse un profil stratigraphique général où les différentes épaisseurs de tourbes sont classées en fonction de leur qualité de combustion : de première à quatrième qualité. Ce gradient est fonction de la teneur en carbonates de calcium et fait référence aux quantités de cendres laissées une fois la matière organique brûlée.

Au cours du XIX^{e} et le début du XX^{e}, des tentatives d'explications et des hypothèses farfelues émergent. La tourbe est convoitée en tant que combustible et plusieurs agronomes tentent des explications plus ou moins fondées.

Dans l'intérêt d'exploiter la tourbe de la vallée de la Somme, le Général A. Dejean va chercher à comprendre la genèse de la tourbe. Il émet alors deux hypothèses audacieuses : celle d'une croissance en profondeur, c'est-à-dire sous le « bouzin ». Il interprète le bousin (la partie sommitale des tourbes) comme étant la formation la plus ancienne. Cependant les formations de « terres végétales » de surface se seraient constituées par l'altération du bousin et auraient engendré l'émergence de pâturages plus secs et « carrossables ». Il s'agit de la première hypothèse relative à l'altération des tourbes de surface recensée dans la littérature locale : « Lorsque cette masse, a acquis une certaine consistance, la partie des végétaux supérieure à la surface des eaux, se trouvant exposée aux effets de l'air, se décompose avec le temps, en terre végétale, et finit par former, au-dessus du lit de bouzin, une légère couche de terre » (Dejean, 1803).

Quelques décennies plus tard, parallèlement au travaux détaillés menés par V. Commont, E. Coquidé, ingénieur agronome, mène des études centrées sur les dépôts du fond de la vallée de la Somme (Coquidé, 1912a,b), en lien avec la théorie eustatique de L. Lamothe (1901). Il se concentre sur les caractéristiques des dépôts de fond de vallée à différents points du bassin versant sans se préoccuper de la stratigraphie et de l'archéologie. Les apports de E. Coquidé se font essentiellement grâce à sa connaissance du terrain : un grand nombre d'observations à travers les vallées de la Somme et de ses affluents mêlés à une approche plus technique basée sur l'extraction de matériaux. En ce qui concerne la typologie des tourbes, E. Coquidé reprend et adapte la définition du traité de géologie de A. de Lapparent (1885) et de l'étude hydrologique du bassin de la Seine de E. Belgrand (1872) : la tourbe en formation est dite mousseuse ou jaune, la tourbe en place est dite feuilletée et brune ou noire. Cependant A. de Lapparent a mis en place cette classification pour les tourbes acides du Jura dont la composition végétale est différente. E. Coquidé observe que les tourbes jaunes et grises se situent essentiellement en surface, au-dessus des tourbes noires exploitables et conclue qu'elles sont le signe d'un régime de transition avant l'arrêt de la formation de la tourbe. Il différencie aussi la « vieille tourbe » de la « nouvelle tourbe », dont les différences tiennent à l'activité du processus de tourbification et l'enfouissement des dépôts, c'est-à-dire qu'il différencie tourbe fossile et tourbe en formation (Coquidé, 1912b).

Les recherches agronomiques liées aux activités d'extractions forment une certaine base de connaissances sur le milieu naturel mais ont aussi leurs limites. Les observations ne sont pas toujours très précises, bien que nombreuses, et les interprétations sur les processus de formations sont parfois rapides étant donné qu'il ne s'agit pas du cœur de ces écrits. Cependant des aspects non négligeables sont à noter comme la dégradation des dépôts de surface sous l'action de l'air (Dejean, 1803), ou encore la notion de tassement des tourbes liées à des baisses de niveau d'eau (Roland de La Platière, 1783). Les premières inquiétudes quant à la régénération de la tourbe sont émises par C. de Marsilly, ingénieur des Mines. Il rapporte au Conseil Général de la Somme en 1856 ses observations sur « l'étendue impressionnante des tourbes dans la vallée de la Somme et ses affluents ». Il s'inquiétait déjà de l'épuisement de la ressource due à l'intensité de l'extraction par rapport à la vitesse de reformation de la tourbe et de l'assèchement engendré par la création de canaux (Délibération du Conseil Général de la Somme, 31 août 1856, concernant les tourbières communales ; Section Patrimoine du CIS, 2004).

2.2.4.2. Les tufs calcaires

Les liens entre la mise en place de la tourbe et du tuf questionnent sur les conditions de formation, mais aussi sur la temporalité et les contextes de mises en place de chacun de ces dépôts. L'origine de ce relief puis les interfaces tourbe/tuf souterraines questionnent plusieurs chercheurs qui ont abordé le sujet sous plusieurs angles depuis la fin du XIX^{e} siècle. À cette période, deux hypothèses principales concernent la formation de ces bioconstructions.

Dans un premier temps c'est la partie émergée du tuf qui interroge J. Boucher de Perthes. Il soutient l'hypothèse selon laquelle les « croupes de tuf » qui dominent le relief de la vallée de plusieurs mètres seraient le comblement d'ancien chenaux alimentés de l'eau jaillissant des bas de versant crayeux. Il justifie son résonnement par la thèse suivante : les tufs ne se forment « jamais au-dessus du niveau de l'eau » (Boucher de Perte, 1847).

Les parties latérales souterraines, enfouies dans la tourbe donnent lieu à une deuxième hypothèse. V. Commont schématise l'agencement des interfaces et de l'interstratification des dépôts tourbeux et tufacés suite à ses observations. Il démontre que les croupes de tufs de la Chaussée Tirancourt et Yzeux dépassent du fond de vallée de 4 mètres et reposent sur la craie, 9 mètres sous la surface du dôme (Commont, 1910). Il émet alors l'hypothèse d'une une croissance en forme de « champignon » depuis des résurgences souterraines du substrat crayeux du fond de vallée qui fonctionneraient sur le principe d'un jaillissement d'eau sous pression transperçant la couche imperméable des limons et argiles recouvrant les graviers (Commont, 1910).

Ces questions sur le lien entre tourbe et tuf sont toujours d'actualité, aucune réponse précise n'ayant encore été apportée jusqu'à présent, de nouvelles recherches sont fondamentales.

2.2.4.3. Hétérogénéité des dépôts holocènes de fond de vallée

Les multiples observations recensées dans les parties précédentes permettent d'avoir une vision de la multiplicité des faciès qui composent ces dépôts fluviogènes, mais aussi de la pluralité des approches. Dans la moyenne et la basse vallée de la Somme comme dans les principaux affluents, les observations sont parfois très hétérogènes.

Les épaisseurs de tourbe enregistrées ne sont pas homogènes sur l'ensemble de la vallée. Si à certains endroits seulement quelques dizaines de centimètres sont présents, ailleurs il peut s'agir de plusieurs mètres. De plus, ces dépôts sont parfois entrecoupés de sédiments calcaires comme H. Debray le remarque à Albert (fig. 2.6) et Aveluy (Debray, 1873). V. Commont fait référence aux observations effectuées à Erondel et Liercourt pour illustrer ces alternances de tourbes et de tufs (Commont, 1910).

Sur la répartition des dépôts de tourbe E. Coquidé note le caractère discontinu de ce qu'il qualifie de « sédiment ». Ces dépôts d'alluvions riches en matière organique sont discontinus et leur composition peut varier spatialement « la tourbe s'est formée dans des cuvettes plus ou moins isolées [...] de nos jours encore la tourbe se produit soit dans des étangs peu profonds, soit sur des surfaces gorgés d'eau [...] mais séparées par des terres moins humides couvertes d'herbe » (Coquidé, 1912b). Cette idée de l'existence de poches de tourbe est également soutenue par V. Commont et H. Debray, c'est-à-dire l'existence d'une hétérogénéité latérale et longitudinale dans la répartition des dépôts.

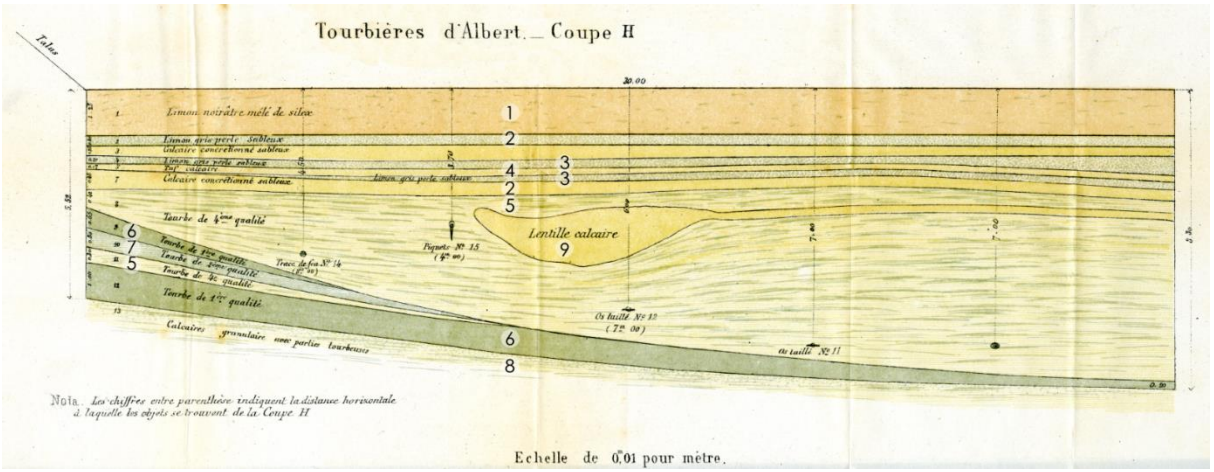


Figure 2.6 Coupe de la tourbière d'Albert par H. Debray (1873). *1/ Limons noirâtres mêlés de silex. 2/ Limon gris perle sableux. 3/ Calcaire concrétionné sableux. 4/ Tuf calcaire. 5/ Tourbe de 4e qualité. 6/ Tourbe de 1e qualité. 7/ Tourbe de 2ème qualité. 8/ Calcaire granulaire avec parties tourbeuses. 9/ Lentille calcaire.*

Ces différences se constatent également dans d'autres types de dépôts, comme les tufs, cités précédemment, qui sont très présents à l'aval d'Amiens où ces « bombements semi-cylindriques » forment des reliefs surélevés de quelques mètres facilement reconnaissables (La Chaussée-Tirancourt, Picquigny, Yzeux…), ou encore des « nappes continues » dont « toute la vallée est recouverte » la rendant ainsi bien moins marécageuse (Liercourt, Pont-Remy…) (Commont, 1910).

2.2.4.4. Des ressources convoitées

L'hétérogénéité des dépôts explique que toute la vallée n'ait pas été exploitée de façon homogène. Ainsi dans le paysage actuel les étangs se concentrent sur les espaces propices à la création de grandes fosses de tourbage (moyenne vallée, aval de la haute vallée de la Somme et principaux affluents) où la teneur en carbonates et limons des tourbes est assez faible. Des zones riches en tufs comme La Chaussée-Tirancourt, Yzeux ou Bourdon (à une quinzaine de kilomètres à l'aval d'Amiens) sont assez peu entaillées par rapport à Longpré-les-Corps-Saints ou Long (environ douze kilomètres à l'amont d'Abbeville). Ces zones humides au sol gorgé d'eau sont peu propices à la culture. La basse vallée de la Somme à partir de Pont-Remy et Erondelle (amont d'Abbeville) ainsi que l'aval d'Abbeville sont composés davantage de champs cultivés et de prés. La pente légèrement plus forte, les nappes de tufs et/ou les bancs de sables marins sont moins favorables à l'accumulation de l'eau (Bourdier, 1969).

En plus de l'extraction de la tourbe comme combustible ou fertilisant, le tuf a également été exploité. Aux abords d'Étouvie (quartier de l'ouest amiénois), au V^{e} siècle, les gallo-romains ont créé une fosse à l'aval d'un barrage (daté entre 414 et 450 a cal. BCE, Archéolabs ARC 95/R1854D/2) et utilisé le matériau pour des constructions (Deschodt, 2005). Ces structures situées à l'emplacement d'un ancien chenal sur la très basse terrasse ont été comblées par des alluvions sableuses.

Les sables et graves présents sous les dépôts tourbeux et limoneux représentent également un intérêt pour les constructeurs. Au milieu du XX^{e} siècle deux rapports du BRGM ont dressé le bilan d'exploitation des tourbes et évalué le potentiel d'exploitation des nappes de graviers sous-jacents. Le premier rapport sur les tourbes de France (Dubois, 1949) vise à trouver de nouveaux espaces où la tourbe serait encore exploitable comme combustible. Un chapitre entier est réservé au bassin de la Somme, les principaux marais y sont recensés décrits avec les profondeurs de dépôts observées. Une partie plus générale a également son intérêt pour la description des pollens (*cf*. partie 4.2) et des découvertes paléontologiques qui sont parfois originaires de ces sols. Préalablement, G. Dubois avait déjà rédigé des notes spécifiques sur l'identification des pollens qu'il avait réalisées dans la vallée de la Somme (Dubois & Dubois, 1935).

Le second est un rapport centré le bassin de la Somme, portant sur l'identification et la quantification des ressources en graviers et sables alluvionnaires destinés à la construction (granulats pour le béton) (Caous & Resende, 1975). C'est un document fondamental pour la description de la répartition et l'épaisseur des séquences tourbeuses (alternances ou transitions de tourbes et sédiments organiques) à travers différentes méthodes (pénétrogrammes, sondages avec diagraphie, carottés, au piège à graves, à la tarière). Il informe de façon assez précise sur la présence de tourbe, sa composition principale et les épaisseurs rencontrées entre Saint-Quentin, Abbeville, et dans les principaux affluents de la Somme (Selle et l'Avre). Les indications de composition sont assez générales mais informent tout de même sur la présence ou non de sédiments minéraux dans la composition des dépôts tourbeux sans

prendre en compte les micro-variations de faciès (apports d'alluvions et de colluvions d'origine terrigène ou de tufs calcaires). Les trois catégories de dépôts tourbeux distinguées sont : « tourbe » pour désigner une majorité de tourbes franches, « tourbe limon » et « argile » pour des tourbes montrant des faciès plus minéraux (alluvions ou colluvions) et plus plastiques (limons organiques et vaseux, gyttja…). J.-Y.Caous et S. Resende proposent un aperçu intéressant des disparités existantes entre l'amont et l'aval du fleuve mais aussi entre des points de sondages plus proches qui témoigne de dynamiques d'accumulation différentes (Caous & Resende, 1975).

Pour conclure, les travaux des précurseurs archéologues et géologues (Traullé, 1796 ; Picard, 1834 ; Boucher de Perthes, 1847) ont permis aux générations d'archéologues et de géologues qui leur ont succédé d'établir les bases de la stratigraphie des principales formations de fond de vallée et d'y positionner les nombreuses découvertes archéologiques. Prestwitch et Commont ont construit les bases du cadre de référence pour la géologie régionale (Prestwich, 1860 ; Commont, 1910, 1912 & 1913). L'essentiel des autres documents mentionnés à visée appliquée (extraction de tourbe et de graviers) permettent d'entrevoir l'hétérogénéité spatiale de ces formations ainsi que la diversité de leur faciès (de Ribaucourt, 1787 ; Debray, 1873 ; Coquidé, 1912a,b ; Houllier, 1932).

2.2.5. DÉVELOPPEMENT DES RECHERCHES GÉOARCHÉOLOGIQUES (XXe s.)

2.2.5.1. Travaux de synthèses régionales

Dans la deuxième moitié du XX^{e} siècle, à la suite des travaux importants menés séparément par de nombreux archéologues et géologues, de plus en plus d'études mêlent les deux approches qui se complètent (Agache *et al.*, 1963 ; Bourdier, 1969). Avec la mise au point de la méthode de datation par le radiocarbone 14 (Libby, 1955) les premières dates absolues sont obtenues à la fin des années 1940 et deviennent de plus en plus courantes à partir des années 1970 en géoarchéologie dans la région de la Somme (Munaut & Gilot, 1977 ; Beun & Broquet, 1980 ; Ters *et al.*, 1980 ; Zeist & Spoel-Walvius, 1980).

Dans la basse vallée de la Somme, les premières datations ^{14}C ont permis de dater les oscillations du niveau marin grâce l'interstratification niveaux de dépôts tourbeux avec des lits de sable marin (Ters *et al.*, 1980). Une première synthèse sur le Quaternaire de la basse Somme est rédigée par R. Agache, F. Bourdier et R. Petit (1963). Les auteurs y mettent en lien leurs observations pour reconstruire les étapes de creusement des terrasses et s'attardent sur le fond de vallée qui selon eux, n'a pas encore été assez étudié. Ils perçoivent notamment l'intérêt de son étude pour la compréhension des modifications « climato-sédimentaires » récentes de par la capacité des tourbes à préserver les marqueurs paléoenvironnementaux. Ils insistent également sur les connexions probables entre la formation de la

tourbe du Préboréal à l'Atlantique (11700 à 5300 a BP), les mouvements eustatiques et l'impact de l'anthropisation du milieu (Agache *et al.*, 1963).

Quelques années plus tard, F. Bourdier dans son ouvrage publié dans le bulletin d'information des géologues du bassin parisien compare les fonctionnements des bassins versants de la Seine et de la Somme (Bourdier, 1969). Il s'appuie largement sur les travaux de V. Commont qu'il complète et enrichi par ses nombreuses observations de terrain (et assisté par M. Orliac, technicien archéologue) en prenant en compte l'avancée des sciences, comme sa découverte des cycles climato-sédimentaires. F. Bourdier est également reconnu pour ses schémas illustrant ses hypothèses qui mêlent stratigraphie, cycles climatiques et occupations humaines des terrasses et fonds de vallées (fig. 2.7).

Ainsi les graviers reposant sur la craie sont associés au Dernier glaciaire (Würm récent) et les dépôts attribués au Würm ancien (Pléniglaciaire) sur une terrasse enfouie. Les formations suivantes sont associées aux améliorations climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène, ainsi qu'aux activités de défrichage des Néolithiques. Le développement conséquent des tourbières serait selon F. Bourdier lié à cette forte érosion des lœss qui aurait provoqué un envasement de l'estuaire de la baie de Somme et donc un exhaussement du niveau du fleuve favorable à une turfigénèse avant la régression marine de la Portelette (Bourdier, 1969 ; Ters, 1977 ; Antoine *et al.*, 1998). F. Bourdier met en avant le rôle important joué par les variations climatiques dans la mise en place et l'évolution des paléoenvironnements (variations des niveaux eustatiques, régimes hydrauliques, cycles climato-sédimentaires, adaptation des civilisations…). La formation des tourbières est associée aux périodes du Boréal et de l'Atlantique (- 7500 à - 5500 et - 5500 à - 3000 a BCE) mais les origines de ce comblement ne sont pas encore identifiées. Il est toutefois associé à une amélioration climatique qui se traduit par le développement de forêts de conifères (pin des montagnes) et de bouleaux, puis progressivement de pin sylvestre et de feuillus tels que le chêne. F. Bourdier note que l'avancée des recherches est encore insuffisante, entre autres en palynologie pour donner davantage de précisions sur les conditions climatiques, environnementales et les conséquences des activités humaines : « l'étude du Post-Würm, en nous permettant de mieux apprécier les transformations, parfois dangereuses, que l'homme fait subir aux équilibres naturels, a un intérêt pratique autant que théorique ; il faut souhaiter que les géologues et les géographes du Bassin de Paris s'y intéressent davantage » (Bourdier, 1969). Il se fie surtout aux découvertes archéologiques pour dater les périodes postglaciaires et note le rôle important des aménagements humains dans les modifications du paysage qui se traduisent dans les faciès de sol.

F. Bourdier interprète les formations de surface les plus récentes de la vallée (« terres noires de marais » pour Commont, 1910) comme étant d'origine « anthropogènes » et associées à la fin de la formation des tourbes et aux problématiques d'érosion des sols avec l'installation progressive du pastoralisme puis de l'agriculture au Néolithique. Ces dépôts plus riches en matière minérale seraient le résultat de l'atterrissement de lœss ruisselés, érodés sur les versants et des plateaux cultivés dominant les vallées. La notion « d'anthropogène » proposée par F. Bourdier englobe une période nettement plus longue que

celle évoquée par Commont au début du XX[e] siècle parlait déjà de « d'érosion anthropogène » qu'il associait par contre à la période romaine plus récente. Il est intéressant de souligner que les nombreuses recherches visant à définir la notion d'Anthropocène buttent aussi sur la définition d'un point de bascule au cours de l'Holocène récent (Crutzen, 2006 ; Lewis & Maslin, 2015 ; Syvitski *et al.*, 2020).

L'interface tourbe tuf est davantage questionnée que dans les écrits de V. Commont. À ce sujet, F. Bourdier émet plusieurs hypothèses toujours d'actualité. Il interprète la formation des « croupes » de tuf différemment, non pas comme le résultat de la précipitation de $CaCO_3$ en lien avec des sources jaillissantes depuis le fond de la vallée que mentionnait V. Commont, mais comme le résultat d'un concrétionnement formant une sorte de « champignon » dont la géométrie résulte d'une formation contemporaine de la tourbe (interstratification des deux faciès en bordure de croupe). Cependant, cette hypothèse ne semble pas prendre en compte l'aspect longitudinal des « croupes » qui souvent « serpentent » dans la vallée et semblent correspondre à des colmatages de chenaux visibles sur plusieurs centaines de mètres comme à la Chaussée-Tirancourt. Pourtant cette différence d'altitude de quelques mètres entre l'altitude du sommet des tufs et le niveau de la nappe alluviale (5 mètres à La Chaussée Tirancourt) le questionne puisqu'il évoque les tassements de tourbes similaires observés en Belgique ; la différence de composition et de résistance au tassement des matériaux expliquerait la capacité des tourbes à se tasser en se dégradant et sous l'effet de l'accumulation de nouveaux débris et sédiments à sa surface (Bourdier, 1969).

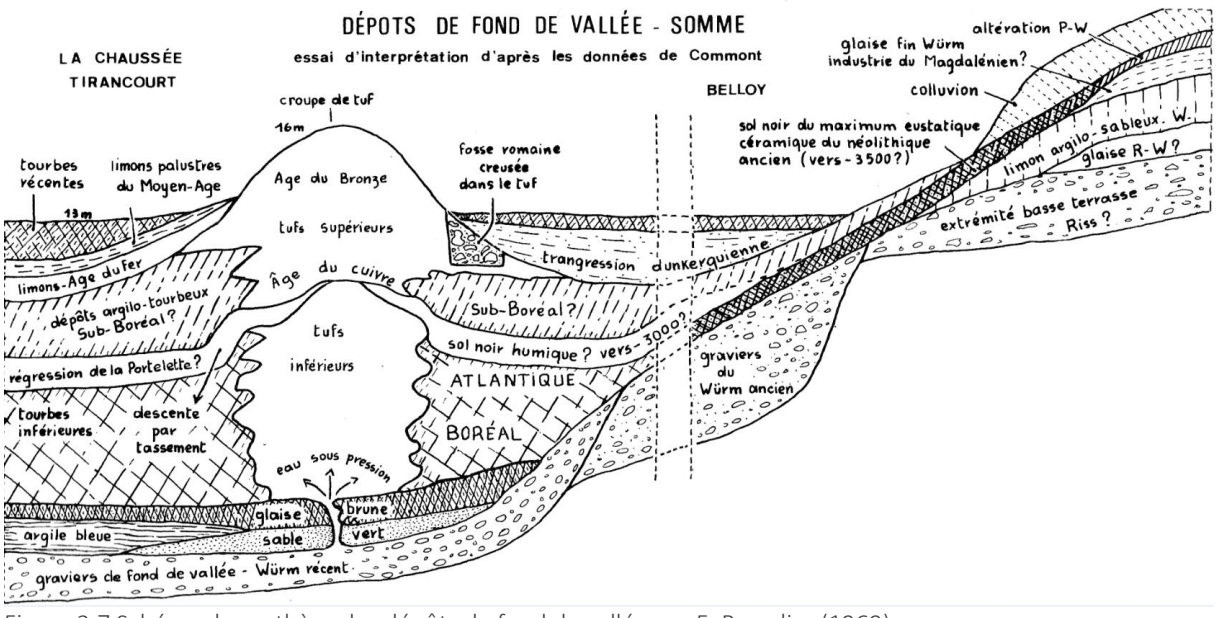


Figure 2.7 Schéma de synthèse des dépôts de fond de vallée par F. Bourdier (1969).

Les travaux de F. Bourdier ont permis de synthétiser par des schémas extrêmement didactiques le cadre géologique et archéologique des fonds de vallées pourtant complexe sans pour autant apporter de nouvelles dates ^{14}C (fig. 2.7). Ces productions sont toujours des références.

2.2.5.2. Développement de la palynologie en réponse aux problématiques archéologiques

L'étude des pollens préservés dans les tourbes est utilisée dans la reconstruction du contexte paléoenvironnemental des sites archéologiques à partir du milieu du XX^{e} siècle. Les premiers diagrammes polliniques apparaissent quant à eux dès le début du XX^{e} siècle. Dès les années 1910, Von Post en Scandinavie étudie les pollens conservés dans les tourbes (Fries, 1967). En France, c'est G. Dubois qui introduit cette discipline en reprenant les diagrammes polliniques réalisés en Scandinavie, en Allemagne et en Angleterre comme référence. Les premiers essais d'analyse palynologique des tourbes du bassin de la Somme sont réalisés à titre d'expérience par G. et C. Dubois (Dubois & Dubois, 1935) à La Chaussée-Tirancourt, Picquigny et Longpré les Corps-Saints. Dans les tourbes de Picquigny et La Chaussée-Tirancourt, le dépôt qualifié « d'impure » (tourbes limoneuses, limons tourbeux, gyttja) n'a pu fournir de pollens, alors que dans les tourbes de Longpré, quelques grains ont permis d'identifier principalement des espèces d'arbres (noisetier, pins) en quantité restreinte et assez peu diversifié pour pourvoir effectuer un diagramme pollinique permettant de reconstruire l'histoire climatique complète de l'Holocène.

À l'occasion de fouilles organisées par l'équipe Suédoise de l'Université de Lund dirigée par Althin sur les traces de V. Commont en 1952, T. Nilson réalise une étude palynologique de la vallée. Cette étude donne lieu à la première interprétation des oscillations climatiques postglaciaires de la vallée de la Somme dans l'objectif de dater les stratigraphies établies à Long par V. Commont et les occupations humaines antérieures (Nilson, 1960). Il constate, comme C. et G. Dubois, la mauvaise conservation des pollens dans les strates riches en débris et sédiments calcaires. T. Nilson classe les pollens selon la classification mise en place en Angleterre, différente de ses référentiels Scandinaves du fait des écarts de latitude. Entre le Dryas et le Subatlantique il retrace l'évolution de la végétation enregistrée dans les dépôts de tourbe en pointant certains hiatus dans les séquences liées à des surreprésentations de certaines espèces, des apparitions trop brusques, des sols érodés, ou encore des pollens ayant subi de grands transports aériens. La majorité des dépôts de fonds de vallée sont rattachés à la période « post-glaciaire » et la formation de la base de la tourbe est estimée à l'Âge de Bronze d'après les cortèges polliniques. Les sédiments argileux de base sont pauvres en pollens et dépourvu d'indicateurs de plantes thermophiles et donc associés au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. Nilson conclue par l'importance du rôle joué par les fluctuations climatiques et eustatiques dans l'explication de la stratigraphie observée. À Long, les parties basses organogènes sont associées au Préboréal et sont caractérisés par la présence de pin et de noisetier. L'aulne et le bouleau apparaissent au début du Boréal où le noisetier continue à dominer avec le pin, le chêne et le tilleul commencent à apparaitre. Dans la seconde partie du Boréal les feuillus prennent de plus en plus d'importance au profit des pins et noisetiers grâce à la légère amélioration climatique. Au cours de l'Atlantique le pin décroit fortement,

le tilleul et le noisetier laissent place au chêne, à l'orme et au frêne. Au Subboréal, la chênaie mixte domine et l'érable fait son apparition. C'est seulement au Subatlantique que le hêtre apparait de façon éparse, il ne semble pas être présent dans tous les enregistrements palynologiques. À cette période le défrichage et l'intensification des cultures se traduisent par une hausse des pollens de basse végétation et d'espèces cultivées. Dans les analyses menées à Belloy-sur-Somme, Nilson note l'importance des dépôts tufeux dont il attribue le début de la formation au Boréal, cependant les pollens collectés dans ces bioconstructions sont fragmentaires, peu d'indications sont fournies sur les conditions climatiques caractérisant leur formation (Nilson, 1960). L'étude palynologique de T. Nilson est réalisée peu de temps avant qu'une première équipe de chercheurs en archéologie et paléoenvironnements se forme à l'Université de Lille (Tuffreau *et al.*, 1982).

À une échelle plus large qui est celle du Bassin Parisien, le travail de Van Zeist et Van der Spoel Walvius est une référence pour les chronozones du Nord de la France (Zeist & Spoel-Walvius, 1980). Les pollens d'une carotte sédimentaire de Fréchencourt (vallée de l'Hallue) avec des alternances de tourbes, de limons tourbeux et de tourbes carbonatées sont analysés. La partie supérieure de la tourbe est rattachée aux zones 8 et 9 datées au ^{14}C du « *Middle Postglacial* (*c.* 4900 - *c.* 1300 av. J.-C.) ». Les périodes de l'Atlantique et du Subboréal sont caractérisées par une forêt mixte de chêne au début des activités agricoles du Néolithiques où les cortèges polliniques indiquent un changement de végétation typique de l'agriculture par une densification des pollens de plantes indicatrices comme le plantin lancéolé (Zeist & Spoel-Walvius, 1980).

En 1991, paraissent les travaux de A.-F. Emontspohl et D. Vermeersch sur l'étude palynologique de Famechon dans la vallée des Evoissons (affluent de la Selle). Pour la première fois des séquences polliniques du Dryas II sont mises en évidence en Picardie. La séquence est comprise entre la fin du Weichselien et le Subatlantique et comporte un hiatus pour les périodes de l'Atlantiques et du Subboréal (Emontspohl & Vermeersch, 1991).

A.-F. Emontspohl étudie également une séquence fluviatile de la Haute vallée de la Somme, à Proyart, sur le tracé du TGV Nord qui révèle une dynamique érosive « post-glaciaire » qui la différencie de la moyenne et la basse vallée de la Somme. Les parties avals au site ont tendance à accumuler les sédiments à cette période-ci. La stratigraphie révèle un ralentissement progressif des débits jusqu'à la formation de marais et de tufs meubles (Emontspohl, 1994). Cette étude retrace l'évolution de la végétation Holocène depuis 6900 BP, une fois que la dynamique fluviatile est devenue plus calme. Les travaux mettent en évidence une part conséquente de pollens de céréales depuis 1660 ± 80 BP (Lv 1916) indiquant des activités agricoles déjà importantes (Emontspohl, 1994).

Les palynozones définies dans un contexte régional fournissent des bases conséquentes sur les environnements des occupations humaines passées du bassin de la Somme, elles sont utilisées comme base pour les recherches des années 1990 et sont complétées (Defgnée & Munaut, 1999).

2.2.6. INTENSIFICATION DES RECHERCHES, PLURIDISCIPLINARITÉ ET CONSTRUCTION DU SCHÉMA GLOBAL D'ÉVOLUTION MORPHOSTRATIGRAPHIQUE ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUE (1990-2000)

2.2.6.1. Vers un cadre morphologique et climatique tardiglaciaire et holocène

L'approche géoarchéologique développée au cours du XX^{e} siècle apporte de nombreux éléments de compréhension quant à la mise en place des dépôts tourbeux de fond de vallée. La fin du XX^{e} et le début du XXI^{e} siècle sont caractérisés par d'importantes avancées des connaissances sur l'évolution quaternaire du bassin versant de la Somme. Ces avancées concernent les champs de la géologie, des paléoenvironnements et de la Préhistoire à travers la découverte de sites majeurs et l'étude de marqueurs environnementaux associés.

Les travaux de P. Antoine prouvent l'existence d'une succession de dix terrasses fluviatiles fossiles quaternaires correspondant aux cycles climato-sédimentaires (Antoine, 1993) et permettent de fixer de façon plus certaine la chronologie des occupations Paléolithiques et Néolithiques connues. Cependant sur ces terrasses fossiles aucune trace de dépôt tourbeux attribuable à des interglaciaires pléistocènes n'a pu être identifiée. Excepté un fin dépôt de quelques millimètres sous les tufs éémiens de Caours (confluence Somme et Scardon) daté à environ 123 ka BP par la méthode U/Th (Antoine *et al.*, 2006). Il n'y a pas de référence locale relative à la présence de système tourbeux semblable lors des Interglaciaires précédents. Une hypothèse quant à ce constat pourrait être qu'au Tardiglaciaire et à l'Holocène la nappe phréatique ait été plus haute qu'aux Interglaciaires précédents ce qui n'aurait pas favorisé la mise en place de zones humides auparavant.

En ce qui concerne le contexte de recherche, avec l'aménagement de plusieurs voies de circulation majeure à proximité d'Amiens (A29, rocades), l'archéologie préventive occupe une place importante dans la mise en place de la dynamique de recherche dans le fond de vallée (Fagnart *et al.*, 1995, a ; Coudret *et al.*, 1995, b ; Antoine & Ducrocq, 1997). De plus, la fin du XX^{e} siècle est aussi marquée par le creusement de nombreux étangs de loisirs dans les vallées ; de nombreux sites mésolithiques sont ainsi découverts (Ducrocq, 2001). Les sites archéologiques majeurs ayant permis l'acquisition de connaissances sur la stratigraphie des dépôts tourbeux sont : Conty (Antoine *et al.*, 2012), Saleux (Coudret *et al.*, 1995, a) Amiens-Renancourt (Antoine & Ducrocq, 1997) pour la vallée de la Selle et à l'aval d'Amiens à Etouvie (fig. 1.8), Tirancourt et à la confluence avec le val d'Acon (Antoine *et al.*, 1998 ; Antoine *et al.*, 2012) dans la vallée de la Somme.

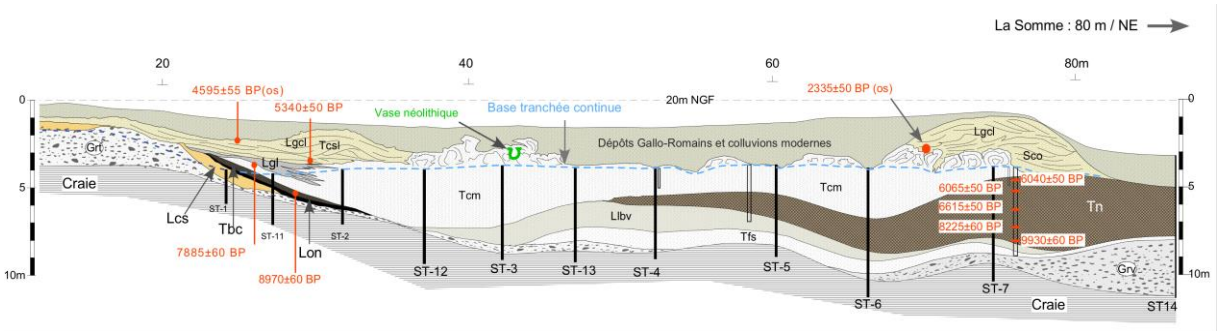


Figure 1.8 Etouvie Autoroute A16-1993 : transect partiel de la Vallée de la Somme en rive gauche (90 m) (modifié d'après Antoine, 1994). *Formations anté-holocènes : Grt : Graviers calcaires à matrice limono-sableuse de la bordure externe de la nappe d'Etouvie (très basse terrasse de la Somme, + 5/6 m d'altitude relative, Saalien final) ; Grv : Graviers calcaires à matrice de sable calcaire (nappe de fond, Weichselien) ; Lcs : Lœss calcaire sableux (Weichselien). Formations holocènes : Lon : Limon argilo-organique plastique, gris-noir, à fragments de mollusques montrant un passage latéral en directions du versant vers un faciès limono-caillouteux brun-noir organique avec granules de craie, fragments de bois et silex épars ; Tbc : Tourbe brune compacte avec fragments de bois et noisettes; Tfs : Sable calcaire fin travertineux avec niveau caillouteux à petits oncolithes à la base ; Llbv : Limon organique finement lité brun-verdâtre avec nombreux débris végétaux, bois flottés et mollusques fluviatiles ; Tn : Ensemble principal de tourbes noires peu compactes à nombreux débris végétaux et passées plus limoneuses en ST6 et ST7 ; Tcm : Ensemble de tufs calcaires à structure granulaire, plus ou moins massifs et montrant localement une structure en "boules" de taille métrique (biohermes). Dans la partie supérieure de cette unité, les espaces séparant les massifs sont remplis par des sables calcaires à oncolithes. Une de ces « boules de travertin » d'environ 50 cm de diamètre a livré un vase (Néolithique) totalement encroûté (cote + 22m) ; Lgl : Limon organique brun-noir finement lité avec nombreux débris végétaux et gros fragments de bois conservés ; Slco : Sables et limons calcaires à oncolithes à structure litée et nombreux chenaux métriques discordants, vers le haut ce niveau passe à des limons calcaires lités gris clairs à passées sableuses calcaires surmontés d'une fine couche de tourbe noire compacte à structure prismatique de dessiccation (< 0,15m : non figurée).*

L'approche pluridisciplinaire (anthracologie, archéozoologie, malacologie, micromorphologie, paléobotanique, palynologie…) permet alors de décrire en détail les archéo-environnements, tisser des liens avec les occupations humaines à l'échelle du bassin versant et de retracer l'évolution et le développement morphologique des dépôts (fig. 1.9). La multiplication des datations au ^{14}C permet de préciser les périodes climatiques régionales, comme des chronozones, en fonction des réponses enregistrées aux variations climatiques et par conséquent aux changements de régimes hydrauliques par les pollens, mollusques, sédiments... Ces différents travaux et investigations pluridisciplinaires permettent l'élaboration d'un schéma d'évolution multi-indicateurs de la vallée depuis le Tardiglaciaire jusqu'à la fin de l'Holocène ancien (fig. 2.10) (Antoine *et al.*, 2012, a).

Les différents sites montrent une hétérogénéité spatiale dans la géométrie des dépôts (épaisseurs, variations latérales et écoulements) qui traduit l'importance des facteurs morphologiques (micro et macrotopographie) dans la répartition des dépôts, les dynamiques d'accumulation ou d'érosion et les dynamiques hydrologiques (évolution d'un système en tresses vers un système à méandre). Le modèle

de la vallée de la Selle, avec ses trois sites et transects rapprochés permet d'appréhender la réponse de cette section de vallée aux modifications des conditions climatiques.

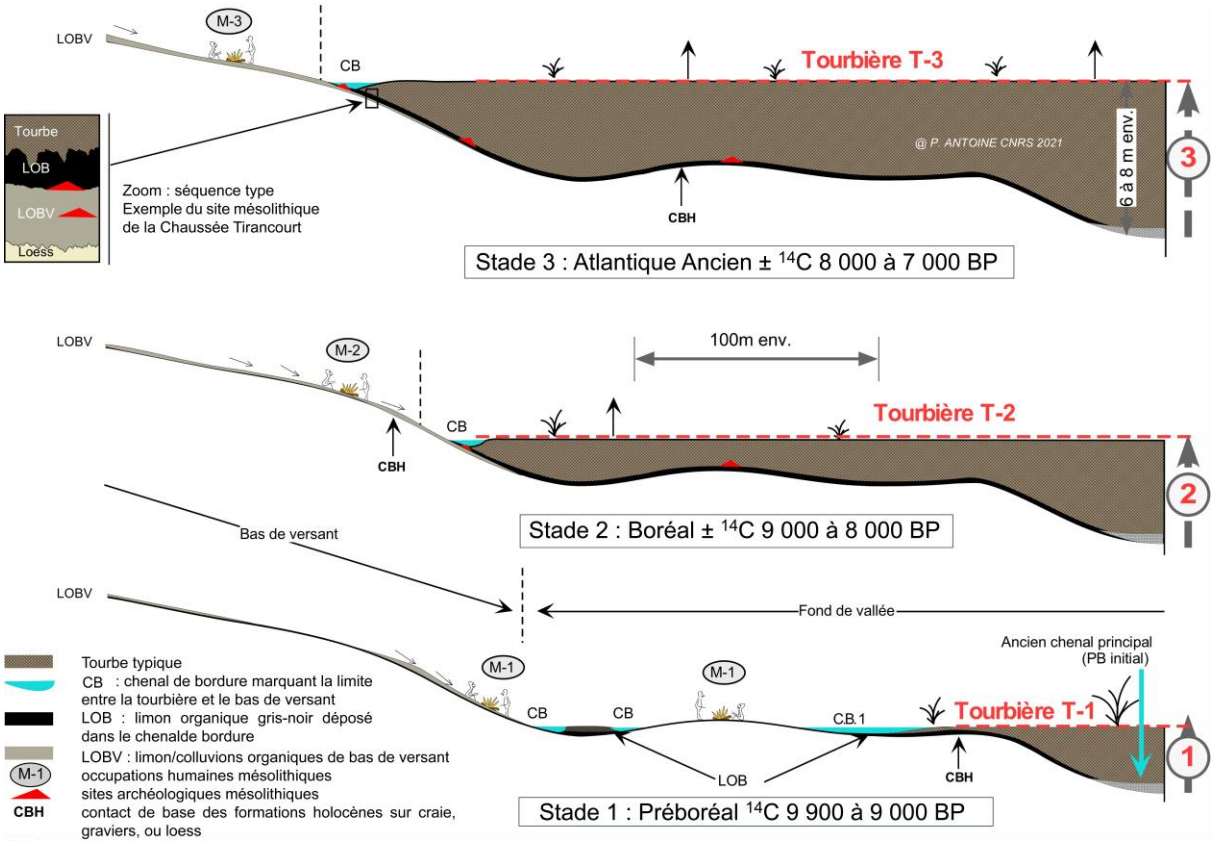


Figure 2.9 Modèle d'évolution du colmatage tourbeux Holocène dans la vallée de la Somme en trois phases. *Modifié d'après Antoine, 1997b.*

Les occupations mésolithiques se trouvent dans ces fonds de vallées : dans la partie haute des limons organiques, sous la base des dépôts tourbeux. Les importants travaux de fouilles et de synthèse de T. Ducrocq sur ces occupations et les datations effectuées encadrent le début de la formation des tourbes en plusieurs points dans la vallée (Antoine & Ducrocq, 1997 ; Ducrocq, 2001 ; Ducrocq, 2014): 7850 ± 70 BP (Gif 10242) pour la base des tourbes au petit marais de Tirancourt (Ducrocq, 2001), 9930 ± 60 BP (Ly 7456) pour la partie basse des tourbes d'Etouvie (Ducrocq, 2001), 9840 ± 60 (Ly 8687) à la base des tourbes d'Amiens Renancourt (Antoine & Ducrocq, 1997).

Les ossements associés à certains sites comme Saleux ont révélé la présence d'os de castors chassés par les Mésolithiques au Boréal (Beta-191694 : 8 210 ± 50 BP, Fagnart *et al.*, 2008). Le rôle du rongeur dans la création de retenues d'eau pose la question de son potentiel rôle dans la création et l'entretient de zones propices à la turfigénèse (Wells *et al.*, 2000 ; Liarsou, 2013).

Les fouilles et recherches à proximité des tufs de Tirancourt, Hangest-sur-Somme, Boves, Etouvie, Daours ont participé à la réactualisation de la question du lien entre les formations des tourbes et des tufs (Antoine *et al.*, 1998). L'étude malacologie, géochimique et des macrorestes végétaux ont associé la formation des tufs Holocènes à l'optimum climatique (Holocène ancien et moyen). La formation du tuf est en lien avec les dynamiques hydrologiques et les vitesses d'accumulation peuvent varier entre 8

et 15 cm par siècle pour les tufs de Daours par exemple (Limondin-Lozouet *et al.*, 2013). D'après les observations et analyses de N. Limondin-Lozouet *et al.* (2013), l'arrêt de la formation du tuf pourrait être lié à une baisse du niveau de la nappe de la craie et concorderait avec les occupations et activités romaines de l'Âge de Fer.

Cette question reste en suspens, une étude des dynamiques de tassement et de dégradation des tourbes, des investigations géochimiques supplémentaires, pourraient apporter des éléments de réponse supplémentaire pour vérifier les hypothèses de formations des croupes de tufs et du lien entre formation de tourbe et de tuf.

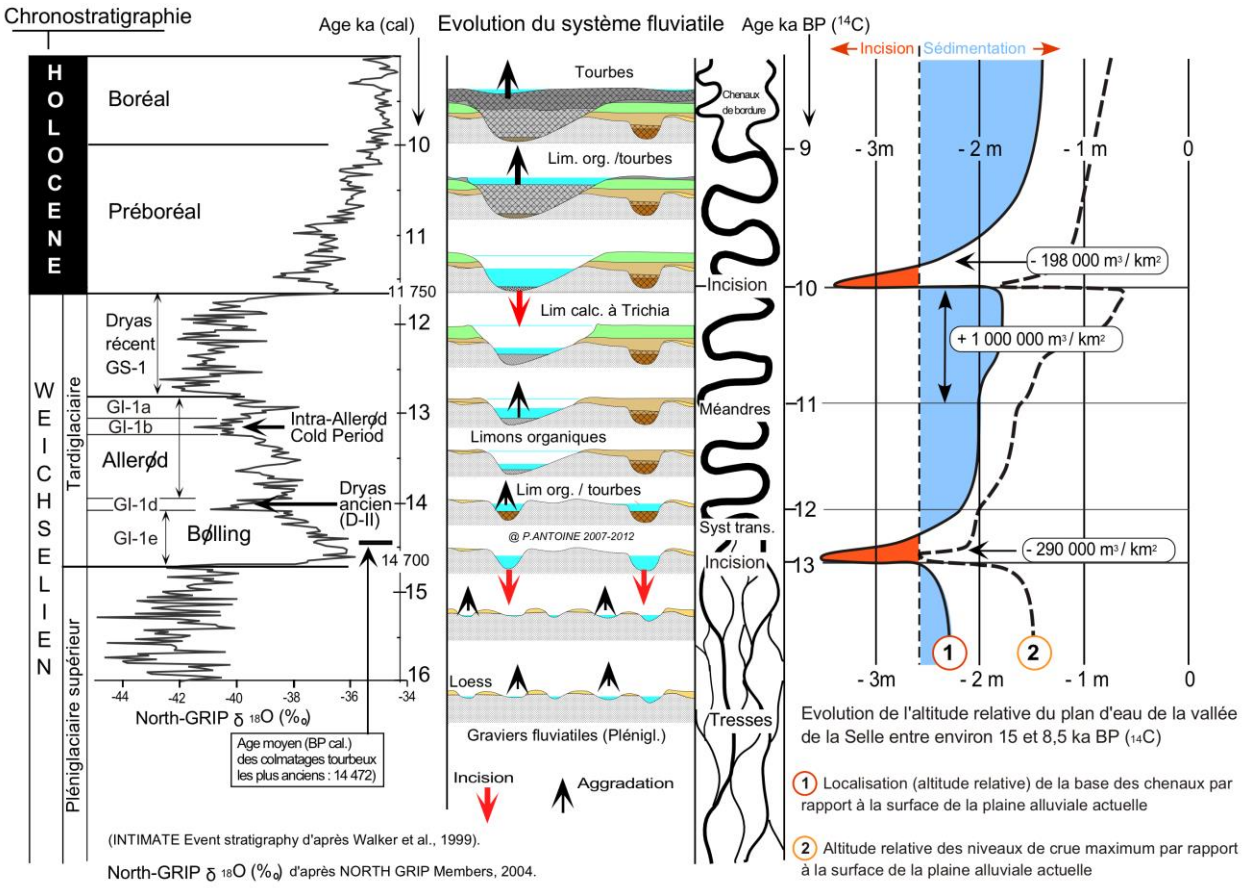


Figure 2.10 Synthèse des données paléoenvironnementales et reconstitution de l'évolution du système fluviatile du bassin de la Somme entre la fin du Pléniglaciaire Weichsélien et le début de l'Holocène. *Modifiée d'après Antoine et al. (2012 b).*

2.2.6.2. Un cadre à compléter et des investigations à poursuivre

Comme le résume la figure synthétique (fig. 1.9), la matière organique des tourbes s'est accumulée pendant les périodes les plus tempérées de l'interglaciaire alors que les périodes de péjorations climatiques ont été source d'érosion et de dépôts sédimentaires plus grossiers et minéraux. Les tourbes tardiglaciaires (Bølling et Allerød) se sont déposées sur les graviers et les dépôts lœssiques du Pléniglaciaire Supérieur et ont subi des phases érosives au Dryas ancien et récent. Les climats tempérés

de l'Holocène ancien et moyen ont été favorables à de fortes croissances des dépôts tourbeux (du Préboréal à l'Atlantique pour les dépôts tourbeux d'Etouvie 9930 ± 60 BP, Ly-7456, à 6040 ± 40 BP, Ly-7452, Antoine *et al.*, 1997 ; des tourbes subboréales sont enregistrées à un mètre de profondeur dans la vallée de l'Hallue à Fréchencourt 3415 ± 35 BP, GrN-5385, Zeist & Spoel-Walvius, 1980). La séquence se termine généralement par la mise en place de colluvions limoneuses organiques, puis de plus en plus minérales (lœss érodé-redéposé) dans les vallées principales et les vallons secs adjacents (Antoine, 1997b ; Antoine *et al.*, 2012). Ces colluvions recouvrent une grande partie des fonds de vallées du bassin de la Somme (surtout à proximité des pieds de versants), de ce fait, la majorité des tourbières peut être considérée comme fossile. L'origine de l'arrêt de la turfigénèse reste méconnu malgré l'identification des facteurs climatiques et anthropiques comme perturbateurs principaux. Des hiatus persistent dans les séquences fluviatiles malgré les différents sites de recherches du bassin versant. Les plus importants hiatus concernent essentiellement le Tardiglaciaire (Bølling et Dryas ancien) mais aussi l'Holocène, le début du Préboréal et de l'Atlantique ont parfois été mal conservés du fait des phases érosives par lesquelles ces périodes ont débuté. Plusieurs facteurs en sont la cause : l'érosion, la nature stérile de certains horizons (certaines tourbes carbonatées conservent mal les pollens par exemple), le remaniement et les bioturbations, ou encore la compression de certains dépôts (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Limondin-Lozouet, 1997 ; Munaut & Defgnée, 1997 ; Limondin-Lozouet dans Antoine *et al.*, 2012). Pour le moment, aucune tourbe tardiglaciaire n'a été signalée dans la vallée de la Somme et seule la moyenne vallée de la Selle permis de décrire à Conty une séquence couvrant l'intervalle Bølling-Allerød-Dryas récent (Antoine *et al.*, 2012).

Enfin, les travaux menés dans les années 1990 s'étant essentiellement concentrés sur la période associée aux occupations du Paléolithique supérieur final (15 - 10 ka cal. BP) et du Mésolithiques (10 - 6 ka cal. BP, Fagnart *et al.*, 2008), la seconde moitié de l'Holocène a été nettement moins investiguée et a le plus souvent uniquement fait l'objet de descriptions stratigraphiques.

2.2.7. ACTIONS DE PRÉSERVATIONS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Il existe donc un manque de données et de connaissances sur l'évolution des milieux entre l'Atlantique et l'état actuel des fonds de vallées du bassin de la Somme. La partie superficielle est étudiée, entre autres, par des organismes comme le Conservatoire des Espaces Naturels des Hauts-de-France (CEN).

La plupart des tourbières toujours actives et marais tourbeux sont gérés pour la majorité d'entre eux par le CEN qui réalise un travail de suivi des écosystèmes depuis 2013. Le CEN participe activement à l'amélioration des connaissances sur l'état actuel de ces milieux naturels, aussi bien par leur inventaire cartographique, que par l'élaboration du plan régional d'action en faveur des tourbières, ou encore par la mise en place du projet LIFE Anthropofens pour conserver et restaurer ces zones humides sensibles (Lebrun *et al.*, 2014 ; Lebrun *et al.*, 2020 ; Barbier & Lépine, 2020). Environ 490 ha de tourbières actives

sont recensés dans la Haute vallée de la Somme entre Saint Quentin et Ham sur les 1790 ha de sites concernés par l'étude. Les prospections du CEN continuent pour avoir ces données sur l'ensemble de la vallée.

Ces zones humides subissent les conséquences des activités anthropiques (extraction, agriculture, drainage, pollutions…) depuis plusieurs milliers d'années avec des problématiques d'anthropisation croissantes depuis environ 6000 BP (débuts de l'agriculture dans le nord de la France). À l'échelle de l'Europe, 52 % des tourbières ont disparues (Chapman *et al.*, 2003 ; Joosten *et al.*, 2017) libérant, sur le long terme, les stocks de carbone qu'elles contenaient. La prise en compte grandissante du rôle des stocks de carbone du sol et des histosols dans la lutte contre le changement climatique (Jassey *et al.*, 2015 ; Joosten *et al.*, 2016 ; Beaulne *et al.*, 2021, b) et la menace que ce dernier exerce sur les zones humides (Chapman *et al.*, 2003 ; Gardner & Finlayson, 2018) forment des défis conséquents pour les organismes chargés de leur gestion et plus généralement pour la société (naturalité du milieu, services écosystémiques, dégradation de long terme lié au drainage etc.). Une collaboration entre spécialistes des archéoenvironnements et acteurs de la conservation est indispensable pour apporter des réponses adaptées aux problématiques actuelles.

En 2017, la labellisation Ramsar de la vallée de la Somme et ses principaux affluents, révèle un regain d'intérêt des acteurs territoriaux pour cet environnement qui représente l'un des plus grands complexes tourbeux alcalins du nord-ouest de l'Europe (13 100 ha). Dans ce cadre le financement de projets visant à restaurer les tourbières alcalines (projet LIFE Anthropofens) et définir les paléoenvironnement des tourbes de la vallée (projet Archéofen) offre l'opportunité d'échanges constructifs pour définir la/les naturalité(s) de ces milieux, et de fixer des objectifs de restauration adaptés.

Le projet Archéofen, qui repose sur une thèse de doctorat (C. Garcia 2020-2023), a pour ambition de relancer les recherches sur ce sujet afin d'améliorer les connaissances sur les dynamiques des dépôts fluviatiles au cours de l'Holocène. L'étude est centrée sur les dépôts tourbeux, ce qui n'avait pas encore été le cas dans les travaux récents afin de saisir les liens entre la formation, la composition de la tourbe et des différents dépôts. Les modifications climatiques et le rôle de l'anthropisation du paysage sont abordés à travers les transitions sédimentaires, le freinage des dynamiques turficoles et les processus de « minéralisation » (dégradation) de la tourbe de surface.

2.2.8. CONCLUSION

Depuis plus de 150 ans, différentes raisons ont conduit les auteurs anciens à s'intéresser aux dépôts tourbeux : milieux particulièrement favorables à la préservation des restes archéologiques, ressource naturelle (combustible), archive des environnements anciens et surtout de la paléo-végétation (pollen, macrorestes végétaux).

À travers cet historique des recherches et des concepts il apparaît que la compréhension actuelle de la mise en place des séquences tourbeuses des fonds de vallées du bassin de la Somme au cours de l'Holocène résulte d'une longue succession d'hypothèses émises par des géologues, des paléontologues, des archéologues et des ingénieurs agronomes.

Dans un premier temps les travaux se sont concentrés sur l'évaluation de la qualité des tourbes comme combustible, les méthodes d'extractions et l'estimation du volume des réserves. Des hypothèses sur leurs formations ont été émises pour tenter de comprendre comment la tourbe pouvait de nouveau croître dans les fosses d'extraction. Les ingénieurs à l'origine de ces écrits avaient une vision purement économique de ce substrat.

À partir du XIX^{e} siècle, les recherches combinant géologie et archéologie ont construit une stratigraphie des dépôts de fond de vallée intégrant la position précise de tous les vestiges historiques à « antédiluviens » qui y sont préservés. Cette démarche est à la base des approches chronoculturelles et stratigraphiques propres à la géoarchéologie actuelle. Elle est conceptualisée dès les années 1860 par Boucher de Perthes sous le terme « archéo-géologie ».

À partir de la seconde moitié du XX^{e} siècle, la reprise des recherches systématiques sur les séquences de fond de vallée couplée à une approche analytique (bio-indicateurs et analyses physico-chimiques) et au développement de la datation radiocarbone ont permis de reconstituer avec une grande précision la succession des paléoenvironnements de la vallée de la Somme en lien avec les variations climatiques globales depuis la fin de la dernière période glaciaire. Cependant les dynamiques érosives, comme celles observées au début de l'Holocène dans la haute vallée de la Somme ou dans la vallée de la Selle, ont parfois effacé une partie non négligeable de l'information stratigraphique. La partie récente de l'Holocène a généralement été très peu étudiée. Un certain nombre de questions, soulevées par V. Commont ou F. Bourdier, concernant le lien entre les formations de tourbe et de tuf, les causes de ce colmatage tourbeux important, l'absence de toute trace de tourbe comme moyen de comparaison avec les interglaciaires précédents ou encore les causes de l'arrêt de la turfigénèse au cours de l'Holocène récent sont toujours d'actualité. Ces interrogations nécessitent une reprise des travaux de grande ampleur sur la vallée de la Somme et ses affluents.

Dans le cadre des recherches les plus récentes, l'étude fine de la stratigraphie en lien avec les sites archéologiques, les d'investigations sur de multiples bio-indicateurs, et des datations au radiocarbone ont fixé un cadre précis de l'évolution des dépôts de fond de vallée du Tardiglaciaire à l'Atlantique avec certains hiatus concernant certains bio-indicateurs (érosion, compaction ou mauvaise conservation dans certains niveaux carbonatés).

C'est désormais l'enjeu central du projet Archéofen que de compléter ce modèle d'évolution morpho-sédimentaire et paléoenvironnemental afin de caractériser les forçages climatiques et anthropiques ayant influencé la turfigénèse. Des nouveaux éléments sur la composition des tourbes (analyses pédo-

sédimentaires et géochimiques : fibres-frottées, calcimétrie, granulométrie, dosage carbone-azote, analyses élémentaires par ICP-OES…), des analyses supplémentaires de plusieurs bio-indicateurs (macrorestes végétaux, pollens, diatomées, ADN environnemental) et des datations ^{14}C viendront compléter le schéma d'évolution paléo- et archéo-environnemental.

2.2.9. REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier le Conseil Départemental de la Somme et l'Agence de l'Eau Artois Picardie pour leur soutien financier ; le Conservatoire des Espaces Naturels Haut-de-France, le Conservatoire Botanique National de Bailleul, Somme Patrimoine et la mairie de Morcourt qui ont permis d'effectuer ce travail dans de bonnes conditions par leurs connaissances des milieux tourbeux actuels et leur soutien technique.

Merci également à Sylvie Coutard (INRAP), Thierry Ducrocq (INRAP), ainsi qu'au service d'archéologie d'Amiens Métropole pour l'accès aux données d'observation et rapports de fouilles, Jean-Pierre Fagnart, Paule Coudret et Bruno Bréart pour les ressources bibliographiques anciennes.

2.3. BASE DE DONNÉES DES ÉPAISSEURS DE TOURBE

Le travail de synthèse bibliographique présenté dans l'article publié dans la revue *Quaternaire* a été accompagné de la réalisation d'une base de données référençant les épaisseurs de tourbes présentes dans les alluvions fluviatiles du bassin de la Somme. Réalisée au début de ce projet de thèse, le but de cette base de données était d'obtenir un outil permettant de visualiser aisément les différences d'accumulation de tourbe à l'échelle du bassin versant. Cet outil a servi dans l'appui à la décision dans le choix des sites de sondages et dans la description de l'hétérogénéité des dépôts à l'échelle du bassin versant de la Somme. Il servira également dans le cadre des travaux futurs de modélisation à large échelle des couches de tourbes et des stocks d'eau ou de carbone associés.

2.3.1. MÉTHODE

La création de cette base de données s'appuie sur des rapports de sondages géotechniques et stratigraphiques anciens réalisés dans les dépôts de fond de vallée. Pour qu'une donnée soit saisie, il est nécessaire que la profondeur de la base et du sommet de la tourbe soient renseignés. La table attributaire est ensuite composée de plusieurs colonnes, pour référencer la localisation des sondages, les informations sur les faciès tourbeux, et le type de document (tab . 2.1).

Champs	Description
OBJECTID	identifiant automatique ArcGIS
id_unique	identifiant unique à parti des références du points
base_rembl	profondeur de la base des niveaux limoneux avant la tourbe
base_tourb	profondeur de la base de la tourbe
base_ht_gravi	profondeur du sommet des graviers
base_gravi	profondeur de la base des graviers
prof_subst	profondeur du substrat
auteur	Auteur de la donnée
date	Date du document
alti	Altitude du point sondé (si dispo sinon extraire depuis le MNT : RGEAlti 1m IGN)
commune	Commune sur laquelle le sondage se trouve
type_sond	Nature du sondage
type_tourb	Type de tourbe rencontrée (plus ou moins précis en fonction des documents)
lien_doc	Hyperlien vers le document source (non actif pour le moment)
type_doc	Nature du document (technique/scientifique etc.)
commentaire	Complément d'informations : datation, présence de tuf, type de remblais etc.
datation	Présence ou absence de datation
epais_tourbe	Épaisseur du dépôt de tourbe étudié (= base_tourb - base_rembl)
source_z	Source de l'altitude
x_long_lamb93b	coordonnées x du point sondé en Lambert 93
y_lat_lamb93b	coordonnées y du point sondé en Lambert 93
x_long_lamb1b	coordonnées x du point sondé en Lambert 1
y_lat_lamb1b	coordonnées y du point sondé en Lambert 1

Tab. 2.1. Contenu de la table attributaire de la base de données des épaisseurs de tourbe.

Les sources de données sont variées (tab. 2.2) telles que des rapports de sondages de fouilles archéologiques, de sondages géotechniques (carottage et pénétrométrie) pour la construction ou la recherche de ressources naturelles (graviers). Les sondages réalisés dans le cadre de cette thèse ont été ajoutés à la base de données par la suite. Pour obtenir la profondeur de tourbe, la différence entre l'altitude de la base et du sommet de la tourbe a été calculée.

1.3.2. RÉSULTAT CARTOGRAPHIQUE

Comme mentionné en introduction, les épaisseurs de tourbe sont variables dans la vallée, aussi bien sur la largeur du fond de vallée que depuis la source vers l'embouchure (amont vers aval). Suivant la carte obtenue, les épaisseurs les plus importantes se trouvent dans la haute et la basse vallée de la Somme (fig. 2.11).

Les fonds de vallée du bassin de la Somme n'ont pas fait l'objet de sondages réguliers, ls données disponibles pour le département de la Somme étaient plus nombreuses que celles de l'Aisne. Les zones plus anthropisées comme l'agglomération d'Amiens ont pu faire l'objet de davantage de sondages dans le cadre de constructions de routes ou bâtiments. Au niveau d'Amiens les épaisseurs s'amenuisent (fig. 2.11), sans doute en raison de la compaction de la tourbe causée par les importants remblais anthropiques pour l'aménagement du fond de vallée (Bayard, 2015). Cependant les épaisseurs restant

faibles jusqu'à Tirancourt d'autres causes sont également à rechercher. La vallée de la Selle, qui est l'affluent le plus sondé, montre un gradient d'épaississement des tourbes, depuis l'amont vers l'aval, qui n'apparaît pas pour la vallée de la Somme. La moyenne vallée de la Somme, plus riche en lits de graviers et de silex a fait l'objet de nombreux sondages lors de l'étude de Caous & Resende (1975) sur la ressource en graviers. Dans la haute-vallée, les épaisseurs de graviers du Pléniglaciaire Weichselien dépassent rarement le mètre.

Source	Année	Titre donnée	Type documents	Nbr
Ponts et Chaussées	1964	Longueau - ouvrage d'art	Rapport de sondages	7
BRGM	1975	Somme // Ressources en sables et graviers alluvionnaires de la vallée de la Somme et de ses principaux affluents	Rapport de sondages	264
CETE Nord Picardie	1977	Rocade ouest d'Amiens // dossier de prise en considération, aperçu géologique et technique	Dossier de prise en considération	12
CETE Nord Picardie	1977	A16 Etouvie Dossier de prise en considération	Rapport de sondages	15
CETE Nord Picardie	??	A29 Abbeville //Abbeville rocade ouest	Rapport géotechnique Coupe et plan	24
Direction Départementale de l'Equipement de la Somme	1984	Rocade nord-est d'Amiens // viaduc de franchissement de la vallée de la Somme, dossier de consultation des entreprises, II-2. dossier géotechnique	Dossier de consultation	14
P. Antoine	1993	Etouvie	Rapport de sondages	18
T. Ducrocq et P. Antoine	1996	Amiens - Pénétrante ouest entre la rue Lecocq et la rue Lucas, rapport de sondage	Rapport de sondages	20
P. Antoine	1995	Conty // Programme de prospection thématique sur les fonds de vallée du bassin de la Somme : deuxième rapport intermédiaire	Rapport de sondages	39
P. Antoine	1997	Vallée de l'Acon // Programme de prospection thématique : l'environnement des gisements du Paléolithique supérieur final et du Mésolithique dans le bassin de la Somme	Rapport papier	17
Amiens service d'archéologie	2017/ 2020	Données diverses passerelle canal	Rapports de sondages/études	19
Garcia et al.	2021/ 2022	Projet Archéofen	Sondages	120
BRGM	divers	Base de données sous-sol (en ligne)	Rapports de sondages/études	71
Inrap	divers	Rapports de fouilles	Rapports de sondages/études	40
			TOTAL	653

Tableau 2.2. Sources des 653 sondages enregistrés dans la base de données des épaisseurs de tourbe.

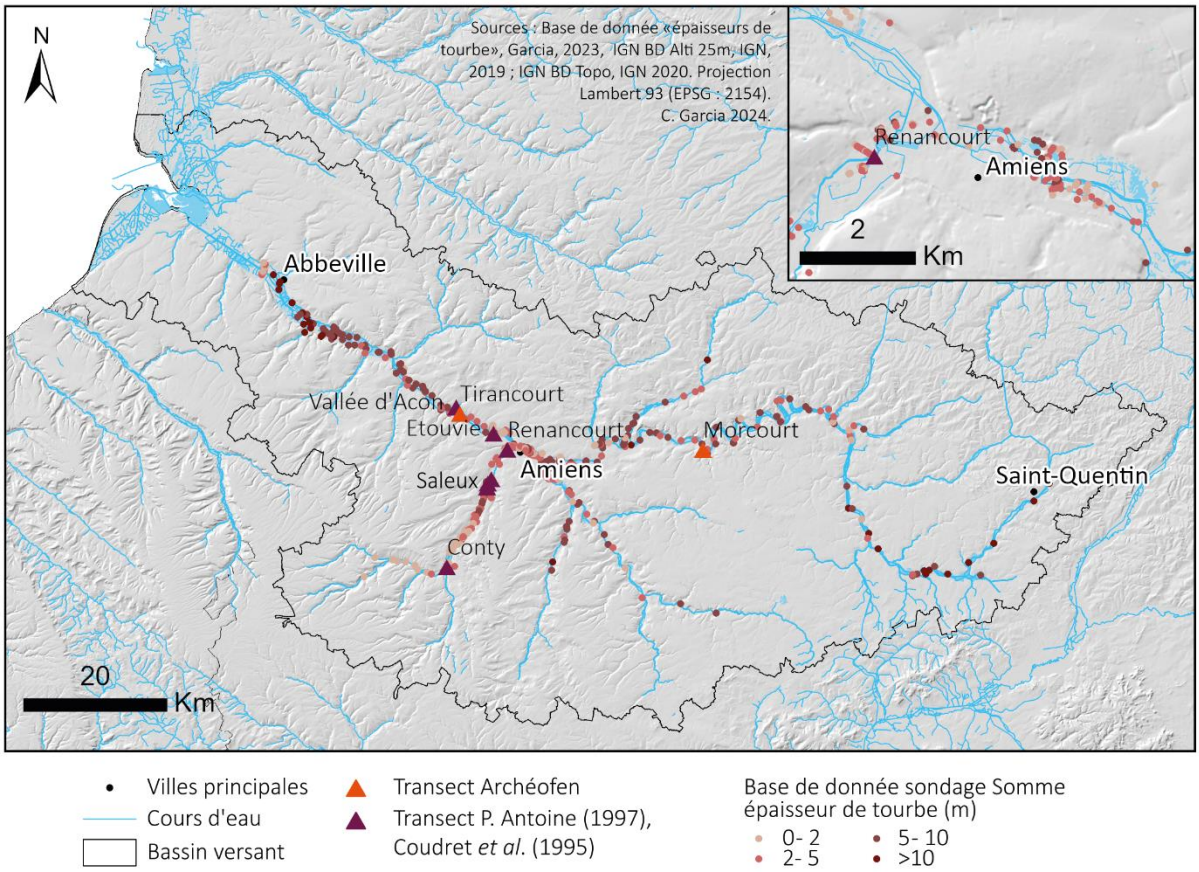


Figure 2.11 Répartition des profondeurs de tourbes pour les sondages enregistrés dans la base (tab. 2.1).

En moyenne, sur les sondages saisis dans la base de données, l'épaisseur est de 4 m. La moitié des sondages enregistrait jusqu'à 3,5 m de tourbe et un tiers plus de 5 m (fig. 2.12). La concentration des sondages, par-exemple sur les zones urbaines pourrait biaiser la base constituée et les analyses qui en résultent.

Cette base de données fournit de précieuses informations sur la répartition des épaisseurs de tourbe qui ont aidé à la sélection des sites d'études de Morcourt et Tirancourt. Ces données pourront également servir à l'estimation du volume de tourbe stocké dans le bassin de la Somme.

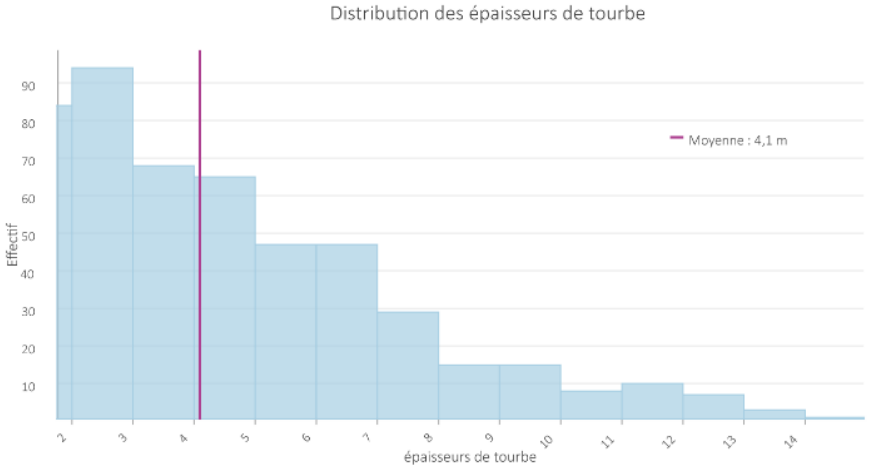


Figure 2.12. Histogramme de distribution des épaisseurs de tourbe (effectif de 653 sondages).

Chapitre 3

La haute vallée de la Somme : étude morphostratigraphique et évolution paléoenvironnementale au cours des derniers 15 ka



Illustration 3.1 La petite sondeuse dans la prairie, Sondages à Morcourt, P. Antoine ; 2021.

3.1. PRÉAMBULE

Ce chapitre est consacré aux évolutions de la morphologie fluviale et des successions paléoenvironnementales du site de Morcourt depuis le début du Tardiglaciaire Weichselien. Dans un premier temps, les résultats chronostratigraphiques (transect composé de 65 sondages sur 600 m, annexe 4.1), sédimentologiques et géochimiques détaillés sont présentés et l'étude des bio-indicateurs est introduite. L'ensemble est discuté au sein d'un article en anglais soumis à la revue anglo-saxonne *Boreas*. Dans un second temps, l'article est synthétisé en français, enrichi des principaux résultats des études menées au cours du projet Archéofen (annexes 3.2 et 3.3) et illustré par une figure synthétique intégrant les données des bio-indicateurs à la reconstitution de l'évolution morphostratigraphique et paléoenvironnementale.

3.2. LATE GLACIAL AND HOLOCENE PALAEOENVIRONMENTAL EVOLUTION OF ALKALINE PEATLANDS IN THE SOMME VALLEY (FRANCE): BETWEEN CLIMATE AND ANTHROPOGENIC FORCING

3.2.1. INFORMATIONS

The manuscript was submitted to the journal Boreas on 06/02/2024 (https://onlinelibrary.wiley.com/journal/15023885).

3.2.1.1. Authors

Chloé GARCIA, EDYSAN (Ecologie Dynamique des Systèmes Anthropisés, UMR 7058, CNRS -UPJV) 1 rue des Louvels, Amiens, France

Boris BRASSEUR, EDYSAN, UMR 7058, CNRS-UPJV

Jérémy BACON, EDYSAN, UMR 7058, CNRS-UPJV & Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, UMR CNRS 5023, Université Lyon 1, Villeurbanne, France

Ségolène SAULNIER COPARD, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, UMR 8591, CNRS-Université Paris 1 – UPEC) 2 rue Henri Dunant, Thiais, France.

Caroline GAUTHIER, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 8212, CEA-CNRS-UVSQ, Gif sur Yvette, France

Lou-Anne MATHIEU, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, UMR 8591, CNRS-Université Paris 1 – UPEC

Agnès GAUTHIER, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, UMR 8591, CNRS-Université Paris 1 – UPEC

Dierk MICHAELIS, Institute for Botany and Landscape ecology, University of Greifswald, Greifswald, Germany

Fatima MOKADEM, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, UMR 8591, CNRS-Université Paris 1 – UPEC

Pierre ANTOINE, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements Quaternaires et Actuels, UMR 8591, CNRS-Université Paris 1 – UPEC

3.2.1.2. Abstract

As in most chalk river valleys in NW Europe, the sedimentary fill of the Somme valley is mainly composed of fluviogenic alkaline peat. The study site (Morcourt) exhibits a thick and well-preserved valley floor fluvial sequence (10 metres, including 6 metres of peat). This sequence investigated on the basis of a 700 m long cross-section provides the framework for the reconstruction of fluvial and palaeoenvironmental dynamics during the last 20 ka. The palaeoenvironmental reconstruction is based on the high-resolution analysis of a 8 m long master core including sedimentological, geochemical, pollen and plant macrofossil analyses and 36 radiocarbon dates. Three main phases of valley floor development are described: 1) A first generation of peat developed during the Bølling and Allerød interstadials (< 1 m thick) in the deepest part of former channels of the Pleniglacial braided river system. These peat layers were then partially eroded during the Younger Dryas. 2) At the beginning of the Holocene, a peat formation phase began in the deepest parts of the valley and then spread over the entire valley floor by the end of the Middle Holocene (≈ 4,700 cal BP). The limited river flow shifted to a small lateral channel. 3) At the transition to the Late Holocene, environmental changes (opening up of the landscape, agriculture, erosion of slope soils), driven by the intensification of human activities and perhaps accentuated by climatic modifications, caused the incision of the peat system by the formation of a deep meandering channel. This channel drained the valley and interrupted peat formation, then mixed a detrital load into the peat. During the late Subtalantic period (Middle Age), the system had been altered to such an extent that the peat was completely covered by organic silty alluvium. The water table was lower, which definitively inhibited peat formation.

3.2.1.3. Keywords

Alluvial peatland, Fluvial system, Late Glacial, Holocene, Climate forcing, Human impact, Paleoenvironment, Northwest Europe

3.2.2. INTRODUCTION

Peatlands cover three percent of continental surfaces (Xu *et al.*, 2018) and store one third of total soil carbon stocks (Yu *et al.*, 2010). Peat preservation, alongside that of carbon sinks and freshwater reservoirs, is crucial to prevent them from becoming a source of carbon emissions in the near future (Joosten *et al.*, 2016 ; Gewin, 2020 ; Loisel *et al.*, 2021). Minerotrophic lowland peatlands preserved in wet valley bottoms are particularly exposed ecosystems to global climatic changes and local anthropogenic disturbances (Swindles *et al.*, 2019). The peat formation process is dependent on the development of water-saturated soils induced by permanently high water table levels with limited detrital material input and a specific peat-forming vegetation adapted to this particular environment (Manneville, 2006 ; Cubizolle, 2019).

Alkaline peatlands (fens) are widespread in river valleys draining Cretaceous chalky basins in NW (northwest) European lowland contexts: northern France (Antoine *et al.*, 2000 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Lespez *et al.*, 2008), southeast England (Preece & Bridgland, 1999 ; Lewin *et al.*, 2005 ; Macklin *et al.*, 2010), Belgium (Broothaerts *et al.*, 2014 a), and the Netherlands (Moor de *et al.*, 2008 ; Van Geel *et al.*, 2020). Fens are also present around the Baltic Sea, in Poland, i.e., where Cretaceous bedrock overlaid thick glacial deposits (Lamentowicz *et al.*, 2013 ; Dobrowolski *et al.*, 2019). European lowland river systems exhibit clear hydro- and geomorphological responses to climatic and anthropogenic forcing factors (Mol *et al.*, 2000 ; Notebaert & Verstraeten, 2010 ; Novenko *et al.*, 2021). For example, land clearing, erosion and subsequent colluvial deposition (Rommens *et al.*, 2006 ; Broothaerts *et al.*, 2013 ; Gałka *et al.*, 2017 ; Storme *et al.*, 2022), and water table fluctuations (Płóciennik *et al.*, 2015), can lead to an overall decline of peatland ecosystems (Swindles *et al.*, 2019 ; Fluet-Chouinard *et al.*, 2023). In lowland river contexts, valley bottoms are characterised by slow fluvial dynamics supporting peat-forming plants (Vayssière *et al.*, 2019). In fact, peat is a repository of a wide range of environmental information at watercourse, catchment and regional scales. Due to its composition (50 to 90% organic matter), peat is particularly rich in bioproxies (e.g., pollen, plant macroremains, molluscs, ancient DNA), which are often well-preserved due to the anaerobic conditions resulting from the water saturation of these soils (Manneville, 2006).

In NW Europe, peatland formation began locally during the Weichselian Late Glacial (Antoine *et al.*, 2012, a ; Deschodt, 2014 ; Morris *et al.*, 2018), due to rapid climatic improvement at the beginning of the first phase of the Late Glacial interstadial (Bølling, Masson-Delmotte et al., 2005), which was

characterised by significantly wetter and warmer conditions compared to the cold and arid conditions that prevailed during the Upper Pleniglacial (Gao *et al.*, 2007 ; Storme *et al.*, 2022). To initiate peat deposition, conditions must be favourable for the accumulation of hydrophilic turf vegetation on a waterlogged soil for at least six months of the year (Manneville, 2006 ; Cubizolle, 2019). A second period of peat formation occurred in the Early Holocene as a result of improved climatic conditions (warmer and wetter, Shakun and Carlson, 2010; Zeist and Spoel-Walvius, 1980), raised water tables and vegetation development. In the mid-Holocene (Atlantic), the beginning of the intensification of anthropogenic environmental changes (human impact, beginning of agriculture (Leroyer & Allenet, 2006 ; Lespez *et al.*, 2015) sometimes caused the degradation or halting of peat deposition (e.g., slope soil erosion, lowering of water table, settling and drying of the top peat) in some anthropized valleys of NW Europe. The third phase of development occurred during the Late Holocene in connection with anthropogenic environmental changes, with anthropogenic hydrologic modifications (Dendievel *et al.*, 2020), e.g., dams and mills that raised water table levels (Cubizolle *et al.*, 2012 ; Beauchamp *et al.*, 2017, a). Although human activities can have a positive effect on peat accumulation, in most cases peatlands are more exposed and threatened by human modification than other types of wetland due to the use of their substrate (peat) as a natural fuel (Swindles *et al.*, 2019).

Since the Neolithic period, many valleys in NW Europe have undergone several erosion stages associated with land clearing and tillage, which have affected the hydrological functioning of rivers (canalisation, basin excavation, drainage), gradually altering these ecosystems and interrupting fen development (Rommens *et al.*, 2006 ; Foulds & Macklin, 2006 ; Lespez *et al.*, 2008). Across northern France, Belgium, England, the Netherlands, Germany and Poland, many peatlands in river valleys are now covered and fossilised by thick silty colluvial-alluvial deposits resulting from the erosion of the topsoil and the underlying loess bedrock on slopes (Bourdier & Lautridou, 1974 ; Pastre *et al.*, 2002 ; Orth *et al.*, 2004 ; Rommens *et al.*, 2006 ; Newell *et al.*, 2015 ; Wójcicki *et al.*, 2020 ; Storme *et al.*, 2022).

In the Somme basin, peat was first studied in the nineteenth century in relation with archaeological discoveries (Boucher de Perthes, 1847). The first hypotheses concerning the age and origin of these deposits were formulated, e.g., flint axe and mammal bones contemporaneous with peat formation (Picard, 1834; see Garcia *et al.*, 2022). Then, in the twentieth century, geologists began to study peat deposits and estimated that the first accumulations dated from the beginning of the Holocene (Commont, 1912, b ; Bourdier, 1969).

Recently, new research has been carried out on archaeological sites located at the junction of the low terrace and the valley bottom floor, where Final Upper Palaeolithic and Mesolithic settlements are well preserved in organic soils covered by thick peat deposits (Fagnart *et al.*, 1995, b).

In the 1990s, new investigations on the valley bottom sequences of the Somme basin combining stratigraphy, palynology and radiocarbon dating, provided the first morphodynamic,

palaeoenvironmental and chronostratigraphic overview for the period encompassing the Late Glacial to the mid-Holocene (≈14,700-5,550 cal BP). The Late Glacial part of the sedimentary record is especially well recorded in the Selle River valley, one of its main left bank tributaries (Antoine *et al.*, 1995 ; Antoine, 1997, a ; Antoine *et al.*, 2012, a). Two main periods of peat formation have been identified in the Somme basin (Conty in the Selle river valley and Etouvie in the Somme river valley, Antoine, 1997a; Antoine et al., 2012): i) Late Glacial (Bølling and Allerød), Bølling peat starts between 12,370±70 BP and 11,890±70 BP and ii) Holocene (Preboreal to Atlantic) from 9310±60 BP to 4850±60 BP in Conty, from 9930±60 BP to 6040±60 BP in Etouvie. During the Holocene, radiocarbon ages show that peat formation, preceded by a period of channel incision at about 11,750 cal BP, was continuous from the Early Holocene (beginning of the Preboreal) to the end of the mid-Holocene (Atlantic, Antoine, 1997a, 1997b; Antoine et al., 1995).

To complete our knowledge of peat accumulation dynamics and the evolution of the river system during the Holocene, further studies are therefore needed to understand the role of climatic and anthropogenic forcing on the evolution of the morphodynamics of the River Somme. The catchment area of this river is representative of chalky river basins connected to the English Channel, the North Sea or the Baltic Sea and covered with loess and luvisols. As a result, the Somme represents a favourable geological model for peat growth, comparable to many sites around Europe e.g., Nethen river basin, Belgium (Rommens *et al.*, 2006); Thames river basin, England (Newell *et al.*, 2015); Mue river basin, France (Lespez *et al.*, 2008); Vistula river basin, Poland (Starkel, 2007).

The aim of this paper is to reconstruct the environmental changes and morphodynamics in the Upper Somme river bottom valley bottom induced by Late Glacial and Holocene climate variations and human activities. To characterise the links between peat formation dynamics, anthropogenic impacts and climate forcing, a stratigraphic transect was carried out in the Upper Somme valley and two master cores were selected, sampled and analysed (sedimentological, geochemical and bioproxy analysis, radiocarbon dating). The working hypothesis is that peat initiation and river dynamics are driven by the climate until the mid-Holocene, and then human activities amplify the role of the climate in river evolution from the mid-Holocene onwards. We also hypothesise that peat conservation depends on the intensity of human impact on the valley bottom and slopes.

3.2.3. STUDY AREA

The Somme is a 250-km-long river with a smooth slope that flows eastwards into the English Channel (difference between the source and the estuary: altitude of 86 m). The valley is located in a syncline with a southeast/northwest axis. The basin drains 5,700 km² and is characterised by a very homogeneous geological substratum made up of Upper Cretaceous chalk, including numerous beds of flint nodules. The valley was incised step by step during the successive Quaternary glacial-interglacial

cycles of the last million years (Antoine, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Antoine *et al.*, 2007). In this system, the valley bottom formation, including periglacial flint and chalk gravels, calcareous sandy silts, gyttja and peat deposits, is assigned to the Weichselian-Holocene climate cycle (Antoine, 1997, c). The surrounding plateaus are covered by 2-to-5-m thick loess and palaeosoil sequences mainly dating from the Upper Pleistocene (Antoine *et al.*, 2021). Paleogene and Neogene sands are locally present as small relict mounds in the eastern part of the upper basin (Bourdier and Lautridou, 1974).

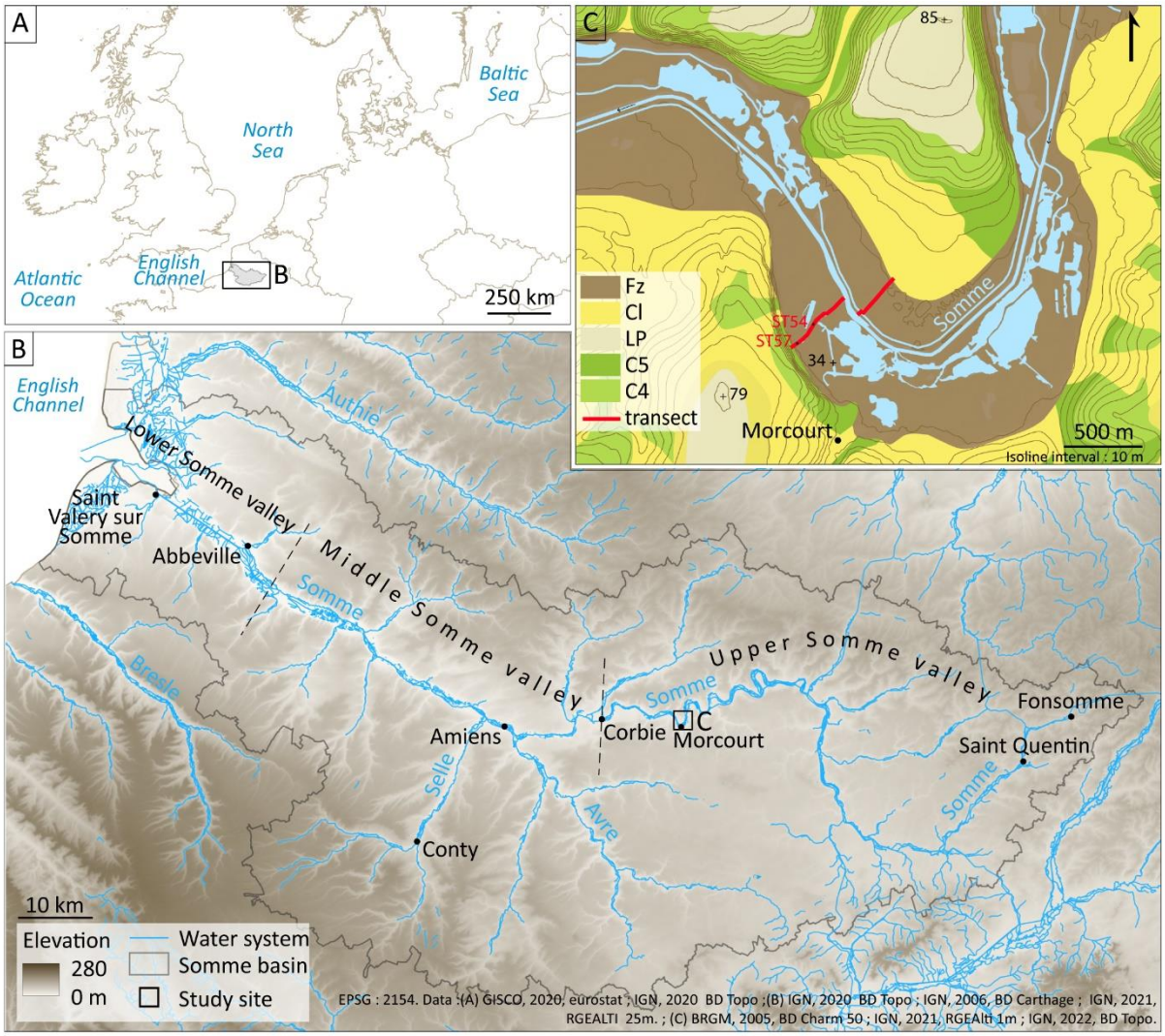


Figure 3.1 Location of the Somme basin and the study area. *A/ The Somme basin in NW Europe, B/ The Somme basin: topography (DEM) and hydrography, C/ Geology of the study area and location of the study site (Morcourt). Fz: Holocene alluvial deposits and peat; Cl: Colluvium; LP: Loess; C5: Santonian chalk with flint; C4: Coniacian chalk with flints.*

From the source (Fonsomme) to Corbie, the upper valley section is characterised by a succession of large meanders deeply incised into the chalk bedrock (40 to 50 m from the bottom of Pleniglacial gravels to the surrounding plateau surface). The outer part of these meanders, exhibiting high sub-vertical chalk cliffs, contrasts markedly to their inner part, with gently deepening slopes covered by loess and colluvial deposits.

For this study, we focused on the Morcourt meander as it is one of the rare places where it is possible today to follow a continuous transect throughout the whole Somme valley without encountering anthropogenic ponds, according to the Etat Major maps (1,826-1,833). The Morcourt marshes have been used for several centuries for livestock grazing, fish farming and hunting. The valley bottom is well preserved from peat excavation in comparison to the middle valley where peat excavation ponds are abundant (fig. 3.1).

From the early nineteenth century onwards, the Somme was shifted and disconnected from its natural hydrology (Le Boudec & Izembart, 2007). According to eighteenth-century maps, the river flowed in the outer part of the meander and several secondary channels crossed the thalweg. Finally, the construction of the modern canal (1835) shifted the course of the river within the internal side of the meander, with only a small stream crossing the marsh.

No active alkaline fens have been identified in the transect area (Conservatoire d'Espaces Naturels, Hauts-de-France, pers. comm.). Except during rare winter floods, the mean water level is a few dozen centimetres below the ground surface.

3.2.4. MATERIAL AND METHODS

3.2.4.1. Field methods

Field description and stratigraphy

A series of 60 cores were drilled along a 600-m transect perpendicular to the valley axis (core spacing: 5-20 m) to characterise the valley floor sediments. The transect provides a solid stratigraphic sample of each of the sedimentary units (*cf.* fig. 3.5).

Most of the cores were drilled using an Eijelkamp manual coring kit with semi-open augers (1x6-2 cm wide). A Sedidrill-150 hydraulic drill equipped with a helicoidal drill bit (150x10 cm) was used to reach the lower gravels and then the chalk bedrock down to -10 m. Surface GPS coordinates were recorded for each coring point using a GNSS centimetre system (Trimble Geo7X).

A stratigraphic log was drawn up for each borehole, describing the soil horizons (colour, texture, structure, spatial relationships according to the World Reference Base for Soil Resources, 2022) and the sediment facies encountered (colour, texture, moisture, macroremains). The digitised logs were then correlated one by one to construct the complete stratigraphic transect using computer-aided drawing.

Undisturbed samples collection

To obtain undisturbed reference sediment columns (master cores) from the different parts of the valley, we used a large 140 cm semi-open auger (8 cm) powered by the Sedidrill-150. To collect sediment

samples in the field from the semi-open auger, aluminium U-channels (140x3.5x4.5 cm) were pushed into the sediment, then cut and extracted from the central part, numbered and wrapped in strong plastic film.

Two main cores formed the master core of the peat sequence (ST54-Pt and ST54-P), one metre apart. PMC ST54-Pt is intended for sedimentological analysis. This core is 770 cm long and has been subsampled in 2-cm-thick slices. The second PMC, ST54-P, is 820 cm long and is stored for bioproxy analysis and radiocarbon dating.

The core from palaeochannel ST57 is 902 cm long. Due to technical problems, the core section from 578 to 690 cm is missing. All samples were stored in 140-to-100-cm-long sections.

3.2.4.2. Sedimentology and geochemistry

Sedimentological analyses

The sedimentological analyses on the peat sequence focus on tracking modifications in peat accumulations. Most of the sedimentological analyses were carried out on the 192 samples corresponding to successive 4-cm-thick slices taken from the peat master core (PMC, ST54-Pt). A volume of sediment was extracted from the fresh subsampled slices (≈ 1.8 cm^{-3}). Moisture content and volume weight were measured by oven-drying at a constant temperature of 105°C using standard soil analysis methods (Chambers *et al.*, 2010 ; Baize, 2018). The residue was then ground in an agate mortar and used for further analyses requiring a dried sample.

The loss on ignition method (LOI, 550°C and 950°C) (Heiri *et al.*, 2001 ; Mazurek *et al.*, 2014) was used to quantify the content of each fraction (organic matter, calcium carbonate and silicates). In order to control carbonate quantification by LOI, Bernard calcimetry (standard NF P94-048) was performed on samples representative of each sedimentary facies and a correction factor was applied. In the absence of identified authigenic minerals, we assume that the non-organic fraction of the samples corresponds to material of detrital origin.

At least one sample was selected per stratigraphic unit (every 20 cm for thicker units) to measure mineral grain size and distribution and to obtain information on the origin of this fraction, depending on the results of the volumetric weight and LOI. Each sample was analysed twice using a laser particle size analyser (Beckmann-Coulter LS13320XR, Universal Liquid Module Plus, Adapt software). The first analysis involved the whole mineral fraction after the destruction of organic matter (OM) by hydrogen peroxide (H_2O_2 35%), and the second after the removal of the calcium carbonate fraction (hydrochloric acid, HCl 30%). The samples were stirred in a solution of sodium hexametaphosphate ((NaPO3)6 0.5%) and sonicated to separate the last sediment aggregates. Grain size distribution data were analysed and classified using Gradistat software and gain scale (Blott and Pye, 2001). In the results, for each unit an

average was calculated per stratigraphic unit on the median particle size values of the total and decarbonated fractions ('Mode 1c' and 'Mode 1nc' respectively).

Selected samples were examined by polarised light microscopy to determine the origin of the carbonate grains (primary or precipitated). The abundance of coccolith nanofossils was assessed on bulk samples. With diameters ranging from 3 to 30 µm, they are the main component of local Cretaceous chalk.

Histic horizons and organic matter characterisation

In all histic soil horizons of the PMC (ST54), the rubbed fibre method of Gobat et al. (2010) was applied on fresh (wet) peat to quantify the fibre content (>200 µm) and the amorphous OM (>50 µm) in order to quantitatively determine the degree of peat deposit preservation. In this paper, we consider that the fibres concern the fraction greater than 200 µm.

Carbon and nitrogen quantification were carried out on dry ground decarbonised samples in order to accurately measure the organic carbon stored in peat deposits (Chambers *et al.*, 2010). Samples were crushed in an agate mortar and decarbonated with 1 and 3 mol HCl. Total organic carbon (TOC) and nitrogen were measured by CHNS Flash 2000 Thermoscientific at the Laboratoire de Géographie Physique and Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. The TOC/N ratio can be used to estimate peat conservation (Garcin *et al.*, 2022).

3.2.4.3. Bioproxies

Palynology

Palynological analysis of the PMC (ST54-P) was carried out on 58 samples taken from Holocene peat deposits (5-to-2-cm intervals). Resolution is highest in the top three metres of the sequence, facilitating correlations between changes in sedimentation and environmental evolution.

The method of Reille (1990) was used to identify pollen. As the detailed results of the palynological study are the subject of a forthcoming publication (Mathieu et al. in prep.), we only use two simplified pollen ratios in this paper; the ratio between the sum of pollen from trees and shrubs (AP) and herbaceous plants (NAP) to illustrate the opening of the nearby landscape (Favre *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2010); and the same ratio without *Cyperaceae* in the NAP group to remove the influence of the dominant fen vegetation at a more regional scale.

Macrofossils

Macrofossil preparation and analysis followed standard procedures (Grosse-Brauckmann, 1986). From PMC ST54-P, 35 macrofossil samples (≈ 29.5 cm^3) were used (similar to the 5-cm-spaced palynology

samples). Macrofossils (seeds, fruits, roots, molluscs) were examined using the identification references of Michaelis (2002) and Michaelis et al. (2020). Macrofossil types were stratigraphically ordered, and biozones were distinguished to facilitate successional descriptions and interpretations. A summarised data frame was built from the macrofossil diagram to highlight the results related to water table level variations. Like for the pollen analyses, we only present an overview of the data as the details will be published in the same forthcoming paper.

3.2.4.4. Radiocarbon dating

A total of 39 radiocarbon dates were obtained, mainly from samples taken from the peat accumulation reference cores (15 dates on PMC ST54-P) and the palaeochannel (nine ages including five from the mid-Holocene CMC ST57). Samples were taken close to stratigraphic boundaries in order to construct a chronology of the dynamic changes observed along the section. The radiocarbon dating laboratory in Poznań (Poland) mainly analysed bulk peat, and some leaf macroremains, wood remains and charcoals, using accelerator mass spectrometry after decarbonation pre-treatment. Two additional dates were analysed by the Beta Analytics laboratory (California, USA) to refine the chronology of the master peat core.

Calibrations are calculated using OxCal version 4.4 (Ramsey, 2009) and IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) with a confidence interval of 95.4%. The age-depth model is calculated using the <rbacon> package with a 1 cm step (Blaauw et al., 2022; Blaauw and Christen, 2011; package <rbacon>, v.4 2022). In this paper (text and figures) the calibrated ages are expressed in cal BP with 2σ.

Difficulties in dating peat are reported in the literature in relation to the dated sample fraction, including possible contamination such as carbonates, roots, humic acids, fluctuations in the water table or OM from slope soil erosion (Törnqvist *et al.*, 1992 ; Shore *et al.*, 1995 ; Väliranta *et al.*, 2014). Furthermore, a difference between bulk dating and plant macrofossil dating is sometimes observed in these studies. Depending on peat conservation, most of the dating was carried out on bulk sediment samples, so the results are less precise than for dating leaf remains.

3.2.5. RESULTS

The presentation of the results from the Morcourt site starts with a detailed description of each stratigraphic unit from both reference cores with their age models (fig. 3.2), including analytical data of PMC (fig. 3.3), and then continue with the chronostratigraphic description of the entire transect (fig. 3.4).

3.2.5.1. Sedimentological, geochemical and palaeoenvironmental characterisation of sedimentary units from the peat master cores (ST54) and the channel master core (ST57)

Descriptions are based on sedimentological and geochemical data (water content, OM concentration, carbonate and silicate fraction characterisation, fig. 3.3), radiocarbon ages (tab. 3.1), pollen (ratio AP/NAP, fig. 3.4) and plant macrofossil identifications (tab. 3.2). The description of the units is divided into three depositional periods: the Late Glacial with the first peat development during the milder Interstadial, then the peat development optimum in the early and mid-Holocene, and the late Holocene when the system was more severely disturbed.

The two main cores described in this chapter, ST54 for the PMC and ST57 for the CMC sequence (fig. 3.2), are well dated (15 and five ages respectively, see tab. 3.1). Two stratigraphic models can be constructed and the descriptions can be sectioned and related to the local chronostratigraphic zones. Although there are some hiatuses in both cores, sediment accumulation occurs throughout almost the entire Late Glacial and Holocene.

Two radiocarbon ages were excluded from the age-depth model of the peat sequence (ST54-P, fig. 3.2) because they are too young compared to the surrounding ages (probable root contamination). The model shows three sedimentation hiatuses. The Pleniglacial/Late Glacial transition (≈4,800-year gap, 795 cm deep) and the Younger Dryas (≈1,700-year gap, 640 cm deep) represent major erosional events in the Late Glacial section. The third is at the beginning of the Subboreal and ends at the beginning of the Subatlantic (Late Holocene, ≈2,200-year gap, 324 cm deep). The age model provides accumulation rates, the accumulation of peat layers is relatively constant (about 0.3 mm/yr) with the exception of the late Holocene period, during which peat accumulation is faster (1 mm/yr).

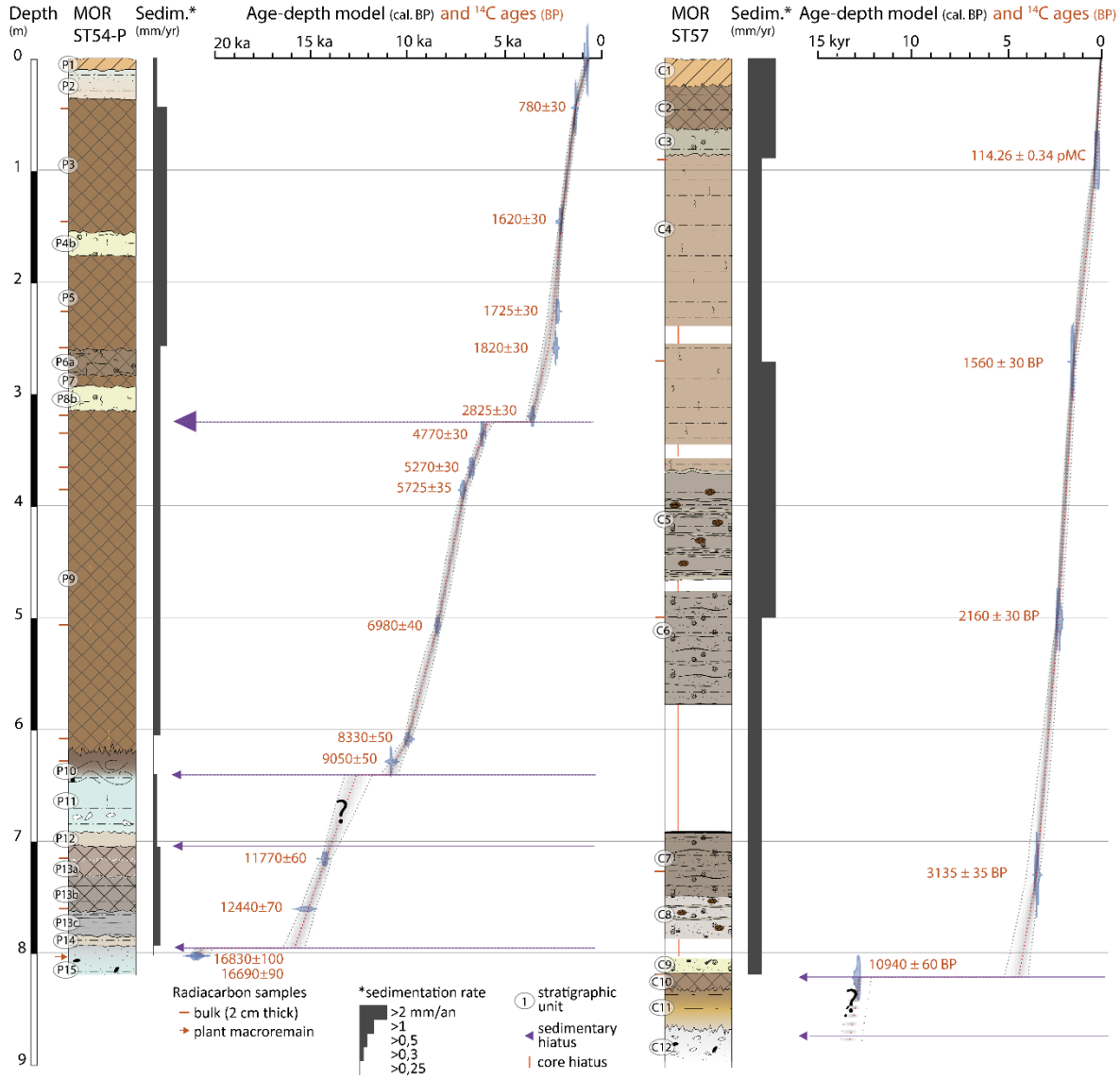


Figure 3.2 Age-depth model of the bioproxy PMC ST54-P and CMC ST57. PMC: peat master core, CMC: channel master core. *Stratigraphic units ST54-P/ P1: modern soil; P2: hydromorphic organic silt; P3: peat; P4b: light-yellow carbonated silts with molluscs; P5: peat; P6a: carbonated silty peat; P7: peat; P8b: light-yellow carbonated silts with molluscs; P9: peat; P10: dark-brown organic clayey silt with flint; P11: carbonated blue-grey silts with plant remains; P12: light-brown carbonated silts; P13: compact peat with calcareous beds; P13b: compact silty peat; P13c: interbedded peat and carbonated silt; P14: light-brown carbonated silts P15: carbonated blue-grey silts with calcareous granules and plant remains. Stratigraphic units ST57/ C1: modern soil; C2: silty peat , C3: hydromorphic clayey silts with molluscs; C4: bronze muddy silts; C5: interbedded muddy silts with molluscs, with grey clay and peat fragments; C6: stratified muddy silts with molluscs; C7: stratified muddy silts with molluscs; C8: accumulation of mollusc shells with silty beds and eroded peat; C9: mollusc shells and calcareous tufa with oncolites; C10: compact dark-brown peat; C11: gyttja; C12: chalk and flint gravels in a calcareous mud matrix.*

ST54 Weichselian Pleniglacial and Lateglacial deposits (≈20-11.75 cal ka BP)

Pleniglacial and Late Glacial deposits extend over 130 cm from the bottom and vary in composition and texture, reflecting climatic changes during this period.

Unit P15 (802-770 cm, 20,100-15,200 cal BP) is a carbonated blue-grey fine silt with chalk granules. Rare plant macroremains are present. The base of the core is attributed to the Upper Pleniglacial (tab 3.1). P15 is only present on ST54-P.

Unit P14 (770-756 cm, 15,200-14,400 cal BP) is characterised by a slightly organic, carbonated beige fine sandy silt (fig. 3.4, Slo). The mineral fraction is dominated by calcium carbonates (74.4%), then silicates and OM (19.4% and 6.2% respectively on average of dry samples (fig. 3.3). Contact with P13 is progressive, characterised by gradual organic enrichment. This unit is associated with the Late Pleniglacial period (fig. 3.2).

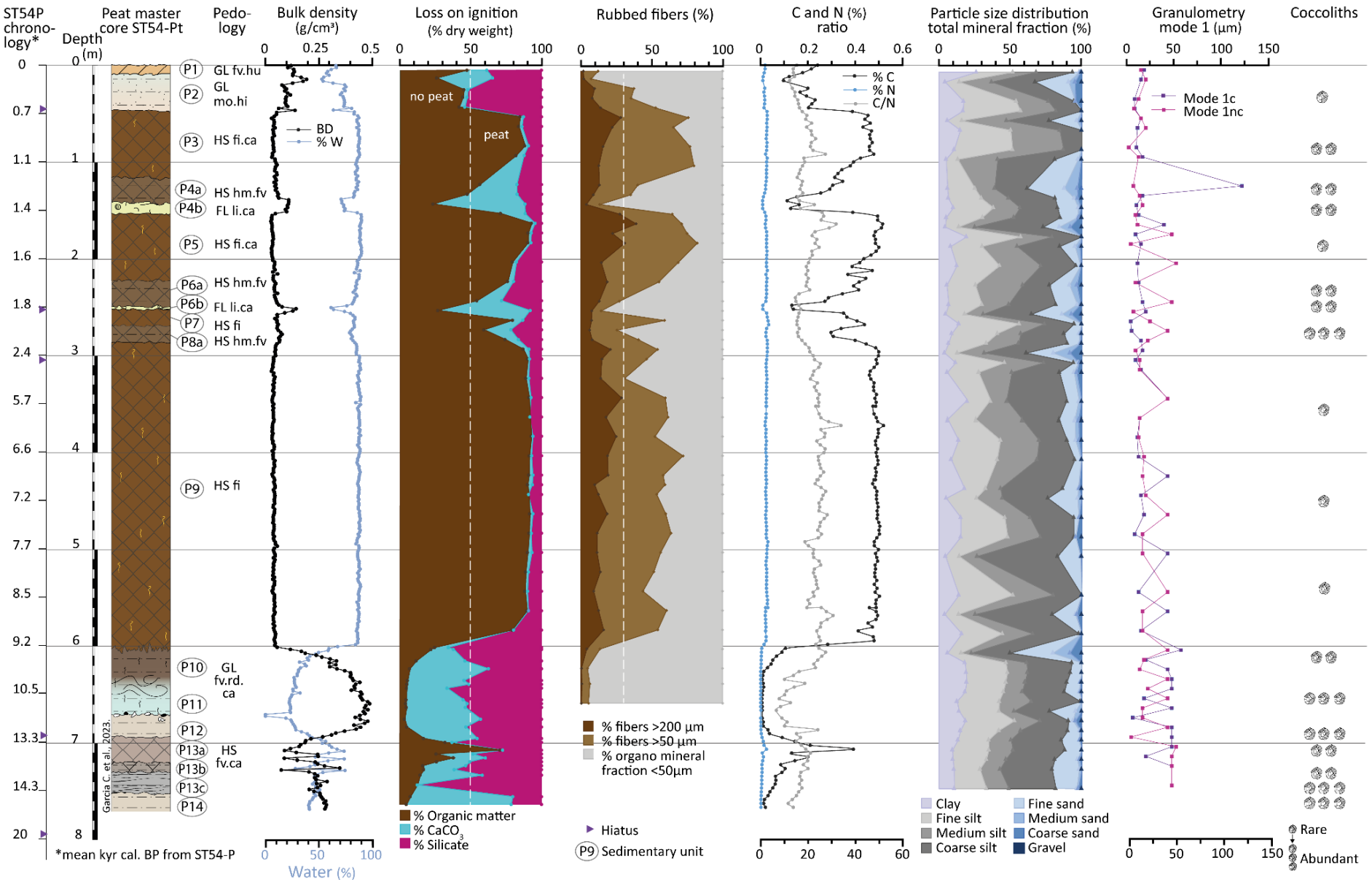
Unit P13 (756-696 cm; 14,400-13,200 cal BP) contains more OM than P14. It is subdivided into three subunits associated with Bølling and Allerød phases. According to its characteristics, it corresponds to a Fluvic Calcaric Histosol.

Subunit P13c (756-738 cm, fig. 3.4: cP) is characterised by a fine interstratification of more or less organic carbonated silts. This subunit is composed of 33.4% of calcium carbonates, 50.9% of silicates on average. This fraction is poorly sorted and dominated by coarse silt and fine sand (mode 1c: 47.9 µm; mode 1nc: 43.7 µm, fig.3. 3).

Subunit P13b is a compact fine silty carbonated peat with mollusc shells and plant macroremains (cP). The mean OM content is about 21.2% and the main mineral fraction is represented by 27.7% of calcium carbonates and 51.1% of silicates. The mineral fraction is poorly sorted, bimodal and mainly composed of coarse silts and very fine sands (mode 1c: 20.7; 48 µm; mode1nc: 48; 52.7 µm).

Subunit P13a is a compact peat including a single bed of chalky sand (3 mm thick). The texture is similar to that of SU 13b. Silicates make up 27.3 to 63% and calcium carbonates 2.1 to 42.4 % of peat composition. The proportion of OM reaches 70.7% at the maximum (708 cm), and varies from 17.8% to 36.8%. The upper part is better preserved than the lower part and some plant macroremains are still present. The top of the unit is truncated, probably due to an erosive episode preceding the deposition of SU P12.

Figure 3.3. PMC ST54-Pt: Variation in sedimentological and geochemical parameters and age model. PMC: peat master core. Stratigraphic units ST54-Pt: see Fig. 3.2 except for P8a and P4a: carbonated silty peat; P6b: carbonated silts with molluscs. Pedology: GL fv.hu: Fluvic Humic Gleysol; GL mo.hi: Mollic Endo-Histic Gleysol; HS fi.ca: Fibric Calcaric Histosol; HS hm.fv Hemic Fluvic Hsitosol; FL li.ca: Limnic Calcaric Fluvisol; HS hm.fv: Hemic Fluvic Histosol; HS fi: Fibric Histosol; GL fv.rd.ca Fluvic Reductic Calcaric Gleysol; HS fv.ca: Fluvic Calcaric Histosol.


ST54P chrono-logy*
Depth (m)
Peat master core ST54-Pt
Pedo-logy
Bulk density (g/cm³)
Loss on ignition (% dry weight)
Rubbed fibers (%)
C and N (%) ratio
Particle size distribution total mineral fraction (%)
Granulometry mode 1 (µm)
Coccoliths
P1 GL fv.hu
P2 GL mo.hi
P3 HS fi.ca
P4a HS hm.fv
P4b FL li.ca
P5 HS fi.ca
P6a HS hm.fv
P6b FL li.ca
P7 HS fi
P8a HS hm.fv
P9 HS fi
P10 GL fv.rd. ca
P11
P12
P13a HS fv.ca
P13b
P13c
P14
Garcia C. et al., 2023.
BD
% W
Water (%)
no peat
peat
% Organic matter
% CaCO3
% Silicate
% fibers >200 µm
% fibers >50 µm
% organo mineral fraction <50µm
Hiatus
P9 Sedimentary unit
% C
% N
C/N
Clay
Fine silt
Medium silt
Coarse silt
Fine sand
Medium sand
Coarse sand
Gravel
Mode 1c
Mode 1nc
Rare
Abundant
*mean kyr cal. BP from ST54-P

Sample	Core	Lab code	Material	Core depth (cm)	Conventional ^{14}C age BP	Calibrated age BP from	Calibrated age BP to	% confidence 2σ
MT1	ST54	Poz-146485	peat	42-44	780 +30	731	671	95,4
MT2	ST54	Poz-155370	peat	145	1620 ± 30	1545	1407	95,4
MT3	ST54	Poz-146771	peat	162-164	1860 ± 30	1864	1707	95,4
MT4	ST54	Poz-155443	peat	225	1725 ± 30	1702	1542	95,4
MT5	ST54	Poz-146483	peat	257-259	1820 ± 30	1820	1624	95,4
MT6	ST54	Poz-146563	peat	318-320	2825+35	3059	2849	95,4
MT7	ST54	Beta - 662076	peat	335	4770 +/- 30	5587	5335	95,4
MT8	ST54	Beta - 662077	peat	365	5270 +/- 30	6182	5936	95,4
MT9	ST54	Poz-155371	peat	385	5725 ± 35	6630	6408	95,4
MT10	ST54	Poz-146773	peat	453-455	7000 ± 40	7934	7723	95,4
MT11	ST54	Poz-155695	peat	506	6980 ± 40	7928	7699	95,4
MT12	ST54	Poz-146774	peat	607-609	8330 ± 50	10156	9690	95,4
MT13	ST54	Poz-146920	organic silts	627-629	9050 ± 50	10369	9964	95,4
MT14	ST54	Poz-146564	peat	752	11770 ± 60	13766	13500	95,4
MT15	ST54	Poz-146565	peat	778	12440 ± 70	14976	14237	95,4
MT16	ST54	Poz-147022	plant remain	802	16830 ± 100	20565	20060	95,4
MT17	ST54	Poz-156239	plant remain	805	16690 ± 90	20417	19919	95,4
MP1	ST57	Poz-146775	organic silts	90	114.26 ± 0.34 pMC	258	32	95.4
MP2	ST57	Poz-146777	organic silts	270	1560 ± 30	1525	1373	95,4
MP3	ST57	Poz-146566	organic silts	500	2160 ± 30	2305	2006	95,4
MP4	ST57	Poz-146778	organic silts	728	3135 ± 35	3448	3248	95,4
MP5	ST57	Poz-146776	org silts/peat	820	10940 ± 60	13058	12750	95,4
MP6	ST49	Poz-141413	Plant remain	190	1760 ± 30	1717	1569	95,4
MP7	ST50	Poz-140520	charcoal	683	4 460 ± 40	5294	4886	95,4
MP8	ST26	Poz-141414	remain	380	2230 ± 30	2336	2149	95,4
MP9	ST26	Poz-141416	wood	720	6 850 ± 60	7829	7579	95,4
MS1	ST41	Poz-146492	peat	50	1030+30	1051	804	95,4
MS2	ST23	Poz-146493	organic silts	45	790+30	736	670	95,4
MS3	ST20	Poz-141417	peat	40	950 ± 30	923	788	95,4
MO1	ST44	Poz-140522	charcoal	403	6930 ± 50	7920	7671	95,4
MO2	ST45	Poz-141366	peat	120	1085 ± 30	1059	930	95,4
MO3	ST1	Poz-141367	peat	380	5830 ± 40	6741	6501	95,4
MO4	ST45	Poz-141410	peat	565	3345 ± 30	3685	3482	95,4
MO5	ST45	Poz-141411	peat	680	9 280 ± 40	10578	10295	95,4
MO6	ST45	Poz-141412	peat	710	10 440 ± 50	12615	12059	95,4
MO7	ST45	Poz-140518	wood	780	10010 ± 40	11706	11279	95,4
MO8	ST17	Poz-140521	Wood	760	11 840 ± 70	13989	13505	95,4
MO9	ST59	Poz-155234	plant remain	120	1430 ± 30 BP	1366	1293	95,4
MO10	ST59	Poz-155696	peat	170	3105 ± 35 BP	3394	3217	95,4

Table 3.1 Radiocarbon ages and calibration. *OxCal intcal20 - OxCal v4.4.4 Bronk Ramsey (2021); r:5 Atmospheric data from Reimer et al (2020). Sample names correspond to MT: peat master core; MP: Southeast Holocene palaeochannel; MS: topsoil; MO: others.*

Unit P12 (696-686cm, 13,200–13,000 cal BP) is a beige, slightly organic silt with calcareous fine sand (Slo, mode 1c: 48 µm; mode 1nc: 5.1 µm). The appearance of this unit is similar to unit P14, with a detrital fraction dominated by silicates (45.3%). The $CaCO_3$ fraction decreases (37.8%), but coccoliths are still very abundant. A few chalk and flint gravels (0.2 to 1 cm in diameter) are present in fine beds near the bottom of the deposits. Bulk density is higher than in the previous SU (0.36 g/cm^3, (fig. 3.4). This unit is attributed to the Younger Dryas (YD) cold event.

Unit P11 (686-636 cm, 13,000-11,990 cal BP) is a blue-grey (hydromorphic: reduced iron) carbonated silt with some scattered gravel beds (fig. 3.5, Sb). The gravels are small (max 1 cm in diameter) with a mix of rolled and angular chalk and flint. The mineral fraction is poorly sorted, heterogeneous and dominated by coarse silt (mode 1c: from 48 to 6.8 µm; mode 1nc: from 43.7 to 17.2 µm). The unit is dominated by silicates (53.7%), followed by calcium carbonates (41.6%) with very abundant coccoliths. It is the deep horizon of a Fluvic-Reductive Calcaric Gleysol. This unit is attributed to the YD cold event.

ST54: Early and Mid-Holocene (11.75-5.5 cal ka BP)

The early and mid-Holocene periods (11,750-4,200 cal BP, Kalis *et al*., 2003) are associated with the Preboreal, Boreal and Atlantic chronozones, for which peat development conditions are favourable (warmer and watered climate). At the transition between P11 and P10, OM and plant macroremains content gradually increases. A few bioturbations are visible at the interface of the two SU (probably from roots). This layer is associated with a thick Fibric to Hemic Histosol. From this period onwards, pollen (fig. 3.4) and macrofossil (tab. 3.2) analyses complete the stratigraphic and sedimentological information.

Unit P10 (636–600 cm; 10,250-9,250 cal BP) is a brown clayey silt, with fine flint gravels and macrofossils. The sediment looks similar but is finer than P11 and is characterised by an enrichment of OM (7.1-24.8%). In the lower part, $CaCO_3$ dominate (55.7% compared to 37.3% of silicates) and an inversion appears at the top (silicates 65.6% and CaCO3 9.6%). Coccoliths are less abundant. Silt is the main particle (medium to coarse). At the top, a change in granulometry composition is visible, although the texture is still a mixture of silt and clay, with dominant coarse silts (mode 1c: 57.8 µm mode 1nc: 43.72 µm) (fig. 3.3).

Macrofossils of molluscs and plants were identified (tab. 3.2) but do not provide clear environmental information. A probable high-water level at this site is indicated by a fish bone. The pollen is indicative of a relatively open landscape (fig. 3.4). The unit is dated to the Preboreal (early Holocene) and associated with a Fluvic-Reductive Calcaric Gleysol.

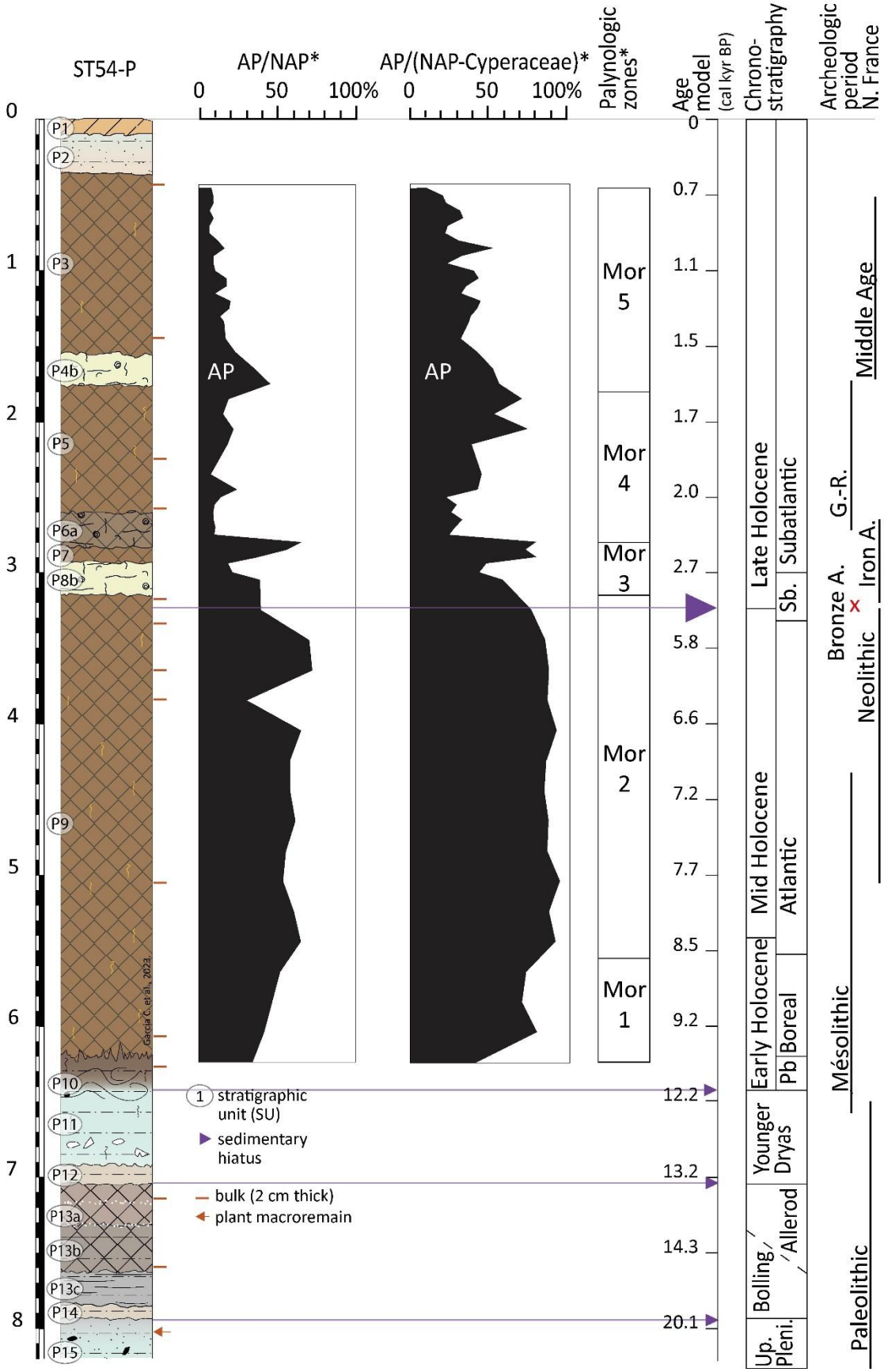


Figure 3.4 PMC ST54-P: Pollen analysis ratios. PMC: peat master core. *Stratigraphic units ST54-P: see fig. 3.2 description. Pollen zonation by Mathieu 2023 (annexe 3.2).; Chronostratigraphy from Walker et al. (2019) Litt at al. (2001 ; 2009).*

SU	Name	Zones	Dept (cm)	Vegetation	Indicator	Water level
P3	P	PFM-H2	46	Brown moss-sedge reed with *Juncus* and *Thelypteris*	*Chara contraria* oospores, *Calliergon giganteum*	Very wet to high water level
P3	P	PFM-H1	104-67	*Cladium* reed	No *Chara*, no Molluscs	Permanently very wet conditions
P4a P3	P	PFM-G2	145-127	*Schoenoplectus-Cladium* reed	*Chara contraria* oospores, Molluscs (*Pisidium sp., Bithynia tentaculata*)	Permanently high water level
P4b	Sco	PFM-G1	175-167	*Schoenoplectus* reed	Molluscs (*Pisidium sp., Bithynia tentaculata*)	Permanently high water level
P5	P	PFM-F	258-185	Small sedge reed	*Carex limosa* radicels, no *Chara*, Molluscs (*Bithynia tentaculata, Planorbis planorbis, Valvata cristata, Pisidium sp*.)	Permanently very wet conditions
P6a P7 P8b	Sp P Sco	PFM-E	308-269	*Phragmites-Typha* reed	*Chara contraria* oospores, Molluscs (*Bithynia tentaculata, Planorbis, planorbis, Valvata cristata* -P6a, *Pisidium sp*.)	Probably permanently very wet conditions
P9	P	PFM-D	367-328	*Phragmites* reed	No *Chara*, no Molluscs	Permanently very wet conditions
P9	P	PFM-C	407-388	*Phragmites* reed	*Chara contraria* oospores	Permanently high water level
P9	P	PFM-B	568-426	*Phragmites* reed	No *Chara*, no Molluscs, rarely *Lemna*	Fluctuating, probably not permanently highwater level
P9	P	PFM-A2	608-548	*Phragmites-Carex* reed	*Cladocera ephippium*	Fluctuating, probably not permanently high water level
P10	So	PFM-A1	627	unclear	Molluscs (*Bithynia tentaculata, Vertigo pygmaea*), fish remains	Probably high water level

Table 3.2 PMC ST54-P: Main macrofossil environmental indications. *SU : stratigraphic unit* cf *fig. 3.2. Name* cf. *fig. 3.5.*

Unit P9 (600-288 cm, 9,250-5,250 cal BP) corresponds to a large accumulation of brown to reddish peat (322 cm) with a large amount of plant remains. OM is the dominant fraction with 89.6% of the dry mass (48.2% of TOC and 2.4% of TON). The average C/N ratio is 20.3 and varies from 11.5 to 28.2. In the mineral fraction, calcium carbonates represent 0.01-3.2% of dry matter and silicates 8.4% on average. Most of the mineral fraction is made up of very fine calcium carbonate silts and fine silicate silts. Due to the low inorganic fraction, grain size results are not very conclusive (annexe 3.1). The average water content is 89.6% and the average dry bulk density is 0.04 g/cm^3.

The whole sequence can be described as a Fibric Histosol (fibre >200 µm over 30%). While the OM content is constant across the SU, the fibre content is lower at three depths: i) 544 cm, ii) 384 cm and iii) 324 cm. These changes also cause variations in the C/N ratio, which decreases at each of these depths with greater degradation of initial plant OM. Plant macrofossils (tab. 3.2) reveal changes in the water table or peat vegetation at each variation: i) the transition from zone PFM-B to PFM-C is probably due to a decrease in the *Carex* reed fraction; ii) the transition from PFM-C to PFM-D indicates a rise in the

water table (occurrence of *Chara contraria* oospores); iii) the transition from PFM-D to PFM-E indicates a further rise in the water table (occurrence of *Chara contraria* oospores, presence of aquatic molluscs).

Two palynozones have been identified, the first (Mor1 - corresponding to PFM-A2), at the base of the peat, shows an increase in AP (9,300 to 8,600 cal BP), indicating the development of tree vegetation. The second (Mor2 - corresponding to PFM-B -C and -D) shows a constant proportion of AP, inducing a stable forested landscape, where the proportion of AP starts to decrease from 5,800 cal BP (fig. 3.4). P9 expands during the early and mid-Holocene.

ST54: Late Holocene record

The late Holocene record is characterised by rapid changes in sedimentological architecture: alternating peaty episodes and detrital events. A similar pattern occurs three times: i) peat growth, ii) then an enrichment in the detrital sediment load, iii) then peat accumulation continues with a significant detrital fraction. The detrital fraction is illustrated by the significant presence of siliceous sediment, as well as by the carbonate fraction rich in coccoliths (fig. 3.2). The top of the Holocene sequence is covered by a layer of hydromorphic organic silts. According to the WRS, the first metre of soil can be qualified as Mollic Andohistic Gleysol.

Unit P8 (288- 270 cm, 3,300-2,300 cal BP) can be divided into two subunits that are not present in both PMC (ST54-P and ST54-Pt). This is most likely due to the spatial variability of the fen system (Larkin, 2018; Pawłowski et al., 2014).

In P8a, OM is still the main fraction (66.8%). The silicate and calcium carbonate content clearly increases (19% and 14.3%) and this subunit is particularly rich in coccoliths. The mineral fraction is dominated by fine and medium silt (mode 1c: 15.7 to 5.6 µm; mode 1nc: 22.8 to 43.7 µm), the finest particles are dominated by calcium carbonate. The bulk density is higher (0.07 gr.cm3). With less preserved fibres > 200 µm (7%), the unit is qualified as Fluvic Hemic Histosol. The plant constituents of the peat are mainly *Phragmites* and *Typha*. The presence of aquatic molluscs and *Chara contratia* oospores probably indicates permanent very wet conditions (tab. 3.2, PFM-E). While NAP dominates for the first time in the Holocene sequence, suggesting landscape opening (fig. 3.3, Mor3), P8 is associated with the Subatlantic chronozone.

Unit P7 (270- 254 cm, 2,300-2,070 cal BP) is a thin layer of brown peat, rich in plant remains (7% of the fibres >200 µm), described as a Hemic Histosol. The decrease in detrital material is progressive ($CaCO_3$: 7.3% and silicates: 13.1%) and OM reaches 79.6%. Compared to P8, coccoliths are less abundant. The dominant particles of the unit are poorly sorted fine silt and coarse silt dominating the non-carbonated fraction (mode 1c: 4.7 µm, mode 1nc: 25 µm). This SU is part of the same macrofossil and pollen zones as P8. An important increase in the AP ratio is observed in the pollen curves.

Unit P6 (254-222 cm, 2,070-1,820 cal BP) is divided into two subunits: P6b (254-250 cm) and P6a (250-222 cm) and corresponds to the three-step model of peat enrichment in detrital components described in the introductory subsection 4.1.3.

Subunit P6b (254-250 cm, 2,070-2,040 cal BP) is made of a pale-yellow calcareous organic silt with plant macroremains (fig. 3.5, Sco) and aquatic molluscs. The mineral fraction is dominated by poorly sorted, very fine sandy coarse silt (mode 1c: 20.73 µm; mode 1nc: 7.43 µm). Calcium carbonates are abundant (65.1%), as are coccoliths, and silicates represent 8%. OM accounts for 26.9% and fibres for 7.6% of the dry sample. The water content is 83.5% of the fresh sample (fig. 3.3). P6b bottom shows a rapid loading of detrital components and a progressive loss towards the top. This deposit is associated with a paleo Limnic-Alkaline-Fluvisol.

Among the macrofossils, the plants found in this unit are dominated by *Phragmites* and *Carex rostrata* and the molluscs are mainly aquatic (Tab. 3.2). The AP/NAP curves (with and without *Cyperaceae*) indicate the beginning of an AP recovery which indicates a slight landscape closure (fig. 3.4). This unit is associated with early Subatlantic and regional High Roman Empire settlements.

Subunit P6a (250-222 cm, 2,040-1,820 cal BP) is a brown-grey silty peat with some mollusc shells and plant remains (fig. 3.5: sP), similar to P8a. In comparison to P6b, there is an increase in the quantity of OM (54.5 to 76% in the upper part). The detrital component decreases upwards for calcium carbonates (17.4 to 4.3 %), as well as for silicates (28.1 to 19.6 %). Coarse silt is dominant in the global grain size distribution (mode 1c: 13 µm), fine (carbonated) sand is also well represented. The decarbonated fraction is bimodal, dominated by medium (mode 1c: 9.8 µm) and coarse silts.

P6a corresponds to a Subatlantic (Roman epoch) Fluvic-Humic Histosol (15.8% of fibres >200µm). It belongs to the same macrofossil zone as the previous subunit (tab. 3.2 - PFM-E), while a change of pollinic zone occurs for the pollen (fig. 3.4: Mor 4). The AP content is low, fluctuating below 20% of AP for the regular AP/NAP ratio and below 40% for the AP/NAP ratio without *Cyperaceae*.

Unit P5 (222-154 cm, 1,820-1,480 cal BP) is made up of a brown peat with well-preserved plant remains characterised by a high accumulation rate (1 mm/yr, fig. 3.2). It averages 88.5% water content and the dry mass consists of 84.8% OM (46.1% TOC). The detrital fraction decreases to 5.6% for calcium carbonates and 9.6% for silicates. The main grain size is medium silt for the global sample (mode 1c: 11.9, 15.7, 9.8 µm), the decarbonated granulometry is not very conclusive (low detrital fraction, fig. 3.3). The base of the peat unit is hemic (fibres :18.6%), and fibric (fibres: 30.9%). In this Hemic to Fibric Histosol, the remaining peat vegetation is dominated by small sedge and *Carex limosa* (tab. 2), showing continuing very wet conditions. The pollen record (fig. 3.4, Mor4) indicates a more open landscape at the bottom of the unit, but an increase in AP at the top, implying a partial progression of forest cover on the plateaus.

Sub-unit P4b (154-144 cm, 1,480-1,430 cal BP) is a light-yellow calcareous organic silt with plant macroremains and mollusc shells, as in P6b. The dry composition is similar with 64.8% calcium carbonates and 11.6% silicates and 23.5% OM. The detrital fraction is characterised by poorly sorted grains, medium silt particles dominate (mode 1c: 10.8µm), and the main decarbonated fraction is mainly medium to coarse silt (mode 1nc: 17.2 µm). As in layer 6b, bulk density is higher (0.1 g/cm^3) and the water content is lower (72.9%) than in the surrounding peat (fig. 3.3). Fibres larger than 200 µm are not very abundant (3.8%) and show some remains of *Schoenoplectus* (*Cyperaceae*), indicating a permanently high water level (Tab. 3.2, PMF-G1). The pollen is dominated by NAP and a significant proportion of *Cyperaceae* (fig. 3.4: Mor 5). P4b is a Limnic-Alkaline Fluvisol of the Mid-Subatlantic and High Middle Ages.

Sub-unit P4a (144-118 cm; 1,430-1,240 cal BP) is a silty peat with some mollusc shells, similar to P6a. The transition with the previous subunit is progressive and characterised by a loss of calcium carbonates (30.7%) and an enrichment in silicates (17.2%). The detrital fraction is dominated by medium and coarse silt (mode 1c: 17.2 µm; mode 1nc: 14.3 µm). OM becomes the main component (52.1%) and the quantity of fibres increases from 8.8 to 13%. 84.9% of the fresh sample is composed of water and the bulk density is of 0.05 g.cm^3 (fig. 3.3). Peat vegetation is similar to the previous subunit with the emergence of *Schoenoplectus* reed (tab. 3.2, PFM-G1). This unit marks the beginning of a sustained decrease in AP (fig. 3.4, Mor5). P4a is associated with the Middle Ages, and classified as a Fluvic Hemic Histosol.

Unit P3 (118-48-cm, 1,240-730 cal BP) is a brown peat with well-preserved plant macro-remains (85.6% OM and 28% fibres over 200 µm). The high values of the C/N ratio (22.7 at 92 cm) indicate that the peat at the bottom is more decomposed than the peat at the top (15.8 at 56 cm). This peat layer exhibits a higher proportion of detrital material (16.2 to 21.8%) than the previous ones and contains an average of 2.6% of calcium carbonates and 11.8% of silicates (mode 1c: from 10.8 to 17.2 µm; mode 1nc: from 2.7 to 20.7 µm). Water represents 86.6% of the fresh sample and the bulk density is 0.04 g.cm3 on average. The plant macrofossils are mainly *Cladium* reed, aquatic molluscs are no longer present (tab. 2), indicating a possible lowering of the water table with still very wet soil conditions (PFM-H1). The upper part of the peat is subdivided into another zone, PFM-H2, where macrofossils are more closely related to a very wet to high water level. Landscape openness is relatively constant (fig. 3.4). This unit corresponds to a Hemi-Calcareous Histosol of the Middle Ages.

Unit P2 (48-10 cm, 730-230 cal BP) is characterised by a grey organic clayey silt showing oxidation and reduction features (fig. 3.3). The dominant fraction is silicates (48.1% on average), followed by OM (39.5%) and calcium carbonates (12.4 %). The total decarbonated detrital fraction is poorly sorted and dominated by medium silt and clay (mode 1c :8.5 µm; mode 1nc: 6.5 to 13.6 µm). The water content gradually decreases (≈80 to 55%), while bulk density rises (0.06 to 1.17 g.cm3). This unit is a gleyic sublayer of a Fluvic Gleysol associated with the Late Middle Ages.

Unit P1 (10-0 cm, 230-0 cal BP) corresponds to the topsoil A horizon of the Gleysol. The brown, highly organic silt with a granular structure contains mollusc shells and roots (fig. 3.3). The detrital fraction is characterised by poorly sorted silt (67.3%) and clay (26.3%), dominated by medium-sized silt (mode 1c: 18.9 µm). The decarbonated fraction is even less well sorted, with much less clay (3.4%) and mostly medium to coarse silt (26.6%; mode 1nc: 15.7 µm).

ST57: characterisation of sedimentary units from the Paleochannel sequence

CMC ST57 is located in the middle of a deep palaeochannel adjacent to the chalk cliff, a section of the sediment record is missing from 690 to 578 cm (fig. 3.2). ST57 exhibits a main hiatus at 818 cm deep (≈8400-year gap, fig. 3.2), from the Allerød to the beginning of the Subboreal.

Unit C12 (902-870 cm, before 13,300 cal BP) is the basal SU consisting of angular and rolled flint and chalk gravels in a calcareous mud matrix.

Unit C11 (870-836 cm, 13,300-12,900 cal BP) is a light-brown carbonated gyttja that gradually becomes loaded with OM towards the top. There is a bed of shells at a depth of 865 cm and a wood remnant at 860 cm. This unit is probably associated with the Bølling or the beginning of the Allerød interstadial.

Unit C10 (836-818 cm, 12,900-12,800 cal BP) is a carbonated dark-brown and compact peat (OM: 66%) with a truncated upper part (fig. 3.3). The organic load reaches a peat composition and the top of the peat is related to the Allerød interstadial (13,058-12,750 cal BP). Detrital particles are predominantly fine with 17% clay and 22% fine silt and very coarse silts are predominant in decarbonated particles (29.1%; mode 1c: 5,1 µm; mode 1nc: 39,8 µm).

Unit C9 (818- 802 cm, 4,400-4,200 cal BP) is composed of an accumulation of aquatic mollusc shells and some reworked fragments of calcareous tufa and small rolled oncolites. Fish bones are present. There is a significant chronological gap with the previous unit (8,400 ka). This unit is probably Subboreal according to the age above and the age-depth model (Tab. 3.1, fig. 3.2).

Unit C8 (790-771 cm, 4,200-4,100 cal BP) is also characterised by a significant quantity of mollusc shells, with a higher proportion of silt and OM. Some eroded and reworked peat fragments and some thin beds of fine silt are present.

Unit C7 (771-690 cm, 4,100-3,900 cal BP) is a stratified deposit of organic brown silt (8% of OM) from a quiet river bed with a layer of mollusc shells (2 to 3 cm thick). At a depth of 700 cm, silt makes up 84% of the mineral fraction, most of which is classified as medium, and the fractions are poorly sorted (mode 1c:14.3 µm). The decarbonated fraction is also poorly sorted but unimodal and characterised by coarse silt (80% silt; mode 1nc: 43.7µm) with very fine sand (10% sand). The base of this unit is dated to 3448-3248 cal BP. The accumulation rate is high (1 mm/yr).

Unit C6 (578-478 cm, 2,700- 2,200 cal BP), like the previous unit, is a fast accumulating (1 mm/yr) brown to brown-bronze carbonated laminated organic silt with some thin beds of mollusc shell debris underlining the structure. The top is associated with the beginning of the Subatlantic (2,305-2,006 cal BP).

Unit C5 (486-370 cm, 2,200-1,800 cal BP) matrix is also a fast accumulating (>2 mm/yr) brown-bronze carbonated organic silt with more OM (18%). The mineral fraction consists mainly of fine sands (12.6%) and coarse to very coarse silts (34.2%), the clay content reaches 10.5% (392 cm deep: mode 1c 47.9 µm; mode 1nc: 20.73µm). Some light-grey clay layers (1 cm thick) are interbedded, and eroded peat is incorporated into the sediment.

Unit C4 (370-86 cm, 1,800-230 cal BP) is a muddy, very homogeneous organic silt, less stratified, with some plant macroremains, OM content is about 15% of dry mass. The mineral fraction is poorly sorted and consists of fine sands (16.3 to 12.4%) and silts (72.6 to 79%). At a depth of 181 cm, the sediments are coarser (mode 1c: 20.73 µm mode 1nc: 18.88 µm) than at 231 cm (mode 1c: 5.617 µm; mode 1nc: 18.9 µm), whereas the silts are mainly fine. The upper half of the unit accumulated more slowly (0.5-1 mm/yr).

Unit C3 (86-62 cm, 300-150 cal BP) consists of a grey-brown organic silt with mollusc shells and a few rootlets. From this layer onwards, accumulation rates are faster (>2 mm/yr).

Unit C2 (62-24 cm, 150-30 cal BP) is a brown carbonated silty peat, probably sapric.

Unit C1 (24-0 cm, from 30 cal BP) is a topsoil of organic silt with hydromorphic traces and rootlets that can be qualified as an Endohistic Siltic Fluvisol (IUSS Working Group WRB, 2022).

3.2.5.2. Chrono-morphostratigraphy of the sedimentary infilling of the River Somme alluvial plain

The thickness of the complete fluvial sedimentary sequence varies between 1.5 and 11 m along the stratigraphic transect (fig. 3.5). The chalk bedrock (C) shows an asymmetric morphology, with the outer part of the meander (southeast) forming a cliff (≈ 66 m a.s.l.) overhanging the present valley floor by 30 m and the chalk bedrock by 40 m. Along the cliff, below the fluvial deposits, the chalk reaches its lowest altitude (24 m. a.s.l.). At the bottom of the valley, the altitude of the chalk surface is constant and fairly flat (25 m a.s.l.). To the NW, the internal slope of the meander is smooth and gradual, with a flat area (29 m a.s.l. at ST60).

The bedrock is covered by a continuous layer of flint and chalk gravels in a calcareous sandy-silt matrix (Gr, fig. 3.3: SU C12), with a thickness ranging from 50 to 140 cm. The topography suggests a braided

channel, and the deposits were transported by flows during spring debacles. The deposits are associated with the Late Weichselian Pleniglacial (older than 20,000 cal BP, tab. 3.2).

To the north, calcareous colluvium (Cl), composed of calcareous mud and gravels from slope erosion and gelifraction, covers the bedrock (≈3 m) and the gravel bed (Gr). Loess from Late Pleniglacial aeolian deposits covers the slope colluvium. The Gr, at its northern maximum extent, is probably also interbedded with the blue-grey calcareous silts (Sbc; fig. 3.4: P15). Unit Sbc, composed of chalk granules in a silty matrix (from aeolian deposition and erosion of loess and chalk), also forms an almost continuous bank throughout the valley, with a thin and interrupted layer towards the south. This layer is dated to the Late Pleniglacial (20,565-20,060; 20,417-19,919 cal BP) by plant macroremains. This is the oldest radiocarbon dating obtained in the Somme basin (Antoine *et al.*, 2012, a). This shows that there are no older Dryas sediments preserved here and suggests a period of incision.

In the lowest parts, Sbc is covered by beige, slightly organic and carbonated silt of fluviatile origin (Slo; fig. 3.2, 3.3: SU P14). This gradually becomes peat (cP; fig. 3.2, 3.3: P13b, P13a, C10). During the Bølling and Allerød interstadials, peat accumulated in the abandoned channels. Peat formation is an indication of a decrease in fluvial activity and the reduction of water flow to a small channel. The upper and probably the lateral extension of the Bølling and Allerød peat deposits ends abruptly or is truncated and covered by light organic fluviatile silt (Slo, fig. 3.2, 3.3: P12). These deepest peats are dated between 14,976-14,237 and 13,766-13,500 cal BP on the PMC. Two other Late Glacial peats are dated from the Bølling: next to the southern Late Glacial palaeochannel (13,058-12,750 cal BP) and halfway between the Holocene palaeochannel and the peat master core (ST17: 13,808-13,574 cal BP).

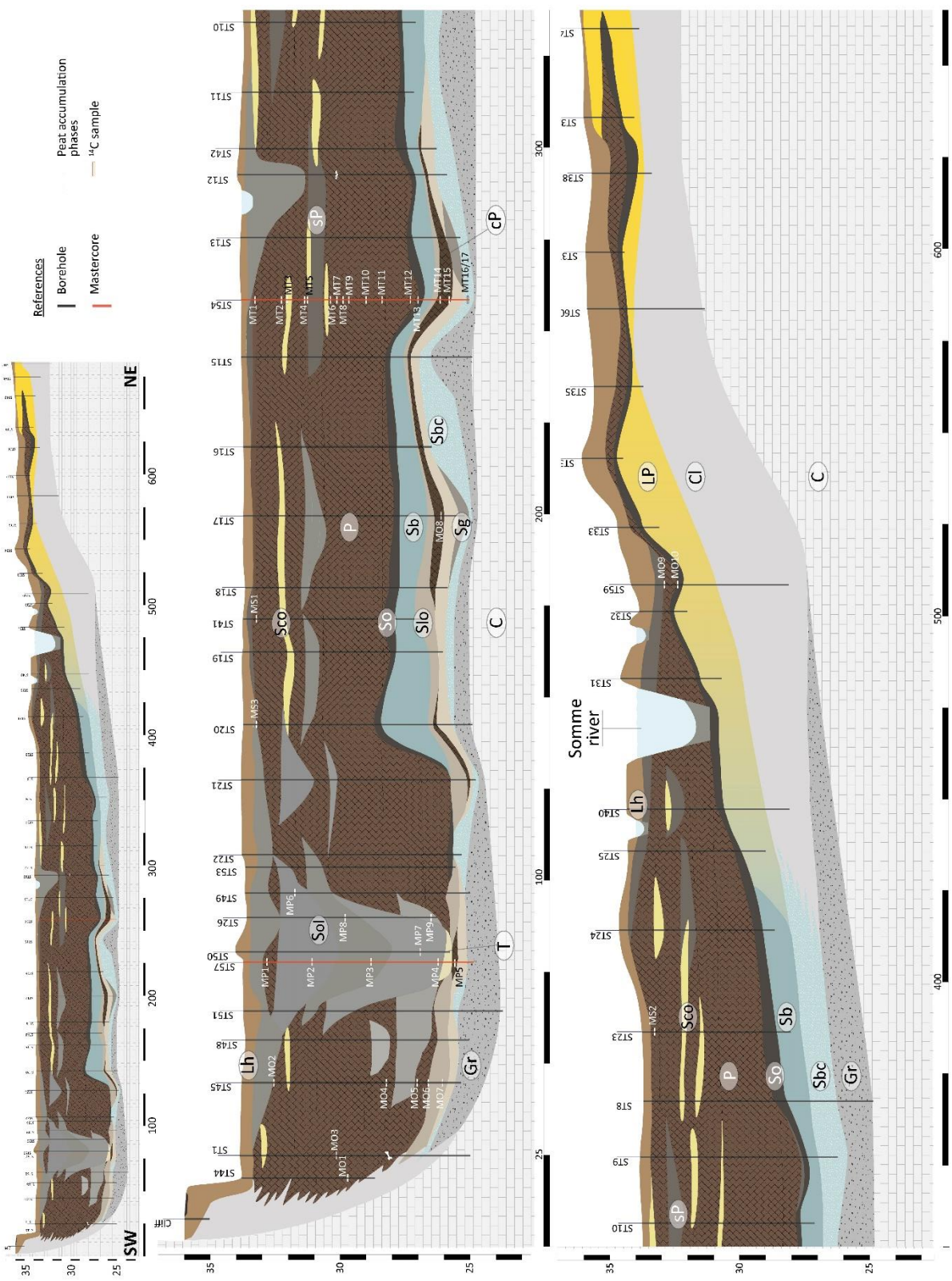
Slo deposits were carried by a large channel that eroded some of the earlier deposits and are more abundant in the southern half of the valley floor. The geometry of the blue-grey carbonated silt (Sb, fig. 3.2, 3.3: P11) indicates a regime of periodic overbank flooding (raised bank at ST20) and a wide single channel located on the outer side of the meander associated with the YD. To the north, these deposits covered the plateau loess.

In the old YD abandoned channel, the Somme river dynamics drastically decreased and peat started to accumulate during the first stages of the Preboreal (10,578-10,335 cal BP). Organic Gleysols (So, fig. 3.2, 3.3: P10) developed over the Sb at the edge of this peaty zone in slightly higher parts of the valley floor. The topographically slightly higher parts then underwent an initial phase of pedogenesis in a drained environment and were later marked by the influence of the alluvial water table, during the progradation of the peat. Peat (P, fig. 3.2, 3.3, P9) gradually filled the YD channel and then clogged the entire valley floor from the Boreal (10,369-9,964 cal BP) to the end of the Atlantic (3,059-2,849 cal BP). This peat is over 5 m thick in the old channel and over 3 m in the valley. A charcoal from the Boreal is present in the peat next to the cliff (7,920-7,671 cal BP). The river flowed laterally in small channels (e.g., ST9: grey silt deposits over So).

In the inherited YD channel, over a reworked calcareous tufa and shell layer (T), stratified muddy organic silts (3,448-3,248 cal BP), markedly younger than the surrounding Holocene peat, were deposited by the Somme river (Sol, fig. 3.2: C8, C7, C6, C5, C4). Unit Sol deposits were laminated and formed a channel filling dated from the Subboreal, indicating increased fluvial activity. The occurrence of some scattered reworked peat "pebbles" in this silty sediment indicates erosion of the surrounding peat. Some reworked charcoals are also present and dated from the early Subboreal (5,294-4,886 cal BP).

Above 30 m a.s.l., the peat deposits (P, fig. 3.2, 3.3: P7, P5, P3) are interbedded with two types of discontinuous layers: light-yellow carbonated silt (Sco, fig. 3.2, 3.3: P8B, P6b, P4b) with mollusc shells in the thin layers (5 to 15 cm) and silty peat (sP, fig. 3.2, 3.3: P8a, P6a, P4a) in the thicker layers (up to 50 cm). A silty organic hydromorphic soil cover (Lh, fig. 3.2, 3.3: P2, P1, C1) is present throughout the transect, with a maximum thickness on the north slope.

Figure 3.5 Stratigraphic transect of the Somme valley at Morcourt. *Vertical exaggeration ×10. Stratigraphy: C: Upper Cretaceous Chalk; Gr: Chalk and flint gravels; LP: loess (plateau silts); Cl: Slope deposits (altered chalk and loess); Sbc: Blue-grey silts with chalk granules; Sg: grey silts with chalk granules; Slo: beige organic fine silts; cP: compact peat; Sb: blue-grey calcareous silts; So: dark-brown organic clayey silt; P: peat; sP: silty peat; Sol: Muddy organic silts (river deposits); Sco: carbonated silts with molluscs shells; Lh: hydromorphic silty-organic present-day soil.* →


References
Borehole
Mastercore
Peat accumulation phases
14C sample
NE
SW
Somme river
Lh
Sco
Sol
So
Slo
Sb
Sbc
Sg
P
sP
cP
C
T
Gr
LP
Cl

3.2.6. SYNTHESIS AND DISCUSSION

3.2.6.1. Palaeoenvironmental evolution

By combining field observations, sedimentological analysis and radiocarbon dating, it is now possible to reconstruct the dynamics of the river and associated peatlands since the end of the Weichselian and to link them to the evolution of vegetation cover in the landscape (AP/NAP pollen ratios, macrofossils). The same three main periods of sedimentation are summarised and compared in a broader context: i) the Late Pleniglacial to Late Glacial deposits, characterised by rapid changes in sedimentation and fluvial morphology and the first peat accumulations (Bølling and Allerød, fig. 3.6); ii) the first half of the Holocene, characterised by homogeneous peat accumulation processes (Preboreal to Atlantic/Subboreal transition, fig. 3.7); and iii), the Late Holocene period with the establishment of the Subboreal channel inducing peat system perturbation and detrital interstratified layers (fig. 3.8).

3.2.6.2. Weichselian Pleniglacial and Lateglacial: the oldest peats

Weichselian Upper Pleniglacial (≈20 000-17 000 ka)

During the Weichselian Pleniglacial, the seasonal melting of glacial waters carried large quantities of gravels (fig. 3.5: Gr) over the bedrock. Braided channel systems with three identifiable channels (one main channel in the meander convexity and two secondary channels ± 30 m large, fig. 3.5) are characterised by mobile small channels separated by gravel and sand banks. This pattern is also identified in the Selle valley (Antoine *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2012, a) and in the Paris Basin (Pastre *et al.*, 2003). In comparison with the middle Somme valley and its tributaries, the gravel layer at Morcourt is relatively thin (Dubois, 1949 : 194 ; Antoine *et al.*, 2000). This may be linked to the fact that the chalk contains less flint beds in this part of the valley and to site location upstream of the main tributaries.

During this period, braided channel systems commonly occur in all valleys of NW Europe (Antoine *et al.*, 2003 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Turner *et al.*, 2013 ; Vayssière *et al.*, 2019 ; Depreux *et al.*, 2019).

A northern tundra environment developed under a periglacial regime with an extremely cold and arid climate (Pastre *et al.*, 1997 ; Litt *et al.*, 2001). Chalk granules and fine silt fractions of the sediment (fig. 3.5: Sbc) originate from slope erosion and gelifraction of cliffs bordering the valley (Antoine *et al.*, 2000 ; Buls *et al.*, 2015). The silicate fraction is mainly made up of calcareous aeolian silts (loess) deposited both on the plateaus and in the valley (Antoine et al., 2021). The blue-grey silt with chalk granules clogged part of the three braided channels and contains few plant remains (20,565-20,060; 20,417-19,919 cal BP).

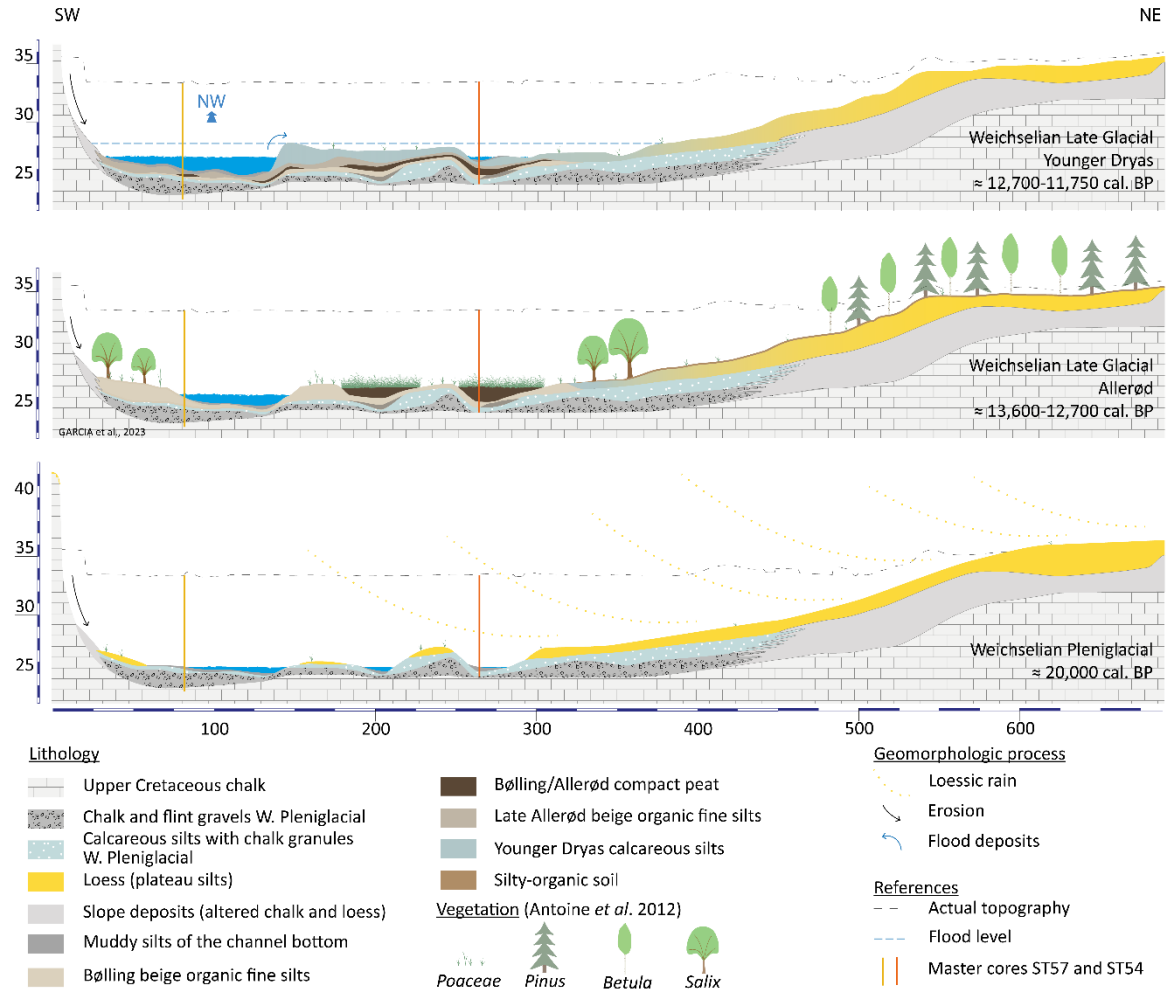


Figure 3.6 Reconstruction of the evolution of the Upper Somme valley from the Weichselian Upper Pleniglacial to the end of the Late Glacial.

Bølling and Allerød interstadials

After the reactivation of fluvial dynamics (concentration and incision) in three channels at Morcourt, the Bølling starts with a fast sandy to silty sedimentation. With a further decrease in fluvial activity, the sedimentation gradually became enriched with OM and ended with the formation of peat (14,976-14,237 cal BP; fig. 3.5: cP). As a response to the rapid temperature rise associated with abundant precipitation, the Bølling (Rasmussen *et al.*, 2006) vegetation developed, absorbing excess water and leading to the first peat accumulations in numerous NW European rivers (Pastre *et al.*, 2003 ; Turner *et al.*, 2013 ; Vayssière *et al.*, 2019 ; Depreux *et al.*, 2019 ; Storme *et al.*, 2022). Along a slow-flowing channel a hundred metres wide, peatland vegetation developed and accumulated.

The Old Dryas climatic deterioration, well documented in the Selle valley at Conty by the deposition of a 5-cm-thick calcareous silt deposit at the top of the Bølling peat (Antoine *et al.*, 2012, a), was not clearly observed at Morcourt. However, this event probably eroded part of the Bølling peat. It is likely that it can be detected through the thin (several-millimetre-thick) calcareous sandy deposit occurring inside cP (fig. 3.5).

During the Allerød interstadial (fig. 3.3: P13a), peat accumulation resumed directly above the Bølling peat deposits (tab. 1). This sediment and palaeoenvironmental evolution is very similar to that observed in the Selle valley at Famechon (Emontspohl & Vermeersch, 1991, b), Conty (Limondin-Lozouet & Antoine, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a) and Saleux (Fagnart *et al.*, 2008 ; Coudret & Fagnart, 2015). The dynamics of the oldest peat system are also similar to those reported for other peat valleys in NW Europe during the warm Weichselian Late Glacial interstadials (Dendievel *et al.*, 2020 ; Piilo *et al.*, 2020 ; Pietruczuk *et al.*, 2022).

Younger Dryas

The YD climatic deterioration (colder and wetter conditions from the beginning of the YD) is the cause of increased hydrological activity (Clement and Peterson, 2008; Ebbesen and Hald, 2004; Rasmussen et al., 2006). Blue-grey calcareous silts (fig. 3.5: Sb) were deposited by periodic flood discharge from a large and deep single channel (100×2m) through the valley floor. Some of the previously deposited Bølling and Allerød sediments were eroded by channel activity. The abrupt sedimentary transition between the top of the Allerød peat and the YD sediments suggests that erosion processes occurred across the whole valley floor. The sediments come from the gelifraction of the chalk slopes and cliffs, the erosion of the loess plateau and the granulometric reshuffling of older river deposits. This continuous layer of alluvial deposits covering the entire alluvial plain and the former peat-filled channels is also present in the Paris Basin (Antoine, 1997, a ; Pastre *et al.*, 2003 ; Depreux *et al.*, 2019).

3.2.6.3. Early to Mid-Holocene optimum peat development (11.7- 5.5 cal ka BP)

This period covers the Holocene from the Preboreal to the end of the Atlantic chronozones, including the thermal maximum (fig. 3.7). This period is particularly favourable for peat accumulation on the valley floor (0.5 mm/yr on average over 3 m). Forest is dominant in the landscape with hydrophilic vegetation the valley. The human impact on the valley environment is very low (Antoine, 1997, a).

Early Holocene (Preboreal) rapid climate improvement is also characterised by an increase in rainfall (Mauri *et al.*, 2015 ; Walker *et al.*, 2019). This change, occurring in a landscape without full forest cover (vegetation recovery after the YD, where evapotranspiration is still low), led to an increase in river dynamics and caused a large incision in all the river systems of NW Europe (Antoine *et al.*, 2003 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Lespez *et al.*, 2008 ; Hoffmann *et al.*, 2008 ; Macklin *et al.*, 2010 ; Turner *et al.*, 2013 ; Broothaerts *et al.*, 2014 a ; Newell *et al.*, 2015 ; Pawłowski *et al.*, 2016). This incision in the former YD channel eroded the channel sediments deposited earlier in this period. Peat then started to accumulate owing to the development of alkaline peatland vegetation on riverbanks in a context of climate warming (*Carex* sp., *Carex rostrata*, *Phragmites*, Morris et al., 2018).

Peat gradually filled the former YD channel in the deepest part of the valley. The simultaneous rise of the water table and the thickening of peat deposits led to the gradual extension of a kind of "peat tide" to the entire alluvial plain from the Boreal onwards, as previously described for other parts of the Somme valley (Antoine, 1997, d). Vegetation intercepts a large proportion of the water (80-90%, fig. 3) and may have played a role in regulating stream and groundwater levels, even with increasing precipitation (Makaske & Maas, 2023). The brown peat retains many well-preserved plant macro-remains and seeds. At its base, some remnants of arboreal vegetation with wood remains and hazelnut shells were found. A small lateral channel probably flowed outside the meander, following the base of the chalk cliff. There is a parallel increase in the water table level and peat volume (Makaske & Maas, 2023).

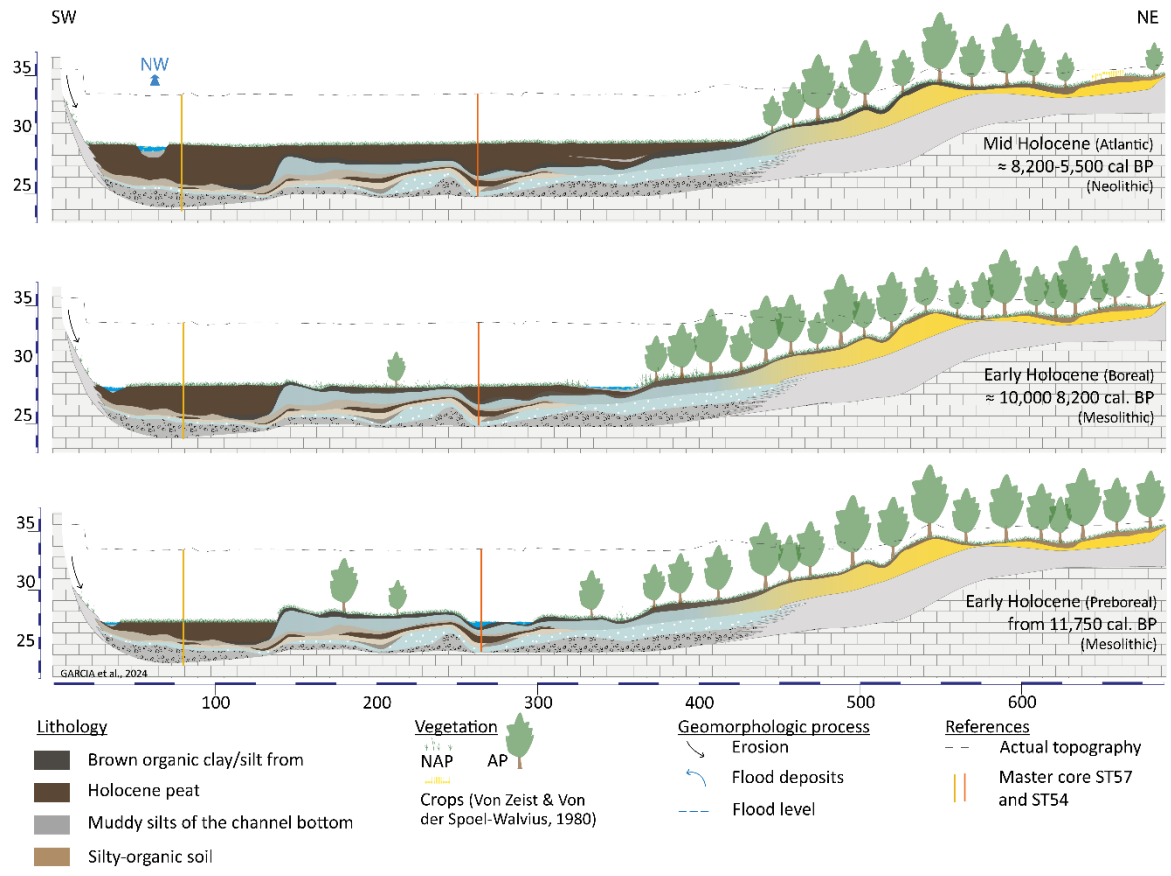


Figure 3.7 Reconstruction of the evolution of the Upper Somme valley between the early and mid-Holocene.

At the scale of the valley floor, peat accumulation was preceded by the formation of a 10-15-cm-thick horizon of brown organic silt on top of the YD calcareous silt (fig. 3.5: So,Sb). The higher this soil is located topographically, the longer it remained uncovered by peat (and the water table), and the longer it was subjected to weathering (mainly) acidolysis and leaching of the superficial carbonates (Brasseur *et al.*, 2018). As the water table gradually moved closer to the soil surface, these soils became (diachronically) gleysols, with a bioturbated upper organic horizon.

A deep channel may have started to erode and then to deposit organic silt, leading to a lowering of the water table that stopped peat accumulation, probably in the Subboreal period. Drainage through the channels lowered the water table and stopped peat accumulation.

During the Late Atlantic, many changes in river systems have been recorded in NW Europe related to climate and/or the onset of human activity (Notebaert and Verstraeten, 2010; Roland et al., 2015). In the Somme basin, the Mesolithic occupation is contemporaneous with the main phase of peat development (Antoine, 1997, d ; Ducrocq, 2001 ; Ducrocq, 2014 ; Antoine *et al.*, 2015). Mesolithic populations lived in the valleys at the interface between the lower slopes and the peatland. However, they do not have a measurable impact on sedimentation and the evolution of the valley floor landscape. From the Middle Neolithic onwards, human settlements started to affect the environment in connection with land clearing for cereal cultivation and pastoral activities (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Dubouloz *et al.*, 2005). In the Somme basin, pollen analyses indicate that agriculture started around 6,000 cal BP (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Emontspohl, 1994). The development of agriculture may have been the first significant impact on the river system.

3.2.6.4. Late Holocene evolution

The Late Holocene is marked by important changes in sedimentation (fig. 3.3, 3.4, 3.5) and landscape opening. Simultaneously, the human footprint became increasingly prevalent (Blanchet, 1976 ; Brun *et al.*, 2005) and impacted the river system (fig. 3.8).

Late Holocene channel setting

Fluvial activity in the channel began to intensify at the end of the mid and late Holocene (≈ 5,500-3,500 cal BP, Subboreal). Fluvial dynamics increased and incised the peat banks on the western riverbank of the meander.

This deep channel incision (≈5 m below ground surface during the Subboreal) is probably the result of a rise in precipitations (Meurisse *et al.*, 2005 ; Stéphan *et al.*, 2015), combined with increasing soil erosion (of anthropic origin, Wójcicki et al., 2020). This likely caused a lowering of the water table and drainage of the whole peatland. As a result, as indicated by the sedimentary hiatus (PMC), the water table was no longer favourable for peat formation. The basal age of the palaeochannel (3,448-3,248 cal BP, tab. 3.1) is included during the hiatus interval (Subboreal).

At the base of the channel, sediments are mainly composed of mollusc shells and tufa, possibly as a result of the erosion of older deposits transported by a dynamic river flow. The granulometry shows a decrease in the noncarbonated fraction (CMC from C9 to C5), suggesting a decrease in river flow

dynamics until the mid-Subatlantic (≈1,700 yr). The river eroded part of the surrounding peat, some reworked charcoals associated with the final Neolithic are present at a depth of 683 cm.

A detailed palynological study at Proyart (Emontspohl, 1994), a few kilometres upstream of Morcourt, evidenced tufa deposits from the Early Subboreal, owing to the presence of *Fagus* dated to around 5,400 cal BP in the Paris Basin (David *et al.*, 2012). At Proyart, the calcareous tufa layers are covered by four metres of silty organic deposits similar to the Morcourt Holocene channel sediments (ST57). From the second half of the Subboreal onwards (≈3 m deep), some peat deposits covered the channel facies. This late Holocene peat is very similar to the top three metres of the peat sequence observed at Morcourt (ST54). This shift between channel and peat accumulation may indicate an offset of the channel at Proyart.

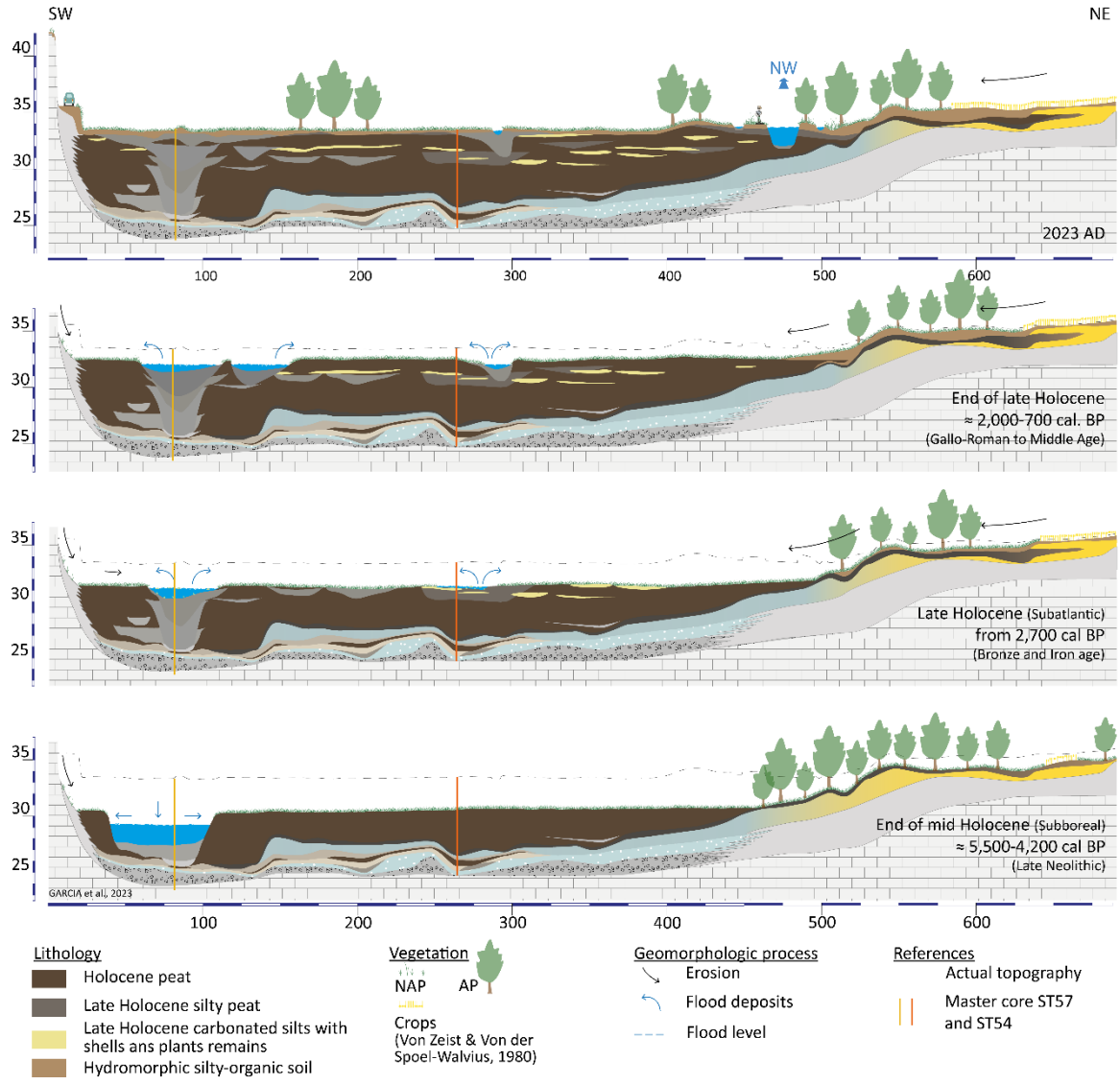


Figure 3.8 Reconstruction of the evolution of the Upper Somme valley from the late Holocene to 2023.

The particle size (fine to coarse silts) of the upper channel infilling (fig. 3.5: Sol) shows a fast accumulation rate (1 to over 2 mm/yr) during the Subboreal and Subatlantic periods, reflecting low fluvial energy and a high sediment load.

Mid-Holocene climatic changes, characterised by significantly wetter conditions, favoured an increase in runoff and an incising streamflow during the Late Atlantic and Subboreal (Roland *et al.*, 2014 ; Mauri *et al.*, 2015). At the scale of NW Europe, numerous single meandering fluvial channels are recorded in valley bottom sedimentary sequences during the Bronze Age (≈4,000 cal. yr BP, Broothaerts et al., 2014 a ; Castanet et al., 2019; Lespez et al., 2008; Pastre et al., 2002; Preece and Bridgland, 1999).

Flooding and overflow contributed to the spreading of silty deposits as discontinuous beds interbedded within the peatland (fig. 3.5: Sco, sP). The intensification of flooding and runoff resulting from increased soil erosion on the valley slopes is associated with the densification of the Late Neolithic population and the transition to the Bronze Age (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Brun *et al.*, 2005). The landscape gradually opened up due to the pressure of agriculture (land clearing), as shown by the increase of NAP in the pollen record. Reduced arboreal vegetation increases runoff and weakens evapotranspiration (De Frenne *et al.*, 2021 ; Tiwari *et al.*, 2023 ; Härkönen *et al.*, 2023 ; Makaske & Maas, 2023).

The activation of the Morcourt channel drained the valley bottoms, creating unfavourable conditions for peat accumulation (low water table, mineral inputs). During the Subboreal, two processes have been observed: a decrease in peat accumulation rates, as in the Mérantaise valley (de Milleville et al., 2023) or the Dijle basin (Broothaerts et al., 2014 a), and some silt inputs into the peat as a result of slope destabilisation, as in the Crould valley (Pastre, 2018), the Beuvronne valley (Orth et al., 2004) and the Deule valley (Deschodt, 2014).

Detrital beds

Units P8, P6 and P4 (PMC) were probably formed by mineral sediments carried by the overflow of the active channel and erosion of the valley slope. The silty peats (fig. 3.5: sP) are probably a blend of peat with runoff water carrying detrital deposits (eroded chalk and loess from slope erosion) into the peat. The light-yellow carbonated silt units (fig. 3.5: Sco) are interpreted as derived from overflow water, suggesting sediment input from the channel. Major flooding events reworked both silty materials produced by slope erosion and Late Glacial calcareous silts from the channel bottom. The silicate fraction consists mainly of loess reworked by slope erosion processes. Coarser particles, including mollusc shell debris, are made up of carbonate particles from eroded chalk. The aquatic mollusc species probably indicate that permanently very wet conditions linked with high water levels or temporal water pools modified the environment (tab. 3.2). The process of water evaporation can favour the concretion of calcium carbonates (Sco) and the accumulation of fine detrital fraction (Charlton, 2007). Inside the

silt fraction, some of the fine $CaCO_3$ concretions may have formed as a result of alkaline water evaporation and over-concentration (Charlton, 2007 ; Azennoud *et al.*, 2022 ; Singh *et al.*, 2023).

Increased fluvial activity probably resulted from environmental degradation due to human activities, but may have been exacerbated by climatic degradations, as in the Paris Basin (Pastre *et al.*, 2019). Most of the minerals, however, are detrital and their massive process of alluviation in the valley bottom illustrates the erosion of local soils as a result of clearing and cultivation (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Emontspohl, 1994), as in other parts of the Paris Basin (Branigan *et al.*, 2002 ; Leroyer, 2003 ; Leroyer *et al.*, 2012).

Late Holocene peat accumulation

The resumption of turfigenesis during the late Holocene (Subatlantic) is often associated with human activities (Dendievel *et al.*, 2020), such as mills and dams that artificially raised water levels, as in the Taligny valley (Macaire *et al.*, 2006). This is also a phase in the development of peat of anthropogenic origin, sometimes with a load of mineral components.

From Gallo-Roman times onwards, water mills were built and the river was adapted to facilitate fluvial transport. Deschodt (2005) identified a fifth-century Gallo-Roman watermill downstream of Amiens (Etouvie). In NE France, Defressigne et al. (2016) described a watermill dating from the first century. Water mills were reported in Amiens in the eleventh century (Bayard, 1999) and others in the upper valley from the tenth century onwards (Arcelin, 1914). In the twelfth century, the Somme was navigable to Corbie (Godard, 1967). Upstream, fords were built from the Gallo-Roman period onwards, followed by about twenty dams (in Sailly-Laurette, 4 km downstream). These created large reservoirs from the Middle Ages onwards (Arcelin, 1914). The Upper Somme became navigable in the nineteenth century. Mills and dams affected hydro-sedimentary connectivity and profoundly altered river dynamics (Beauchamp *et al.*, 2017, a ; Milleville de *et al.*, 2023) and may have played a role in the accumulation of peat during the late Holocene.

The most recent peats are dated from the Late Middle Ages (tab. 3.1). Deforestation favoured soil erosion (Hoffmann *et al.*, 2010), especially on the smooth northern slope, where eroded loess is mixed with peat near runoff, making the sediment siltier.

End of peat formation

From the end of the Subboreal to the beginning of the Subatlantic (Iron Age), strong soil destabilisation on slopes is widely observed in similar systems from other loess areas of NW Europe. The covering of valley bottoms by thick (several metres) colluvial silty deposits is very common, e.g., the Seulles and Mue valleys (Lespez *et al.*, 2015), and the Dijle (Broothaerts *et al.*, 2014 a). This period is also associated

with an important change in fluvial dynamics: end of tufa formations (Dabkowski, 2020), increase in alluvial dynamics (Chaussé *et al.*, 2008), erosion (Stéphan *et al.*, 2015 ; Milleville de *et al.*, 2023), sometimes linked to agriculture development (Brown *et al.*, 2018).

The strong increase in runoff on agricultural soils is the direct cause of this clogging. Other valleys experienced this phenomenon earlier. In Morcourt, the process occurred later and was of moderate intensity: from the Subatlantic (≈2,700 cal BP), with silty and calcareous layers and a maximum silt cover of 40 cm, despite clearing and cultivation since (at least) the Bronze Age (Emontspohl, 1994; Zeist and Spoel-Walvius, 1980). However, eroded loess deposits observed in adjacent valleys are often confined to small dry tributary valleys. They do not extend into the main valley. Physical parameters such as the low gradient of the main valley and the small catchment area could explain the non-expansion of colluvium (Rommens *et al.*, 2006 ; Broothaerts *et al.*, 2014 a). The silts cause the fossilisation of the peatland. This phenomenon could be linked to the Little Ice Age. Combined with extensive opening of the landscape, it could have favoured strong erosion (Plunkett & Swindles, 2008 ; Magnan *et al.*, 2018 ; Pastre *et al.*, 2019).

In the Somme valley, peat extraction is documented since the twelfth century (Cloquier, 2006), but may have started much earlier, as in Scotland, where peat extraction has been recorded since the Bronze Age (Dubouloz *et al.*, 2005). Cutting peat requires the construction of drains and artificial ponds, which lower the local water table. Changes in water levels have an impact on peatlands (Dobrowolski *et al.*, 2016), with lowering causing the upper peat to dry out and degrade (Holden *et al.*, 2004 ; Wójcicki *et al.*, 2020). More recently, in the nineteenth century, the canal construction induced massive drainage of the valley (Izembart & Le Boudec, 2004), profoundly modifying the natural hydrology.

3.2.7. CONCLUSIONS

This study contributes to the definition of the evolutionary pattern of river and peatland dynamics in the upper Somme basin from the Weichselian Late Glacial to the late Holocene. The high-resolution stratigraphic transect of the Somme valley, sedimentological, chronological data and the first cross-referenced bioproxy results present an evolution model throughout this period.

Three palaeoenvironmental phases favourable to peat accumulation are identified. During the Bølling and Allerød interstadials, peat formation began in some abandoned braided riverbeds of the Late Weichselian Pleniglacial as a result of favourable climatic conditions (warmer and wetter). This dynamic was interrupted by the YD climatic degradation. This accumulation pattern is often observed in the Paris Basin (Antoine *et al.*, 2003 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Deschodt, 2014 ; Depreux *et al.*, 2019) and elsewhere in Europe (Starkel, 2007 ; Gao *et al.*, 2007 ; Turner *et al.*, 2013 ; Storme *et al.*, 2022).

The second period covers the early and mid-Holocene. At the beginning of the early Holocene (Preboreal), the YD inherited large channel was first rapidly incised by the significant increase in

precipitation, then progressively infilled by peat (Boreal). Peaty vegetation accumulated first in the surroundings of small channel in a forested and stable environment and climate, then extended throughout the entire valley floor until the late mid Holocene (Late Atlantic) with a constant accumulation rate (>0.5 mm/yr). In the Late Atlantic phase, peat accumulation is directly linked to climatic conditions. Human activities still had a low impact on the bottom valley.

The transition to the last period (from 2,700 cal BP) is marked by a hiatus in peat deposition and the incision of a large single meandering channel (Subboreal). This period of sedimentary hiatus coincides with the Final Neolithic and the Bronze Age, of which several reworked charcoals were found at the base of the channel deposits. A reduction in tree cover favoured runoff and led to reduced evapotranspiration. These two phenomena may have strengthened the water flow and caused a natural river incision that drained the valley, and interrupted peat formation. River activation around 4,500 cal BP was widespread in NW Europe and is often corelated with an increase in human agricultural and land clearing activities. This process often completely stopped peat accumulation by thick colluvium deposits (Lespez *et al.*, 2008 ; Hoffmann *et al.*, 2008 ; Broothaerts *et al.*, 2013 ; Pastre *et al.*, 2019), which is not the case in Morcourt.

The last period starts around 2,700 cal BP. Vegetation macroremains reflect a system characterised by permanently high water levels and pollen shows a more open landscape, probably caused by Bronze and Iron Age cultivation. The impact of human activities (land clearing, agriculture, mills, management of the water system) played a role in modifying the system (detrital layers interbedding peat). The detrital fraction was produced by the erosion of slope soils, hill wash processes and fluvial flooding. At the end of the medieval period, slope soil erosion began to cover the system. Compared to the Middle Somme valley, the conservation of mid and late Holocene peat is exceptional (Antoine, 1997, a ; Antoine *et al.*, 2012, a), probably due to different human development and uses.

3.3. RÉSUMÉ ÉTENDU EN FRANÇAIS

Cette étude permet de définir un modèle d'évolution des dynamiques des rivières et des tourbières de la haute vallée de la Somme du Tardiglaciaire Weichselien à l'Holocène récent (fig. 3.9). Pour cette partie de la vallée, il s’agit du premier transect stratigraphique à haute résolution (600 m, 65 sondages). Il est complété par des données sédimentologiques et géochimiques sur une carotte de référence de l’accumulation de tourbe (ST54-Pt) et de 39 datations radiocarbone (dont deux modèles âge-profondeur, fig. 3.2, 3.3, tab 3.1).

Parallèlement à ce travail, deux études ont été menées sur la partie Holocène de la séquence tourbeuse de référence ST54-P de Morcourt (6 m). Les pollens (annexe 3.2) et les macrorestes végétaux (annexe

3.3) ont été identifiés par deux spécialistes : Lou-Anne Mathieu supervisée par Agnès Gauthier au Laboratoire de Géographie Physique de Thiais (UMR CNRS 8591 Université Paris 1 – UPEC) et Dierk Michaelis de l'Université de Greifswald, Allemagne. Sur la base de ces bio-indicateurs, un article est en préparation sur l'analyse des successions végétales dans la haute vallée de la Somme au cours de l'Holocène. En effet, pollens et macrorestes végétaux fournissent des indications complémentaires pour décrire les évolutions du couvert végétal des versants de la vallée en comparaison à celui du fond de vallée.

Depuis 15 000 ans trois phases favorables à l'accumulation de tourbe ont été identifiées :

i) L'accumulation de tourbe s'initie pendant les interstades du Bølling et de l'Allerød. La turfigénèse débute dans certains lits abandonnés des chenaux en tresse du Pléniglaciaire Weichselien grâce à des conditions climatiques favorables (plus chaudes et humides), où la végétation se développe. Cette dynamique est probablement interrompue une première fois au cours du Dryas ancien comme c'est le cas à Conty dans la vallée de la Selle (Antoine *et al.*, 2012, a), puis une deuxième fois par la péjoration climatique du Dryas récent. La deuxième interruption est marquée par l'érosion de la partie supérieure de la tourbe, et l'apport d'épais dépôts composés de limons et de granules de craie (gélifraction, érosion des dépôts de versant suite à la baisse du couvert végétal).

Ce schéma du Tardiglaciaire a été décrit dans le bassin parisien (Antoine *et al.*, 2003 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Deschodt, 2014 ; Depreux *et al.*, 2019) et plus largement en Europe du Nord-ouest avec des variations locale sur les épaisseurs et la nature des sédiments (Vandenberghe, 2002 ; Starkel, 2007 ; Gao *et al.*, 2007 ; Turner *et al.*, 2013 ; Storme *et al.*, 2022).

ii) La seconde période d'accumulation débute avec l'Holocène ancien (Préboréal ≈ 10 400 cal BP, tab. 3.1 *cf.* ST 45) et se poursuit jusqu'au cours de l'Holocène moyen (5 587-5 335 cal BP, fin Atlantique, tab. 3.1, *cf.* ST 54). Au début du Préboréal, le lit du grand chenal à méandres hérité du Dryas récent est d'abord incisé pendant un court épisode d'intenses précipitations (≈ 300 ans, Rasmussen *et al.*, 2014) dans un environnement où la couverture végétale est encore relativement limitée et dominée par le Pin (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Antoine *et al.*, 2000 ; David, 2014). La faible évapotranspiration a probablement favorisé le déséquilibre en faveur des flux d'eaux liquides (infiltration, ruissellement), et créé alors l'incision des dépôts du Dryas récent dans leur modelé méandriforme.

Au cours du Préboréal, la végétation hygrophile colonise la vallée et s'accumule sous forme de tourbe, les écoulements de fond de vallée sont rapidement réduits par le colmatage tourbeux progressif du modelé du chenal. Ces écoulements disparaissent quasiment pendant l'Holocène ancien et moyen (chronozones Préboréal, Boréal, et début Atlantique) tandis que les pollens de végétation arborée atteignent un ratio maximum face aux pollens d'herbacées. Dans cet environnement où l'évapotranspiration est maximale, les écoulements dans la vallée sont extrêmement limités et concentrés dans des petits chenaux peu profonds en bordure de tourbière (jonction versant-tourbière).

À la fin de l'Holocène ancien (Boréal), dans des conditions environnementales forestières (annexe 3.2 Mathieu, 2023) et un climat tempéré océanique assez stable, la tourbe s'étend sur l'ensemble du fond de vallée (fig 3.9) jusqu'à la fin de l'Holocène moyen (Atlantique) avec un taux d'accumulation constant (> 0,5 mm/an). Jusqu'à cette période, la dynamique d'accumulation des tourbes est liée à un forçage uniquement climatique. Les activités des groupes du Mésolithique (derniers chasseurs-cueilleurs) n'ont pas d'impact identifié sur l'environnement de la haute et de la moyenne vallée (Antoine & Ducrocq, 1997).

La transition avec la troisième période d'accumulation de tourbe est marquée par un hiatus dans le dépôt tourbeux (entre 5 587-5 335 et 3 059-2 849 cal BP, tab. 3.1.) mis en évidence par de nouveaux faciès de dépôts, les modèles d'âge (fig. 3.2) et de nouveaux cortèges polliniques (apparition du Hêtre et du Charme, annexe 3.2. Mathieu, 2023).

Ce hiatus sédimentaire est contemporain de l'incision d'un grand chenal unique méandriforme entre l'Holocène moyen et récent (Subboréal 5 750-2 550 cal BP) localisé dans la partie externe du méandre de Morcourt. Cette période coïncide avec le Néolithique final et l'âge du Bronze, dont témoigne un charbon de bois remanié à la base des dépôts du chenal (5 294-4 886 cal BP). La chenalisation s'est probablement faite en plusieurs épisodes, puisque la base du remplissage de la séquence de référence du paléochenal est datée à 3 448-3 248 cal BP. À partir du Subboréal, la diminution de la couverture arborée enregistrée dans les pollens, signe une ouverture du paysage d'origine anthropique.

Le Subboréal est caractérisé par des conditions climatiques plus humides, dont l'événement climatique 4.2 ka (Walker *et al.*, 2001 ; Mayewski *et al.*, 2004, a) qui est associé à la formation des dunes sur le littoral picard et la façade atlantique (augmentation de la fréquence des tempêtes, et conditions plus humides, Meurisse, 2007; Stéphan et al., 2015; Desruelles et al., 2021). Une végétation adaptée à ces conditions climatiques humides se développe dans le bassin parisien (Aulne, Saule, David, 2014).

Les conditions plus humides favorisent le ruissellement et la reprise de la dynamique fluviatile plus forte en Europe du Nord-ouest aux alentours de 4 500 cal BP. Les causes sont à la fois associées à des facteurs climatiques et anthropiques (Orth *et al.*, 2004 ; Foulds & Macklin, 2006 ; Lespez *et al.*, 2008 ; Pastre *et al.*, 2019 ; Swinnen *et al.*, 2021). Dans la zone lœssique du Nord-ouest européen, ce processus stoppe souvent définitivement l'accumulation de tourbe par l'atterrissement d'épaisses colluvions limoneuses (Broothaerts et al., 2013 ; Hoffmann et al., 2008 ; Lespez et al., 2008 ; Pastre et al., 2019), ça n'est pas le cas du site de Morcourt.

iii) La dernière période d'accumulation de tourbe est datée du début de l'Holocène récent (3 059-2 849 cal BP, Subatlantique). Les macrorestes végétaux issus de la tourbe reflètent un système caractérisé par un niveau d'eau élevé en permanence (présence de *Cladium mariscus*). Les pollens montrent un paysage plus ouvert, probablement dû au développement des surfaces cultivées à l'âge du Bronze puis à l'âge du Fer (en attestent les pollens de plantes cultivées et rudérales) et jusqu'à l'Empire Romain. Les

activités humaines (défrichement, agriculture, moulins à eau) jouent un rôle important dans la modification du système avec quelques niveaux de limons tourbeux carbonatés à forte charge détritique interstratifiés dans la tourbe. La fraction détritique est le produit de l'érosion des sols de versant. Le transfert de cette charge détritique se fait vraisemblablement lors d'épisodes de crue qui affectent toute la surface de la vallée et y déposent les fractions limono-argileuses par décantation.

À la fin de la période médiévale, la dynamique des tourbières alluviales est stoppée (définitivement). Deux facteurs sont mis en cause : la mise en place d'une couverture de limons colluvionnés alimentés par l'érosion de sols sur lœss et/ou la baisse des niveaux d'eau. Les chaussée-barrages pourraient avoir joué un rôle dans la conservation de ces tourbes tant qu'elles ont été fonctionnelles (fig. 1.5, 1.8 A).

Par rapport à la moyenne vallée de la Somme, la tourbe mise en place au Subatlantique (jusqu'à 731-671 cal BP) est exceptionnellement bien conservée. Cette différence est probablement liée à des usages anthropiques et une gestion de l'environnement bien différents de ceux de la moyenne vallée. La fin de l'accumulation de la tourbe s'est produite plus tardivement (fin du Moyen-Âge), et la couverture de limons est relativement fine par rapport aux sites étudiés du Nord-ouest européen (≈ 40 cm contre plusieurs mètres dans le bassin de la Dijle par exemple, Broothaerts *et al.*, 2014 b). Comme l'illustrent les macrorestes d'une végétation hydrophile (hydrophytes – oospores de *Chara contraria*), les hauts niveaux d'eau permanent qui marquent la végétation de la fin du Moyen-Age ont sans doute été un élément déterminant de la conservation des dépôts tourbeux locaux. La baisse ultérieure des niveaux d'eau a amené au développement aujourd'hui de prairies humides et au développement de sols hydromorphes peu organiques.

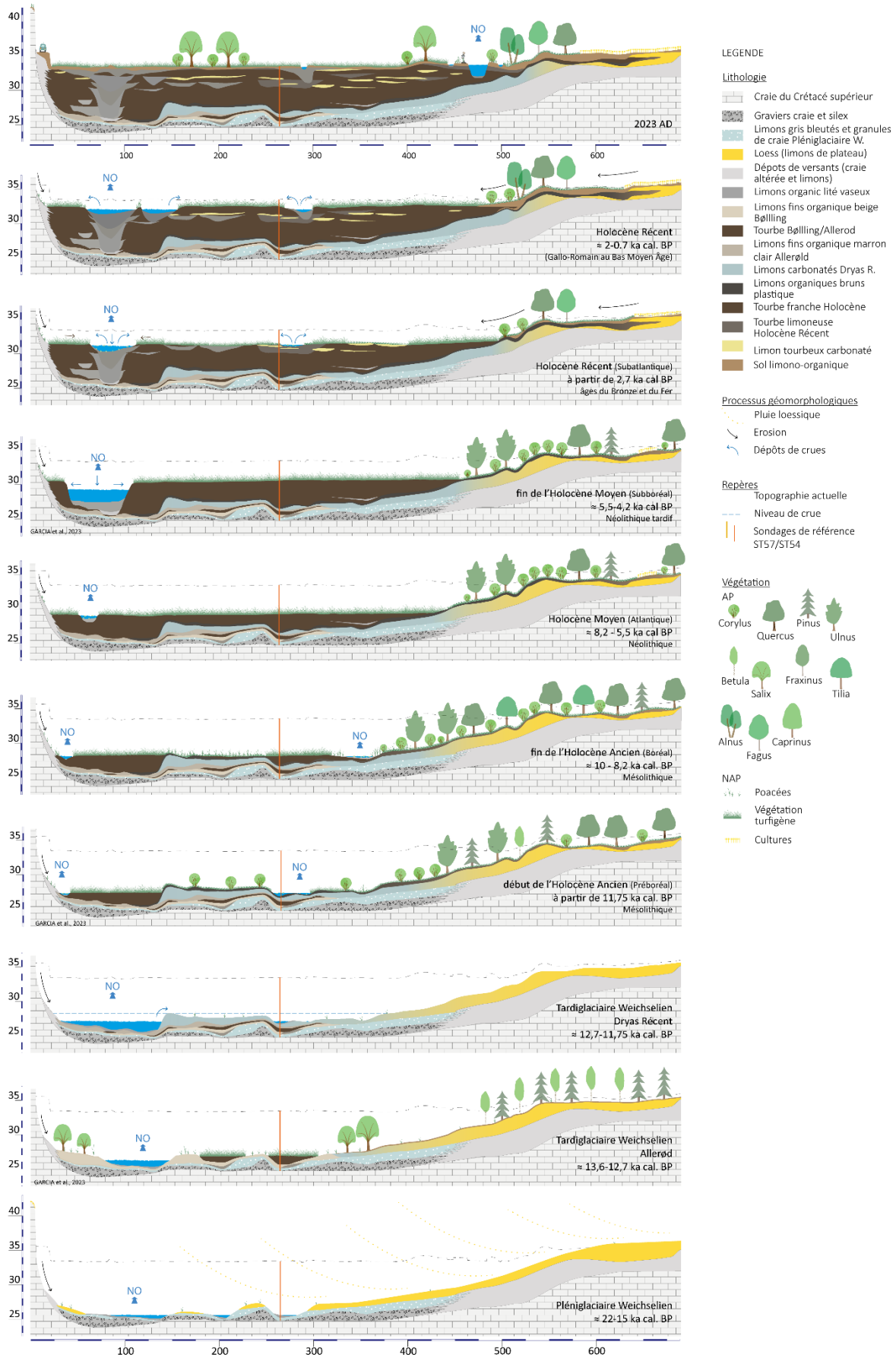


Figure 3.9 Schéma de la reconstitution d'évolution morphostratigraphique et paléoenvironnementale de Morcourt depuis le Pléniglaciaire Weichselien.

Chapitre 4

La moyenne vallée de la Somme : intégration de données anciennes et étude chronostratigraphique en contexte anthropisé



Illustration 4.1 Marais de Tirancourt entre tourbe et tuf calcaire, C. Garcia 2021.

"Der Mensch kann mehr als er kann"

[Goethe]

4.1. PRÉAMBULE

Ce chapitre présente les données nouvellement acquises en moyenne vallée de la Somme, au niveau de Tirancourt sur la base d'un transect complet de la vallée (1100 m, 62 sondages, annexe 4.1). Ces données couplées aux données stratigraphiques précédemment obtenues par P. Antoine sur la vallée d'Acon voisine (Antoine, 1997, c) et palynologiques (Munaut & Defgnée, 1997), la fouille du site Mésolithique du Petit Marais (Ducrocq & Ketterer, 1995), et à 26 nouvelles datations radiocarbones offrent une vision de l'évolution de la morphologie fluviatile et de la turfigénèse entre le Tardiglaciaire Weichselien et la fin du Subboréal. La caractérisation des principaux faciès de sédimentation permet i) Une première appréhension des relations entre les tourbes et les formations de tufs calcaires particulièrement importantes dans ce secteur de vallée ; ii) L'identification des discontinuités sédimentaires et des faciès tourbeux issus de remaniements dont l'origine anthropique est largement envisagée ; iii) La mise en évidence de processus de dégradation de la tourbe qui affectent cette partie de la vallée.

4.2. MISE EN PLACE DES TOURBIÈRES ALCALINES ET MODIFICATIONS DE LA DYNAMIQUE FLUVIATILE DANS LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME (FRANCE) À L'HOLOCÈNE

4.2.1. INFORMATIONS

Manuscrit soumis à la revue *Quaternaire* le 26/12/2023.

4.2.1.1. Auteurs et affiliations

Chloé GARCIA, EDYSAN (Ecologie et Dynamiques des Systèmes Anthropisés) UMR 7058 CNRS - UPJV, AMIENS.

Pierre ANTOINE, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS-Univ. Paris 1 & UPEC, THIAIS.

Thierry DUCROCQ, INRAP Hauts-de-France, Centre archéologique de Glisy (Amiens), GLISY.

Jérémy BACON, EDYSAN UMR 7058 CNRS - UPJV, AMIENS & Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, UMR 5023 CNRS-Université Lyon 1, VILLEURBANNE

Léa BEAUMONT, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS-Univ. Paris 1 & UPEC, THIAIS.

Sylvie COUTARD, INRAP Hauts-de-France, Centre archéologique de Glisy (Amiens), GLISY.

Julie DABKOWSKI, Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS-Univ. Paris 1 & UPEC, THIAIS.

Boris BRASSEUR, EDYSAN UMR 7058 CNRS - UPJV, AMIENS.

4.2.1.2. Résumé

La particularité des séquences holocènes des fonds de vallées du bassin de la Somme réside dans la présence d'épaisses formations tourbeuses (jusqu'à 10 m). Les grandes lignes de l'évolution de ces fonds de vallées ont été reconstituées lors d'un programme d'étude systématique des séquences sédimentaires de la Somme dans les années 1990 parallèlement aux fouilles archéologiques liées à la découverte de nombreux sites mésolithiques. Cependant, peu de datations au radiocarbone avaient été effectuées et aucun transect stratigraphique complet de la vallée de la Somme à l'aval d'Amiens n'avait été réalisé. Par ailleurs, le secteur de la moyenne vallée (≈1 km de large) dont l'étude moderne ne fait que commencer est caractérisé par la présence d'un épais massif de tufs calcaire (>6 m) sinueux et dominant de quelques mètres le fond de la vallée actuel. La reprise des recherches a pour ambition d'intégrer les données stratigraphiques existantes, notamment sur la vallée d'Acon (affluent), dans une nouvelle étude stratigraphique et paléoenvironnementale à l'échelle de la vallée, et de fournir un cadre géochronologique (datations radiocarbone) et des analyses physico-chimiques des principaux faciès. D'après ces nouveaux travaux, deux phases de développement de la tourbe ont été identifiées : à l'Allerød puis du début de l'Holocène ancien à la seconde moitié de l'Holocène moyen. Deux périodes d'incision sont aussi datées : à Holocène ancien (≈11 700 cal BP) et moyen (≈6 600 cal BP), la deuxième ayant entraîné la mise en place du tuf calcaire dans un petit chenal méandriforme. Contrairement à ce qui a été observé en haute vallée, l'absence de sédimentation tourbeuse post-Holocène moyen associée à la forte proéminence du tuf calcaire chenalisé pourrait résulter du rabattement de la nappe d'eau, de la dégradation de la tourbe depuis la dernière incision et des activités humaines.

4.2.1.3. Mots-clés

Tourbière alcaline, tuf calcaire, plaine alluviale, forçage climatique, anthropisation, bassin de la Somme, Tirancourt, Holocène

4.2.2. INTRODUCTION

Les tourbières basses alcalines sont des formations de plaines alluviales en environnement calcaire, alimentées par la nappe d'un substrat rocheux carbonaté, qui stockent de nombreuses archives environnementales à l'échelle des cours d'eau comme des bassins versants (Dobrowolski *et al.*, 2019 ; Gałka *et al.*, 2021 ; Storme *et al.*, 2022). La tourbe est composée en moyenne de 80 % d'eau, la matière sèche contient entre 50 et 90 % de matière organique faiblement décomposée (Manneville, 2006 ; Cubizolle, 2019). Cette particularité fait de la tourbe un réservoir d'eau douce et de carbone important stockant un tiers du carbone des sols mondiaux sur une étendue équivalente à 3 % de la surface continentale (Hughes *et al.*, 2000 ; Xu *et al.*, 2018 ; Alderson *et al.*, 2019 ; Primeau & Garneau, 2021 ; Beaulne *et al.*, 2021, a ; Crezee *et al.*, 2022). Pour qu'une tourbière se développe et se maintienne, son substrat doit être saturé en eau de façon quasi permanente, avec une nappe d'eau affleurante et stable. Les tourbières sont particulièrement sensibles aux fluctuations des nappes d'eau, aux variations climatiques (Diggelen *et al.*, 2006 ; Loisel *et al.*, 2021 ; Garcin *et al.*, 2022) et parfois à l'influence anthropique telles que le drainage, l'extraction de sédiments fluviatiles, le creusement de chenaux, l'érosion des sols de versant (Lespez *et al.*, 2005 ; Broothaerts *et al.*, 2014 ; Swindles *et al.*, 2019 ; Swinnen *et al.*, 2020). L'initiation des tourbières peut avoir deux origines : la modification des conditions climatiques (comme le passage d'une période glaciaire à interglaciaire), ou des modifications de l'hydrographie d'origine anthropique (Dendievel *et al*., 2020) favorables à l'accumulation de tourbe.

En Europe du Nord-ouest, plusieurs périodes de mise en place des tourbes d'origine climatique sont identifiées depuis le Tardiglaciaire : lors des interstades Bølling et Allerød, au début de l'Holocène où l'augmentation des températures et des précipitations sont favorables au développement d'une végétation turficole dans des fonds de vallées humides. La topographie peu pentue a favorisé l'accumulation de tourbe dans les parties les plus profondes de ces vallées, où la nappe affleure, sans écoulements d'eau importants (Pastre *et al.*, 2003 ; Lespez *et al.*, 2005 ; Dendievel *et al.*, 2020 ; Crezee *et al.*, 2022). Une troisième période d'initiation est également enregistrée à l'Holocène moyen, durant laquelle les aménagements anthropiques (barrages, retenues d'eau) ont pu entraîner la mise en place de nouvelles tourbières, comme c'est souvent le cas dans le Massif Central (Cubizolle *et al.*, 2004 ; Cubizolle *et al.*, 2012 ; Dendievel *et al.*, 2020).

Depuis environ 4 000 cal BP, et de façon plus ou moins tardive en fonction de l'intensité de l'anthropisation des milieux, les modifications humaines de l'environnement à l'échelle du bassin versant perturbent les dynamiques naturelles. Ces perturbations sont enregistrées dans la tourbe, comme des changements de végétation ou la reprise des dynamiques de versant, et peuvent provoquer leur dégradation sous l'augmentation des pressions anthropiques (Brown *et al.*, 2018 ; Swindles *et al.*, 2019).

Les fonds de vallées du bassin versant de la Somme sont un exemple de fonds vallées à tourbières alcalines, caractérisés par des séquences sédimentaires tardiglaciaires et holocènes bien conservées (Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Coudret *et al.*, 1995, b ; Munaut & Defgnée, 1997 ; Antoine *et al.*, 2012 ; Antoine, 2019). Les principales formations sédimentaires observées dans les séquences de référence des fonds de vallées du bassin de la Somme pour la période couvrant la fin du Pléniglaciaire au milieu de l'Holocène se succèdent de la façon suivante : 1) graviers de craie et silex à matrice sablo-limeuse calcaire hérités du Pléniglaciaire Weichselien, 2) limons sablo-calcaires (lœss) mis en place à l'extrême fin du Pléniglaciaire en milieu hyper aride en recouvrement des graviers sur la largeur du fond de vallée 3) localement : limons organiques puis tourbes sous la forme de remplissages de chenaux abandonnés (interstades Bølling et Allerød), 4) limons calcaires et boues crayeuses en recouvrement dans l'ensemble du fond de vallée, signant la péjoration climatique majeure du Dryas récent, 5) tourbes franches (sans contribution détritique) de la phase initiale de l'Holocène ancien jusqu'à l'Holocène moyen (Antoine *et al.*, 2012). Plus localement, en haute vallée de la Somme, une reprise tourbeuse est observée de l'âge du Bronze jusqu'au Moyen-Âge (Garcia, obs. pers.). La grande majorité de ce système tourbeux est aujourd'hui fossile en raison de l'abaissement des niveaux d'eau par le drainage de la vallée (Lebrun *et al.*, 2020), et aussi par le recouvrement de la tourbe par des colluvions limoneuses dans certains affluents et petites vallées secondaires du bassin de la Somme. Des schémas de dépôts différents semblent se distinguer à l'échelle du bassin pour la seconde moitié de l'Holocène (Antoine, 1997, a ; Antoine *et al.*, 2012, a).

La moyenne vallée de la Somme (entre Amiens et Abbeville, fig. 4.1) a la particularité de contenir à la fois des formations de tourbes et de massifs de tufs calcaires holocènes. Ces tufs, qui dans la moyenne vallée et dans certaines vallées affluentes forment des nappes continues ou colmatent des chenaux (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969 ; obs. pers.), sont par ailleurs beaucoup plus rares dans la haute vallée (amont d'Amiens).

Dans la moyenne vallée, en aval immédiat d'Amiens, les tufs correspondent à un remplissage de chenal bien visible entre la rive gauche (Etouvie) et la commune de Tirancourt, à l'embouchure de la vallée d'Acon (fig. 4.1). La surface de ce dôme de tuf (nommé « croupe » par les anciens archéologues et géologues locaux) se situe environ 3,5 m au-dessus du fond de vallée actuel et constitue une des caractéristiques de la moyenne vallée. Les préhistoriens et géologues ont étudié ce tuf dès le XIX^{e} siècle, ces observations anciennes auraient révélé des artefacts associés au Néolithique dans la masse du tuf et à l'âge du Bronze vers la surface (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969). L'hypothèse d'une formation simultanée et interstratifiée entre la tourbe et le tuf avait été formulée par F. Bourdier (*cf*. Garcia *et al*., 2022).

Le site de Tirancourt, dit du « Petit Marais » (fig. 4.1), a ensuite été étudié dans les années 1990 dans le cadre de la fouille d'un site du Mésolithique de grande ampleur (Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Ducrocq, 2001) et d'un programme de prospection des fonds de vallées du bassin versant de la Somme

(Antoine, 1997, b). À cette occasion, un transect stratigraphique complet et des analyses palynologiques de la vallée d'Acon ainsi qu'une coupe partielle de son embouchure à proximité de la fouille mésolithique ont été réalisés par sondages et carottages continus (Antoine, 1997, c ; Munaut & Defgnée, 1997). Une première série de datations encadre l'occupation mésolithique (Ducrocq, 2001). Le site mésolithique se trouve en bordure de zone humide, sous la tourbe et permet d'attribuer l'initiation de la turfigenèse à l'Holocène ancien et moyen (Antoine, 1997 b ; Ducrocq, 2001).

Pour répondre aux questionnements sur la chronologie de mise en place et d'érosion des séquences fluviales au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène en moyenne vallée de la Somme, la précision de la chronologie de mise en place des unités stratigraphiques (datations par radiocarbone) de la vallée d'Acon aidera à la compréhension détaillée de la dynamique fluviatile à l'échelle de la confluence. L'acquisition de nouvelles données de terrain a été nécessaire afin de compléter et de synthétiser les dynamiques d'évolution de la morphologie et de la sédimentation fluviatiles en lien avec les variations climatiques et les occupations humaines à l'échelle de la confluence vallée de la Somme/vallée d'Acon. Un transect stratigraphique complet de la moyenne vallée de la Somme à l'amont de sa confluence avec l'Acon a donc été réalisé. Il a été complété d'une série de datations par radiocarbone sur les transects de la vallée de la Somme, ainsi que de la caractérisation des principaux faciès pédo-sédimentaires.

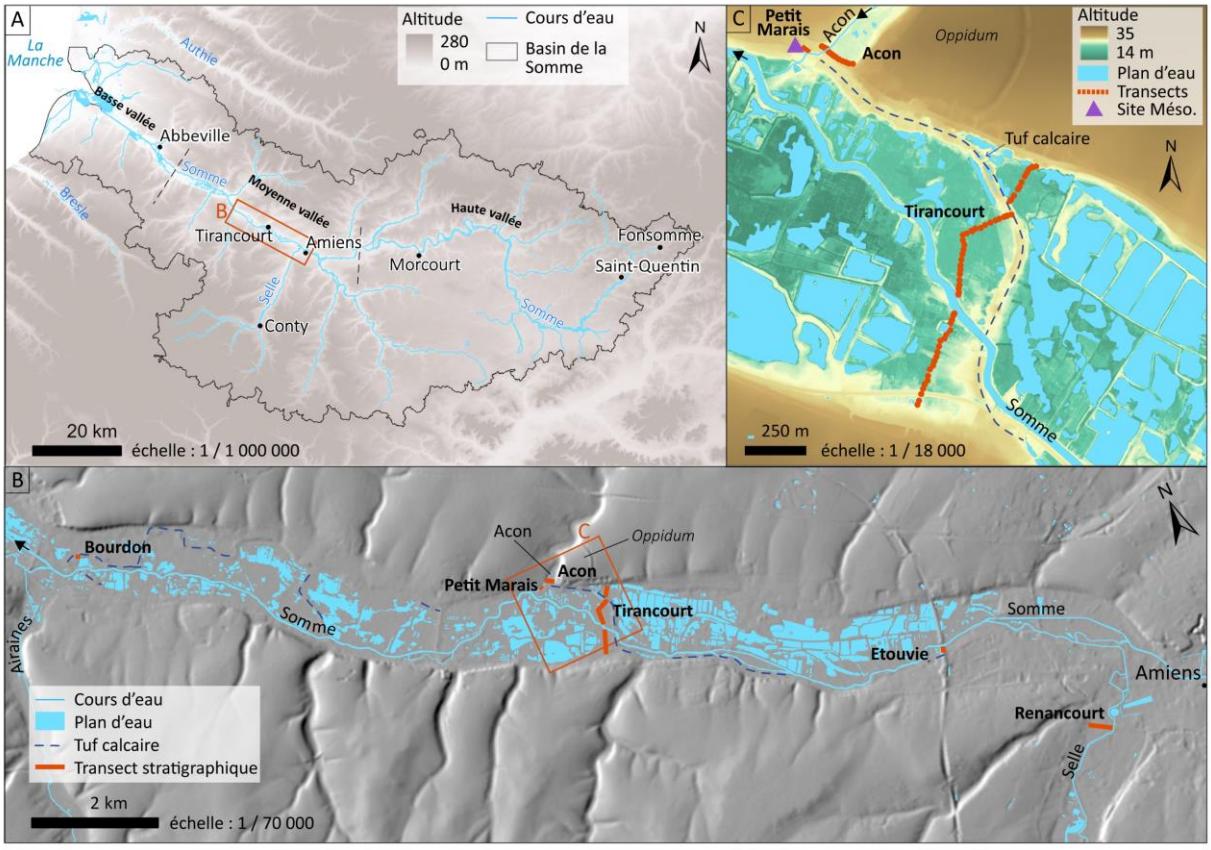


Figure 4.1 Carte de localisation du site de Tirancourt. *A/ à l'échelle du bassin versant. B/ à l'échelle de la moyenne vallée de la Somme. C/ à l'échelle du site Tirancourt-vallée d'Acon : le site est Tirancourt est symbolisé par le grand transect nord-sud dans la vallée de la Somme et le site de l'Acon regroupe le transect ouest-est de la vallée d'Acon, la coupe partielle et le site archéologique du Petit-Marais. Sources : RGE ALTI 1 m et BD ALTI 25 m IGN, 2022 ; BD Charm-50, BRGM, 2019 ; BD Topo, IGN, 2020.*

Sur le site de Tirancourt-vallée d'Acon, nous posons l'hypothèse que la mise en place et l'évolution du système de fond de vallée sont influencées par les fluctuations climatiques jusqu'à l'Holocène moyen, puis, en raison des occupations humaines observées, l'anthropisation pourrait se conjuguer aux variations climatiques pour contraindre les dynamiques. À l'Holocène récent, des facteurs anthropiques confortés par des précipitations d'ampleur variable, pourraient entraîner une modification plus profonde du système de tourbière stoppant leur développement, voire un tassement différentiel des faciès sédimentaires.

4.2.3. PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE : LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR DE TIRANCOURT-VALLÉE D'ACON

La géologie du bassin versant de la Somme est relativement uniforme. Le substrat est composé de la craie du Crétacé supérieur, les plateaux sont couverts d'accumulations de lœss de 0 à 5 m d'épaisseur (Antoine *et al.*, 2021) et les vallées, creusées progressivement au cours du Pléistocène (Antoine *et al.*, 2007), sont comblées d'une succession d'alluvions pléniglaciaires à holocènes (Antoine *et al.*, 2012, a ; Antoine, 2019). Le fleuve Somme, situé dans un synclinal axé sud-est/nord-ouest, a une faible pente entre la source et l'estuaire (85 m pour 250 km, fig. 3.1). Bien que le fleuve ait été canalisé au XIX^{e} siècle, le fond de vallée reste particulièrement humide. Composé d'anciennes tourbières alcalines et de nombreux plans d'eaux artificiels, ces environnements humides sont principalement approvisionnés en eau par la nappe de la craie qui confère des propriétés alcalines aux accumulations tourbeuses.

Le site de Tirancourt-vallée d'Acon est localisé en moyenne vallée de la Somme, à la confluence avec l'Acon (fig. 3.1). La moyenne vallée montre un tracé rectiligne en comparaison avec la haute vallée méandriforme. L'Acon est une petite vallée affluente, perpendiculaire à la vallée de la Somme, dont la continuité sédimentaire a été interrompue lors de la construction de la nationale dans les années 1970.

Des versants abrupts bordent le fond de vallée exposé sud à Tirancourt et de façon alternée dans la moyenne vallée. Dans la moyenne vallée, d'épaisses couches de graviers pléniglaciaires (Caous & Resende, 1975) ont souvent fait l'objet d'extractions qui ont laissé de grands plans d'eau. Une partie des tourbes holocènes a aussi été extraite depuis le XII^{e} siècle à des fins de chauffage (Cloquier, 2006). Ces extractions laissent d'importantes « entailles » dans le fond de vallée aujourd'hui transformées en étang de loisirs pour la plupart (fig. 4.1).

Le site de Tirancourt-vallée d'Acon est représentatif du contexte de la moyenne vallée de la Somme. Il est connu pour sa richesse géologique, topographique, écosystémique et archéologique. Le site à la confluence avec l'Acon abrite d'anciennes tourbières ainsi qu'un massif de tuf dans le fond de vallée, un versant crayeux abrupt couvert de pelouses calcaires et surplombé par le plateau. En contrebas de ce versant oriental, le marais de Tirancourt est une zone humide creusée de nombreux étangs où l'altitude moyenne avoisine 14,5 m NGF. Certaines zones sont des prairies humides et d'autres sont

composées de peupleraies et de petits boisements. Le site comporte un massif allongé de tuf calcaire traversant le fond de vallée et le surplombant de 2,5 à 4 m. Ce massif, localement appelé « croupe », a interpelé le géologue V. Commont dès le début du XX^{e} siècle par sa forme proéminente par rapport au fond de vallée (cf. Garcia *et al*., 2022).

À l'image de l'ensemble de la vallée, le processus actuel de turfigenèse n'est présent que sur de très petites étendues sous la forme de comblements horizontaux (tremblants) ou de dépressions en eau (Lebrun *et al.*, 2020 ; François, 2023). La tourbe est très majoritairement enfouie ou fossilisée.

Le site de Tirancourt-Vallée d'Acon a été largement étudié pour sa richesse archéologique avec des sites occupés depuis le Mésolithique jusqu'au Néolithique en bordure de zone humide (site du Petit-Marais : Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Ducrocq, 2001), puis du Néolithique moyen et final et de l'âge du Fer sur les plateaux (D. Bayard, communication orale), avec un oppidum daté de la conquête romaine (Brunaux *et al.*, 1990 ; Fichtl, 1995 ; Bayard & Fichtl, 2016). Ces études archéologiques fournissent des datations par radiocarbone associant le début des dépôts tourbeux à l'Holocène ancien sur les parties latérales du val d'Acon (Antoine & Ducrocq, 1997 ; Ducrocq, 2001). Des observations anciennes, dont la fiabilité peut être discutée (*cf.* Garcia *et al.,* 2022), signalent divers artefacts archéologiques encroûtés dans le tuf allant du Néolithique à des pièces du Bronze final au sommet. Dans les dépôts coiffant le tuf, des poteries gauloises sont aussi mentionnées (Commont, 1910).

Les occupations humaines attestées depuis le Mésolithique, l'importance de l'oppidum néolithique puis romain en contre-haut sur le plateau (Bayard & Fichtl, 2016), l'extraction de la tourbe jusqu'au milieu du XX^{e} siècle (Cloquier, 2006) et la présence de nombreuses gravières depuis le XX^{e} siècle (Caous & Resende, 1975) témoignent d'une occupation importante du site d'étude et de ses alentours.

Dans le cadre des prospections des fonds de vallées du bassin de la Somme, en plus de la stratigraphie de l'embouchure de l'Acon (Antoine, 1997, b ; Antoine, 1997, c), quatre diagrammes polliniques partiels ont été réalisés par L. Lambay et A.-V. Munaut de l'Université de Louvain-la-Neuve, sur des boites issues des sondages du transect de l'Acon. Un de ces diagrammes (annexe 4.2) a été partiellement publié (Munaut & Defgnée, 1997) et se concentre sur la succession Tardiglaciaire-Holocène dans les parties basses de la séquence stratigraphique à la limite entre les dépôts minéraux et organiques.

4.2.4. MÉTHODOLOGIE

4.2.4.1. Campagne de terrain

Un transect stratigraphique de 1 100 m de long a été réalisé selon un axe perpendiculaire à la vallée de la Somme sur la base de 62 sondages, profonds de 1 à 10 m, répartis tous les 20 m entre Tirancourt et Breilly (fig. 4.1). Un resserrement de la maille des sondages à proximité du tuf calcaire a été nécessaire pour enregistrer les variations stratigraphiques les plus complexes. Une première série de sondages a

été réalisée à la main avec le kit de tarières-gouges semi-ouvertes *Eijelkamp* (2, 3 et 6 cm de large sur 1 m de long). Pour sonder le tuf et obtenir la cote de la craie sous les graviers de fond de vallée, une sondeuse hydraulique Sedidrill-150 équipée d'un système continu de tarière hélicoïdale a été utilisée en trois points. Le relevé d'altitude de l'ensemble des sondages a également été enregistré à l'aide d'un GPS de précision centimétrique Trimble RTK.

Sur le terrain, chaque sondage a fait l'objet d'une description stratigraphique, où chaque unité stratigraphique a été identifiée et décrite (couleur, texture, épaisseur). Les différents logs ont ensuite été corrélés pour comprendre la géométrie et l'agencement des différents faciès sédimentaires.

Après avoir déterminé les grandes lignes de la stratigraphie, une séquence de référence a été choisie afin d'analyser la succession des différents facies et notamment la tourbe. Sur le point de sondage TIR22ST11 à l'extrémité nord du transect (fig. 4.3), une séquence de 4,5 m a été échantillonnée dans une gouge de 6 cm de large dans le but d'analyser la composition des dépôts de cette séquence organique relativement épaisse.

4.2.4.2. Analyses sédimentologiques et géochimiques d'une carotte de référence

Sur la carotte TIR22ST11, 37 échantillons de 2 cm d'épaisseur, espacés de 10 cm chacun, ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques. Seuls les faciès de gyttja et de tourbe ont été analysés. Tout d'abord, la masse volumique a été mesurée d'après la méthode de Baize (2018) : un volume constant d'échantillon frais a été extrait et séché à l'étuve à 105 °C. Des pesées avant et après ont permis à la fois de connaître la teneur en eau et la masse volumique en faisant un rapport entre la masse sèche et le volume initial. Les échantillons secs ont ensuite été broyés et passés au four à moufle à 550 puis 950 °C pour quantifier la proportion de matière organique, de carbonates de calcium et de silicates (Schulte & Hopkins, 1996 ; Heiri *et al.*, 2001 ; Mazurek *et al.*, 2014 ; Desruelles *et al.*, 2021). Les résidus de la combustion et de la carbonisation sont considérés comme des silicates. La quantité de carbonate de calcium a été vérifiée et corrigée par la réalisation de mesures au calcimètre de Bernard (NF P94-048).

Pour identifier les types de tourbe (saprique, mésique, fibrique), la teneur en fibre de chaque échantillon a été quantifiée selon la méthode des fibres frottées sur les échantillons frais à l'aide d'un tamis 200 µm (Gobat *et al.*, 2010).

4.2.4.3. Intégration des données antérieures et synthèse

Dans le souci de comprendre les dynamiques fluviatiles tardiglaciaires et holocènes à l'échelle du site, les données stratigraphiques produites à l'occasion de fouilles archéologiques dans les années 1990 ont été mobilisées et complétées par la réalisation de nouvelles datations. Les données stratigraphiques

sont issues du rapport de P. Antoine sur les prospections des fonds de vallées du bassin de la Somme (Antoine, 1997, b). Les méthodes de terrain et de stratigraphie utilisées sont les mêmes que celles employées par P. Antoine pour la réalisation du transect de la vallée d'Acon sur une largueur de 110 m impliquant 18 sondages (Antoine, 1997, c). Le transect du Petit Marais est quant à lui composé de la coupe stratigraphique de la fouille mésolithique (paroi Nord : 6 × 2 m) reliée à sept sondages et carottages de 3 à 6,5 m de profondeur.

La réalisation d'un nouveau sondage à la tarière gouge en 2023 au milieu du précédent transect de la vallée d'Acon et la collecte d'échantillons pour datation radiocarbone offrent un premier calage chronologique à cette séquence. Les datations du site du Petit Marais présentées dans cet article sont issues de la publication de T. Ducrocq (2001).

Un travail de comparaison et de synthèse stratigraphique a été réalisé dans le cadre de cette étude afin de relier les différentes unités stratigraphiques, d'étudier leur morphologie, de comparer les âges et leurs altitudes pour préciser les dynamiques à l'échelle de la confluence entre le fleuve Somme et l'Acon.

4.2.4.4. Datations radiocarbone et cadre de référence paléoclimatique

Pour définir le cadre chronologique, 26 échantillons ont été sélectionnés et datés par spectrométrie de masse par accélérateur après décarbonatation. Les échantillons sélectionnés sont des macrorestes végétaux (graine, feuilles), des charbons ou des fragments de tourbe lorsqu'il n'était pas possible d'en extraire les macrorestes végétaux non remaniés. La datation de la tourbe « brute » (« *bulk* ») est parfois moins précise que la datation sur macroreste végétal lorsqu'il s'agit de dater la base de la tourbe, la question est surtout de définir la limite entre les faciès de gyttja et de tourbe en base de séquence. Les tourbes alcalines sont essentiellement composées de racines, un des risques est d'obtenir des dates plus récentes (Väliranta *et al.*, 2014), cependant, d'après Holmquist et al. (2016), il n'y a pas de différence significative à dater de la tourbe brute plutôt que des macrorestes végétaux. Les risques de transferts de la matière organique plus récente par les racines semble assez limité (Holmquist *et al.*, 2016).

Les échantillons ont été confiés au laboratoire de datations par radiocarbone de Poznań (Pologne) et à Beta Analytics (Californie, Etats-Unis), les datations AMS ont été réalisées après un rinçage systématique des échantillon (acide-alcalin-acide). Les calibrations sont calculées avec OxCal version 4.4 (Ramsey, 2009) et la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020). L'intervalle de confiance utilisé est de 95,4% (2σ) et les âges calibrés sont exprimés en cal BP dans les résultats et la discussion, et en non calibré (BP) sur les figures afin de faciliter la lisibilité. Les datations remobilisées des travaux antérieurs ont également été recalibrées pour faciliter leur intégration.

Le cadre de référence paléoclimatique de l'Holocène utilisé dans cette étude est celui défini par Walker *et al.* (2018) : Holocène ancien (Greenlandien, ≈11 700 cal BP à 8 200 cal BP), Holocène moyen (Nordgrippien, ≈8 200 à 4 200 cal BP) et Holocène récent (Méghalayen depuis ≈4 200 cal BP). Cependant, il est nécessaire de préciser que cette classification globale comprend des variations climatiques locales (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Pastre *et al.*, 2003), et que des évènement climatiques rapides et localisés peuvent ponctuer ces grandes phases : variations des précipitations, de l'ensoleillement, des niveaux marins (Hughes *et al.*, 2000 ; Magny, 2004 ; Magny *et al.*, 2013).

4.2.5. RÉSULTATS

4.2.5.1. Le transect stratigraphique de Tirancourt

Description morpho-stratigraphique et chronologie

Le transect de Tirancourt se compose de soixante-deux sondages répartis sur un axe perpendiculaire à la vallée long de 1100 m (fig. 4.2), calé chronologiquement par 22 datations par radiocarbone (tab. 4.1).

Dans le fond de vallée, la cote du substrat crayeux (C) est de 6 m NGF en moyenne. Le substrat est recouvert d'une épaisse nappe de graviers de craie et de silex roulés dans une matrice crayeuse blanchâtre (GF, 5 m d'épaisseur en moyenne). Le sommet de cette unité stratigraphique présente une surface irrégulière, ondulée, formant localement des structures chenalisées ou des dômes qui conditionnent la préservation des dépôts sus-jacents. La nappe de graviers (GF) est recouverte, quasiment dans son intégralité, de limons sableux calcaires gris bleuté à granules de craie (LR et LGV). Plusieurs lits de quelques dizaines de centimètres de limons légèrement organiques carbonatés beiges (LGC) sont localement présents sur les parties les plus surélevées de la surface des limons sableux calcaires (LR) sur le tiers sud de la vallée entre les sondages ST40 à ST50, et sur la partie nord dans les creux dont deux situés en pied de versant (sondages ST29 à ST26 et ST15 à ST13).

De la tourbe noire (TNo) attribuable à l'Allerød (TIR14, 13 310-13 109 cal BP) est conservée au pied du massif de tuf calcaire (TF). Cette tourbe révèle l'existence d'une discordance érosive et d'un hiatus avec les dépôts de tourbe voisins (TIR13, 10 237-9 963 cal BP). Sur l'ensemble du fond de vallée, des limons argileux organiques bruns foncés avec des macrorestes végétaux (GY) sont présents en un lit variant de un à vingt centimètres d'épaisseur. Localement, les dépôts GY contiennent des silex anguleux lorsqu'ils sont en contact direct avec les graviers (GF). Le sondage ST15 au sud du massif de tuf (TF, ST54) enregistre un surcreusement jusqu'aux graviers (GR) tapissés par les dépôts limons argileux organiques bruns foncés (GY) puis colmaté d'un litage de limons organiques gris foncé (LGO) vers le début de l'Holocène ancien antérieur à 11 140-10 702 cal BP (TIR10, âge de la tourbe noire sus-jacente).

Sur l'ensemble du fond de la vallée, la transition entre les dépôts limons argileux organiques bruns foncés (GY) et la tourbe noire (TN) ou la tourbe franche brune à macrorestes végétaux (TB) est

progressive. Les tourbes se mettent en place à partir du début de l'Holocène ancien (TIR10, 11 140-10 702 cal BP) sur une large partie du fond de vallée, dans les paléochenaux les plus profonds (fig. 2.2, sondages ST16 à ST60 et ST9 à ST13), et dans les parties latérales du fond de vallée (fig. 4.2, sondage ST52 : TIR2, 11 684-11 212 cal BP ; TIR 21, 10 491-10 226 cal BP). La tourbe présente des épaisseurs hétérogènes. Là où les graviers (GF) forment d'épais bancs et des points hauts, la tourbe (TB, TN) est très peu présente. Dans les paléochenaux les plus profonds, l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 3 m (fig. 4.2, sondages ST16 à ST60 et ST9 à ST13). Comme c'est le cas à proximité du pied de versant escarpé nord, entre les sondages ST9 à ST13, dans une dépression de la nappe de gravier de la même importance que celle accueillant le massif de tuf (ST13). À la base de cette tourbe, de nombreux restes ligneux sont présents et sont associés à l'Holocène ancien (TIR20, 10 478-10 186 cal BP ; TIR21, 10 491-10 226 cal BP). L'altitude maximale du sommet des tourbes se situe vers 13,5 m NGF, et 13 m NGF aux endroits couverts de remblais anthropiques (R).

La tourbe (TB, TN) est localement recouverte de tourbe limoneuse (TL) datée du début de l'Holocène moyen (TIR8, 7 934-7 741 cal BP) dans le paléochenal le plus profond, et de tourbe limoneuse carbonatée à grumeaux indurés (TD) dans quasiment l'ensemble du fond de vallée. L'épaisseur de l'unité TD varie de quelques dizaines de centimètre à deux mètres. Sa base est datée entre 9 274-8 811 cal BP (TIR4) et 8 636-8 424 cal BP (TIR1). Ces dates étant similaires à celles de la mise en place des tourbes sous-jacentes, cela suggère qu'il pourrait s'agir de datations sur macrorestes végétaux remaniés dont l'interprétation est incertaine.

Sur le tiers sud du transect, jusqu'au sondage ST34, des limons organiques hydromorphes non lités (LLH) nappent les tourbes limoneuses carbonatées à grumeaux indurés (TD) sur 1 à 2,5 m d'épaisseur. Leur base est datée à 9 418-9 134 cal BP (TIR6) mais cette datation semble trop ancienne par rapport aux dépôts inférieurs, cela pourrait provenir de la d'un remaniement des macrorestes végétaux utilisés pour la datation radiocarbone.

Un important massif de tuf surplombe le fond de vallée actuel de 3 m par rapport aux dépôts environnants (ST54, 6 m d'épaisseur) et se trouve directement sur la bordure nord de cette dépression (paléochenal) colmatée par les tourbes. Le tuf repose soit directement sur les graviers de fond (GF) soit partiellement sur la tourbe. Ce massif de tuf est dissymétrique, présentant une forme plus évasée au niveau de la surface actuelle du fond de vallée côté sud. Cette excroissance latérale est datée de la seconde moitié de l'Holocène moyen (TIR7, 5 575-5 320 cal BP). Les dépôts de tourbe (TL) à proximité du tuf sont carbonatés.

Tableau 4.1 Datations radiocarbone du site de Tirancourt-vallée d'Acon. Calibration sous OxCal v4.4.4, courbe Intcal20 (Bronk Ramsey (2021); r:5 Atmospheric data from Reimer et al (2020), intervale de confiance 2σ, 95,4%. * datations issues de Ducrocq (2001). Les lignes en italique correspondent aux dates pour lesquelles il existe des incertitudes.

Site	Sond-age	Id	Référence laboratoire	Matériel	Prof. (cm)	Age ^{14}C BP	Age cal. BP	
Tirancourt	ST52	TIR1	Poz-166782	macroreste plante	110	7770 ± 50	8636	8424
Tirancourt	ST52	TIR2	Poz-168085	macroreste plante	150	9920 ± 60	11684	11212
Tirancourt	ST46	TIR3	Poz-167468	macroreste plante	140	7890 ± 50	8984	8555
Tirancourt	ST43	TIR4	Poz-155057	macroreste plante	120	8120 ± 50	9274	8811
Tirancourt	ST43	TIR5	Poz-155058	macroreste plante	160	8770 ± 50	10116	9552
Tirancourt	ST42	TIR6	Beta-667697	macroreste plante	85	8280 ± 30	9418	9134
Tirancourt	ST55	TIR7	Poz-155136	charbon	190	4700 ± 40	5575	5320
Tirancourt	ST55	TIR8	Poz-155697	tourbe carbonatée	210	7005 ± 35	7934	7741
Tirancourt	ST55	TIR9	Poz-155698	tourbe	375	8190 ± 50	9293	9010
Tirancourt	ST55	TIR10	Poz-155646	tourbe	525	9560 ± 50	11140	10702
Tirancourt	ST58	TIR11	Poz-155644	tourbe limoneuse	250	7930 ± 50	8985	8604
Tirancourt	ST61	TIR12	Beta-667698	charbon	392	8200 ± 30	9275	9026
Tirancourt	ST61	TIR13	Beta-667699	tourbe	473	8990 ± 30	10237	9963
Tirancourt	ST58	TIR14	Poz-156292	tourbe limoneuse	510	11320 ± 60	13310	13109
Tirancourt	*ST11*	*TIR15*	*Poz-155995*	*graine*	*95*	*9630 ± 50*	*11186*	*10773*
Tirancourt	ST22E	TIR19	Beta-667701	tourbe	148	7930 ± 30	8983	8605
Tirancourt	ST22E	TIR18	Poz-167469	tourbe	158	1825 ± 30	1823	1626
Tirancourt	*ST22E*	*TIR17*	*Poz-166808*	*tourbe*	*258*	*8840 ± 50*	*10158*	*9700*
Tirancourt	ST22E	TIR16	Beta-667700	tourbe	308	9420 ± 30	10741	10571
Tirancourt	ST13	TIR20	Poz-155140	bois	410	9100 ± 50	10478	10186
Tirancourt	ST13	TIR21	Poz-166811	bois	435	9150 ± 50	10491	10226
Tirancourt	*ST13*	*TIR22*	*Poz-155974*	*macroreste plante*	*495*	*7830 ± 40*	*8770*	*8476*
Acon	ST1	ACN_D	Poz-166810	bois	125	5580 ± 40	6442	6294
Acon	ST1	ACN_C	Beta-667696	bois	317,5	5920 ± 30	6837	6665
Acon	ST1	ACN_B	Poz-166871	tourbe	460	9390 ± 60	10995	10420
Acon	ST1	ACN_A	Beta-667695	tourbe	496	10060 ± 30	11805	11398
PM*	SC1	PM_1	Gif.10244	limon organique	230	7540 ± 80	8519	8179
PM*	SC1	PM_2	Gif.10245	tourbe	270	7810 ± 100	8983	8411
PM*	SC4	PM_3	Gif.10242	base tourbe	240	6790 ± 75	7791	7507
PM*	SC4	PM_4	Gif.10243	tourbe	265	7850 ± 75	8984	8456
PM*	fouille	PM_6	Gif-8914	tourbe	≈150	6350 ± 60	7422	7162
PM*	fouille	PM_7	Gif-8915	tourbe	≈150	6380 ± 60	7425	7167
PM*	fouille	PM_8	Gif-9906	limon organique	≈150	7210 ± 70	8177	7875
PM*	fouille	PM_9	Gif-9619	base tourbe	≈150	6900 ± 60	7917	7615
PM*	fouille	PM_10	Gif-A9238	os humain	≈150	5530 ± 70	6485	6196

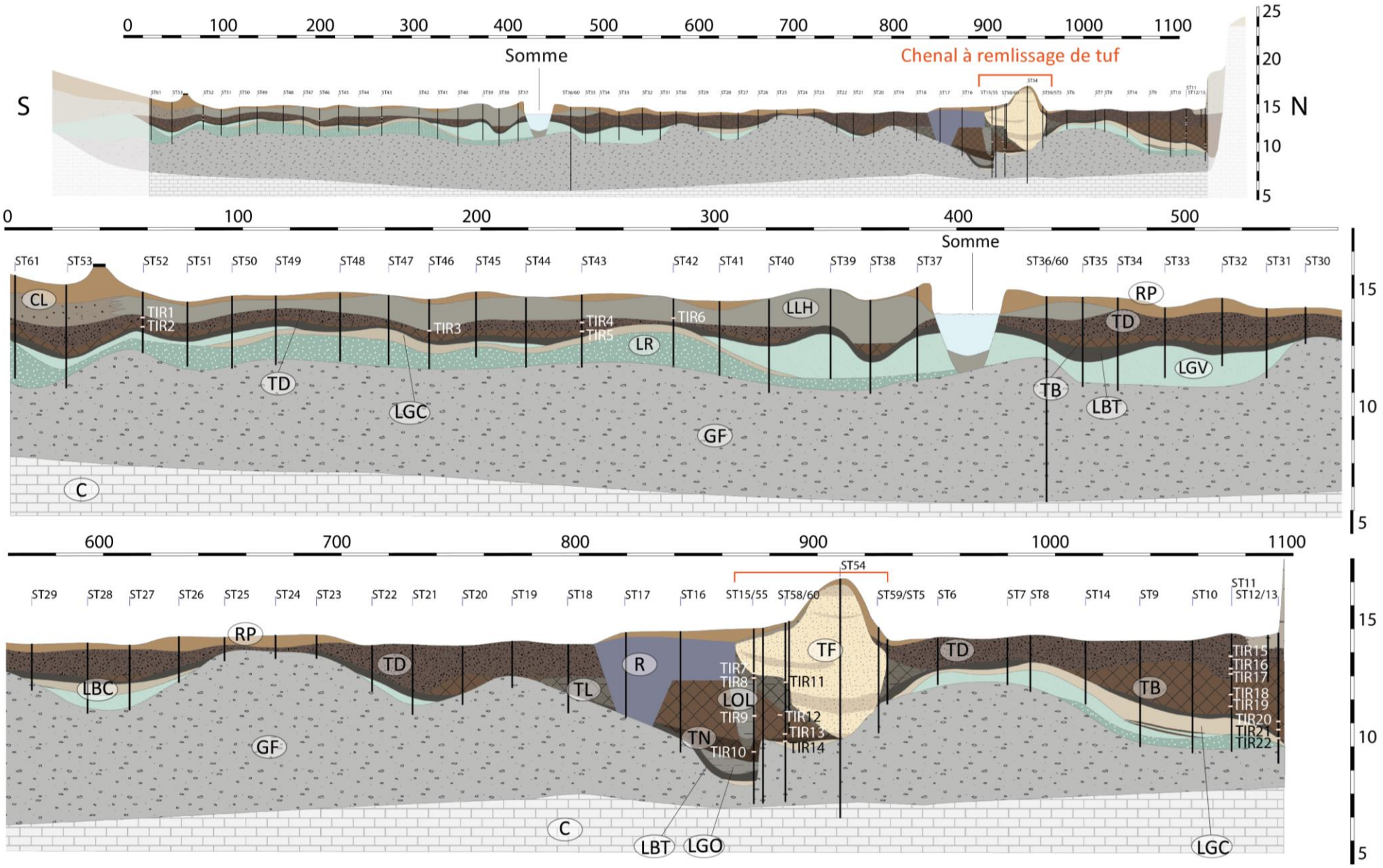

0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
Somme
Chenal à remlissage de tuf
S
N
25
20
15
10
5
ST61
ST53
ST52
ST51
ST50
ST49
ST48
ST47
ST46
ST45
ST44
ST43
ST42
ST41
ST40
ST39
ST38
ST37
ST36/60
ST35
ST34
ST33
ST32
ST31
ST30
ST29
ST28
ST27
ST26
ST25
ST24
ST23
ST22
ST21
ST20
ST19
ST18
ST17
ST16
ST15/55
ST58/60
ST59/ST5
ST6
ST7 ST8
ST14
ST9
ST10
ST11
ST12/13
ST54
CL
TIR1
TIR2
TIR3
TIR4
TIR5
TIR6
LLH
LR
TD
LGC
GF
C
RP
TB
LBT
LGV
LBC
R
TL
TF
TIR7
TIR8
TIR9
TIR10
TIR11
TIR12
TIR13
TIR14
LOL
TN
TIR15
TIR16
TIR17
TIR18
TIR19
TIR20
TIR21
TIR22
LGO

Figure 4.2 Description stratigraphique du transect de la vallée de la Somme à Tirancourt. *C/ substratum crayeux. GF/ graviers de fond, craie et silex dans une matrice limono-crayeuse. LR/ læss sableux gris bleuté à granules de craie. LGC/ limon beige clair à granules de craie. LGV/ limon calcaire gris-vert avec quelques macrorestes végétaux et mollusques. GY/ limon argilo-organique brun à macrorestes végétaux (gyttja). TNo/ Tourbe noire Allerød. TL/ tourbe limoneuse carbonatée à mollusques. TB/ tourbe brune à macrorestes végétaux. TN/ tourbe noire à macrorestes végétaux. LGO/ limon gris organique. LOL/ limon organique brun-noir à brun-verdâtre à stratifications et mollusques. TF/ tuf calcaire lité riche en malacofaune. TD/ tourbes limoneuse carbonatée avec grumeaux de tourbe indurés. LLH/ limon argileux gris-vert à mollusques avec des blocs de tourbe érodés. RP/ Sol actuel : limon argileux hydromorphe brun-gris à structure granulaire. R/ remblais anthropiques. CL/ colluvion limoneuse organique de versant. Correspondances avec les datations radiocarbone : datations calibrées, se référer au Tab.4.1.*

Des remblais anthropiques (R) postérieurs aux périodes d'accumulation des tourbes et du tuf sont présents au sud du massif de tuf et sont composés de blocs de craie exogènes, quelques rares fragments de terre cuite et des limons organiques carbonatés. La nature anthropique de ces dépôts est également confirmée par plusieurs datations incohérentes sur les remblais en pied de versant nord dont les âges varient entre 1 823-1 626 (TIR18) et 11 186-10 773 cal BP (TIR15).

À l'extrémité sud, le colmatage tourbeux, composé de tourbe plus sèche et moins bien conservée (TD, TB) est tassé sous d'importantes colluvions de versant limono-organiques avec des traces d'oxydoréduction jusqu'à 3 m de profondeur (CL).

En surface, un sol limoneux organique hydromorphe à structure granulaire, présent localement dans les zones les plus élevées, s'est développé sur une vingtaine de centimètres (RP) sur des dépôts anthropiques (R), le tuf et en pied de versant sud. Alors que plus au nord, les dépôts de tourbe limoneuse à grumeaux indurés (TD) affleurent. Sur le tiers sud, localement, les limons organiques non lités (LLH) sont en surface.

Des colluvions de versant limoneuses et crayeuses forment une marche de plusieurs mètres d'épaisseur avant le versant escarpé nord qui surplombe ainsi le fond de vallée d'une dizaine de mètres. Ces dépôts coiffés d'une route départementale n'ont pas permis de sonder au plus près du pied de versant. De même, l'extrémité sud du fond de vallée n'a pu être sondée en raison de la présence d'habitations sur cette partie surélevée de la vallée.

Analyses sédimentologiques du sondage TIR22ST11

La série d'analyses sédimentologiques réalisée sur le sondage TIR22ST11 (fig. 4.3), à proximité du pied de versant nord porte sur les teneurs en fibres (>200 µm), en eau, la masse volumique, ainsi que la part des différentes fractions composant les sédiments : matière organique, carbonates de calcium et silicates d'origine détritique.

L'unité 1 est un limon marron clair carbonaté à graviers de silex (fig. 4.2, GF), l'unité 2 est composée d'un sédiment à la texture similaire (fig. 4.2, LGC), plus grise avec moins de graviers et quelques macrorestes végétaux. Ces deux unités n'ont pas fait l'objet d'analyses, car il s'agissait de caractériser les niveaux tourbeux.

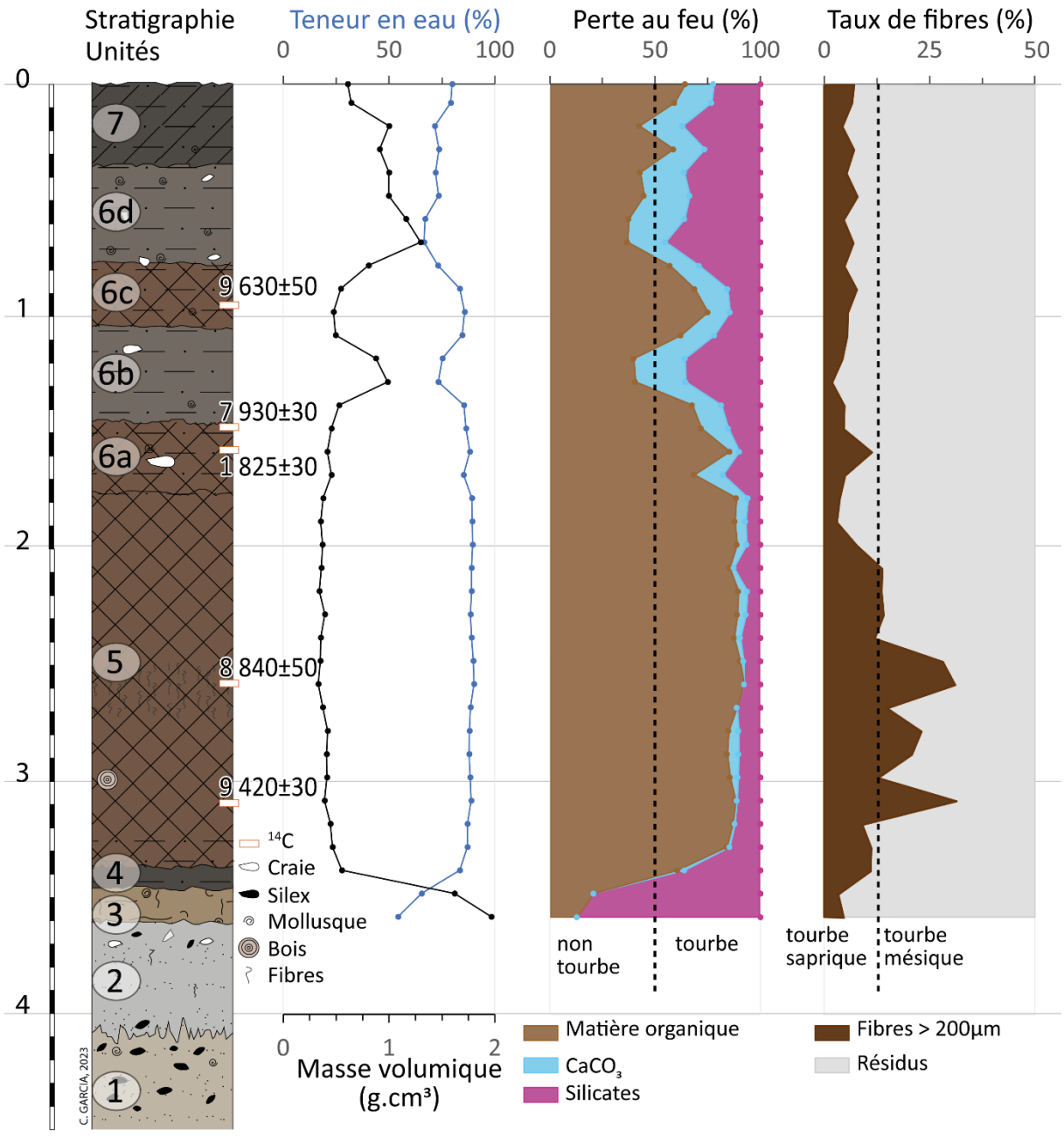


Figure 4.3 Analyses sédimentologiques du sondage TIR22_ST11 (*cf. position sur la fig. 2). 1/ limons carbonatés gris-beige à silex (LR). 2/ limon gris à graviers de craie et silex (LBC). 3/ gytjja marron orangé carbonaté (GY). 4/ limon argileux organique brun (GY). 5/ tourbe franche rousse à brune avec la base légèrement limoneuse et une passée plus riche en fibres au centre (TB). 6/ l'unité 6 se divise en sous-unités : 6a/ tourbe limoneuse carbonatée avec fragments de craie et coquilles (TL), 6b/ tourbe limoneuse à fragments de craie et coquilles et grumeaux indurés (TD), 6c/ tourbe carbonatée avec peu de macrorestes conservés (TL), 6d/ tourbe carbonatée à grumeaux indurés (TD). Correspondances avec les datations ^{14}C : datations calibrées, se référer au Tab.4.1.*

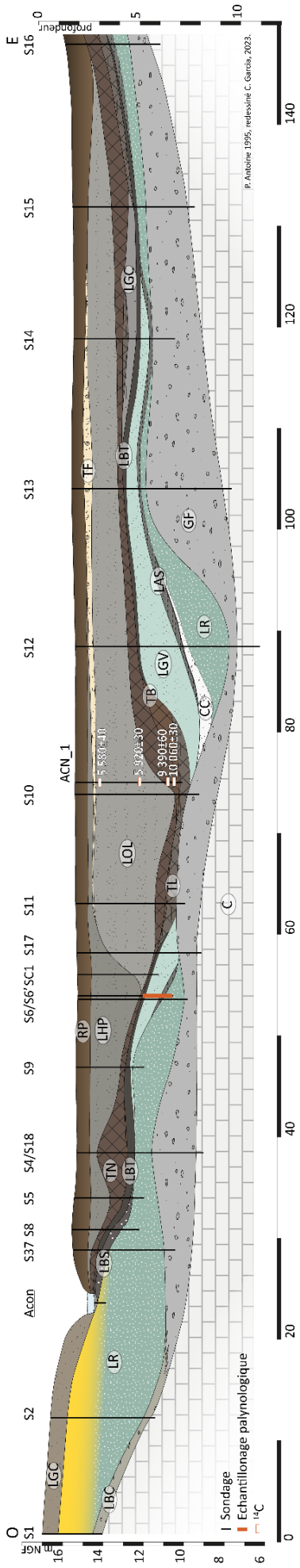
Les unités stratigraphiques 3 et 4 sont constituées d'un limon organique marron à brun épais de 25 cm (fig. 4.2 GY). La transition entre les deux unités est marquée par un enrichissement progressif en matière organique (20 à 68 %) aux dépens des silicates (87,5 à 35 %), associée à une teneur en eau de plus en plus importante (55 à 84 %). La base de l'unité 4 est décarbonatée alors que le sommet connait un léger enrichissement (7 %).

L'unité 5 (fig. 4.2 TB), est composée d'une tourbe brune épaisse de 180 cm, riche en restes ligneux à la base avec une passée plus fibreuse au centre. En moyenne, la tourbe est composée de 85 à 90 % d'eau et la masse sèche de 80 % de matière organique, 0 à 5 % de $CaCO_3$ et 5 à 10 % de silicates. Une passée plus riche en carbonates est présente entre 2,8 et 3 m de profondeur. Le haut de la séquence correspond à une tourbe saprique, alors qu'au-delà de 2 m de profondeur, la tourbe est mésique avec des macrorestes végétaux mieux conservés.

L'unité 6a (fig. 4.2 : TL 30 cm d'épaisseur) est une tourbe limoneuse carbonatée, avec à sa base un bloc de craie. La teneur en matière organique diminue par rapport à l'unité précédente et est plus variable (37 à 74 %) alors que les carbonates et silicates ont tendance à augmenter (respectivement de 10 à 15 % avec un pic à 25 % et de 10 à 15 % avec un pic à 37 %). Les fibres représentent seulement 5 % du poids sec de l'échantillon faisant de cette tourbe une unité saprique. L'unité 6b (fig. 4.2 : TD, 40 cm d'épaisseur) contient davantage de matière organique dégradée avec très peu de fibres (1,25 %), des grumeaux de tourbe indurés sont présents dans la matrice limoneuse organique (matière organique : 40 %, $CaCO_3$: 14 %, silicates : 46 %) avec des fragments de coquilles, la structure est peu visible. L'unité 6c (fig. 4.2 : TL, 30 cm d'épaisseur) enregistre une baisse de la fraction détritique et une part plus importante de fibres. L'unité 6d (fig. 4.2 : TD, 40 cm d'épaisseur) est un limon tourbeux carbonaté avec des fragments de craie millimétriques épars. Le teneur en matière organique est de 49 % en moyenne, en carbonates de 17 %, en silicates de 36 %, et la teneur en eau diminue.

L'unité 7 (35 cm d'épaisseur) est un limon organique à structure grumeleuse, riche en matière organique (62 %) avec des fibres peu conservées (6 %), les carbonates de calcium représentent 12 % de la matière sèche et les silicates 24 %.

Les analyses sédimentologiques et géochimiques réalisées sur cette carotte améliorent la compréhension des différents faciès du remplissage tourbeux (en place, perturbé et dégradé) sur le transect de Tirancourt. Ces analyses permettent de mieux caractériser la composition des tourbes de base (mésique) et d'identifier la composition des tourbes de surface (tourbe saprique à charge limoneuse et carbonatée) mal connue jusqu'alors. La transition entre les limons carbonatés et la tourbe se fait progressivement avec la mise en place de gyttja de plus en plus riche en matière organique. La tourbe de base (unité 5) est riche en eau, en matière organique et en fibres. À partir de 170 cm de profondeur, les teneurs en matière organique sont plus faibles et la densité volumique augmente du



fait de la plus forte teneur en matériaux détritiques. Certaines unités (6b et 6d) ne sont pas assimilées à de la tourbe (matière organique < 50 %).

4.2.5.2. Stratigraphie de la vallée d'Acon : transect et coupe du Petit Marais

Le transect de la vallée d'Acon : description morpho-stratigraphique et chronologie

Le transect stratigraphique de la vallée d'Acon est composé de 19 sondages dont certains menés jusqu'à 10 m de profondeur jusqu'au substrat crayeux. Il traverse un système morpho-sédimentaire moins large (110 m) que celui de la Somme (fig. 4.4). Quatre datations par radiocarbone dressent un premier cadre chronologique (tab. 4.1). La vallée est asymétrique avec un versant rive gauche en pente douce tandis que le versant oriental est abrupt. Le cours actuel de l'Acon est rejeté contre le versant ouest.

Figure 4.4 Description stratigraphique du transect de la vallée d'Acon, redessiné et complété d'après Antoine 1993. *Description stratigraphique : C/ substratum crayeux. GF/ graviers de fond, craie et silex dans une matrice limono-crayeuse. LBC/ limon sableux gris-brun clair à nombreux silex et granules de craie. LR/ lœss sableux gris-jaune à gris-bleu (hydromorphe). CC/ cailloutis crayeux à matrice limono-crayeuse. LAS/ limon argileux compactes gris brun sombre. LBS/ limon argilo-organique gris-brun à granules de craie. LGV/ limon calcaire gris-vert avec quelques macrorestes végétaux et mollusques. LBT/ limon argilo-organique brun. TL/ tourbe limoneuse carbonatée à mollusques. TB/ tourbe brune à macrorestes végétaux. TN/ tourbe noire à macrorestes végétaux, sommet compact. LGC/ limon sableux brun clair à granules de craie et silex épars. LOL/ limon organique lité brun-noir à brun-verdâtre à stratifications fines et mollusques. TF/ tuf calcaire finement lité riche en malacofaune. LHL/ limon argileux gris-vert à mollusques avec des blocs de tourbe érodés. RP/ Sol actuel : limon argileux hydromorphe brun-gris à structure granulaire. Datations calibrées, se référer au Tab.4.1.*

Sur le substrat crayeux (C), les dépôts de graviers de craie et de silex (GF) ont des épaisseurs de 0,5 à 3 m. La partie centrale, plus

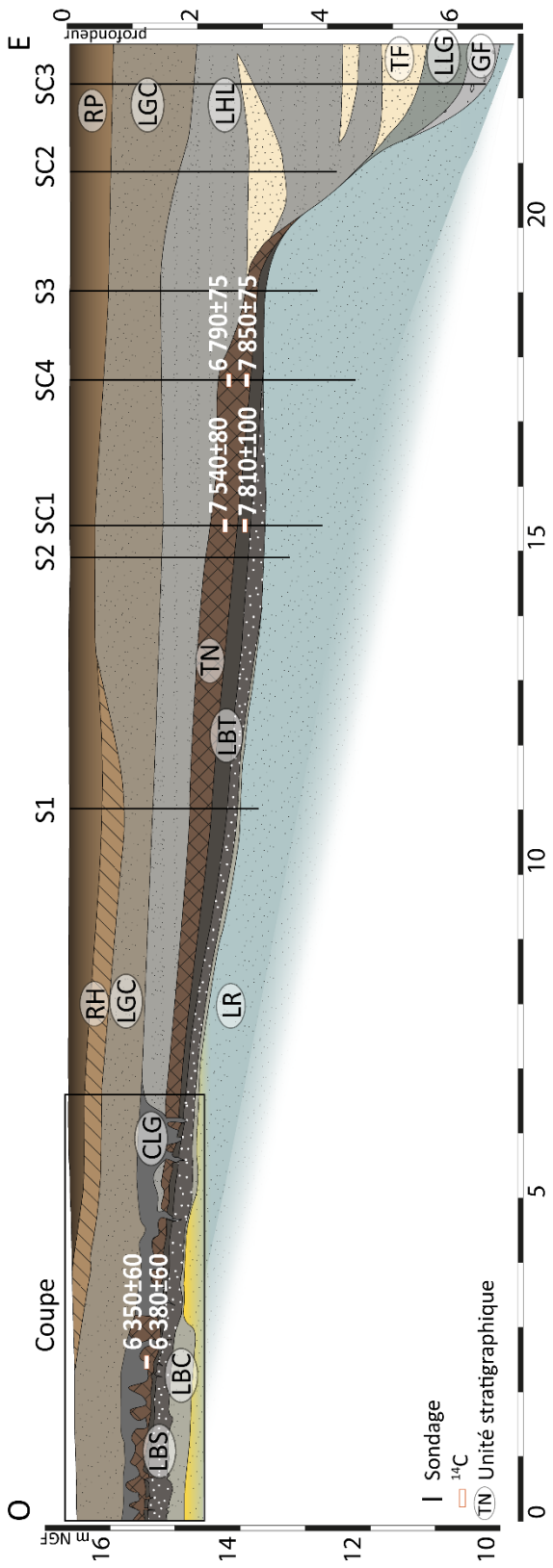
profonde, présentant la morphologie d'un chenal (S12) et les parties latérales sont colmatées par des limons sableux gris bleuté correspondant d'après leur texture à des lœss hydromorphes (LR), davantage présents sur la partie ouest de la coupe. La partie centrale des LR est probablement érodée puis colmatée par un lit de cailloutis crayeux à matrice limono-crayeuse (CC) couvert d'une fine unité plus organique (LAS) qui recouvre la partie orientale et nappe également en mince couche la terminaison des dépôts de LR dans la partie ouest de la coupe (S6/S6'). Des dépôts plus épais de limons calcaires gris vert à macrorestes végétaux et mollusques (LGV) les recouvrent. Les LGV atteignent jusqu'à 2 m d'épaisseur et présentent une morphologie incisée au centre ouest de la vallée. Des limons bruns sableux (LBS) sont présents localement en bas de versant ouest sous l'unité de limons bruns à macrorestes végétaux (LBT). De part et d'autre des sondages S12 et S17, les LBT sont présents sous l'ensemble du remplissage tourbeux (TL, TN, TB). Il s'agit d'un faciès de transition vers les unités tourbeuses. Le remplissage tourbeux se fait avec une tourbe limoneuse (TL), puis par une tourbe franche (TN, TB) datée entre 11 805-11 398 cal BP (ACN_A) et 10 995-10 420 cal BP dans la partie la plus profonde (ACN_B).

Les tourbes s'étendent sur l'ensemble du fond de vallée mais ont probablement été érodées puis recouvertes par des limons organiques grisâtres lités (LOL) épais contenant des petits galets de tourbe érodée, des mollusques aquatiques ainsi que des bois flottés, et des lits riches en carbonates de calcium. Cette unité est comprise dans l'intervalle entre 6 837-6 665 cal BP (ACN_C) et 6 442-6 294 cal BP (ACN_D). La partie ouest de ce dépôt, à proximité du petit cours d'eau actuel, est incisée et comblée par des dépôts perturbés/remaniés de limons argileux gris-vert à mollusques avec des blocs de tourbe érodés (LHP) dans lequel un fragment de céramique sigillée (période romaine) a été retrouvé. À l'est des LHP un fin lit de tuf lité (TF) très riche en malacofaune est présent. Le versant ouest, plus élevé en altitude, est coiffé de limons sableux brun clair à granules de craie et silex épars (LGC, colluvions) alors que le reste de la vallée est couvert d'un sol limono-argileux brun gris à structure granulaire (RP).

Coupe du Petit Marais (rive droite de l'Acon) : description morpho-stratigraphique et chronologie

Le transect partiel du Petit Marais (fig. 4.5) a été établi à partir du relevé de la coupe nord de la fouille du site mésolithique complété par les sondages S1 à S3 et les carottages SC1 à SC4, sept datations issues des travaux précédents de T. Ducrocq (Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Ducrocq, 2001) encadrent les sondages et la fouille voisine (tab. 4.1, fig. 4.1).

La stratigraphie est similaire à la section du transect du Val d'Acon entre les sondages S12 et S8 (fig. 4.4) Les dépôts holocènes se situent sur les épais dépôts de lœss hydromorphes (LR) du versant ouest. C'est au sein de l'unité LBS, un limon organique beige à graviers de craie, que le site du Mésolithique se situe. L'enrichissement en matière organique se fait progressivement entre les unités de LBS et de limons organiques bruns (LBT). Quatre datations radiocarbone datent les LBT sus-jacent à l'unité LR à 8 983-



8 411 cal BP (PM_2) et 8 519-8 179 cal BP (PM_1) et la formation de tourbe noire (TN) entre 8 984-8 456 cal BP (PM_4) et 7 791-7 507 cal BP (PM_3). Les LBT se mettent en place de façon diachronique (palimpseste), dans un chenal de bordure, et remontent progressivement le long du versant au fur et à mesure que la tourbe colmate le fond de vallée (Antoine & Ducrocq, 1997). À l'endroit de la fouille, l'unité LBT est datée à 8 177-7 875 cal BP (PM_8).

À l'extrémité ouest, le sommet de la tourbe noire est affecté par un phénomène de dessication, avec des fentes colmatées par des colluvions limoneuses de versant gris foncé (CLG). À l'est, les limons organiques gris lités alluviaux (LHL) présentent plusieurs interstratifications avec des lits tufacés (TF). Des âges réalisés sur la tourbe noire desséchée (milieu de l'unité) sur la fouille mésolithique ont donné un intervalle d'âge entre 7 917 et 7 162 cal BP (PM_6, PM_7, PM_9). Une date sur ossement humain au contact entre les LHL et le sommet de la tourbe donne un âge de fin de formation de la tourbe à cet endroit à 6 485-6 196 cal BP (PM_10). Un aménagement anthropique (RH) est présent sous le sol actuel (RP).

Figure 4.5 Coupe et sondages du « Petit Marais », redessiné d'après Antoine 1993. *Description stratigraphique similaire à celles de la Fig. 4.2, sauf LLG/ limon organique lité gris-vert. TF/ lentille de tuf calcaire. RH/ Remblais anthropiques. CLG/ colluvion limoneuse gris foncé. Datations calibrées, se référer à Tab.4.1.*

4.2.6. SYNTHÈSE : ÉVOLUTION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DE LA MOYENNE VALLÉE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR DE TIRANCOURT-VALLÉE D'ACON

La synthèse des données anciennes et des nouvelles coupes, datations et analyses permet d'identifier les grandes tendances d'accumulation et d'érosion à l'échelle des deux transects complets. La

comparaison avec les autres sites régionaux donne la possibilité d'établir un schéma d'évolution à l'échelle de la vallée de la Somme à l'aval d'Amiens. Deux grandes périodes y sont distinguées 1) une correspondant au Tardiglaciaire weichselien où les tourbes sont localisées dans d'anciens chenaux abandonnés (quelques dizaines de mètres de large) puis 2) une correspondant à l'ensemble de l'Holocène, dominée par une tourbification généralisée ici associée à des formations plus localisées de tuf calcaires de grande ampleur (fig. 4.6).

4.2.6.1. Transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et Tardiglaciaire

À l'issue de la dernière période glaciaire, dans les trois coupes de la Somme et de la vallée d'Acon, la craie (C) est recouverte de dépôts de graviers de craie et de silex (GF). La surface irrégulière de ces unités, plus évidente sur le transect de Tirancourt, suggère une mise en place dans des chenaux en tresses. Ces unités de graviers sont associées à un environnement périglaciaire découvert où s'exprime un régime de débâcles pendant le Pléniglaciaire weichselien comme dans la plupart d'autres sites du bassin de la Somme et plus largement des rivières du nord-ouest de l'Europe (Caous & Resende, 1975 ; Antoine, 1997 b ; Preece & Bridgland, 1999 ; Gao *et al*., 2007 ; Antoine *et al*., 2012 a ; Turner *et al*., 2013). Les épaisseurs de graviers sont plus importantes dans la moyenne vallée de la Somme que dans la haute vallée (Caous & Resende, 1975). Cette différence provient probablement d'une dynamique d'accumulation plus forte à l'aval des confluences majeures avec les vallées de l'Avre et surtout de la Selle.

La concentration en graviers diminue progressivement vers le haut de l'unité stratigraphique en faveur des granules de craie qui deviennent plus abondants. Ce changement de granulométrie est principalement induit par des variations climatiques qui modifient les capacités du transport fluvial et les processus érosifs (Houben, 2003) dans le bassin. Ces limons sableux carbonatés (LR) s'apparentent à des lœss remaniés à caractère hydromorphe qui recouvrent une grande partie de la vallée à la fin du Pléniglaciaire supérieur vers 20 000 cal BP et comblent d'anciens chenaux alors abandonnés (Pastre *et al.*, 2002 ; Antoine *et al.*, 2012, b). Ces limons (LR) qui recouvrent les graviers prennent une couleur gris bleuté traduisant un état réduit du fer qui résulte de leur saturation en eau depuis plus de 11 000 ans (remontée de la nappe à l'Holocène). Localement, dans les transects d'Acon et de Tirancourt, la partie supérieure (10-20 cm) de ces limons s'enrichit en matière organique (LBC et LAS) dans des unités toujours carbonatées probablement associées aux interstades Bølling ou Allerød, comme c'est le cas dans la vallée de la Somme à Belloy-sur-Somme (Ducrocq, 2001), la vallée de la Selle à Conty (Antoine *et al.*, 2012, a) ou encore dans le bassin du Coud (Bassin parisien, Pastre *et al.*, 2003). Sur le transect de Tirancourt (fig. 4.2), une lentille de tourbe associée à l'Allerød est conservée au pied du tuf.

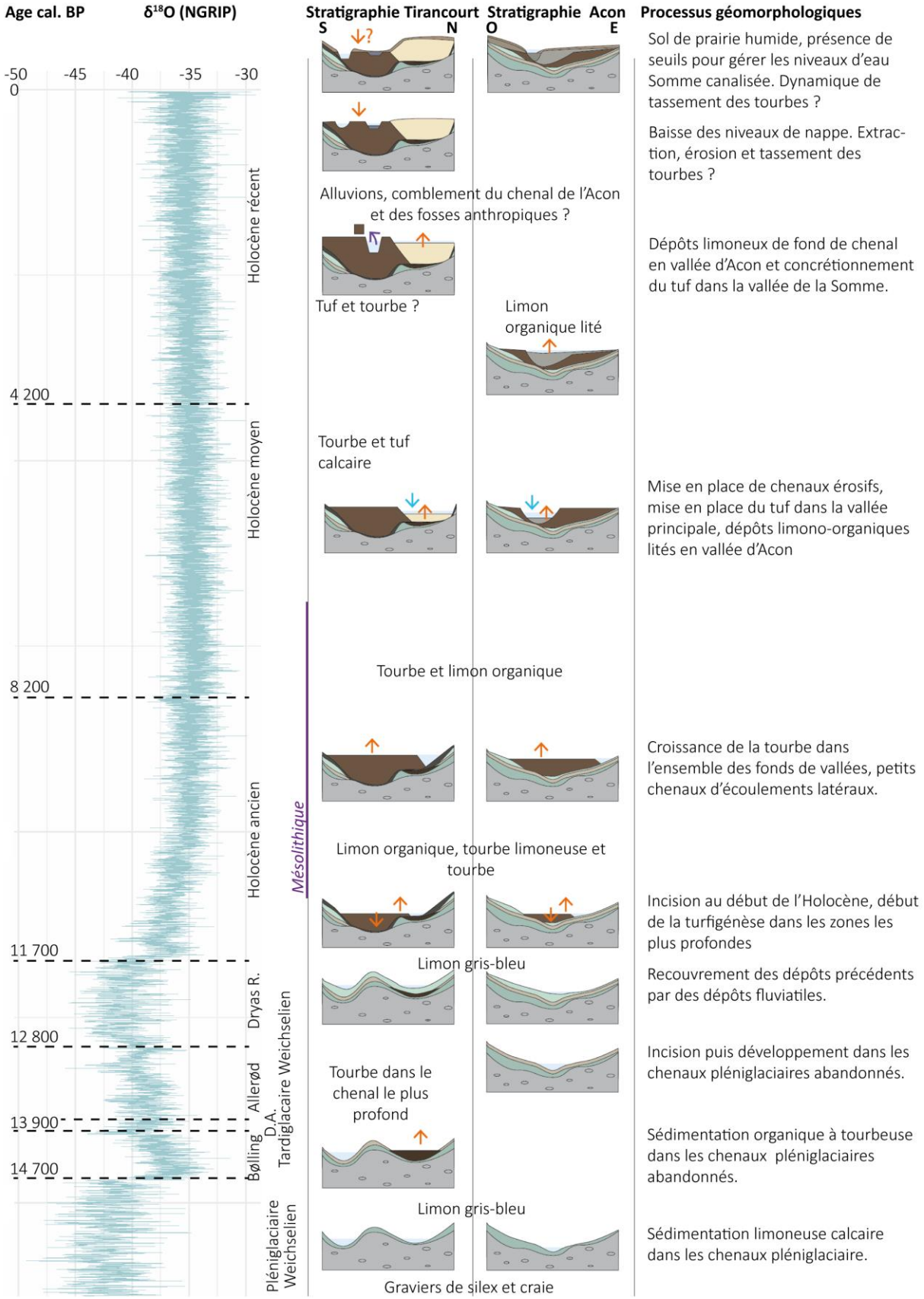


Figure 4.6 Synthèse de l'évolution tardiglaciaire et holocène du site de Tirancourt-vallée d'Acon. *Données $\delta^{18}O$ de North Greenland Ice Core Project members (2004) présenté en fonction de l'âge. Occupations humaines selon Ducrocq (2001). Périodes climatiques selon* (Mayewski *et al.*, 2004 ; Rasmussen *et al.*, 2014 ; Walker *et al.*, 2019).

Dans le transect de la vallée d'Acon, un lit de limons argilo-organiques gris-brun sombre (LAS) enregistre une augmentation des pollens arborés, en particulier des pins (Munaut & Defgnée, 1997), ce qui attribue cette unité (LAS) à l'Allerød (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Pastre *et al.*, 2003). Cet enrichissement en matière organique est lié à l'amélioration des conditions climatiques (augmentation des températures) à l'Allerød, et au développement d'une couverture végétale turfigène en fond de vallée. Compte tenu du bilan stratigraphique, des données palynologiques obtenues dans LAS et de l'âge radiocarbone des tourbes les plus anciennes de Tirancourt, aucun indice du Bølling et du Dryas ancien ne semble présent.

La péjoration climatique du Dryas récent est quant à elle probablement enregistrée dans les limons calcaires gris bleuté (LGV) qui colmatent une partie importante de la vallée. Une unité similaire (dans la même position stratigraphique) est également présente sur les transects de Conty, Belloy-sur-Somme, sur l'ensemble des profils de fond de vallée de la Somme et ses affluents. Sur ces sites (Antoine, 1997, b ; Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a) ainsi que dans le Bassin Parisien (Pastre *et al.*, 2002), cette unité est aussi associée à la période du Dryas récent. D'après le transect de Tirancourt, à cette période, le système fluvial est probablement constitué par un ou deux grands chenaux dans la moyenne vallée de la Somme là où les graviers montrent les plus grandes profondeurs. Dans la vallée d'Acon, le chenal principal tardiglaciaire se situe probablement au centre de la vallée et dépose des limons latéralement lors des épisodes de crues (LR, puis LGV).

Au cours du Tardiglaciaire, les modifications de la dynamique et de la morphologie fluviale sont liées aux forçages climatiques, et entrainent des modifications conformes aux observations faites dans le nord de la France (Pastre *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2012, a ; Vayssière *et al.*, 2019 ; Depreux *et al.*, 2019), le nord-ouest européen (Preece & Bridgland, 1999 ; Huisink, 2000 ; Gao *et al.*, 2007 ; Turner *et al.*, 2013) et des changements dans la végétation (Munaut & Defgnée, 1997 ; Pastre *et al.*, 2003). Cependant, dans la moyenne vallée de la Somme en aval d'Amiens, les sédiments tardiglaciaires ne sont pas aussi bien conservés qu'ailleurs dans le bassin versant (Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a), probablement en raison de dynamiques fluviales plus érosives liées à la contribution de deux confluences majeurs en amont (Selle et Avre).

4.2.6.2. Holocène ancien : mise en place de la tourbe

La transition du Tardiglaciaire vers l'Holocène est caractérisée par une augmentation rapide des températures et des précipitations plus abondantes (renforcement de la circulation d'ouest) entraînant d'importants épisodes d'incision des rivières en Europe du nord-ouest (Brown & Barber, 1985 ; Pastre *et al.*, 2002 ; Mayewski *et al.*, 2004). Cette phase érosive est visible sur le transect de Tirancourt à l'emplacement actuel du tuf (fig. 4.2) où une partie importante des limons organiques associés à l'oscillation Allerød et des limons gris bleuté calcaire (LGV) antérieurs à l'Holocène ont été érodés. Un

surcreusement dans la nappe de graviers (ST15) est colmaté par des sédiments d'origine fluviatile de plus en plus riches en matière organique. Ce surcreusement créé alors une discordance érosive avec les dépôts de tourbe Allerød conservés en contre haut. Sur le transect de l'Acon (fig. 4.4), les LGV ont subi un creusement d'au moins un mètre par rapport à leur surface.

Après l'incision, les dépôts limono-argileux organiques à macrorestes végétaux se mettent en place dans la moyenne vallée de la Somme (GY) et dans l'Acon (LBT). Cette unité se forme de façon asynchrone au fur et à mesure que la tourbe croît (Antoine & Ducrocq, 1997 ; Antoine, 1997, c), et forme systématiquement la transition entre les dépôts majoritairement minéraux (LGV) et tourbeux (TB, TN, TL). Cette unité s'enrichit progressivement en macrorestes végétaux pour former de la tourbe, dans les endroits les plus humides ou aux plus faibles altitudes du fond de vallée au cours de l'Holocène ancien. À proximité du tuf et à l'extrémité nord (transect de Tirancourt, fig. 4.2), ce sont jusqu'à 3,75 m de tourbe qui s'accumulent en trois millénaires au rythme moyen de 0,1 cm/an. Et 4 m de tourbe pour le transect d'Acon (fig. 4.4). Les datations par radiocarbone du transect d'Acon et de la coupe du Petit-Marais (tab. 4.1) mettent en évidence le comblement progressif du fond de vallée par la tourbe jusqu'au plus tard 6 485-6 196 cal BP (PM10, Holocène moyen, tab 4.1.).

Les dépôts de limon beige clair à granules de craie (LGC) sur le versant oriental de la vallée d'Acon (fig. 4.4) dessinent un petit chenal latéral probablement contemporain de la formation de la tourbe avec une charge sédimentaire détritique plus importante que les limons argilo-organiques bruns (LBT, intégration d'un apport de particules colluviées en de bas de versant).

Les datations par radiocarbone sur le site de Tirancourt mettent en évidence une croissance de la tourbe dès le début de l'Holocène ancien autant dans la zone plus élevée du tiers sud de la vallée que dans les zones plus profondes, en pied de versant abrupt taluté nord et dans le chenal à proximité du tuf (*cf.* ST15, fig. 4.4). Ce phénomène pourrait se justifier par la présence d'une nappe captive et perchée dans la moitié sud de la vallée (sur les dépôts de LGV, et GY relativement imperméables), qui pourrait expliquer la synchronicité de la formation de la tourbe sur la partie surélevée et dans les fonds de chenaux, soit par une accumulation très rapide de la tourbe à cette époque.

D'après les tourbes conservées, la turfigenèse n'est pas mise en évidence au-delà de 7 934-7 741 cal BP (TIR8) dans la vallée de la Somme au niveau de Tirancourt (fig. 4.2). Mais elle continue jusqu'à 6 485-6 196 cal BP dans la vallée d'Acon (contact entre la tourbe et les limons lités sus-jacents), et s'arrête à 7 150-6 745 cal BP à l'amont sur le site d'Etouvie (6 040 ± 50 BP, Antoine, 1997 b). L'ensemble de ces dates est assez cohérent, il semblerait que dans la moyenne vallée, à l'aval immédiat d'Amiens, et en haute vallée à l'amont (chapitre 3) les tourbes se sont formées du début de l'Holocène ancien (≈ 11 700 cal BP) à la première moitié de l'Holocène moyen (≈ 6 500 cal BP). Cette première phase de turfigenèse s'interrompt plus tôt que ce qui est observé dans la haute vallée de la Somme à Morcourt (≈ 5 400 cal

BP) et la reprise observée au cours de l'Holocène récent (≈ 2900 cal BP) jusqu'au Bas Moyen-Âge (≈ 700 cal BP) n'est pas mise en évidence dans la moyenne vallée (chapitre 3).

4.2.6.3. Holocène moyen : chenalisation, développement des tufs calcaires et tourbes

Mise en place des chenaux

La particularité du transect de Tirancourt par rapport à celui de la vallée d'Acon est la présence d'un massif de tuf fortement surélevé par rapport au fond de vallée actuel (+ 3 m). Ce massif, qui serpente d'un bord à l'autre de la vallée et de façon quasi-continue dans l'ensemble de la Moyenne Somme, matérialise un ancien tracé de la Somme (Antoine & Ducrocq, 1997 ; Beaumont, 2022 ; Beaumont, obs. pers.). Les tufs qui le composent se sont formés dans le lit d'un cours d'eau ayant en partie érodé la tourbe lors d'une phase d'incision initiale comme semble le montrer les fragments de tourbe découverts dans le tuf à la base d'un sondage à Bourdon (Beaumont, obs. pers.) et la géométrie du tuf d'Etouvie. L'épisode d'incision intervient probablement dans l'intervalle entre la formation des tourbes sommitales datées à 7 425-7 167 cal BP (PM7) dans la vallée d'Acon (7 150-6 745 cal BP à Etouvie, (Antoine, 1997, c), et les premiers dépôts à proximité de la base du fond de chenal datés de 6 837-6 655 cal BP dans la vallée d'Acon (ACN_D). La chenalisation serait provoquée par une reprise de la dynamique fluviatile. Le renforcement du dynamisme pourrait être lié à l'augmentation de la disponibilité en eau et des écoulement dynamiques spasmodiques favorisant l'incision de la tourbe. De façon synchrone, ces conditions climatiques plus humides (circulation d'ouest) ont provoqué la formation des dunes littorales le long des côtes de la Manche jusqu'à 6 520 cal BP (Meurisse *et al.*, 2005).

L'incision observée et datée dans la vallée d'Acon (≈ 6 700 cal BP) n'est pas mise en évidence dans la moyenne vallée de la Somme par la datation de dépôts de fond de chenaux. Cependant, il se pourrait qu'elle corresponde à la période de mise en place du tuf dans une incision laissée par un chenal érosif à cette même période dans la tourbe (emplacement actuel du massif de tuf, fig. 4.1 et 4.2).

Développement d'un chenal à remplissage de tuf

La hausse du niveau de la nappe d'eau aurait alors pu rendre les conditions favorables à la formation de tuf dans un chenal de la vallée de la Somme, comme c'est le cas pour la base du tuf de Bourdon (Beaumont, 2022 ; Beaumont, obs. pers.). Le tuf de la moyenne vallée repose sur différents substrats, il est possiblement alimenté en eau riche en carbonate dissous via la circulation de la nappe dans les graviers de fond à Tirancourt, alors qu'il repose sur de la tourbe sur le site de Bourdon (Beaumont, 2022 ; Beaumont, obs. pers.). À Etouvie, le tuf repose sur la tourbe dans la partie nord du transect mais est en contact direct avec le substrat crayeux dans sa partie sud plus profonde

(Antoine, 1997, c). La connexion de la base du tuf avec les graviers de fond ou la craie représente un accès possible à des résurgences de nappe phréatique et favorise l'apport de carbonate de calcium (cette nappe phréatique de fond de vallée est généralement sous pression sous les limons hydromorphes qui tapissent tout le fond de la vallée sous les dépôts tourbeux holocènes). À Étouvie et à Bourdon (Antoine, 1997, b ; Beaumont, obs. pers.), le tuf calcaire repose sur des tourbes de l'Holocène ancien et s'est formé à partir de 7 000 ou 5 000 cal BP en fonction des sites. À Tirancourt, la seule date obtenue sur un charbon encroûté dans le tuf donne un âge de 5 575-5 320 cal BP sur le débordement latéral (face sud du tuf).

Le chenal à remplissage de tuf calcaire semble se mettre en place de façon hétérogène bien que des similitudes soient observées ailleurs dans le bassin de la Somme et ses affluents (Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a ; Beaumont, obs. pers.). Cette chenalisation n'a pas provoqué de formation de tuf de la même ampleur au niveau du transect de la vallée d'Acon (fig. 4.4). Sur le transect du Petit-Marais (fig. 4.5), des lentilles de tuf sont présentes dans le chenal et sur le transect d'Acon (fig. 4.4), un fin lit de tuf (TF) coiffe le chenal de l'Holocène moyen. Du fait de la position des lentilles de tuf, à l'embouchure de la vallée d'Acon, il se peut qu'il s'agisse d'un débordement latéral du tuf chenalisé de la vallée de la Somme dans le petit affluent.

La charge détritique importante présente dans le chenal de la vallée d'Acon (LHP) pourrait provenir en partie de la détérioration de la couverture arborée par les populations néolithiques, comme c'est le cas pour la haute vallée de la Somme (chapitre 3) et les vallées du Bassin Parisien (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; David *et al.*, 2015 ; Pastre *et al.*, 2019). Cependant, la formation du tuf semble contemporaine de la mise en place du chenal et témoigne d'une absence de turbidité des eaux donc d'un impact mineur ou très localisé des activités anthropiques dans la vallée de la Somme à l'aval d'Amiens (voir le transect d'Etouvie, Antoine, 1997, c). Il serait intéressant de sonder l'aval de la confluence pour voir si cette charge détritique est également présente dans la vallée de la Somme ou si le tuf calcaire joue un rôle de trappe à sédiments.

4.2.6.4. Des dynamiques changeantes à l'Holocène récent

La fin de la formation du tuf et de la tourbe

Les artefacts décrits par les observations anciennes de V. Commont (1910) au sommet du tuf sur la commune de la Chaussée-Tirancourt, Bourdon et Yzeux sont associés à la fin de son activité à l'âge du Bronze, soit environ 2 800 cal BP au plus tard. Ces observations anciennes et plus récentes (Antoine & Ducrocq, 1997 ; Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a) sont relativement cohérentes avec les dates de croissance du tuf à l'amont et à l'aval : à Etouvie la formation du tuf est comprise entre 7 150-6 745 cal BP (6 040 ± 50 BP, datation sur la tourbe sous-jacente) et 2 691-2 154 cal BP (2 335 ± 55 BP, os encroûté au sommet du tuf, Antoine, 1997 b). Dans la partie haute de la partie massive du tuf d'Etouvie, un vase

Néolithique ancien est également encroûté (Antoine, 1997, c ; Deschodt & Harnay, 1997 ; Deschodt, 2005) et témoigne d'une certaine variabilité latérale dans la mise en place du tuf.

Les travaux récents à Bourdon (Beaumont, 2022 ; Beaumont, obs. pers.), ont permis de dater l'extension latérale du tuf à 5 025-4 839 cal BP (Beaumont, 2022 ; Beaumont, obs. pers.) et les niveaux limoneux vers le sommet du tuf à 2 329-2 074 cal BP. La séquence de mise en place du tuf de Tirancourt est probablement similaire aux observations faites sur le tuf de Bourdon, où les dépôts tourbeux de l'Holocène récent sont également absents.

En tenant compte des taux d'accumulation observés dans la tourbe sous le tuf du transect de Tirancourt (0,1 cm/an), si la croissance s'était poursuivie au même rythme, la tourbe aurait atteint le sommet du tuf aux alentours de 2 700 cal BP (c'est-à-dire au tout début de l'âge du Fer) donc de façon à peu près contemporaine avec le sommet du tuf (fig. 4.6). Cette période correspond aussi au déclin des tufs calcaires fluviatiles à l'échelle de l'Europe (Goudie *et al.*, 1993 ; Dabkowski, 2020). La différence d'altitude observée dans le secteur de la moyenne vallée de la Somme (+3 m à Tirancourt) pourrait alors s'expliquer par l'exploitation historique de la tourbe. Le sommet des tourbes brunes conservées (TB) atteint au maximum 13,5 m NGF d'attitude sur le transect de Tirancourt et celui des tourbes limoneuses 14,5 m NGF, sur le transect d'Acon, les tourbes les plus élevées atteignent 15 m NGF et sur le transect du Petit Marais les tourbes affectées par des fentes de dessication atteignent 15,5 m NGF. Une compaction différentielle aurait pu se produire suite à l'abaissement des nappes alluviales, fig. 4.6) entre les dépôts de tourbe, riches en eau et en matière organique et les concrétions de tuf calcaire dont la structure est déjà poreuse mais indurée. La perte de volume de la tourbe peut varier entre 28 à 64 %, et la subsidence peut atteindre jusqu'à 1,6 cm/an selon Leifeld *et al.*, (2011).

En effet, sur les différents transects réalisés dans le cadre de cette étude, les tourbes conservées n'ont pas livré d'âges postérieurs à l'Holocène moyen. Comme sur le site de Conty dans la vallée de la Selle, l'essentiel des tourbes conservées est attribué à la première moitié de l'Holocène (Antoine *et al.*, 2012, b). Si les unités de tourbe sont datées jusqu'à 7 425-7 167 cal BP (PM7) sur le transect partiel du Petit Marais (fig. 4.5), leur surface présente des polygones de dessiccation qui montrent qu'elles sont hors d'eau. Les fentes de dessication sont probablement sub-contemporaines (diagénèse) et colmatées par des colluvions crayeuses qui pourraient être du Moyen-Âge (Ducrocq, 2001). Ces formes ne sont pas visibles sur le transect de Tirancourt (fig. 4.2), mais à son extrémité sud, les tourbes sont compactées sous des colluvions limoneuses de versant. Au sud de la Somme, sur ce transect, les dépôts de limon organique grisâtres (LLH) semblent caractériser une dynamique de comblement de fosses d'extractions, et les macrorestes datés semblent remaniés. Cette observation concorde avec les dates réalisées dans la tourbe limoneuse à grumeaux indurés (TD) qui sont parfois plus anciennes que les dates obtenues dans la tourbe en place sous-jacente et témoignent probablement du remaniement anthropique des dépôts. Au sud du tuf, des dépôts sans cohérence stratigraphique, mêlant limon organique et blocs de craie, pourraient être assimilés à des remblais anthropiques témoignant d'anciennes fosses d'extraction

de la tourbe ou du tuf (blocs de craie, limons organiques sans cohérence stratigraphique). Le pied de versant taluté à l'extrémité nord est aussi perturbé avec des âges incohérents, aussi bien dans la tourbe qui semble en place que dans la tourbe limoneuse à grumeaux (TD).

Plus en amont, à Etouvie le sommet des tourbes conservées atteint 16 m NGF (7 150-6 745 cal BP). Un court épisode de reprise de la turfigenèse sur le tuf, est caractérisé sous la forme d'un fin lit de tourbe d'une dizaine de centimètres d'épaisseur dans une petite structure chenalisée en pied de versant, est daté 5 469-5 051 cal BP (4 595 ± 55 BP, Antoine, 1997 b).

La présence de formations de tufs calcaires de cette dimension imbriquées dans les dépôts de tourbe a été décrite dans d'autres vallées du Bassin Parisien et du bassin versant de la Loire (Lespez *et al.*, 2005 ; Pastre, 2018 ; Hoffmann, 2019 ; Vayssière *et al.*, 2019) mais ne présentent pas de tufs calcaires proéminents. Des exemples similaires à la moyenne vallée de la Somme existent dans le sud crayeux de l'Angleterre dans la *Test Valley* et dans la *Kennet Valley* (Kemp, 1889 ; Pentecost, 1993 ; Collins *et al.*, 2006). La proéminence du tuf témoigne des activités d'extractions, d'un abaissement de la nappe phréatique important et d'un tassement possible de la tourbe par assèchement.

Variations du niveau des nappes

La proéminence du tuf suggère donc un niveau de la nappe phréatique beaucoup plus haut que le fond de vallée actuel, et cela au moins jusqu'à l'âge du Bronze. Les mollusques aquatiques présents dans la partie sommitale du tuf de Bourdon indiquent qu'il s'agit de tuf se formant dans un contexte fluviatile d'eau courante (Beaumont, obs. pers.). Jusqu'à la fin de leur fonctionnement, les chenaux à remplissage de tuf devaient être à une altitude similaire aux dépôts holocènes récents qui formaient les berges du cours d'eau. La profondeur de ces chenaux de tuf est d'ailleurs probablement assez faible, quelques décimètres suffisent dans certains cas à la formation de tuf. Ces dépôts latéraux bordant le tuf lors de sa mise en place étaient probablement de la tourbe qui a été extraite et dont les restes se sont tassés ou érodés avec la baisse du niveau de la nappe.

La baisse du niveau des nappes entraine la compaction des tourbes restantes par subsidence, et biodégradation (Holden *et al.*, 2004 ; Swinnen *et al.*, 2020 ; Liu *et al.*, 2021). En effet, hors d'eau, la tourbe composée en moyenne de 80 % d'eau (Baize & Girard, 2008 ; Cubizolle, 2019) perd un volume considérable, se tasse et des réseaux de fentes de retrait peuvent apparaître (Schulz *et al.*, 2019). Elle relargue du carbone organique. De plus, exposée à l'oxygène de l'air, les micro-organismes peuvent alors consommer plus efficacement la matière organique (80 à 90 % de la masse sèche de la tourbe), faisant ainsi diminuer son volume (Bader *et al.*, 2018). La cause d'une baisse des nappes de plusieurs mètres depuis l'âge du Bronze n'est cependant pas expliquée mais pourrait être due en partie à la densité des fosses d'extractions.

Une hypothèse de formation d'un bouchon limoneux avait été anciennement formulée par V. Commont (1910) et F. Bourdier (1969) afin d'expliquer les variations du niveau de la nappe phréatique en lien avec les variations des niveaux marins. Cependant, l'avancée des connaissances sur les variations climatiques holocènes (Mayewski *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2013) permet d'envisager un lien entre les variations du niveau des nappes phréatiques et les phases d'augmentation des précipitations à la transition Holocène moyen à récent (Meurisse *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2013 ; Stéphan *et al.*, 2015). Cette piste de réflexion nécessiterait davantage d'investigations en aval pour caractériser cette relation.

Les forçages anthropiques ont une influence marquée sur la dynamique fluviale à partir de l'âge du Bronze, cette influence étant possible dès le Néolithique mais souvent plus modérée à l'échelle du nord-ouest Européen (Lespez *et al.*, 2008 ; Broothaerts *et al.*, 2014 ; Beauchamp *et al.*, 2017 ; Brown *et al.*, 2018). La reprise de la dynamique de versant et l'érosion des sols de versant induites par les activités sont alors favorisés et peuvent modifier la charge sédimentaire et la morphologie des cours d'eau (Brown *et al.*, 2018 ; Milleville de *et al.*, 2023). Dans le Bassin Parisien, l'augmentation de la pression anthropique se manifeste par la diminution de la couverture arborée liée au défrichement à partir de la fin du Néolithique et le début de l'âge du Bronze (Emontspohl, 1994 ; David *et al.*, 2012 ; Bayard, 2015). D'amples recherches bibliographiques sur les données archéologiques et historiques sur le site de Tirancourt-vallée d'Acon seraient nécessaires pour renforcer les arguments liés à l'influence de la composante humaine. Compte tenu de l'occupation discontinue du site depuis le Mésolithique jusqu'à la conquête romaine de l'oppidum (Blanchet, 1976 ; Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Dubouloz *et al.*, 2005), et des activités d'extractions intenses, il est possible que la contribution soit forte.

Dans la vallée d'Acon (fig. 4.4), le remplissage limono-argileux (LHP) plus récent (avec des blocs de tourbe remaniés et de tufs associés à l'Holocène récent ainsi qu'un fragment de poterie à sigillée - céramique romaine) imbriqué dans le chenal principal pourrait correspondre à un aménagement anthropique du cours d'eau en lien avec les occupations romaines qui aurait modifié l'écoulement du cours d'eau et favorisé la remobilisation de sédiments en place.

Le drainage de la vallée pourrait aussi avoir été lié à l'extraction de la tourbe, très pratiquée dans la moyenne vallée de la Somme où elle est attestée dans les textes depuis le XII^{e} siècle au niveau d'Amiens (Cloquier, 2006). Cette pratique est même datée de l'âge du Bronze en Ecosse (Branigan *et al.*, 2002). L'exploitation des tourbières est généralement précédée de leur drainage (Bonnard de, 1809 ; Cloquier, 2006), ce qui implique l'aménagement de drains reliés au chenal principal. Par la suite, les étendues d'eau libre sont des zones de circulation rapide des eaux de nappe alluviale contribuant au drainage généralisé des segments de vallée exploités. L'ancienneté de cette pratique reste à explorer avec les outils de la géoarchéologie.

Depuis le XVIII^{e} siècle, le creusement d'un canal navigable grand gabarit a été précédé d'une campagne de drainage du fond de vallée de la Somme (Laurent de Lionne, 1781). De plus, l'extraction de la tourbe

(Cloquier, 2006) et le creusement des gravières (Caous & Resende, 1975) ont entrainé la création de nombreux étangs qui ont participé à la baisse du niveau des nappes par la soustraction de volumes importants de sédiments et la vitesse de circulation de leur eaux libres. La baisse de l'altitude des sources décrite dans certaines petites vallées du bassin de la Somme, comme la Tortille dans la haute vallée de la Somme (Demangeon, 1905), témoigne de cet abaissement généralisé de la nappe de la craie depuis au moins le début du XX^{e} siècle.

Dans le nord de la France et en Belgique, en milieu lœssique, ce sont des phénomènes d'atterrissement par les colluvions limoneuses de versant qui provoquent l'arrêt de la formation des tourbes alcalines et leur enfouissement (Brown & Barber, 1985 ; Rommens *et al.*, 2006 ; Beauchamp *et al.*, 2017 ; Salvador *et al.*, 2021). C'est également le cas dans la haute vallée de la Somme (Caous & Resende, 1975 ; Garcia, obs. pers.) mais pas dans la moyenne vallée.

Faciès remaniés par l'Homme

Présent sur la partie sud du transect de Tirancourt, le faciès limoneux à faible à faible cohésion structurale (LLH) peut correspondre à certaines pratiques de comblement partiel de fosses de tourbage par un mélange de la tourbe remaniée, des colluvions et des alluvions décantées décrites dès le XVIII^{e} siècle (De la Platière, 1783 ; De Bonnard, 1809). Le colmatage partiel des fosses a été réalisé au moment de leur exploitation par l'utilisation des horizons limoneux organiques superficiels tels que les anmoors et *mursh* (Dejean, 1803 ; Baize & Girard, 2008 ; Lachacz *et al.*, 2023) et l'apport par décantation d'alluvions limoneuses par le détournement de chenaux (Bonnard, 1809).

Sur le transect de Tirancourt, la plupart des tourbes franches (TN, TB) présentes dans la vallée de la Somme sont recouvertes par un autre faciès remanié, la tourbe limoneuse à grumeaux indurés (TD). Ce faciès n'est pas présent dans la vallée d'Acon. Ce facies de tourbe (TD) ressemble à une combinaison de faciès, avec dans une matrice de limons organiques noirs, des macrorestes végétaux remaniés et des grumeaux indurés qui s'apparentent à des fragments de tourbe noire typique des séquences drainées, qualifiés d'horizons assainis dans le référentiel pédologique (Baize & Girard, 2008) ou de « *murshified peat* » (Lachacz *et al.*, 2023). Loin des tourbes franches issues de tissus racinaires entremêlés, cet ensemble (TD) sans cohésion structurale est considéré comme un faciès remanié associé à des comblements de fosses d'extraction ou de tourbes dégradées.

4.2.7. CONCLUSIONS

Cette étude compile des données précédemment collectées et apporte de nouvelles informations stratigraphiques et chronologiques sur le site de Tirancourt-vallée d'Acon. Elle permet d'identifier les modifications de la dynamique, de la morphologie et de la sédimentation fluviales de la moyenne vallée de la Somme, en lien avec les forçages climatique et/ou anthropique depuis le Tardiglaciaire et surtout au cours de l'Holocène.

Ce site révèle une stratigraphie conforme à ce qui est observé à l'échelle du bassin versant (et aussi du nord-ouest européen) entre le Tardiglaciaire et l'Holocène moyen. Cependant, de nouveaux éléments au sujet des conséquences des variations climatiques holocènes et de l'impact anthropique sur les dynamiques de fond de vallées dans la moyenne vallée de la Somme ont pu être mis en lumière :

1) Deux phases de formation de tourbe ont été reconnues : pendant l'oscillation Allerød et du début de l'Holocène ancien (≈ 11 500 cal. BP) à la moitié de l'Holocène moyen (≈ 7 300 cal. BP).

2) Deux principales phases de réactivation de chenaux ont été identifiées : au début de l'Holocène (≈ 11 700 cal. BP), une forte incision qui a localement érodé les dépôts tardiglaciaires ; à l'Holocène moyen (≈ 6 800 cal. BP) avec une sédimentation de fond de chenal limono-organique dans la vallée d'Acon et tuffacée dans la vallée de la Somme. À l'âge du Bronze (≈ 2 800 cal. BP), une troisième phase de chenalisation anthropique est aussi identifiée uniquement dans la vallée d'Acon et correspond à la période où le tuf a arrêté de se former. Cette dernière phase de chenalisation est probablement associée à un fort drainage ayant entraîné l'arrêt de la formation de la tourbe au cours de la deuxième moitié de l'Holocène.

3) Contrairement à ce qui est observé dans de nombreux bassins compris dans la ceinture lœssique du nord-ouest européen, le système tourbeux de la moyenne vallée de la Somme n'est pas recouvert de colluvions limoneuses, celles-ci sont piégées dans les petits affluents.

4) L'évolution du système de fond de vallée semble répondre aux forçages climatiques jusqu'à l'Holocène moyen puis est probablement influencée à la fois par les variations climatiques et progressivement par les activités anthropiques à partir du Néolithique et de façon plus marquée à l'âge du Bronze. La cause de la proéminence du tuf par rapport au fond de vallée actuel est liée à une baisse importante du niveau de la nappe, à l'extraction de la tourbe et à des processus de dégradation de la tourbe. Des recherches restent à mener pour identifier l'ancienneté de ces activités anthropiques.

4.2.8. REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier le Conservatoire d'Espaces Naturels des Hauts-de-France, le parc archéologique de Samara et la mairie de Breilly pour l'accès au terrain d'étude, le Conseil départemental de la Somme et l'Agence de l'Eau Artois Picardie pour leur soutien financier (projet Archéofen).

Chapitre 5

Discussion générale et perspectives



Illustration 5.1 Vertigo des Moulins, Roselière du Parc de Samara, C. Garcia 2023

5.1. PRÉAMBULE

Ce chapitre de synthèse reprend les différents résultats apportés par ce travail sur les sites de Morcourt et Tirancourt-vallée d'Acon. Les données obtenues à partir des deux transects stratigraphiques complets de la haute et de la moyenne vallée de la Somme et les chronologies de dépôts sont comparées entre elles, ainsi qu'aux autres séquences de fond de vallée du bassin de la Somme décrites antérieurement, du bassin parisien et plus largement à des systèmes tourbeux alluviaux du Nord-ouest de l'Europe. L'objectif est de différencier les réponses globales et locales aux perturbations climatiques et anthropiques. Les trajectoires d'évolution sont synthétisées dans une figure de synthèse à l'échelle du bassin de la Somme. En fin de chapitre, les limites et perspectives de ce travail sont abordées.

5.2. COMPARAISON ENTRE LES SITES ET INTÉGRATION DES DONNÉES NOUVELLES À L'ÉCHELLE DU BASSIN ET DU NORD-OUEST EUROPÉEN

5.2.1. DYNAMIQUES ET DÉPOTS DU PLÉNIGLACIAIRE ET DU TARDIGLACIAIRE (< 11 700 CAL BP) SOUS INFLUENCES CLIMATIQUES

La comparaison entre les deux sites étudiés (Morcourt et Tirancourt-vallée d'Acon) et ceux précédemment réalisés dans le bassin de la Somme (Antoine, 1994 : 199 ; Fagnart *et al.*, 1995 ; Ducrocq & Ketterer, 1995 ; Antoine, 1997 a) montre des dépôts et des processus sédimentaires similaires associées au Pléniglaciaire (jusqu'à 14 700 cal BP) et au Tardiglaciaire (14 700-11 750 cal BP).

D'une manière générale, le substrat crayeux de fond de vallée, façonné par la dernière grande phase d'incision de la vallée de la Somme datée du Début du Weichselien (Antoine, 1993 ; Antoine, 2019), forme une surface relativement plane et large de 700 à 1 100 m suivant les sections de la vallée (fig. 3.5 et 4.2 transects de Morcourt et de Tirancourt).

Directement sur ce contact, des graviers de craie et de silex à matrice sablo-calcaire se sont déposés sur l'ensemble des séquences étudiées dont les épaisseurs sont variables. Dans la haute vallée de la Somme, d'après les données du site de Morcourt et les sondages de Caous et Resende (1975), les épaisseurs de graviers sont très faibles (0 à 1,5 m en moyenne, cf. base de données chapitre 1) en comparaison à la moyenne vallée et à l'affluent de la Selle (3 à 4 m en moyenne, localement 5 m entre Etouvie et Tirancourt). Cette variabilité spatiale résulte à la fois : i) De leur mode de dépôts dans un réseau de paléochenaux en tresses lié aux caractéristiques d'un régime d'écoulement périglaciaire au Pléniglaciaire. Les différents transects du bassin de la Somme montrent cette variabilité latérale (chapitre 2, chapitre 3, chapitre 4, Antoine, 1997 ; Antoine, 2012). ii) Du rôle de la contribution

sédimentaire des affluents. En effet, au niveau d'Amiens par exemple la confluence de la Somme avec deux affluents majeurs (l'Avre puis la Selle) entraine une accumulation plus importante de sédiments que ce qui est présent en haute vallée et dans certains les affluents. iii) Et de la composition de la craie qui est moins riche en silex dans la haute vallée de la Somme (Celet & Monciardini, 1978).

La morphologie en tresse est identifiée à cette période dans des bassins versants de moyenne taille et à faible pente (Preece & Bridgland, 1999 ; Pastre *et al.*, 2003 ; Collins *et al.*, 2006 ; Deschodt *et al.*, 2012 ; Vayssière *et al.*, 2019). Cette morphologie est liée au climat sec et froid des zones périglaciaires. Les versants sont peu stabilisés car la végétation est limitée par les conditions climatiques (cryoclastie), d'importants volumes de graviers sont transportés par les cours d'eau lors des débâcles saisonnières.

Les dépôts du Pléniglaciaire de Morcourt ont permis d'enrichir les connaissances en apportant deux datations sur macrorestes végétaux en base de séquence dans les limons sableux calcaires atteints dans un ancien chenal. Les deux âges de ≈ 20 000 cal BP sont les deux premiers à être produits pour ce type de dépôt dans la vallée de la Somme. Ils confirment l'attribution de ces limons à la fin du Pléniglaciaire Weichselien, donc à une époque où l'environnement hors vallée, de type toundra nordique, est caractérisé par le dépôt de grandes couvertures de lœss calcaires en milieu hyper aride (Antoine *et al.*, 2021). Une partie de ce matériel lœssique est aussi déposé dans la vallée, où mélangé à des apports locaux de sable calcaire et de granules de craie, il recouvre en grande partie les graviers. C'est ce matériel souvent azoïque et ultra pauvre en carbone organique (<5 %) qui est remanié dans le fond des petits chenaux entre les barres graveleuses. Une maigre végétation se développe dans ce milieu aquatique (Delhon *et al.*, 2010 ; Antoine *et al.*, 2012 a ; Hoek *et al.*, 2017). Dans le bassin de l'Escaut, Deschodt et al. (2008) associent une origine fluvio-éolienne à ce faciès limono-sableux, et corrèlent cette unité avec d'autres observations semblables au sein de la ceinture lœssique du nord-ouest européen en Belgique, aux Pays-Bas, et encore en Allemagne du Nord. Bebermeier et al. (2018) associent également ces faciès à du lœss remanié dans la plaine fluviale de l'Helme (Allemagne).



Figure 5.1 Séquence sédimentaire du Tardiglaciaire, *Morcourt, ST54.*

5.2.2. TARDIGLACIAIRE

Les archives sédimentaires du Tardiglaciaire sont relativement bien conservées dans le transect de Morcourt (fig. 5.1) alors qu'elles sont sporadiques à Tirancourt et dans la vallée d'Acon.

Sur le terrain, la limite entre le Pléniglaciaire Supérieur et le Tardiglaciaire est remarquable grâce à l'enrichissement en matière organique des limons sableux carbonatés ou parfois par le contact franc entre ces limons sableux et la tourbe datée du Bølling. Le Dryas ancien n'a jamais été mis en évidence dans le bassin de la Somme,

ni dans le bassin parisien (Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Antoine *et al.*, 2012 a). Un hiatus de plusieurs milliers d'années est donc présent entre les dépôts du Pléniglaciaire et du Bølling à Morcourt, signifiant probablement d'importantes phases d'érosion ou d'incision. Le Dryas Moyen est rarement présent et a été identifié clairement seulement à Conty (Antoine, 2012).

5.2.2.1. Bølling

À Morcourt comme à Conty les dépôts datés du Bølling sont caractérisés par une succession de limons calcaires de plus en plus organiques et de tourbe (chapitre 4, Antoine *et al.*, 2012). C'est également le cas dans le bassin Parisien et celui de la Marne (Pastre *et al.*, 2003 ; Depreux *et al.*, 2019). Ces dépôts se concentrent dans les lits des chenaux pléniglaciaires, alors abandonnés.

Les écoulements se font dans plusieurs petits chenaux actifs à Morcourt dans un système en anabranches stabilisées (Nanson, 2013). Avec le développement progressif de la végétation sur les berges stabilisées, la tourbe commence à se former dans certains de ces chenaux progressivement abandonnés, comme c'est le cas à Conty (Antoine *et al.*, 2012 a). Une végétation arborée commence à se développer en marge du cours d'eau (fig. 5.2), composée de Pins et de Bouleaux (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Munaut, 1988).



Figure 5.2 Reconstitution paléoenvironnementale du méandre de la Somme en aval de Morcourt au Tardiglaciaire (Bølling). Morphologie d'après les données du présent travail, flore d'après (Munaut, 1988 ; Antoine *et al.*, 2012 a), faune d'après les données régionales (Fagnart *et al.*, 1995, P. Auguste, comm. pers). Réalisation : Flock, 2023.

Les séquences datées du Bølling semblent absentes des sites de Tirancourt et d'Etouvie (Antoine, 1997 a). À Conty, le Dryas ancien a été mis en évidence par une couche de limons calcaires très fine (5 cm) séparant les tourbes datées du Bølling des limons organiques de l'Allerød (Antoine, 2012). Sur les sites de Tirancourt et Morcourt, cette période de refroidissement n'a pas été observée ; à part peut-être localement sous la forme d'un fin lit de sable calcaire au milieu des tourbes tardiglaciaires qui pourrait être attribué soit à cette période soit à la période froide intra-Allerød à Morcourt. Le Dryas ancien est d'ailleurs rarement conservé dans le bassin parisien (Pastre *et al.*, 2002) du fait de l'aridité de cette période et des épisodes érosifs qui ont succédé (Dryas récent, Holocène ancien). Les raisons de cette absence seront renseignées bientôt grâce aux analyses polliniques en cours (Agnès Gauthier, LGP) sur la base de la carotte ST54-P de Morcourt.

5.2.2.2. Allerød

L'oscillation Allerød est mise en évidence par des dépôts limoneux organiques à tourbeux sur les transects de Morcourt, Conty, vallée d'Acon, et par une lentille de tourbe à Tirancourt. Cette période chrono-climatique, moins tempérée que le Bølling, est caractérisée dans le nord de la France par une végétation arborée composée majoritairement de Pins et de Bouleaux (Munaut & Defgnée, 1997). Les macrorestes végétaux qui composent la tourbe Allerød sous les sédiments du paléochenal de Morcourt, indiquent que sa formation s'est effectuée dans un plan d'eau (présence de rhizomes de *Nymphea* et d'oospores de *Characeae,* annexe 3.3 Michaelis, 2022). Les écoulements d'eau seraient assez faibles et se concentreraient dans le fond des anciens chenaux du Pléniglaciaire après avoir été légèrement érodés au début de cet interstade, le cours d'eau est alors anastomosé, et les berges sont stabilisées par la végétation (Nanson, 2013). Le hiatus à la base de la carotte de référence du paléochenal ST57 de Morcourt met en évidence cette érosion.

La lentille de tourbe Allerød observée à la base du tuf à Tirancourt montre quant à elle une discordance érosive (au sommet de la lentille). La quasi absence de tourbe Allerød sur le transect serait expliquée par l'incision et l'érosion issues d'un cours d'eau à fort hydrodynamisme. Il pourrait s'agir d'un épisode de surcreusement au début de l'Holocène ancien (Préboréal) en lien avec l'augmentation des précipitations (chapitre 4, Pastre *et al.*, 2002 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Antoine *et al.*, 2012 a).

5.2.2.3. Dryas récent

Les dépôts de limons calcaires carbonatés bleu-gris qui nappent le fond de vallée dans les transects de Morcourt et Tirancourt sont attribués au Dryas récent pour plusieurs raisons : i) Les dates qui encadrent ces dépôts sont attribuées à l'Allerød en position inférieure et à l'Holocène ancien en position

supérieure. ii) À Conty, la faune malacologiques est pauvre et adaptée aux climats froids et humides (Limondin-Lozouet & Antoine, 2001 ; Limondin-Lozuet, 2012). iii) L'assemblage palynologique révèle un milieu ouvert (Munaut, 1988 ; Munaut & Defgnée, 1997). iv) Le contenu en carbone organique total très faible (<5 %) révèle donc un milieu très peu végétalisé.

Ces dépôts sont présents sur de nombreux sites de fond de vallée du bassin de la Somme (Antoine, 1997, a ; Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, b). Au cours du Dryas récent, une réactivation de la dynamique fluviatile concentre les petits chenaux fixes en un grand chenal méandriforme à Morcourt (≈ 100 m de large) avec la présence d'une levée en rive droite. À Tirancourt, un chenal persiste à l'emplacement actuel de la « coupe » de tuf. Ces limons calcaires fortement carbonatés sont datés du Dryas récent à Conty (Antoine *et al.*, 2012 a) et sont souvent présent dans le bassin de l'Escaut (Deschodt, 2014), et le bassin Parisien (Pastre *et al.*, 2003). Au sud de l'Angleterre, à proximité de Douvres, des dépôts semblables ont également été décrits à *Holywell Combe* (Preece & Bridgland, 1999). Et, dans le bassin de la Tamise, les dépôts Dryas Récent sont plus grossiers et associés à des graviers calcaires (Collins *et al.*, 2006), traduisant des dynamiques fluviatiles probablement plus fortes.

5.2.3. DÉBUT DE LA TURFIGÉNÈSE ET COLMATAGE DES FONDS DE VALLÉES À L'HOLOCÈNE ANCIEN ET MOYEN (11 700-4 200 CAL BP)

La crise climatique du Dryas récent a probablement érodé une partie notable des tourbes préalablement mises en place dans les chenaux les plus profonds entre le Bølling et l'Allerød (surtout dans les cours avals). La période principale de formation des tourbes débute peu après le début de l'Holocène (Préboréal).

La turfigénèse s'initie en effet en Europe au début de l'Holocène, lorsque les conditions climatiques rendent possible le développement de tourbières tempérées dans les vallées alluviales (hausse des températures, intensification des précipitations avec le retour des conditions océaniques, Mayewski *et al.*, 2004 ; Makaske & Maas, 2023) avec une variabilité spatiale liée au macroclimat (Cubizolle *et al.*, 2012 ; Korhola *et al.*, 2015 ; Morris *et al.*, 2018 ; Piilo *et al.*, 2020). L'augmentation rapide des précipitations enregistrées dans les lacs du Jura (Magny *et al.*, 2006 : 20) est contemporaine d'un épisode d'incision des rivières datée du Préboréal initial (Antoine, 1997, c ; Pastre *et al.*, 2003).

Sur des sols de versant et plateaux encore peu arborés (Zeist & Spoel-Walvius, 1980 ; Munaut, 1988) l'augmentation des précipitations favorise le ruissellement et une incision des dépôts de fond de vallée (Dryas récent). Cette réactivation de l'hydrodynamisme a été mise en évidence dans le méandre de Morcourt et en contre-bas du tuf de Tirancourt par l'érosion des dépôts associés au Dryas récent (chapitre 3, chapitre 4).

Des limons argileux bruns à brun-noirs riches en matière organique (qualifiés « d'horizon de transition » dans le manuscrit, fig. 4.3.) se trouvent quasiment systématiquement sous la tourbe sur l'ensemble des transects de Morcourt, de Tirancourt, de la vallée d'Acon et des autres transects du bassin de la Somme. Cette unité est associée à un dépôt qui se met en place de façon diachronique dans un petit chenal en position latérale par rapport à la tourbière et/ou par pédogénèse en position latérale de la tourbière. La composition de l'unité de transition sur la carotte ST54-Pt de Morcourt confirme la présence d'un petit chenal latéral qui se décale en fonction de l'expansion latérale de la tourbière, car des sables y sont présents (annexe 3.1 granulométries ; fig. 5.3), ainsi que des restes de lentilles d'eau (*Lemna*), des mollusques aquatiques et des massettes (*Typha*) (annexe 3.3 Michaelis, 2022). C'est souvent dans les parties basses de ce niveau palimpseste que se trouvent les sites du Mésolithique en marge de la tourbière (Ducrocq, 2001). .



Figure 5.3 Transition entre les limons organiques bruns et la tourbe (Préboréal/ Boréal). *Morcourt, ST15.*

Dans un premier temps, la turfigénèse s'initie dans le fond de l'ancien chenal du Dryas récent surcreusé au début de l'Holocène (Préboréal), lorsque les conditions hydrologiques sont favorables à l'accumulation de végétation turfigène. Une fois ces anciens modelés fluviatiles colmatés, l'ensemble du fond de vallée est affecté par l'exhaussement concomitant de la tourbe et de la nappe phréatique. À Tirancourt, la turfigénèse s'active également à la même période dans des parties surélevées du fond de vallée, certainement grâce à la présence de nappes perchées sur des limons argilo-calcaires tardiglaciaires relativement imperméables. Ce schéma de remplissage progressif de la vallée depuis les chenaux abandonnés est également observé dans l'ensemble de l'Europe du Nord (Ruppel *et al.*, 2013), et outre-Manche dans le bassin de la Tamise (Collins *et al.*, 2006 ; Newell *et al.*, 2015).

Les conditions de formation de la tourbe semblent relativement stables jusqu'au cours de l'Holocène moyen (Atlantique), les accumulations sont formées de tourbe mésique noire à brune relativement homogène d'après les analyses sédimentologiques (chapitre 3 chapitre 4). Les tourbes du début de l'Holocène sont parfois caractérisées par la présence de restes ligneux. Si à Morcourt ces restes se sont résumés à quelques coquilles de noisette, à Tirancourt des branches ont été trouvées en pied de falaise nord en base de séquence tourbeuse, et des troncs entiers étaient conservés à la base de la tourbe dans l'affluent de la Selle à Renancourt (Ducrocq & Antoine, 1996 ; Antoine, 1997, c). La conservation de troncs entiers indiquerait une hausse rapide de la nappe d'eau et de l'accumulation de tourbe. La tourbe est ensuite rapidement constituée uniquement de restes herbacés à Morcourt (dès le milieu de l'Holocène ancien, annexe 3.3 Michealis, 2023).

À Morcourt, la tourbe accumulée (ST54-Pt, unité stratigraphique P9) dans la deuxième moitié de l'Holocène moyen (Atlantique), des variations du rapport C/N et des modifications de la composition floristique de la tourbe sont enregistrées et pourraient être corrélées avec des baisses du niveau de la nappe phréatique favorables à une moins bonne conservation de la tourbe (Hansson *et al.*, 2013). Alors qu'au le sommet de l'unité P9, la tourbe est principalement composée de racines de Roseaux et de Laîches rostrées (*Phragmites* et *Carex Rostrata*), des espèces supportant des niveaux d'eau plus importants comme les *Characeae*, et les *Lemna.* La présence de ces espèces peut témoigner de variations du niveau d'eau qui peuvent arriver à l'échelle de la vallée comme dans des dépressions très localisées au sein de la tourbière (plans d'eau ; annexe 3.3 Michealis, 2023). Makaske et Mass (2023) démontrent une variabilité du taux d'accumulation de la tourbe, en fonction de la quantité de précipitations et de l'évapotranspiration au cours de l'Holocène, qui va dans le sens d'une variation des niveaux de la nappe d'origine climatique ou endogène (évapotranspiration). L'évapotranspiration et la rétention de grandes quantités d'eau au sein de la tourbe (≈ 80% de la composition) jouent un rôle important dans la diminution du débit et la quasi disparition du chenal dans la première moitié de l'Holocène.

Toujours à Morcourt, d'après les pollens, le Noisetier devient moins important et le Tilleul apparait aux alentours de 8 100 cal BP (annexe 3.2 Mathieu, 2023). Ces modifications pourraient correspondre à la fin de l'influence de l'évènement climatique décrit par Naughton *et al*. (2007), où la diminution de la part des noisetiers marque la fin de l'influence de l'évènement climatique 8.2 ka (et la fin de l'Holocène ancien) associé à un refroidissement de l'atmosphère et des hivers plus marqués.

Les tourbes de l'Holocène ancien et moyen (sites de Morcourt, Tirancourt-vallée d'Acon) présentent des taux de croissance similaires variant entre 0,3 et 0,5 mm/an. Ces séquences tourbeuses sont relativement dilatées et bien conservées à Morcourt par rapport à de nombreux sites du bassin de l'Escaut (Deschodt, 2014) et du sud de l'Angleterre (Collins *et al.*, 2006).

Sur le site de Tirancourt vallée d'Acon, les dernières tourbes de l'Holocène moyen conservées datent d'environ 7 000 cal BP. C'est également le cas dans la vallée de la Selle et sur le site d'Etouvie où aucune tourbe contemporaine de la seconde moitié de l'Holocène n'a été pu être datée jusqu'à maintenant (chapitre 2, chapitre 4) (Antoine, 1997, a ; Antoine *et al.*, 2012, a).

Les nouvelles données collectées sur cette période ont permis de dater des tourbes plus récentes dans la haute vallée de la Somme que dans les vallées de la Selle et de la Somme en aval d'Amiens. Une certaine variabilité est observée dans l'accumulation de la tourbe et sa conservation entre les séquences de la haute et de la moyenne vallée de la Somme (fig. 5.4).



Figure 5.4 Reconstitution paléoenvironnementale du méandre de la Somme en aval de Morcourt au cours de l'Holocène moyen (Atlantique). Morphologie d'après les données du présent travail, flore d'après (Mathieu, 2023 et Michaelis 2022, annexes 3.2 et 3.3). Réalisation : Flock, 2024.

5.2.4. MULTIPLICITÉ DES DYNAMIQUES, DE LA MISE EN PLACE ET DE LA CONSERVATION DES SÉDIMENTS DE FOND DE VALLÉE DEPUIS L'HOLOCÈNE MOYEN

5.2.4.1. Mise en place asynchrone d'un chenal méandriforme

Par ordre chronologique, c'est dans la moyenne vallée que l'activation d'un chenal semble d'abord se mettre en place. Dans la vallée d'Acon, la base du remplissage limoneux du chenal est datée à 6 700 cal BP et la tourbe continue de se former au moins jusqu'à 6 350 cal BP. Le chenal unique incise les dépôts de tourbe sur au moins 3,5 m de profondeur, après la grande phase d'extension des tourbes pendant laquelle les écoulements sont extrêmement limités en bordure de tourbière et au sein de la porosité de la tourbe. La mise en place (ou réapparition) d'un chenal à fort hydrodynamisme dans la moyenne vallée de la Somme est très probablement contemporaine ou légèrement plus ancienne. En effet les dernières tourbes conservées à proximité du chenal à remplissage de tuf de Tirancourt sont datées à environ 7 800 cal BP et 7950 cal BP à Etouvie (Antoine, 1997, a). Dans la moyenne vallée de la Somme, c'est un chenal à remplissage de tuf calcaire qui se met en place au milieu de la tourbe, sa base n'est datée sur

aucun de ces deux sites. Le début de sa formation serait contemporain de l'incision décrite ci-dessus. Une datation réalisée sur les tourbes sous-jacentes au massif de tuf de Bourdon (aval de Tirancourt) confirme que le début de sa formation est postérieur à 10 198-9 781 cal BP (Holocène ancien/Préboréal). À partir de 5 025-4 839 cal BP la morphologie du tuf de Bourdon s'élargit (Beaumont *et al.*, soumis), comme à Tirancourt où cette expansion latérale est datée à 5 575-5 320 cal BP sur un charbon (chapitre 4). Les publications archéologiques anciennes mentionnent des artefacts de l'âge du Bronze vers le sommet des dépôts de tuf (Commont, 1910). La date obtenue sur un charbon au sommet du tuf de Bourdon (2 329 à 2 074 cal BP, Beaumont *et al.*, soumis) montre que sa formation a continué au moins jusqu'à la moitié de l'Holocène récent (Subatlantique). Dans la vallée de la Selle, les formations de tufs semblent se produire en plusieurs stades au cours de l'Holocène : sous la tourbe (début Holocène ancien), parfois sous forme de remplissages de chenaux holocènes ou de nappes continues proches de la surface actuelle (Coudret *et al.*, 1995, T. Ducrocq, comm. pers.). À Conty, des lits de tuf calcaire précèdent la formation de la tourbe au début de l'Holocène dans le fond des anciens chenaux du Dryas récent (Antoine, 2012).Des observations semblables ont également été faites dans le Bassin parisien (Quai Branly, Chaussé *et al.*, 2008), le sud de l'Angleterre (*Holywell Coombe*, Preece & Bridgland, 1999), et à Etouvie dans le bassin de la Somme (Antoine, 1997, a). Au sud du bassin de la Somme, une chronologie de mise en place similaire à celle de Tirancourt a été décrite à Warluis (bassin du Thérain) où un chenal de tuf se met en place au cours de l'Holocène moyen (Atlantique, Coutard *et al.*, 2010).

La formation de la tourbe se poursuit quasiment sans changement (à part des légères variations du rapport C/N vers le sommet) tout au long de l'Holocène moyen à Morcourt avant d'être interrompue (entre 5 500 et 2 950 cal BP sur la séquence de référence ST54) par la mise en place d'un chenal. Le chenal s'est formé dans l'intervalle compris entre l'âge des dernières tourbes accumulées lors de cette première phase de turfigénèse et l'âge des dépôts organiques conservés au plus proche de la base du paléochenal (3 448-3 248 cal BP). Ce chenal creuse la tourbe d'environ 3 à 4 m sous le niveau de la surface. Des fragments et blocs de tourbe érodée compris dans une matrice litée de dépôts limoneux organiques de fond de chenal témoignent de l'intensité de l'érosion associée à ce chenal méandriforme large de 25 m. Il est possible que le surcreusement ait eu lieu en plusieurs phases, et que le dernier en date soit celui de 3 448-3 248 cal BP. Un âge plus ancien sur charbon (5 294-4 886cal BP) et un sur bois (7 829-7 579cal BP) sont en effet présents latéralement. Il faut prendre ces dates avec précaution, comme le chenal est à caractère érosif il pourrait s'agir de matériaux remaniés *a posteriori* ou témoigner d'une potentielle chenalisation en plusieurs phases. L'hypothèse de la chenalisation en plusieurs phases ferait alors coïncider la mise en place du chenal de Morcourt avec les observations faites en aval.

Dès la fin de l'accumulation de la tourbe de cette première phase de turfigénèse à Morcourt, au sommet de cette unité stratigraphique P9, le spectre pollinique montre une nette diminution des pollens arborés (70 à 40 %), une apparition progressive du hêtre, de plantes cultivées et rudérales (annexe 3.2 Mathieu,

2023). L'intensification de la dynamique fluviatile associée à l'arrêt de la turfigénèse pourrait être due à la décroissance du couvert arboré et donc à l'évapotranspiration qui en dépend (Makaske & Maas, 2023). Le changement de couverture des sols de versant et des plateaux aurait favorisé le ruissellement et le transport de matériaux détritiques comme le décrivent Newell *et al.* (2016) pour le sud de l'Angleterre. Dans cet intervalle de mise en place du chenal, les facteurs climatiques pourraient être impliqués également. Le lit de coquilles de mollusques qui comble le fond du chenal pourrait témoigner de changements climatiques abrupts qui auraient pu entrainer une modification de la composition des assemblages de la malacofaune présente (Naughton et al., 2007). Cependant les malacofaunes n'ayant pas été identifiées, il n'est pas possible de s'avancer sur des changements d'assemblages malacologiques. Il pourrait aussi s'agir d'une topographie de fond de chenal (dépression) facilitant l'accumulation de coquilles à cet endroit (Briggs *et al.*, 1990).

Deux phases plus froides associées à une diminution des rayonnements solaires et une augmentation de l'humidité sont enregistrées au cours de l'Holocène moyen et récent : entre 4 200-3 800 et 3 500-2 500 cal BP (Mayewski *et al.*, 2004, a ; Wanner *et al.*, 2008 ; Van Geel *et al.*, 2020). Plus, localement ces phases plus froides sont associées à la réactivation des dunes littorales (Meurisse *et al.*, 2005 ; Gorczyńska *et al.*, 2023). Dans l'estuaire de la Somme, à l'embouchure de la vallée de la Mue, la présence de marais littoraux est enregistrée entre 5 500 et 3 000 cal BP et témoigne de conditions localement humides en contexte de remontée marine et de changements environnementaux littoraux (Desruelles *et al.*, 2021).

Dans le bassin Parisien (Orth *et al.*, 2004 ; Lespez *et al.*, 2005 ; Deschodt, 2014 ; Lespez *et al.*, 2015), le bassin du Cher (Vayssière *et al.*, 2019), le sud de l'Angleterre (Collins *et al.*, 2006 ; Newell *et al.*, 2015), la Belgique (Broothaerts *et al.*, 2014 a ; Verstraeten *et al.*, 2017), les Pays-Bas (Moor de *et al.*, 2008 ; Asselen van *et al.*, 2017 ; Van Geel *et al.*, 2020), l'activation généralisée des chenaux fluviatiles est datée entre 6 000 et 4 000 cal BP de manière générale, c'est-à-dire à l'Holocène moyen ou à la transition avec l'Holocène récent (Atlantique/Subboréal). Pour les fleuves néerlandais, un lien avec les variations eustatiques est envisagé du fait de la très faible altitude du pays (Asselen van *et al.*, 2017). Dans le cas de nos deux sites de la vallée de la Somme, ils semblent trop éloignés du littoral pour qu'il y ait un impact direct. Les dépôts marins sont en effet uniquement présents dans la basse vallée de la Somme (Bourdier, 1969 ; Caous & Resende, 1975).

Les réponses à ces variations climatiques sont d'intensités variables à l'échelle du bassin versant de la Somme comme à l'échelle du nord-ouest européen. La période de la reprise de la chenalisation pourrait varier dans le temps en fonction de la contribution des affluents, et de l'anthropisation (Hoffmann *et al.*, 2010 ; Broothaerts *et al.*, 2014 a ; Lespez *et al.*, 2015 ; Notebaert *et al.*, 2018 ; Brown *et al.*, 2018). Dans ces différentes études, ce sont à la fois des hypothèses concernant les conditions climatiques et des mutations de l'occupation des sols qui sont avancées. Souvent cette chenalisation est associée à de nombreuses modifications du fond de vallée comme l'apport de matériaux détritiques lors des crues,

les aménagements anthropiques. Le renforcement de la dynamique fluviatile marque un point de bascule dans les environnements de fond de vallée, que ce soit dans le bassin de la Somme ou plus largement en Europe du nord-ouest (Notebaert *et al.*, 2018).

La phase d'expansion des tourbes de la première moitié de l'Holocène (jusqu'à 5 500 cal BP environ) correspond à une accumulation de tourbe « franche », avec une contribution détritique très faible. Dans un paysage encore majoritairement forestier où l'empreinte humaine est discrète, les écoulements se font par le biais de chenaux étroits et peu profonds en marge de la tourbière. Puis le retour d'un climat plus humide et le développement des activités humaines refaçonnent le paysage par le retour d'un hydrodynamisme marqué et modifient profondément le système tourbeux par des apports détritiques (érosion des sols de versants).

5.2.4.2. Reprise de la sédimentation tourbeuse et alluvions à l'Holocène récent

À partir de la mise en place d'un chenal unique associé à un fort hydrodynamisme à l'Holocène moyen, le fonctionnement des tourbières du bassin de la Somme semble perturbé par rapport à la première moitié de l'Holocène. À Morcourt, un arrêt de la turfigénèse pendant 1 500 à 2 000 ans en est la conséquence. La turfigénèse reprend dans la seconde moitié de l'Holocène récent vers 2 950 cal BP. Cette reprise à la fin de l'âge du Bronze est également observée dans la *Kennet valley* au sud de l'Angleterre (Collins *et al.*, 2006) où elle est reliée à des conditions climatiques plus humides. Dans cet intervalle, le chenal de Morcourt s'est rempli rapidement de limons organiques carbonatés lités (1 à 2 mm/an), contenant de nombreux morceaux de tourbes remaniés ainsi que des lits de quelques millimètres d'épaisseur de limon argileux gris de décantation. Cette alternance pourrait correspondre à des variations régulières de régime dont l'origine reste à préciser.



Figure 5.5 Alternance de tourbe et de lits détritiques, Morcourt sondage ST23. Du bas vers le haut : succession des unités P5 tourbe, P4b limon organique carbonaté à coquilles, P4a tourbe limoneuse, P3 tourbe.

À partir de 1 800 cal BP, les dépôts de fond de chenal sont plus homogènes, un chenal secondaire est probablement en place au centre de la vallée. Dans les unités de tourbe de la deuxième phase de turfigénèse, plusieurs unités stratigraphiques à forte contribution détritique sont présentes à Morcourt (P8, P6, P4 sur le sondage ST54-P). Elles se répartissent dans le fond de vallée à différentes profondeurs (de 0,4 à 3,5 m sous la surface actuelle) et sont caractérisées par une

accumulation plus rapide (> 1 mm/an) que les tourbes de l'Holocène ancien. Le modèle d'âge obtenu situe leur dépôt entre 2 950 et 700 cal BP. Brown & Barber (1985) remarquent également une hausse du nombre de lits détritiques dans une tourbière alluviale du centre de l'Angleterre à la même époque entre 2 900 et 300 cal BP. Ils attribuent ces lits à des dépôts d'inondation chargés en sédiments colluviaux dont la charge détritique résulterait de la déforestation et de l'agriculture qui dénudent les sols de versant et de plateaux. Makaske & Mass (2023) interprètent ces variations de vitesse d'accumulation comme des augmentations de l'humidité (hausse du niveau des nappes et précipitations plus importantes) liée à des débordements, augmentant la charge détritique de la tourbe. Dans ces différentes unités sédimentaires ultérieures à 2 950 cal BP de Morcourt (ST54 : P8 à P3), les macrorestes végétaux traduisent des niveaux d'eau variables, parfois même des plans d'eau temporaires dans les niveaux de limons organique carbonatés à coquilles (fig. 4.5 ; ST54 : P6b, P4b) dans lesquels des *Nymphaea,* des *Characeae* et des mollusques aquatiques se développent (annexe 3.3 Michaelis, 2022).

Dans le spectre pollinique, des changements environnementaux accompagnent ces modifications avec un enregistrement de la baisse des pollens de *Cyperaceae*, largement présents en milieux tourbeux et une hausse des pollens de *Corylus* par exemple (annexe 3.2). Ces formations pourraient être liées à des mises en eau temporaires (plans d'eau temporaires, inondations) ou à des aménagements du cours d'eau créant des retenues. La tourbe arrête de s'accumuler au cours du Bas Moyen-Âge (700 cal BP), ce qui est relativement tardif par rapport aux vallées tourbeuses de la ceinture lœssique du nord-ouest Européen où ce changement peut débuter dès l'âge du Bronze (Rommens *et al.*, 2006 ; Notebaert *et al.*, 2018 ; Brown *et al.*, 2018).

Dans la vallée de la Selle, comme dans la moyenne vallée de la Somme, il n'existe donc quasiment pas de tourbe plus récente que 6 500 cal BP (Antoine, 1997, a ; Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, a ; Beaumont *et al.*, soumis). L'hypothèse d'un arrêt de la turfigénèse à partir de cette date est possible, cependant le tuf de chenal de Tirancourt a dû croître en étant légèrement encaissé dans des dépôts de tourbe. La tourbe se serait développée pendant l'ensemble de cette période en formant les berges du chenal à remplissage de tuf. Les travaux de Beaumont *et al.* (soumis) montrent que les concrétions carbonatées du tuf se sont formées dans des eaux dynamiques d'après les assemblages malacologiques. Les tourbes bordant le chenal à remplissage de tuf sont compactées ce qui pourrait être dû à une baisse ancienne de la nappe d'eau (subsidence) et/ou à leur tassement sous le poids des niveaux limoneux sus jacents plus denses. Des tufs exondés entourés de tourbes desséchées sont également renseignés dans la *Kennet valley* au sein du bassin Londonien (Collins *et al.*, 2006) et aux Pays-Bas (Koster, 2017). L'action bactérienne entre aussi en compte dans les processus de dégradation de la tourbe puisque les conditions anaérobiques n'était plus présentes (Palmer & Horn, 2015). Le tuf calcaire, témoin minéral solide ($CaCO_3$) de la topographie locale ancienne, pourrait s'avérer être un marqueur important de la dégradation des tourbes alluviales des bassins versants à substrat calcaire crayeux.

5.2.4.3. Baisse du niveau des nappes et processus de dégradation

À l'échelle Européenne, l'impact des activités anthropiques sur le fonctionnement des vallées s'est amplifié depuis trois millénaires (Brown & Barber, 1985 ; Collins *et al.*, 2006 ; de Milleville *et al.*, 2023) et encore davantage pendant les derniers siècles (Collins *et al.*, 2006 ; Brown *et al.*, 2018 ; Swindles *et al.*, 2019). Les impacts conjugués de l'exploitation anthropique des vallées et de la baisse du niveau de la nappe alluviale semblent être centraux pour essayer de comprendre les évolutions du fond de vallée au cours de l'Holocène récent. Les tourbières sont sensibles aux variations de niveau de nappe puisque leur formation et leur conservation sont dépendantes d'un sol saturé en eau (Leifeld *et al.*, 2011 ; Evans *et al.*, 2021).

À Morcourt, la persistance de la turfigénèse jusqu'au Bas Moyen-Âge peut être liée à la position dans le bassin versant. Plus proche de la source, dans un espace qui n'a pas subi les extractions de tourbe (le tourbage est attesté depuis le XII^{e} siècle, Cloquier, 2006) et de graviers de la moyenne vallée de la Somme, où des aménagements romains sont plus denses comme la voie romaine de l'Océan traversant la vallée à Amiens (I^{er} siècle, Bayard, 2015). La haute vallée contrairement au reste du bassin a été dotée d'une vingtaine de chaussée-barrages dans les siècles qui ont précédé la construction du canal au XIX^{e} siècle (chapitre 1). Ces aménagements, dont la période de construction est mal connue, mériteraient davantage d'investigations pour comprendre leur implication dans l'accumulation et le maintien des tourbes de la haute vallée de la Somme au cours de l'Holocène récent.

Le maintien d'un haut niveau de la nappe phréatique dans la haute vallée a pu favoriser la formation et la conservation des tourbes et sédiments tourbeux. Les cartes anciennes des XVII^{e} et XIX^{e} siècle (cartes de Cassini, d'état-major, des chaussé-barrages, plan du canal, fig. 1.9) montrent un système anastomosé artificiel encore conservé par endroit. Ce tracé des chenaux était aussi commun dans les plaines alluviales anglaises à la période médiévale (Lewin, 2010). Les systèmes anastomosés d'origine anthropique permettent des accès multiples à l'eau dans les fonds de vallées (Lewin, 2010). L'aspect stratégique des chaussées barrages et de leur chenaux multiples (ponts sur la vallée) explique qu'elles aient été cartées relativement tôt au XVII^{e} siècle (fig. 1.6 A, 1.9 B/D). Les systèmes sont d'autant plus anastomosés à l'approche des villes afin de permette la présence de plusieurs moulins à eaux par exemple. Plusieurs études dans le nord-ouest européen ont montré le rôle de certaines activités anthropiques comme les moulins à eau et les barrages dans le stockage et la rétention des sédiments (Csiki & Rhoads, 2010 ; Beauchamp *et al.*, 2017, b ; Swinnen *et al.*, 2020).

La vallée de la Selle et la Moyenne vallée de la Somme ont subi des drainages des tourbières et des activités de tourbage au moins depuis le bas Moyen-Âge (Fossier, 1974). L'affluent de l'Acon, comme de nombreux petits vallons adjacents, connaît quant à lui un remplissage de colluvions limoneuses de versant relativement important. En Normandie ce phénomène de remplissage limoneux est décrit pour un petit affluent par Gonnet *et al*. (Gonnet *et al.*, 2023), et semble s'être renforcé depuis le I^{er} siècle av.

J.C. puis accéléré au moment du Petit Age Glaciaire. Le même phénomène est décrit dans le cas d'un vallon dans l'Alberta (Magnan *et al.*, 2018). Dans le sud de l'Angleterre, *à Holywell Coombe*, Preece & Bridgland (1999) constatent d'importants remplissages colluviaux sur les trois derniers millénaires à cause de la déstabilisation, par les activités agricoles, des sols de versants. Contrairement à d'autres systèmes alluviaux de la ceinture lœssique (vallée de la Mue, Lespez *et al.*, 2005 ; vallée du Rhin, Hoffmann *et al.*, 2007 ; Bassin de la Dijle, Notebaert *et al.*, 2009), dans le bassin de la Somme, les colluvions limoneuses issues de l'érosion de sols sur lœss semblent avoir été en majeure partie stockées dans les affluents et sont peu présentes dans la vallée de la Somme.

L'évolution des dynamiques fluviatiles et de la tufigenèse du bassin de la Somme en lien avec les forçages climatique et anthropique depuis le Tardiglaciaire sont synthétisés dans la figure 5.6.

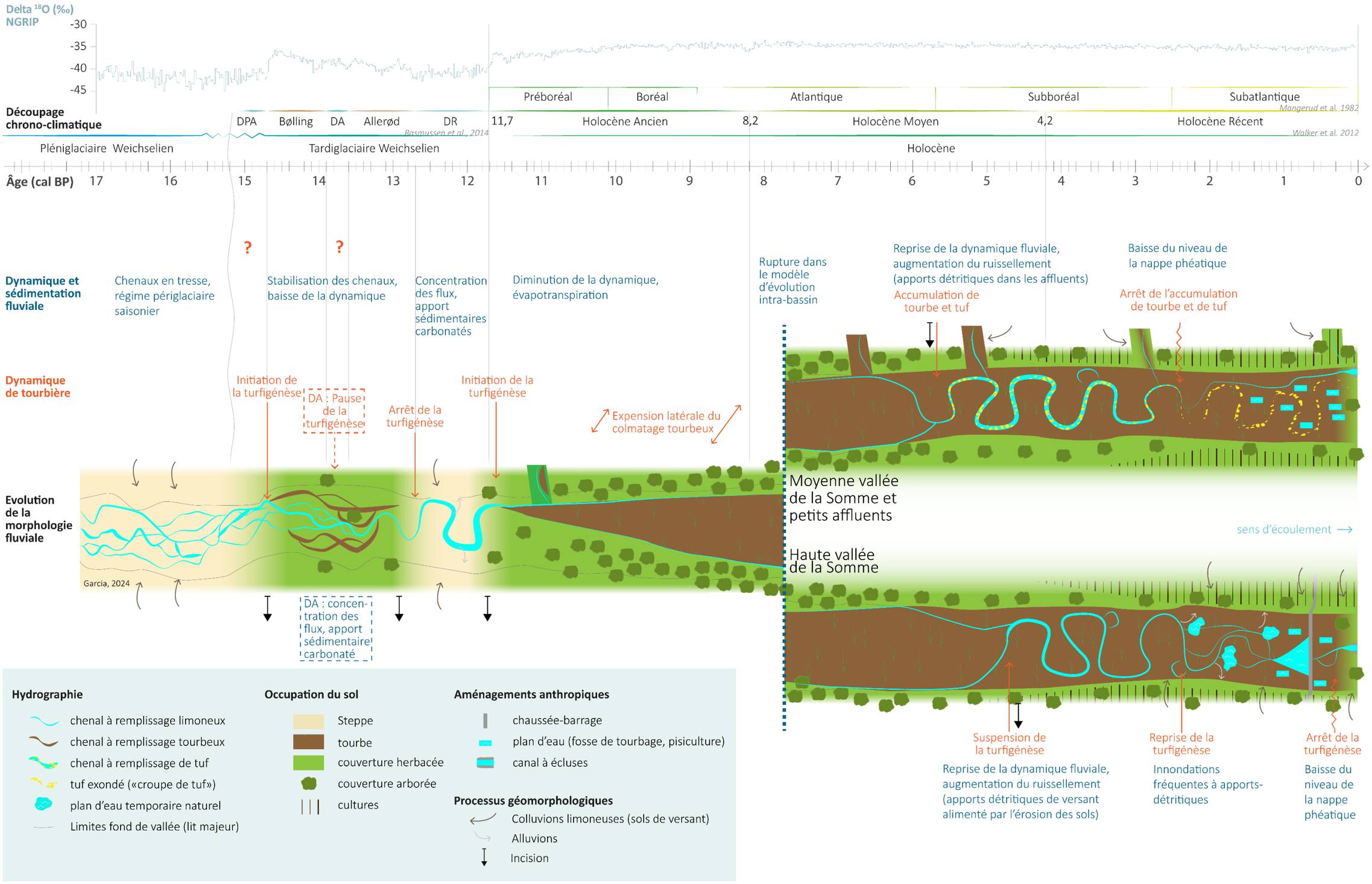


Figure 5.6 Trajectoires d'évolutions des fonds de vallées tourbeux du bassin de la Somme depuis le Tardiglaciaire

5.3. LIMITES MÉTHODOLOGIQUES

5.3.1. DATATIONS

La tourbe est riche en matière organique, elle est a priori un matériau de prédilection pour la datation par radiocarbone. Cependant, il est nécessaire de prendre en compte plusieurs paramètres, les datations sur échantillon total peuvent être plus imprécises que les datations de macrorestes végétaux. De plus, la détermination à l'espèce des macrorestes en amont de la datation permettrait d'être davantage précis en renseignant la provenance des ^{13}C et ^{14}C quantifiés lors de la datation AMS.

En effet, sur échantillon total, le risque est de rajeunir considérablement l'échantillon car la forte concentration en racines de la tourbe alcaline entraîne le transport des acides humiques et fulviques solubles par l'eau, et des humines résistantes à la dégradation (Quik *et al.*, 2022). Le rinçage des échantillons avec une succession de solutions acide-alkali-acides réduit les risques de contamination par les carbonates, le CO_2 des bactéries et les acides humiques et fulviques (Piotrowska *et al.*, 2011).

Les modèles âge-profondeur auraient pu être plus précis si des restes de feuilles fossiles avaient été plus clairement identifiables dans les échantillons de tourbe où ils n'étaient la plupart du temps que très fragmentaires ou dominés par les racines et radicelles.

5.3.2. GÉOCHIMIE C ET N

L'ensemble des analyses des dosages C et N n'a pas pu être mené au sein du même laboratoire pour des raisons de logistique (déménagement). Au LGP où les analyses avaient débutées, les méthodes employées différaient de celle employée au LSCE où les analyses ont pu être terminées (décarbonatation dans la capsule vs décarbonatation préalable et rinçage). Un test comparatif a été mené au LSCE et a montré des résultats cohérents entre les deux méthodes.

5.3.3. DIATOMÉES ET THÉCAMOEBIENS : DES TESTS PEU CONCLUANTS

Une partie des échantillons de la carotte de références de Morcourt (MOR-ST54P) était réservée à l'identification des diatomées (A. Beauger, Laboratoire de Géographie Physique et Environnementale, UMR 6042, Clermont-Ferrand) ; deux séries de tests ont été menés sur la carotte ST54P, puis sur le paléochenal ST57 mais les deux lots ont montré très peu d'individus conservés.

La mauvaise conservation des frustules de diatomées pourrait s'expliquer par une présence faible de silice dans le milieu, à laquelle s'ajoute la concurrence entre les diatomées et les herbacées et carex

dans sa consommation. Ainsi les diatomées construisent des frustules minces se conservant moins bien (Pienitz, 2001).

Les thécamibiens sont des indicateurs environnementaux intéressants pour les questions de variation des niveaux de nappe qui pourraient être éclairants pour compléter les interprétations des variations de niveaux d'eau de l'Holocène récent (Gilbert *et al.*, 1998 ; Charman *et al.*, 2004 ; Mitchell *et al.*, 2008 ; Wall *et al.*, 2010 ; Milleville de *et al.*, 2023). Un test d'extraction des thécamibiens qui n'était pas prévu initialement dans le projet Archéofen a alors été réalisé avec E. Armynot du Chatelet (Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Université de Lille), mais a montré peu de résultats. Seuls quelques individus ont été trouvés par échantillon, ce qui ne permettait pas d'envisager une étude complète. Concernant les thèques, un protocole utilisant des concentrations plus élevées pourrait éventuellement améliorer les résultats.

À l'avenir, il pourrait être intéressant de tester d'autres bio-indicateurs comme les ostracodes pour obtenir davantage d'informations sur la qualité des eaux, les variations de leur niveau, pour affiner l'interprétation paléoenvironnementale surtout au cours de la deuxième moitié de l'Holocène où de nombreuses perturbations du système tourbeux sont apparues, et mieux cerner l'implication des facteurs humains ou climatiques (Smith *et al.*, 2003 ; Alberti *et al.*, 2013).

5.3. PERSPECTIVES

5.3.1. INTÉGRATION DES BIO-INDICATEURS ET DONNÉES GÉOCHIMIQUES

5.3.1.1. Pollens, macrorestes végétaux et ADN environnemental

Pendant la durée de la thèse, les données issues de l'étude pollinique (58 échantillons holocènes L.-A. Mathieu, annexe 2.2 et échantillons tardiglaciaires par A. Gauthier à venir, LGP), et de l'étude des macrofossiles (35 échantillons, D. Michaelis, DUENE, annexe 2.3) n'ont été que partiellement intégrées aux résultats. Les résultats des extractions de l'ADN environnemental ancien (plantes, eucaryotes, mammifères) sur 40 échantillons (carottes de référence de Morcourt : ST54P et ST57) sont en cours d'interprétation par C. Guiguet-Covex (EDYTEM, UMR 5204). Ces différentes données sont complémentaires et permettront d'obtenir un aperçu précis de la végétation.

L'ensemble de ces données sera valorisé dans un article actuellement en préparation. Ce dernier associera l'évolution morpho-dynamique de la haute vallée de la Somme à Morcourt à l'évolution paléoenvironnementale à l'échelle très locale de la tourbière et à une échelle plus régionale (retracée grâce à la complémentarité des bio-indicateurs environnementaux). Une partie des données XRF sera

mobilisée pour tracer les marqueurs de la dégradation et des empreintes humaines (Hölzer & Hölzer, 1998 ; Tapody *et al.*, 2021).

5.3.1.2. Intégration des données géochimiques

Des données géochimiques supplémentaires à celles présentées dans le manuscrit ont également été acquises. Des données qualitatives ont été obtenues par un scan XRF (EDYTEM) réalisé sur les deux séquences de référence de Morcourt (ST54P et ST57). Pour compléter par des données quantitatives, une série d'échantillons des deux séquences a été analysée par ICP-OES. L'intégration de ces données permettra de donner des informations complémentaires aux données sédimentologiques et bioindicatrices sur la dégradation de la tourbe et l'origine de la fraction détritiques, de suivre d'éventuelles traces de pollution et de détecter la présence possible de diatomées pour d'éventuels échantillonnages futurs (Hölzer & Hölzer, 1998 ; Hansson *et al.*, 2013 ; Dobrowolski *et al.*, 2019).

5.3.2. POURSUIVRE LES INVESTIGATIONS POUR PRÉCISER LE SCHÉMA D'ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE FLUVIALE ET DE LA TURFIGÉNÈSE DU BASSIN DE LA SOMME

Les archives sédimentaires recoupées par le grand transect de la Somme à Morcourt (700 m) sont particulièrement bien conservées et ont permis d'enrichir sensiblement les connaissances sur la haute vallée auparavant totalement inexplorée. Ce travail débouche sur la mise ne place d'**une séquence de référence couvrant le Tardiglaciaire et l'Holocène quasiment complète (≈ 15 000 ans)**, associée à une série de 39 datations ^{14}C.

À l'avenir, la poursuite et l'intégration des analyses complémentaires décrites ci-avant permettront d'affiner le cadre de l'évolution des fonds de vallée du bassin de la Somme en intégrant totalement les données relatives aux dynamiques végétales par le biais des pollens, des macrorestes végétaux et de certaines plantes, mammifères et eucaryotes détectés par l'ADN environnemental ancien.

L'origine anthropique ou climatique de la chenalisation, de la mise en place de certains lits détritiques ou des dynamiques de dégradation de la tourbe pourrait alors se préciser davantage. Ainsi, le schéma d'évolution de la haute vallée à Morcourt n'est pas figé et est probablement amené à évoluer.

La réalisation d'un transect stratigraphique total de la moyenne vallée (1 100 m), couplé à une série de nouvelles datations et l'intégration des données de la vallée de l'Acon et du site du Mésolithique donne de nouvelles clés de compréhension et d'interprétation quant à l'évolution postérieure à la mise en place du chenal de tuf. La conservation des sédiments du site de Tirancourt-vallée d'Acon soulève

cependant encore de nombreuses questions comme les causes de l'arrêt de la turfigénèse et de la probable subsidence des dépôts de tourbe. Afin d'avancer sur ces questions, il semble nécessaire de compléter les recherches sur le secteur de la Chaussée-Tirancourt par une étude de l'évolution paléoenvironnementale d'un secteur localisé plus en aval, dans la basse vallée, où les influences marines sont démontrées (dans le secteur d'Abbeville, cf. chapitre 1) par la présence de lits sableux dans les tourbes et d'un port romain (Agache *et al.*, 1963 ; Beun & Broquet, 1980).

5.3.3. PRISE EN COMPTE DES DYNAMIQUES « TEMPS LONG » FACE AUX ENJEUX ACTUELS ET FUTURS

Le bassin de la Somme est un bassin de taille moyenne, qui par sa diversité de réponses morphofluviatiles face aux perturbations climatiques comme anthropiques au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène s'avère être un modèle de bassin tourbeux intéressant pour suivre les dynamiques environnementales des fonds de vallée. De plus, les vallées tourbeuses alcalines de France ont fait l'objet d'assez peu d'études par rapport aux tourbières ombrotrophes acides (Cubizolle, 2019) alors que les enjeux de conservation les concernant sont tout aussi importants.

Étudier les tourbières sur le temps long (≥ 10 000 ans), depuis le début de leur mise en place permettrait d'appréhender les réponses de cet écosystème face aux conditions environnementales changeantes et aux perturbations : variation des niveaux d'eau, quantité de précipitations et de rayonnements solaires, aménagements anthropiques, etc. Décrypter et prendre en compte ces réponses passées, aussi bien au niveau du réseau hydrographique que de la flore et de la faune, est fondamental pour comprendre leur fonctionnement actuel et futur, en connexion avec les écosystèmes des versants et plateaux qui les bordent.

De nombreuses études récentes s'accordent pour démontrer que les connaissances paléoenvironnementales offrent la possibilité de mieux cibler les actions de conservation voire de restauration écologique des écosystèmes tourbeux (Jackson & Hobbs, 2009 ; Williams, 2011 ; McCarroll *et al.*, 2016 ; Manzano *et al.*, 2020 ; Marcisz *et al.*, 2022).

L'enjeu principal étant de limiter ou stopper la dégradation du substrat tourbeux sous l'effet de l'augmentation des températures, la baisse des nappes phréatiques ou de l'humidité, la hausse du niveau marin, la pollution atmosphérique, les feux, ou encore l'occupation du sol, pour éviter le relargage de grandes quantités de gaz à effet de serre (méthane et carbone essentiellement) dans l'atmosphère (Diggelen *et al.*, 2006 ; Grzybowski & Glińska-Lewczuk, 2020 ; Loisel *et al.*, 2021). La tourbe stocke également de grandes quantités d'eau douce (jusqu'à 90 % de la masse, chapitre 2). Les tourbières peuvent fortement participer à la dérégulation climatique si elles suivent des processus de dégradation (Gewin, 2020 ; Loisel *et al.*, 2021). Dans le cas des tourbières fossiles de la vallée de la

Somme, l'enjeu est donc de maintenir les niveaux d'eau pour éviter que les tourbes fossiles soient exposées à l'air et se dégradent.

5.3.4. MODÉLISATION DES ÉVOLUTIONS DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE

Les travaux présentés dans ce manuscrit (base de données d'épaisseur des tourbes, transects stratigraphiques, données sédimentologiques) combinés avec les données préexistantes sur les séquences tourbeuses du bassin de la Somme (Antoine, 1997, a ; Ducrocq, 2001 ; Antoine *et al.*, 2012, b) fournissent une première base d'estimation de la quantité de carbone stockée dans le bassin. L'enjeu est fort puisque les tourbières du bassin de la Somme sont considérées comme l'un des plus vastes systèmes d'Europe du Nord-ouest (Lebrun *et al.*, 2020). Développer les recherches sur la quantification des volumes de carbone piégés dans les vallées du bassin de la Somme permettrait d'intégrer les nouvelles données du nord de la France à des bases de données nationales (thèse en cours de L. Pinault, Université de Franche-Comté, Chronoenvironnement UMR 6249), comme internationales (Wu *et al.*, 2017 ; Tanneberger *et al.*, 2017), conduisant ainsi à une meilleure évaluation des stocks de carbone par les tourbières à de larges échelles.

Ces données, couplées à de l'analyse d'images spatiales, permettraient d'estimer le volume de tourbe extrait depuis les premières exploitations pour compléter les calculs du volume actuel de carbone organique.

Conclusion générale

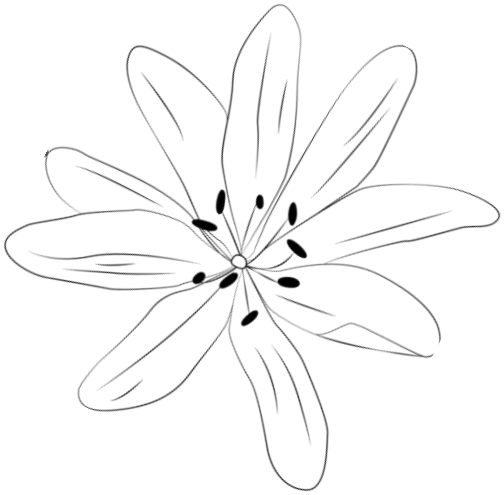


Illustration 5.2 Stellaria palustris, C. Garcia, 2024

"Fen peat moss grows
In marshy, waterlogged land
A natural sponge"

[Haiku on the "Somme alluvial alkaline peatlands"
by Chat GPT]

Les tourbières alluviales alcalines du bassin de la Somme sont des vastes systèmes fossiles qui occupent l'ensemble des fonds de vallées humides. La tourbe qui s'est accumulée depuis le début du Tardiglaciaire a fait l'objet d'une activité d'extraction importante entre le XII^{e} et le XX^{e} siècle en laissant de nombreuses cicatrices dans les vallées (plans d'eau). Ces exploitations, puis les gravières qui ont suivi dans les années 1960, ont débouché sur la découverte de nombreux artefacts archéologiques préservés à la base des tourbes allant du Mésolithique à l'âge du Fer au sommet des tufs calcaires. Ces sédiments sont riches en paléobiodiversité (comme les pollens, macrorestes, mollusques) et en informations sur les environnements passés (niveaux d'eau, dynamiques fluviales, activités humaines).

Les tourbières, sensibles au battement de la nappe phréatique, font face à de multiples menaces en relation avec le changement climatique actuel (baisse des niveaux d'eau, fréquence des périodes de sécheresse) et l'impact des activités humaines (drainage, barrages, pompage, pollution). Le carbone contenu dans les accumulations de plantes fossiles présente un enjeu particulier de conservation pour éviter leur relargage dans l'atmosphère par la dégradation de la tourbe par l'exposition à l'atmosphère et l'action des microorganismes. Étudier le passé de ces systèmes tourbeux alcalins permet de comprendre les modalités de leur évolution dans des configurations passées qui peuvent être proches des conditions actuelles. Ces études produisent un cadre de référence environnemental qui permet d'anticiper les mutations à venir (augmentation des températures, fréquence des périodes de sécheresse et des événements extrêmes).

Ce travail de thèse a pour objectif de reconstruire les dynamiques de l'évolution (fluviatile, sédimentaire, environnementale) des écosystèmes tourbeux en lien avec l'impact relatif des changements climatiques passés et de l'anthropisation. Il est basé sur de nouvelles investigations de terrain (127 sondages au total) qui ont permis de réaliser pour la première fois deux transects (morpho) stratigraphiques complets et détaillés de la haute et de la moyenne vallée de la Somme (respectivement Morcourt et Tirancourt). Les analyses de laboratoire (sédimentologie, géochimie, palynologie et macrorestes végétaux) et les 65 datations ^{14}C réalisées sur plusieurs des sondages de référence ont permis de renforcer le cadre spatio-temporel des séquences fluviatiles du bassin de la Somme et des tourbières associées.

Le schéma d'évolution de la morphodynamique fluviale et paléoenvironnementale du Tardiglaciaire et de l'Holocène a été nettement enrichi. La confrontation des différentes analyses sédimentologiques, géochimiques et l'intégration des premiers résultats des analyses de bio-indicateurs (pollens et macrorestes végétaux) permettent l'appréhension des facteurs déclencheurs de ces évolutions et de leurs conséquences. Ces évolutions ont été guidées par les forçages climatiques jusqu'à l'Holocène moyen (dynamiques fluviales dépendantes du climat et de la couverture végétale), comme dans de nombreuses vallées du nord-ouest européen. La turfigénèse s'est mise en place grâce à des paramètres physiques (morphologie, substrat, disponibilité de l'eau) et climatiques favorables (tempérés et humides) au Bølling, à l'Allerød et dès le début de l'Holocène. L'influence humaine a eu un rôle

grandissant dans les changements de dynamiques à partir du Néolithique et particulièrement marqué depuis l'âge du Bronze (réactivation de la dynamique fluviatile, défrichage, colluvions limoneuses).

À partir de l'Holocène moyen, en haute vallée de la Somme, après la mise en place d'un chenal à remplissage limoneux causant l'interruption de la turfigénèse entre 5 500 et 2 700 cal BP, la tourbe s'est de nouveau accumulée jusqu'à la fin du Moyen-Âge, avec une charge détritique importante. Les chaussée-barrages de la haute vallée de la Somme et le maintien de niveaux d'eau élevés ont pu contribuer à la conservation de la tourbe. A contrario, en moyenne vallée la chenalisation a provoqué la concrétion de tuf calcaire en parallèle de l'accumulation de la tourbe jusqu'à environ 2 700 cal BP. Puis une baisse importante du niveau de la nappe phréatique a entraîné le tassement et la dégradation d'un grand volume de tourbe, exondant le massif de tuf calcaire. La cause de cette baisse pourrait être liée à des activités humaines d'extraction, mais aussi à un phénomène géomorphologique en aval encore non identifié pour le moment. Dans les deux configurations, le bassin de la Somme s'avère être une référence. En haute vallée pour l'épaisseur des tourbes holocènes conservées et la durée d'accumulation (beaucoup de systèmes de la ceinture lœssique du Nord-ouest européen deviennent totalement colluviés à l'âge du Bronze). Et en moyenne vallée, la présence du tuf calcaire est un indicateur de la variation des niveaux de nappe et de l'importance de ce phénomène sur la dégradation de la tourbe.

Les variations spatiales d'accumulation des sédiments à l'Holocène récent sont attribuées à des utilisations différentes des environnements de fond de vallée impactant la conservation des séquences sédimentaires. Les facteurs inhibiteurs de la turfigénèse semblent étroitement liés à l'anthropisation du milieu : ouverture des paysages, érosion des sols de versants, gestion des niveaux d'eau, extraction de sédiments. Cependant, de nombreuses questions restent encore en suspens et l'intégration future de l'ensemble des données acquises au cours de la thèse ont le potentiel d'apporter des réponses complémentaires.

De nos jours, le système de tourbières alcalines est principalement fossile. Seules de petites surfaces aux abords des plans d'eau accumulent de la tourbe (radeaux flottants). Les niveaux d'eau actuels et le battement saisonnier des nappes ne permettent pas l'accumulation de tourbe sur de grandes surfaces comme cela a pu être le cas au Tardiglaciaire et pendant toute la première moitié de l'Holocène. L'utilisation de ces paléo-tourbières comme puits de carbone actifs semble totalement compromise, cependant, des enjeux importants de conservation et préservation sont nécessaire pour éviter le processus inverse : le relargage de carbone dans l'atmosphère lié à leur dégradation.

L'évaluation du volume de tourbes toujours conservées dans la vallée de la Somme permettrait de fournir un argument de taille sur la nécessité de conserver les séquences tourbeuses alluviales sous le niveau de la nappe phréatique. Ces écosystèmes fossiles sont fragiles face aux menaces que représentent le changement climatique et le captage de grandes quantités d'eau.

Références

AGACHE R., BOURDIER F. & PETIT R., 1963 - Le Quaternaire de La Basse Somme; Tentative de Synthese. Bulletin de la Société Géologique de France, S7-V, (4), 422-442, doi: 10.2113/gssgfbull.S7-V.4.422.

ALBERTI M., HETHKE M., FÜRSICH F.T. & LIU C., 2013 - Macro- versus Microfauna: Resolution Potential of Bivalves, Gastropods, Foraminifera and Ostracods in Reconstructing the Holocene Palaeoenvironmental Evolution of the Pearl River Delta, China. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 93, (3), 327-353, 10.1007/s12549-012-0101-9.

ALDERSON D.M., EVANS M.G., ROTHWELL J.J., RHODES E.J. & BOULT S., 2019 - Geomorphological Controls on Fluvial Carbon Storage in Headwater Peatlands. Earth Surface Processes and Landforms, 44, (9), 1675-1693, 10.1002/esp.4602.

ALLEY R.B. & ÁGÚSTSDÓTTIR A.M., 2005 - The 8k Event: Cause and Consequences of a Major Holocene Abrupt Climate Change. Quaternary Science Reviews, 24, (10), 1123-1149, 10.1016/j.quascirev.2004.12.004.

ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C. & CLARK P.U., 1997 - Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 25, (6), 483-486, 10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2.

ANTOINE P., 1990 - Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique du Bassin de la Somme. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, Lille, 233 p.

ANTOINE P., 1993 - Le système de terrasses du Bassin de la Somme : Modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. Quaternaire, 4, (1), 3-16, doi: 10.3406/quate.1993.1986.

ANTOINE P., 1994 - The Somme Valley Terrace System (Northern France) : A Model of River Response to Quaternary Climatic Variations since 800,000 BP. Terra Nova, 6, (5), 453-464, doi: 10.1111/j.1365-3121.1994.tb00889.x.

ANTOINE P., 1997 a- Modifications des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). Géographie physique et Quaternaire, 51, (1), 93-106, doi: 10.7202/004763ar.

ANTOINE P., 1997 b- Programme de prospection thématique concernant l'environnement des occupations du Paléolithique supérieur final et du Mésolithique dans la moyenne vallée de la Somme. CNRS-Service régional de l'Archéologie de Picardie, 76 p., 25 fig., 8 photos, 1 annexe. p.

ANTOINE P., 1997 c- Évolution Tardiglaciaire et Début Holocène Des Vallées de La France Septentrionale : Nouveaux Résultats. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 325, (1), 35-42, doi: 10.1016/S1251-8050(97)83270-3.

ANTOINE P., 1997 d- L'environnement des gisements du Paléolithique final et du Mésolithique dans le bassin de la Somme. 76 p.

ANTOINE P., 2002 - Les lœss en France et dans le Nord-Ouest européen. Revue Française de Géotechnique, (99), 3-21, doi: 10.1051/geotech/2002099003.

ANTOINE P., 2012 - Données stratigraphiques et sédimentologiques. Quaternaire, 5, (Hors-série).

ANTOINE P., 2019 - Le quaternaire de la vallée de la Somme (terrasses fluviatiles, loess et paléosols) : une contribution à l'inventaire national du patrimoine géologique. Quaternaire, 30, (3), 257-270.

ANTOINE P. & DUCROCQ T., 1997 - Les tourbes du bassin de la Somme : relations avec les systèmes fluviatiles et les occupations préhistoriques au Tardiglaciaire er à l'Holocène. In Les tourbières et les milieux humides du nord de la France, Les Cahiers de Géographie Physique, 12-27.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V., VAN KOLFSCHOTEN T. & LIMONDIN N., 1995 - Une occupation du Paléolithique moyen en contexte fluviatile dans la séquence de la très basse terrasse de la Somme à Saint-Sauveur (Somme). Bulletin de la Société préhistorique française, 92, (2), 201-2012, 10.3406/bspf.1995.10006.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V. & LIMONDIN-LOZOUET N., 1997 - Programme de prospection thématique : l'environnement des gisements du Paléolithique supérieur final et du Mésolithique dans le bassin de la Somme. 104 p.

ANTOINE P., AUGUSTE P., BEUN N., BEAUCHMPS J., DEPAEPE P., DUCROCQ T., ENGELMANN A., FAGNART J.-P., FRECHEN M., LAURENT M., LIMONDIN-LOUZET N., LOCHT J.-L., MUNAUT A.-V., PARIS P., PETIT C., ROUSSEAU D.D. & SOMMÉ J., 1998 - Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral Picard. Livret guide de l'excursion de l'AFEQ (21 au 23 mai 1998), 162 p.

ANTOINE P., FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.-V., 2000 - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données [The Lateglacial from the Somme basin : first synthesis and new data]. Quaternaire, 11, (2), 85-98, 10.3406/quate.2000.1658.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., DUPÉRON J. & DUPÉRON M., 2003 - Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quaternary Science Reviews, 22, 2061-2076, doi:10.1016/S0277-3791(03)00180-X.

ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., AUGUSTE P., LOCHT J.-L., GALHEB B., REYSS J.-L., ESCUDÉ É., CARBONEL P., MERCIER N., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C. & VOINCHET P., 2006 - Le tuf de Caours (Somme, France) : mise en évidence d'une séquence eemienne et d'un site paléolithique associé. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 17/4), 281-320, 10.4000/quaternaire.880.

ANTOINE P., LIMONDIN LOZOUET N., CHAUSSÉ C., LAUTRIDOU J.-P., PASTRE J.-F., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C. & GALEHB B., 2007 - Pleistocene Fluvial Terraces from Northern France (Seine, Yonne, Somme): Synthesis, and New Results from Interglacial Deposits. Quaternary Science Reviews, 26, (22-24), 2701-2723, 10.1016/j.quascirev.2006.01.036.

ANTOINE P., BAHAIN J.-J., AUGUSTE P., FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUET N. & LOCHT J.-L., 2011 - Quaternaire et préhistoire dans la vallée de la Somme : 150 ans d'histoire commune. In Dans l'épaisseur du temps, Archéologues et géologues inventent la préhistoire. Archives, 15. Paris, 340-381, 10.4000/books.mnhn.2686.

ANTOINE P., FAGNART J.-P., AUGUSTE P., COUDRET P., LIMONDIN-LOZOUET N. & PONEL P., 2012 - Synthèse des données : évolution des environnements de la vallée de la Selle au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène et relations avec les occupations Préhistoriques. Quaternaire, 5, (Hors-série), 127-147.

ANTOINE P., LOCHT J.-L., LIMONDIN-LOZOUËT N., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., GOVAL E., FAGNART J.-P., DEBENHAM N. & DUCROCQ T., 2015 - Chapitre V. Quaternaire et géoarchéologie de la Préhistoire - Le modèle de la vallée

de la Somme et des régions avoisinantes. In N. Carcaud et G. Arnaud-Fassetta (eds.), La géoarchéologie française au xxie siècle. CNRS Éditions, 71-87, 10.4000/books.editionscnrs.21954.

ANTOINE P., COUTARD S., BAHAIN J.-J., LOCHT J.-L., HÉRISSON D. & GOVAL E., 2021 - The Last 750 Ka in Loess–Palaeosol Sequences from Northern France: Environmental Background and Dating of the Western European Palaeolithic. Journal of Quaternary Science, 36, (8), 1293-1310, 10.1002/jqs.3281.

ARCELIN A., 1914 - Histoire des paroisses, villages et seigneuries de saint-Christ, Briost et Cizancourt. Société des Anticaires de Picardie.

ASSELEN S. VAN, COHEN K.M. & STOUTHAMER E., 2017 - The Impact of Avulsion on Groundwater Level and Peat Formation in Delta Floodbasins during the Middle-Holocene Transgression in the Rhine-Meuse Delta, The Netherlands. The Holocene, 27, (11), 1694-1706, 10.1177/0959683617702224.

AUFÈRE L., 1936 - Le mouvement scientifique à Abbeville dans la première moitié du XIXe siècle et les origines de la Préhistoire: 1795-1840. Bulletin de la Société Préhistorique de France, (4), 23.

AZENNOUD K., BAALI A., AIT BRAHIM Y., AHOUACH Y. & HAKAM O., 2022 - Climate controls on tufa deposition over the last 5000 years: A case study from Northwest Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 586, 110767, 10.1016/j.palaeo.2021.110767.

BACON J., 2022 - Étude pédologique et biogéochimique des séquences tourbeuses holocènes de la vallée de la Somme. Université Picardie Jules Verne, Amiens, 41 p.

BADER C., MÜLLER M., SCHULIN R. & LEIFELD J., 2018 - Peat Decomposability in Managed Organic Soils in Relation to Land Use, Organic Matter Composition and Temperature. Biogeosciences, 15, (3), 703-719, 10.5194/bg-15-703-2018.

BAIZE D., 2018 - Guide des analyses en pédologie. Editions Quae, 3e éditions, 328 p.

BAIZE D. & GIRARD M.-C., 2008 - Référentiel pédologique. Savoir-faire. Editions Quae, Versailles, Association française pour l'étude du sol, 435 p.,

BARBIER L. & LÉPINE C., 2020 - Protégeons ensemble les tourbières. La lettre d'infos des Conservatoires d'espaces naturels des Hauts-de-Francefévrier 2020. n?8, p. 20.

BASIŃSKA A.M., RECZUGA M.K., GĄBKA M., STRÓŻECKI M., ŁUCÓW D., SAMSON M., URBANIAK M., LEŚNY J., CHOJNICKI B.H., GILBERT D., SOBCZYŃSKI T., OLEJNIK J., SILVENNOINEN H., JUSZCZAK R. & LAMENTOWICZ M., 2020 - Experimental Warming and Precipitation Reduction Affect the Biomass of Microbial Communities in a Sphagnum Peatland. Ecological Indicators, 112, 106059, 10.1016/j.ecolind.2019.106059.

BAYARD D., 1999 - Amiens. Revue archéologique de Picardie, 16, (1), 199-214, 10.3406/pica.1999.2064.

BAYARD D., 2015 - Amiens/Samarobriva, cité des Ambiens : aux origines de la ville romaine. Gallia. Archéologie des Gaules, 72, (1), 145-160, 10.4000/gallia.1467.

BAYARD D. & FICHTL S., 2016 - Le « Camp César » de La Chaussée Tirancourt (Somme) : oppidum ou camp romain ? In Actes du 38e colloque international de l'AFEAF, Évolution des sociétés gauloises du Second âge du Fer, entre mutations internes et influences externes. Revue Archéologique de Picardie, Amiens, 343-361.

BEAUCHAMP A., LESPEZ L. & DELAHAYE D., 2017 - Impacts des aménagements hydrauliques sur les systèmes fluviaux bas-normands depuis 2000 ans, premiers résultats d'une approche géomorphologique et

géoarchéologique dans la moyenne vallée de la Seulles. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 28/2), 253-258, 10.4000/quaternaire.8153.

BEAUCHAMP A., LESPEZ L., ROLLET A., CÉCILE G. & DELAHAYE D., 2017 - Les transformations anthropiques d'un cours d'eau de faible énergie et leurs conséquences, approche géomorphologique et géoarchéologique dans la moyenne vallée de la Seulles, Normandie. Géomorphologie relief processus environnement, 23, 121-138, 10.4000/geomorphologie.11702.

BEAULNE J., GARNEAU M., MAGNAN G. & BOUCHER É., 2021 - Peat Deposits Store More Carbon than Trees in Forested Peatlands of the Boreal Biome. Scientific Reports, 11, (1), 2657, 10.1038/s41598-021-82004-x.

BEAUMONT L., 2022 - Répartition spatiale et chronostratigraphie des tufs associés aux tourbes holocènes du fond de vallée de la Somme entre Bourdon et Tirancourt (Somme). Mémoire de Master 2 Biodiversité, Écologie et Évolution (parcours Quaternaire, Préhistoire, Bioarchéologie). Muséum National d'Histoire Naturelle, 63 p.

BEAUMONT L., GARCIA C., ANTOINE P., BRASSEUR B., DABKOWSKI J. & LIMONDIN LOZOUET N., soumis - Les tufs calcaires de la Moyenne vallée de la Somme : répartition géographique et évolution à l'Holocène. En relecture, revue Géomoprholgie.

BEBERMEIER W., HOELZMANN P., MEYER M., SCHIMPF S. & SCHÜTT B., 2018 - Lateglacial to Late Holocene landscape history derived from floodplain sediments in context to prehistoric settlement sites of the southern foreland of the Harz Mountains, Germany. Quaternary International, 463, 74-90, 10.1016/j.quaint.2016.08.026.

BELGRAND E., 1872 - La Seine: études hydrologiques. Dunod, 674 p.

BENSETTITI F., RAMEAU J.C. & CHEVALLIER H., 2001 - « Cahiers d'habitats » Natura 2000. Connaissance et gestion des habitats et des espèces d'intérêt communautaire. La Documentation française, Paris, MATE/MAP/MNHN, 339 et 423 p.

BENSETTITI F., GAUDILLAT V. & HAURY J., 2002 - « Cahiers d'habitats » Natura 2000. Connaissance et gestion des habitats et des espèces d'intérêt communautaire. La Documentation française, Paris, MATE/MAP/ MNHN, 457 p.

BEUN N. & BROQUET P., 1980 - Tectonique quaternaire (Holocène ?) dans la plaine littorale picarde des Bas-Champs de Cayeux et de leurs abords orientaux. Quaternaire, 17, (1), 47-52, 10.3406/quate.1980.1370.

BITA-NICOLAE C., HÁJEK M., JANSEN F. & TAHVANAINEN T., 2016 - Small-sedge base-rich fen and calcareous spring mire. European Red List of Habitats - Mires Habitat Group. p. 11.

BLAAUW M. & CHRISTEN J.A., 2011 - Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. Bayesian Analysis, 6, (3), 457-474, 10.1214/11-BA618.

BLAAUW M., CHRISTEN J.A., AQUINO LOPEZ M.A., ESQUIVEL VAZQUEZ J., GONZALEZ V O.M., BELDING T., THEILER J., GOUGH B. & KARNEY C., 2022 - Package 'rbacon', Age-Depth Modelling using Bayesian Statistics. décembre 2022.

BLANCHET J.-C., 1976 - L'âge du bronze en Picardie. Revue archéologique de Picardie, 7, (1), 29-42, 10.3406/pica.1976.1179.

DE BONNARD A.H., 1809 - Notice sur les tourbières du département du Pas-de-Calais. p. 121-155.

BORKENHAGEN A. & COOPER D.J., 2016 - Creating Fen Initiation Conditions: A New Approach for Peatland Reclamation in the Oil Sands Region of Alberta. Journal of Applied Ecology, 53, (2), 550-558, 10.1111/1365-2664.12555.

BOUCHER DE PERTHES J., 1847 - Antiquités celtiques et antédiluviennes, mémoire sur l'industrie primitive et les arts à leur origine. Paillart, Abbeville, 833 p., https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b8626670p.

BOURDIER F., 1969 - Excursion dans le Bassin de Paris de l'Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire du 18 au 28 août 1969 : Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris, (21), 231.

BOURDIER F. & LAUTRIDOU J.-P., 1974 - Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse-Seine. Quaternaire, 11, (3), 109-111, 10.3406/quate.1974.2119.

BRANIGAN K., EDWARDS K.J. & MERRONY C., 2002 - Bronze Age Fuel: The Oldest Direct Evidence for Deep Peat Cutting and Stack Construction? Antiquity, 76, (293), 849-855, 10.1017/S0003598X0009133X.

BRASSEUR B., SPICHER F., LENOIR J., GALLET-MORON E., BURIDANT J. & HOREN H., 2018 - What Deep-Soil Profiles Can Teach Us on Deep-Time pH Dynamics after Land Use Change? Land Degradation & Development, 29, (9), 2951-2961, 10.1002/ldr.3065.

BREUIL ABBÉ H., 1910 - L'Âge du Bronze dans le bassin de Paris. (11, p. 503-534, 12, 283-296 ; 13, 467-475 ; 14, 501-518 ; 16, 149-171, 18, 513-533, 19, 251-264.).

BRIGGS D.J., GILBERTSON D.D. & HARRIS A.L., 1990 - Molluscan Taphonomy in a Braided River Environment and Its Implications for Studies of Quaternary Cold-Stage River Deposits. Journal of Biogeography, 17, (6), 623-637, 10.2307/2845144.

BROOTHAERTS N., NOTEBAERT B., VERSTRAETEN G., KASSE C., BOHNCKE S. & VANDENBERGHE J., 2014 a- Non-Uniform and Diachronous Holocene Floodplain Evolution: A Case Study from the Dijle Catchment, Belgium. Journal of Quaternary Science, 29, (4), 351-360, 10.1002/jqs.2709.

BROOTHAERTS N., VERSTRAETEN G., KASSE C., BOHNCKE S., NOTEBAERT B. & VANDENBERGHE J., 2014 b- From natural to human-dominated floodplain geoecology – A Holocene perspective for the Dijle catchment, Belgium. Anthropocene, 8, 46-58, 10.1016/j.ancene.2014.12.001.

BROOTHAERTS N., VERSTRAETEN G., NOTEBAERT B., ASSENDELFT R., KASSE C. (KEES), BOHNCKE S. & VANDENBERGHE J., 2013 - Sensitivity of floodplain geoecology to human impact—A Holocene perspective for the headwaters of the Dijle catchment, Central Belgium. The Holocene, 23, 10.1177/0959683613489583.

BROWN A.G. & BARBER K.E., 1985 - Late Holocene Paleoecology and Sedimentary History of a Small Lowland Catchment in Central England. Quaternary Research, 24, (1), 87-102, 10.1016/0033-5894(85)90085-7.

BROWN A.G., LESPEZ L., SEAR D.A., MACAIRE J.-J., HOUBEN P., KLIMEK K., BRAZIER R.E., VAN OOST K. & PEARS B., 2018 - Natural vs anthropogenic streams in Europe: History, ecology and implications for restoration, river-rewilding and riverine ecosystem services. Earth-Science Reviews, 180, 185-205, 10.1016/j.earscirev.2018.02.001.

BRUN P., BUCHEZ N., GAUDEFROY S., TALON M., LE GOFF I., MALRAIN F. & MATTERNE V., 2005 - Protohistoire ancienne en Picardie. Revue archéologique de Picardie, 3, (1), 99-120, 10.3406/pica.2005.2460.

BRUNAUX J.-L., FICHTL S. & MARCHAND, 1990 - Die Ausgrabungen am Haupttor des « Camp César » bei La Chaussée-Tirancourt (Dépt Somme, Frankreich). Saalburg Jahrbuch, 45, 5-23.

BULS T., ANDERSKOUV K., FABRICIUS I.L., FRIEND P.L., THOMPSON C.E.L. & STEMMERIK L., 2015 - Production of Calcareous Nannofossil Ooze For Sedimentological Experiments. Journal of Sedimentary Research, 85, (10), 1228-1237, 10.2110/jsr.2015.80.

BUTEUX CH.JH., 1864 - Esquisse géologique du département de la Somme. 140 p.

CANDEL J.H.J., KLEINHANS M.G., MAKASKE B., HOEK W.Z., QUIK C. & WALLINGA J., 2018 - Late Holocene Channel Pattern Change from Laterally Stable to Meandering – a Palaeohydrological Reconstruction. Earth Surface Dynamics, 6, (3), 723-741, 10.5194/esurf-6-723-2018.

CAOUS J. & RESENDE S., 1975 - Ressources en sables et graviers alluvionnaires de la vallée de la Somme et de ses principaux affluents. BRGM, Ministère de l'industrie et de la recherche, Conseil Général de la Somme, 223 p.

CASTANET C., BURNOUF J., CAMERLYNCK C., CARCAUD N., CYPRIEN-CHOUIN A.-L., GARCIN M. & LAMOTHE M., 2019 - Chapitre VIII. Dynamique fluviale holocène de la Loire moyenne (val d'Orléans, France) : Réponses à la variabilité climatique et aux activités anthropiques. In G. Arnaud-Fassetta (ed.), La géoarchéologie française au xxie siècle. CNRS Alpha. CNRS Éditions, Paris, 119-130, 10.4000/books.editionscnrs.22041.

CATTEAU E., FRANÇOIS R., PREY T. & FARVACQUES C., 2017 - Analyse d'un système de végétations menacées : les tourbières neutro-alcalines du nord-ouest de la France.

CELET P. & MONCIARDINI C., 1978 - Notice explicative - carte géologique de Péronne. BRGM, XXV-8.

CHAMBERS F., BEILMAN D. & YU Z., 2010 - Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. Mires and Peat, 7, 1-10.

CHAPMAN S., BUTTLER A., FRANCEZ A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE F., VASANDER H., SCHLOTER M., COMBE J., GROSVERNIER P., HARMS H., EPRON D., GILBERT D. & MITCHELL E., 2003 - Exploitation of Northern Peatlands and Biodiversity Maintenance: A Conflict between Economy and Ecology. Frontiers in Ecology and the Environment, 1, (10), 525-532, 10.1890/1540-9295(2003)001[0525:EONPAB]2.0.CO;2.

CHARLTON R., 2007 - Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge, London, 280 p., 10.4324/9780203371084.

CHARMAN D.J., BROWN A.D., HENDON D. & KAROFELD E., 2004 - Testing the relationship between Holocene peatland palaeoclimate reconstructions and instrumental data at two European sites. Quaternary Science Reviews, 23, (1), 137-143, 10.1016/j.quascirev.2003.10.006.

CHAUSSÉ C., LEROYER C., GIRARDCLOS O., ALLENET G., PION P. & RAYMOND P., 2008 - Holocene History of the River Seine, Paris, France: Bio-Chronostratigraphic and Geomorphological Evidence from the Quai-Branly. The Holocene, 18, (6), 967-980, 10.1177/0959683608093535.

CLAUZEL C., 2015 - Dynamiques de l'occupation du sol et mutations des usages dans les zones humides urbaines. Étude comparée des hortillonnages d'Amiens (France) et des chinampas de Xochimilco (Mexique). 374.

CLEMENT A.C. & PETERSON L.C., 2008 - Mechanisms of Abrupt Climate Change of the Last Glacial Period. Reviews of Geophysics, 46, (4), 10.1029/2006RG000204.

CLOQUIER C., 2006 - L'extraction et l'exploitation de la tourbe. Quadrilobe, (1), 59-67.

COLLINS P.E.F., WORSLEY P., KEITH-LUCAS D.M. & FENWICK I.M., 2006 - Floodplain environmental change during the Younger Dryas and Holocene in Northwest Europe: Insights from the lower Kennet Valley, south central England. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 233, (1), 113-133, 10.1016/j.palaeo.2005.09.014.

COMMONT V., 1910 - Note sur les Tufs et Tourbes de divers âges de la Vallée de la Somme : mode de formation et chronologie d'après la faune et l'industrie que renferme ces dépôts. Annales de la Société Géologique du Nord, XXXIX, 209-248.

COMMONT V., 1912 a - Chronologie et stratigraphie des industries Néolithiques et Paléolithiques dans les dépôts Holocènes et Pléistocènes du Nord de la France. In Congrès de Nîmes, Comptes Rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences. Paris, , 502-507.

COMMONT V., 1912 b- Chronologie et stratigraphie des industries protohistoriques, néolithiques et paléolithiques dans les dépôts holocènes et pleistocènes du nord de la France et en particulier de la vallée de la Somme : remarques et comparaisons relatives aux loess et aux glaciations. In Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie préhistoriques, Genève, , 238-254.

COQUIDÉ E., 1912 a- Etude des formations récentes de la vallée de la Somme et du littoral avoisinant. Bulletin de la Société Linnéenne du Nord de la France, XIX, (390), 341-417.

COQUIDÉ E., 1912 b- Recherches sur les propriétés des sols tourbeux de la Picardie. 1912.

COUDRET P., 1992 - Premières observations sur le gisement paléolithique supérieur final de la Vierge Catherine à Saleux (Somme). Bulletin de la Société préhistorique française, 89, (2), 42-47, 10.3406/bspf.1992.9496.

COUDRET P., ANTOINE P., BRIDAULT A., CASPAR J.P., DEFGNÉE A., MUNAUT A.-V. & PERNAUD J.M., 1995 a- Saleux - la Vierge Catherine, Un gisement Tardiglaciaire et Holocène de la Vallée de la Selle (Somme),

COUDRET P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.-V., 1995 b- Le gisement paléolithique final des Prés du Mesnil à La Chaussée-Tirancourt (Somme). Bulletin de la Société préhistorique française, 92, (2), 227-234, 10.3406/bspf.1995.10008.

COUDRET P. & FAGNART J.-P., 2015 - Recent research on the final Palaeolithic site of Saleux (France, Somme). No Stone Unturned: Papers in Honour of Roger Jacobi, 136-155.

COUTARD S., DUCROCQ T., LIMONDIN-LOZOUET N., BRIDAULT A., LEROYER C., ALLENET G. & PASTRE J.-F., 2010 - Contexte géomorphologique, chronostratigraphique et paléoenvironnemental des sites mésolithiques et paléolithiques de Warluis dans la vallée du Thérain (Oise, France). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 21/4), 357-384, 10.4000/quaternaire.5685.

CREZEE B., DARGIE G.C., EWANGO C.E.N., MITCHARD E.T.A., EMBA B. O., KANYAMA T. J., BOLA P., NDJANGO J.-B.N., GIRKIN N.T., BOCKO Y.E., IFO S.A., HUBAU W., SEIDENSTICKER D., BATUMIKE R., IMANI G., CUNÍ-SANCHEZ A., KIAHTIPES C.A., LEBAMBA J., WOTZKA H.-P., BEAN H., BAKER T.R., BAIRD A.J., BOOM A., MORRIS P.J., PAGE S.E., LAWSON I.T. & LEWIS S.L., 2022 - Mapping Peat Thickness and Carbon Stocks of the Central Congo Basin Using Field Data. Nature Geoscience, 15, (8), 639-644, 10.1038/s41561-022-00966-7.

CRUTZEN P.J., 2006 - The "Anthropocene". In E. Ehlers et T. Krafft (eds.), Earth System Science in the Anthropocene. Springer, Berlin, Heidelberg, 13-18, 10.1007/3-540-26590-2_3.

CSIKI S. & RHOADS B.L., 2010 - Hydraulic and Geomorphological Effects of Run-of-River Dams. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 34, (6), 755-780, 10.1177/0309133310369435.

CUBIZOLLE H., GEORGES V., LATOUR C., ARGANT J. & SERIEYSSOL K., 2004 - La turfigenèse à la fin du Subboréal et au Subatlantique dans les tourbières basses du Massif Central oriental granitique (France): une manifestation de l'action humaine ?[Peat inception and peat accumulation at the end of the Sub Boreal and during the Sub-Atlantic in the granitic eastern Massif central (France) : an evidence for human activity]. Quaternaire, 15, (4), 343-359, 10.3406/quate.2004.1780.

CUBIZOLLE H., BONNEL P., OBERLIN C., TOURMAN A. & PORTERET J., 2007 - Advantages and Limits of Radiocarbon Dating Applied to Peat Inception during the End of the Lateglacial and the Holocene: The Example of Mires in the Eastern Massif Central (France). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 18/2), 187-208, 10.4000/quaternaire.1049.

CUBIZOLLE H., FASSION F., ARGANT J., LATOUR-ARGANT C., GALET P. & OBERLIN C., 2012 - Mire Initiation, Climatic Change and Agricultural Expansion over the Course of the Late-Holocene in the Massif Central Mountain Range (France): Causal Links and Implications for Mire Conservation. Quaternary International, 251, 77-96, 10.1016/j.quaint.2011.07.001.

CUBIZOLLE H., 2019 - Les tourbières et la tourbe: géographie, hydro-écologie, usages et gestion conservatoire. Environnement. Lavoisier-Tec & Doc, Paris, 472 p.

DABKOWSKI J., 2020 - The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? Quaternary Science Reviews, 230, 106141, 10.1016/j.quascirev.2019.106141.

DAVID R., 2014 - Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France : reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain. These de doctorat. Rennes 1, https://www.theses.fr/2014REN1S018.

DAVID R., LEROYER C., MAZIER F., LANOS P., DUFRESNE P., RIBEMONT G.A. DE & AOUSTIN D., 2012 - Les transformations de la végétation du bassin parisien par la modélisation des données polliniques holocènes.

DAVID R., LEROYER C. & MAZIER F., 2015 - Les modélisations du couvert végétal en palynologie. Les nouvelles de l'archéologie, (138), 44-49, 10.4000/nda.2765.

DE FRENNE P., LENOIR J., LUOTO M., SCHEFFERS B.R., ZELLWEGER F., AALTO J., ASHCROFT M.B., CHRISTIANSEN D.M., DECOCQ G., DE PAUW K., GOVAERT S., GREISER C., GRIL E., HAMPE A., JUCKER T., KLINGES D.H., KOELEMEIJER I.A., LEMBRECHTS J.J., MARREC R., MEEUSSEN C., OGÉE J., TYYSTJÄRVI V., VANGANSBEKE P. & HYLANDER K., 2021 - Forest Microclimates and Climate Change: Importance, Drivers and Future Research Agenda. Global Change Biology, 27, (11), 2279-2297, 10.1111/gcb.15569.

DE LA PLATIÈRE R., 1783 - L'art du tourbier ou traité des différentes manières d'extraire de la tourbe, et de l'employer ; précédé d'une dissertation sur sa formation et les changements qu'elle subit. Neufchâtel, de l'imprimerie de la Société typographique, 560 p.

DE MORTILLET G., 1872 - Le Préhistorique, antiquité de l'homme. Paris, Reinwald, 642 p.

DEBRAY H., 1873 - Etude géologique & archéologique de quelques tourbières du littoral flamand et du département de la Somme. Paris, J.B. Dumoulin Libraire, 56 p.

DÉCHELETTE J. (1862-1914) A. DU TEXTE, 1910 - Manuel d'archéologie préhistorique, celtique et gallo-romaine. 2, Archéologie celtique ou protohistorique / par Joseph Déchelette. Première partie, Age du bronze.

DEFFRESSIGNE S., RIBEMONT G., CHAUSSÉ C., JOLLY-SAAD M.-C., LEROYER C., WIETHOLD J. & ZECH-MATTERNE V., 2016 - Un moulin en bois de la première moitié du Ier siècle à Art-sur-Meurthe, L'Embanie (Department Meurthe-et-Moselle, France). 75-89.

DEFGNÉE A. & MUNAUT A.-V., 1999 - Dury « le Moulin » (Somme) analyses palynologiques. Revue archéologique de Picardie, (1/2), 261-262.

DEJEAN (GÉNÉRAL), 1803 - Mémoire sur la manière d'extraire et de préparer la tourbe dans les provinces de Hollande et d'Utrecht. Journal des Mines, 89, 337-370.

DELHON C., THIÉBAULT S., BROCHIER J.L. & BERGER JEAN-F., 2010 - Vegetation dynamics during lateglacial and early holocene in the middle Rhone valley inferred from charcoal analysis. Quaternaire, 21, 281-293.

DEMANGEON A. (1872-1940) - La Picardie et les régions voisines : Artois, Cambrésis, Beauvaisis.

DENDIEVEL A.-M., DIETRE B., CUBIZOLLE H., HAJDAS I., KOFLER W., OBERLIN C. & HAAS J.N., 2019 - Holocene Paleoecological Changes and Agro-Pastoral Impact on the La Narce Du Béage Mire (Massif Central, France). The Holocene, 29, (6), 992-1010, 10.1177/0959683619831416.

DENDIEVEL A.-M., JOUFFROY-BAPICOT I., ARGANT J., SCHOLTÈS A., TOURMAN A., BEAULIEU J.-L. DE & CUBIZOLLE H., 2020 - From Natural to Cultural Mires during the Last 15 Ka Years: An Integrated Approach Comparing 14C Ages on Basal Peat Layers with Geomorphological, Palaeoecological and Archaeological Data (Eastern Massif Central, France). Quaternary Science Reviews, 233, 106219, 10.1016/j.quascirev.2020.106219.

DEPREUX B., QUIQUEREZ A., BÉGEOT C., CAMERLYNCK C., WALTER-SIMONNET A.-V., RUFFALDI P. & MARTINEAU R., 2019 - Small Headwater Stream Evolution in Response to Lateglacial and Early Holocene Climatic Changes and Geomorphological Features in the Saint-Gond Marshes (Paris Basin, France). Geomorphology, 345, 106830, 10.1016/j.geomorph.2019.07.017.

DEREX J.-M. & GRÉGOIRE F., 2009 - Histoire économique et sociale de la tourbe et des tourbières. Histoire et terres humides. Estuarium et GHZH, 313 p.

DESCHODT L., 2005 - Un aménagement hydraulique du 5ème siècle ap. J.-C., à Étouvie (Amiens, Somme). In Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine. Actes de la table-ronde de Molesme. Série « Environnement, Sociétés et Archéologie ». Presse universitaire de Franche-Comté, Table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999, 161-172.

DESCHODT L. & HARNAY V., 1997 - Amiens-Etouvie (Somme) « Le chemin de la Marine » 1996, Centre d'entretien SANEF, Analyse stratigraphique des dépôts fluviatiles holocènes et aménagements hydrauliques gallo-romains. Document final de synthèse, AFAN.

DESCHODT L., SALVADOR P.-G. & BOULEN M., 2004 - Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France). Quaternaire, 15, (3), 269-284, 10.3406/quate.2004.1774.

DESCHODT L., A.-V. MUNAUT, LIMONDIN-LOZOUET N. & BOULEN M., 2008 - Lambersart « Les Conquérants » (vallée de la Deûle, Nord de la France) : une transition versantfond de vallée au début glaciaire et Pléniglaciaire weichselien. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 19/4), 255-274, 10.4000/quaternaire.4722.

DESCHODT L., SALVADOR P.-G., FERAY P. & SCHWENNINGER J.-L., 2012 - Transect partiel de la plaine de la Scarpe (bassin de l'Escaut, nord de la France). Stratigraphie et évolution paléogéographique du Pléniglaciaire

supérieur à l'Holocène récent. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 23/1), 87-116, 10.4000/quaternaire.6116.

DESCHODT L., 2014 - Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut. Theses. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, , https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01397076.

DESCHODT L., HÉRISSON D., ANTOINE P., LOCHT J.-L., GAUTHIER A., LIMONDIN-LOZOUET N., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., GHALEB B., MARÉCHAL C., VALLIN L., LEBRETON L., AUDIARD B., HULIN G., JAMET G., SHAO Q., FALGUÈRES C., LÉCUYER C., AMIOT R., STOETZEL E., BAILON S., MASSON B., COUTARD S., SÉVÊQUE N., LOUGUET S., PETITE Y. & VIRMOUX C., 2023 - Waziers le Bas-Terroir (plaine de la Scarpe, nord de la France) : synthèse des études sur les observations 2011-2015 et mise en évidence d'un enregistrement sédimentaire continu de la fin du saalien (SIM 6) à l'optimum eemien (SIM 5e). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 34/1), 45-63, 10.4000/quaternaire.17705.

DESRUELLES S., GHILARDI M., CLOQUIER C., DELANGHE D., BUCHOT Y., HERMITTE D., PARISOT J.-C. & HOEBLICH J.-M., 2021 - Mid-to Late Holocene Landscape Reconstruction of the Maye Estuary (Picardy, Northern France) and Its Implications for Human Occupation. Quaternary International, 601, 49-65, 10.1016/j.quaint.2021.05.019.

DIGGELEN R., MIDDLETON B., BAKKER J., GROOTJANS A.P. & WASSEN M., 2006 - Fens and floodplains of the temperate zone: Present status, threats, conservation and restoration. Applied Vegetation Science, 9, 157-162, 10.1111/j.1654-109X.2006.tb00664.x.

DOBROWOLSKI R., BAŁAGA K., BUCZEK A., ALEXANDROWICZ W.P., MAZUREK M., HAŁAS S. & PIOTROWSKA N., 2016 - Multi-Proxy Evidence of Holocene Climate Variability in Volhynia Upland (SE Poland) Recorded in Spring-Fed Fen Deposits from the Komarów Site. The Holocene, 26, (9), 1406-1425, 10.1177/0959683616640038.

DOBROWOLSKI R., MAZUREK M., OSADOWSKI Z., ALEXANDROWICZ W.P., PIDEK I.A., PAZDUR A., PIOTROWSKA N., DRZYMULSKA D. & URBAN D., 2019 - Holocene Environmental Changes in Northern Poland Recorded in Alkaline Spring-Fed Fen Deposits – A Multi-Proxy Approach. Quaternary Science Reviews, 219, 236-262, 10.1016/j.quascirev.2019.05.027.

DUBOIS G., 1949 - Les tourbières françaises. Deuxième partie : Résultats des prospections. Inventaires et stratégies tourbières. Ministère de l'industrie et du commerce, 634 p., https://reseau-cen-doc.org/dyn/portal/index.seam?aloId=18443&page=alo&fonds=&nat=1&cid=31.

DUBOIS G. & DUBOIS C., 1935 - Tourbes de la Somme en aval d'Amiens. Annales de la Société Géologique du Nord, Tome 60, 100-106.

DUBOIS P., 1908 - Les tourbières de la Somme. 1908. p. 94-98.

DUBOULOZ J., BOSTYN F., CHARTIER M., COTTIAUX R. & LE BOLLOCH M., 2005 - La recherche archéologique sur le Néolithique en Picardie. Revue archéologique de Picardie, 3, (1), 63-98, 10.3406/pica.2005.2458.

DUCROCQ T., 2001 - Le Mésolithique du Bassin de la Somme. Publication du CERP, 7. Villeneuve d'Ascq, Centre d'études et de Recherches Préhistoriques-Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, 255 p.

DUCROCQ T., 2014 - Une évolution complexe du mésolithique en Picardie. Palethnologie. Archéologie et sciences humaines, (6), 10.4000/palethnologie.1398.

DUCROCQ T. & KETTERER I., 1995 - Le gisement mésolithique du « Petit Marais », La Chaussée-Tirancourt (Somme). Bulletin de la Société préhistorique française, 92, (2), 249-260, 10.3406/bspf.1995.10010.

DUCROCQ T. & ANTOINE P., 1996 - Amiens, pénétrante ouest entre la rue Lecoq et la rue Lucas. Rapport de sondage, AFAN, 54 p.

DUVAL J., CALLOU C. & HORARD-HERBIN M.-P., 2011 - Le castor Castor fiber Linnaeus, 1758 en France. Étude archéozoologique. Anthropozoologica, 46, (2), 7-39.

EBBESEN H. & HALD M., 2004 - Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic. Geology, 32, (8), 673-676, 10.1130/G20653.1.

EHLERS J., GIBBARD P.L. & HUGHES P.D. (eds.), 2011 - Quaternary glaciations - extent and chronology: a closer look. Developments in Quaternary science, 15. Elsevier, Amsterdam ; Boston, 1108 p.

EMONTSPOHL A.F., 1994 - Évolution holocène de la végétation dans la Haute Somme (Proyart) le rôle de Fagus en France septentrionale. Belgian Journal of Botany, 127, (2), 123-133.

EMONTSPOHL A.F. & VERMEERSCH D., 1991 - Premier exemple d'une succession Bölling Dryas II - Allerød en Picardie (Famechon, Somme). Quaternaire, 2, (1), 17-25, 10.3406/quate.1991.1949.

EVANS C.D., PEACOCK M., BAIRD A.J., ARTZ R.R.E., BURDEN A., CALLAGHAN N., CHAPMAN P.J., COOPER H.M., COYLE M., CRAIG E., CUMMING A., DIXON S., GAUCI V., GRAYSON R.P., HELFTER C., HEPPELL C.M., HOLDEN J., JONES D.L., KADUK J., LEVY P., MATTHEWS R., MCNAMARA N.P., MISSELBROOK T., OAKLEY S., PAGE S.E., RAYMENT M., RIDLEY L.M., STANLEY K.M., WILLIAMSON J.L., WORRALL F. & MORRISON R., 2021 - Overriding Water Table Control on Managed Peatland Greenhouse Gas Emissions. Nature, 593, (7860), 548-552, 10.1038/s41586-021-03523-1.

FAGNART J.-P., 1997 - La fin des temps glaciaires dans le Nord de la France : approches archéologique et environnementale des occupations humaines du Tardiglaciaire. Mémoires de la Société Préhistorique Française, 24. Société Préhistorique Française, Paris, 270 p.

FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.-V., 1995 - Le gisement paléolithique supérieur final du marais de Flixecourt (Somme). Bulletin de la Société préhistorique française, 92, (2), 235-248, 10.3406/bspf.1995.10009.

FAGNART J.-P., COUDRET P. & SOUFFI B., 2008 - Les occupations mésolithiques du gisement de Saleux (Somme). Le début du Mésolithique en Europe du Nord-Ouest, 107-133.

FAVRE E., ESCARGUEL G., SUC J.-P., VIDAL G. & THÉVENOD L., 2008 - A Contribution to Deciphering the Meaning of AP/NAP with Respect to Vegetation Cover. Review of Palaeobotany and Palynology, 148, (1), 13-35, 10.1016/j.revpalbo.2007.08.003.

FERNÁNDEZ-PASCUAL E. & CORREIA-ÁLVAREZ E., 2021 - Mire Microclimate: Groundwater Buffers Temperature in Waterlogged versus Dry Soils. International Journal of Climatology, 41, (S1), 2949-2958, https://doi.org/10.1002/joc.6893.

FICHTL S., 1995 - Les fouilles de la porte intérieure du site fortifié de la Chaussée-Tirancourt (Somme). Revue archéologique de Picardie, 1, (1), 135-148, 10.3406/pica.1995.2155.

FLUET-CHOUINARD E., STOCKER B.D., ZHANG Z., MALHOTRA A., MELTON J.R., POULTER B., KAPLAN J.O., GOLDEWIJK K.K., SIEBERT S., MINAYEVA T., HUGELIUS G., JOOSTEN H., BARTHELMES A., PRIGENT C., AIRES F., HOYT A.M.,

DAVIDSON N., FINLAYSON C.M., LEHNER B., JACKSON R.B. & MCINTYRE P.B., 2023 - Extensive Global Wetland Loss over the Past Three Centuries. Nature, 614, (7947), 281-286, 10.1038/s41586-022-05572-6.

FOSSIER R., 1974 - Histoire de Picardie. Edouard Privat, 458 p.

FOULDS S.A. & MACKLIN M.G., 2006 - Holocene Land-Use Change and Its Impact on River Basin Dynamics in Great Britain and Ireland. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 30, (5), 589-604, 10.1177/0309133306071143.

FRANÇOIS R., 2006 - Observations floristiques remarquables en haute vallée de la Somme de Corbie (80) à Pargny (02). Bulletin Mensuel de la Societe Linneenne de Lyon,

FRANÇOIS R., 2023 - Les 15 000 hectares de tourbières alcalines des vallées de Somme et d'Avre (Picardie) Première partie : milieu physique et géohistoire.

FRIES M., 1967 - Lennart von Post's Pollen Diagram Series of 1916. Review of Palaeobotany and Palynology, 4, (1), 9-13, 10.1016/0034-6667(67)90169-8.

GAŁKA M., AUNINA L., FEURDEAN A., HUTCHINSON S., KOŁACZEK P. & APOLINARSKA K., 2017 - Rich Fen Development in CE Europe, Resilience to Climate Change and Human Impact over the Last ca. 3500years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 473, 57-72, 10.1016/j.palaeo.2017.02.030.

GAŁKA M., FEURDEAN A., SIM T.G., TOBOLSKI K., AUNINA L. & APOLINARSKA K., 2021 - A Multi-Proxy Long-Term Ecological Investigation into the Development of a Late Holocene Calcareous Spring-Fed Fen Ecosystem (Raganu Mire) and Boreal Forest at the SE Baltic Coast (Latvia). Ecological Indicators, 126, 107673, 10.1016/j.ecolind.2021.107673.

GAO C., BOREHAM S., PREECE R.C., GIBBARD P.L. & BRIANT R.M., 2007 - Fluvial Response to Rapid Climate Change during the Devensian (Weichselian) Lateglacial in the River Great Ouse, Southern England, UK. Sedimentary Geology, 202, (1), 193-210, 10.1016/j.sedgeo.2007.02.004.

GARCIA C., ANTOINE P. & BRASSEUR B., 2022 - Les séquences tourbeuses des fonds de vallées du bassin de la Somme (France) : historique des recherches, diversité des concepts et perspectives. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol.33/1), 25-45, 10.4000/quaternaire.16574.

GARCIN Y., SCHEFUSS E., DARGIE G.C., HAWTHORNE D., LAWSON I.T., SEBAG D., BIDDULPH G.E., CREZEE B., BOCKO Y.E., IFO S.A., MAMPOUYA WENINA Y.E., MBEMBA M., EWANGO C.E.N., EMBA O., BOLA P., KANYAMA TABU J., TYRRELL G., YOUNG D.M., GASSIER G., GIRKIN N.T., VANE C.H., ADATTE T., BAIRD A.J., BOOM A., GULLIVER P., MORRIS P.J., PAGE S.E., SJÖGERSTEN S. & LEWIS S.L., 2022 - Hydroclimatic Vulnerability of Peat Carbon in the Central Congo Basin. Nature, 10.1038/s41586-022-05389-3.

GARDNER R.C. & FINLAYSON M., 2018 - Perspectives mondiales des zones humides : état des zones humides à l'échelle mondiale et des services qu'elles fournissent à l'humanité. Convention de Ramsar sur les zones humides., Gland, Suisse, 85 p.

GAUTHIER E., JASSEY V., MITCHELL E., LAMENTOWICZ M., PAYNE R., DELARUE F., LAGGOUN-DÉFARGE F., GILBERT D. & RICHARD H., 2019 - From Climatic to Anthropogenic Drivers: A Multi-Proxy Reconstruction of Vegetation and Peatland Development in the French Jura Mountains. Quaternary, 2, 38, 10.3390/quat2040038.

VAN GEEL B., BRINKKEMPER O., REENEN G.B.A. VAN, VAN DER PUTTEN N.N.L., SYBENGA J.E., SOONIUS C., KOOIJMAN A.M., HAKBIJL T. & GOSLING W.D., 2020 - Multicore Study of Upper Holocene Mire Development in West-

Frisia, Northern Netherlands: Ecological and Archaeological Aspects. Quaternary, 3, (2), 12, 10.3390/quat3020012.

VAN GEEL B., BUURMAN J. & WATERBOLK H.T., 1996 - Archaeological and Palaeoecological Indications of an Abrupt Climate Change in The Netherlands, and Evidence for Climatological Teleconnections around 2650 BP. Journal of Quaternary Science, 11, (6), 451-460, 10.1002/(SICI)1099-1417(199611/12)11:6<451::AID-JQS275>3.0.CO;2-9.

GEWIN V., 2020 - How Peat Could Protect the Planet. Nature, 578, (7794), 204-208, 10.1038/d41586-020-00355-3.

GILBERT D., AMBLARD C., BOURDIER G. & FRANCEZ A.-J., 1998 - The Microbial Loop at the Surface of a Peatland:Structure, Function, and Impact of Nutrient Input. Microbial Ecology, 35, (1), 83-93, 10.1007/s002489900062.

GOBAT J.-M., ARAGNO M. & MATTHEY W., 2010 - Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols. PPUR Presses polytechniques, 846 p.

GODARD J., 1967 - Les ports maritimes de la Somme et leur arrière-pays. Esquisse de leur évolution historique. Hommes et Terres du Nord, 2, (1), 72-76, 10.3406/htn.1967.1331.

GONNET A., TODISCO D., RASSE M., MOURALIS D. & LEPERT T., 2023 - Soil erosion and anthropogenic impact on landscape evolution over the past 2500 years: A case study of the Villers-Ecalles dry valley (Seine-Maritime, Normandy, France). Geomorphology, 427, 108623, 10.1016/j.geomorph.2023.108623.

GORCZYŃSKA A., STÉPHAN P., PAILLER Y., NICOLAS C., PENAUD A., DAVID O., VIDAL M. & LE GALL B., 2023 - Holocene Evolution of Coastal Dunes in Western France: Regional Reconstruction from Archaeological and Historical Data. Aeolian Research, 60, 100851, 10.1016/j.aeolia.2022.100851.

GOSLIN J., VLIET-LANOË B.V., STÉPHAN P., DELACOURT C., FERNANE A., GANDOUIN E., HÉNAFF A., PENAUD A. & SUANEZ S., 2013 - Holocene Relative Sea-Level Changes in Western Brittany (France) between 7600 and 4000 Cal. BP: Reconstitution from Basal-Peat Deposits. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 19, (4), 425-444, 10.4000/geomorphologie.10386.

GOSSELET J., 1880 - Division à établir dans le terrain diluvien de la vallée de la Somme. Annales de la Société Géologique du Nord, VII, 165-171.

GOSSELET J., 1903 - Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines. 4ème fascicule. Terrains quaternaires. Lilliad - Université de Lille - Sciences et technologies, https://iris.univ-lille.fr/handle/1908/3369.

GOUDIE A.S., VILES H.A. & PENTECOST A., 1993 - The Late-Holocene Tufa Decline in Europe. The Holocene, 3, (2), 181-186, 10.1177/095968369300300211.

GROOTJANS A.P., WOŁEJKO L., MARS H. DE, SMOLDERS A.J.P. & DIJK G. VAN, 2021 - On the Hydrological Relationship between Petrifying-Springs, Alkaline-Fens, and Calcareous-Spring-Mires in the Lowlands of North-West and Central Europe; Consequences for Restoration. Mires and Peat, 27, (12), 1-18, 10.19189/MaP.2020.OMB.StA.2134.

GROSSE-BRAUCKMANN G., 1986 - Analysis of vegetative plant macrofossils. In B.E. Berlgund (ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Chichester, 591-618.

GRZYBOWSKI M. & GLIŃSKA-LEWCZUK K., 2020 - The Principal Threats to the Peatlands Habitats, in the Continental Bioregion of Central Europe – A Case Study of Peatland Conservation in Poland. Journal for Nature Conservation, 53, 125778, 10.1016/j.jnc.2019.125778.

HANSSON S.V., RYDBERG J., KYLANDER M., GALLAGHER K. & BINDLER R., 2013 - Evaluating Paleoproxies for Peat Decomposition and Their Relationship to Peat Geochemistry. The Holocene, 23, (12), 1666-1671, 10.1177/0959683613508160.

HÄRKÖNEN L.H., LEPISTÖ A., SARKKOLA S., KORTELAINEN P. & RÄIKE A., 2023 - Reviewing Peatland Forestry: Implications and Mitigation Measures for Freshwater Ecosystem Browning. Forest Ecology and Management, 531, 120776, 10.1016/j.foreco.2023.120776.

HEIRI O., LOTTER A.F. & LEMCKE G., 2001 - Loss on Ignition as a Method for Estimating Organic and Carbonate Content in Sediments: Reproducibility and Comparability of Results. Journal of Paleolimnology, 25, (1), 101-110, 10.1023/A:1008119611481.

HOEK W.Z., LAMMERTSMA E.I., BOHNCKE S.J.P., BOS J. A. A., BUNNIK F., KASSE C., SCHOKKER J. & WESTERHOFF W., 2017 - Lateglacial and Early Holocene Vegetation Development and Fluvial System Changes in the Northern Meuse Valley, the Netherlands: A Review of Palynological Data. Netherlands Journal of Geosciences, 96, (2), 93-114, 10.1017/njg.2017.4.

HOFFMANN F., 2019 - Les tufs et travertins en Périgord-Quercy. À la croisée des sciences. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac, 260 p., 10.4000/books.pub.1094.

HOFFMANN T., ERKENS G., COHEN K.M., HOUBEN P., SEIDEL J. & DIKAU R., 2007 - Holocene Floodplain Sediment Storage and Hillslope Erosion within the Rhine Catchment. The Holocene, 17, (1), 105-118, 10.1177/0959683607073287.

HOFFMANN T., LANG A. & DIKAU R., 2008 - Holocene River Activity: Analysing 14C-Dated Fluvial and Colluvial Sediments from Germany. Quaternary Science Reviews, 27, (21), 2031-2040, 10.1016/j.quascirev.2008.06.014.

HOFFMANN T., THORNDYCRAFT V.R., BROWN A.G., COULTHARD T.J., DAMNATI B., KALE V.S., MIDDELKOOP H., NOTEBAERT B. & WALLING D.E., 2010 - Human Impact on Fluvial Regimes and Sediment Flux during the Holocene: Review and Future Research Agenda. Global and Planetary Change, 72, (3), 87-98, 10.1016/j.gloplacha.2010.04.008.

HOLDEN J., 2005 - Peatland Hydrology and Carbon Release: Why Small-Scale Process Matters. Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 363, (1837), 2891-2913.

HOLDEN J., CHAPMAN P.J. & LABADZ J.C., 2004 - Artificial Drainage of Peatlands: Hydrological and Hydrochemical Process and Wetland Restoration. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 28, (1), 95-123, 10.1191/0309133304pp403ra.

HÖLZER A. & HÖLZER A., 1998 - Silicon and Titanium in Peat Profiles as Indicators of Human Impact. The Holocene, 8, (6), 685-696, 10.1191/095968398670694506.

HOUBEN P., 2003 - Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany. Quaternary Science Reviews, 22, (20), 2125-2140, 10.1016/S0277-3791(03)00181-1.

HOULLIER, 1932 - Sur la formation des travertins et de la tourbe dans la vallée de la Somme. In Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Paris, 3.

HUGHES P.D.M., MAUQUOY D., BARBER K.E. & LANGDON P.G., 2000 - Mire-Development Pathways and Palaeoclimatic Records from a Full Holocene Peat Archive at Walton Moss, Cumbria, England. The Holocene, 10, (4), 465-479, 10.1191/095968300675142023.

HUISINK M., 2000 - Changing River Styles in Response to Weichselian Climate Changes in the Vecht Valley, Eastern Netherlands. Sedimentary Geology, 133, (1), 115-134, 10.1016/S0037-0738(00)00030-0.

HUREL A. & COYE N., 2011 - Dans l'épaisseur du temps Archéologues et géologues inventent la préhistoire. Équipe de recherche Fabula, École Normale Supérieure, 45 rue d'Ulm, 75230 Paris Cedex 05, 442 p., https://www.fabula.org/actualites/a-hurel-n-coye-dir-dans-l-epaisseur-du-temps-archeologues-et-geologues-inventent-la-prehistoire_44586.php.

IUSS WORKING GROUP WRB, 2015 - Base de référence mondiale pour les ressources en sols 2014, Mise à jour 2015. Système international de classification des sols pour nommer les sols et élaborer des légendes de cartes pédologiques. Rapport sur les ressources en sols du monde, FAO, Rome, 216 p.

IUSS WORKING GROUP WRB, 2022 - World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria, 4e éd.

IZEMBART H. & LE BOUDEC B., 2004 - Le canal de la Somme: un ouvrage d'art comme invitation à découvrir le paysage. Conseil général de la Somme, Amiens.

JACKSON S. & HOBBS R., 2009 - Ecological Restoration in the Light of Ecological History. Science (New York, N.Y.), 325, 567-9, 10.1126/science.1172977.

JASSEY V.E.J., SIGNARBIEUX C., HÄTTENSCHWILER S., BRAGAZZA L., BUTTLER A., DELARUE F., FOURNIER B., GILBERT D., LAGGOUN-DÉFARGE F., LARA E., T. E. MILLS R., MITCHELL E.A.D., PAYNE R.J. & ROBROEK B.J.M., 2015 - An Unexpected Role for Mixotrophs in the Response of Peatland Carbon Cycling to Climate Warming. Scientific Reports, 5, (1), 16931, 10.1038/srep16931.

JEFFERY S., GARDIA C., JONES A., MONTANARELLA L., MARMO L., MIKO L., RITZ K., PERES G., RÖMBKE J. & PUTTEN W.H. VAN DER, 2010 - Atlas européen de la biodiversité des sols. Luxembourg, Commission européenne, Bureaud des Publications de l'Union européenne, 128 p., https://data.europa.eu/doi/10.2788/89331.

JOOSTEN H. & CLARKE D., 2003 - Wise use of mires: Background and principles. 239-250.

JOOSTEN H., SIRIN A., COUWENBERG J., LAINE J. & SMITH P., 2016 - The role of peatlands in climate regulation. In A. Bonn, H. Joosten, M. Evans, R. Stoneman et T. Allott (eds.), Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice. Ecological Reviews. Cambridge University Press, Cambridge, 63-76, 10.1017/CBO9781139177788.005.

JOOSTEN H., TANNEBERGER F. & MOEN A., 2017 - Mires and Peatlands of Europe.

JOUZEL J., LORIUS C., PETIT J.R., GENTHON C., BARKOV N.I., KOTLYAKOV V.M. & PETROV V.M., 1987 - Vostok Ice Core: A Continuous Isotope Temperature Record over the Last Climatic Cycle (160,000 Years). Nature, 329, (6138), 403-408, 10.1038/329403a0.

KALIS A.J., MERKT J. & WUNDERLICH J., 2003 - Environmental Changes during the Holocene Climatic Optimum in Central Europe - Human Impact and Natural Causes. Quaternary Science Reviews, 22, (1), 33-79, 10.1016/S0277-3791(02)00181-6.

KEMP J.T., 1889 - The Tufaceous deposits of the Test and Itchen. Papers and Proceedings of the Hampshire Field Club1889. p. 83-89.

KLEINHANS M.G., ROELOFS L., WEISSCHER S.A.H., LOKHORST I.R. & BRAAT L., 2022 - Estuarine Morphodynamics and Development Modified by Floodplain Formation. Earth Surface Dynamics, 10, (2), 367-381, 10.5194/esurf-10-367-2022.

KORHOLA A., RUPPEL M., SEPPÄ H., VÄLIRANTA M., VIRTANEN T. & WECKSTRÖM J., 2010 - The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. Quaternary Science Reviews, 29, (5), 611-617, 10.1016/j.quascirev.2009.12.010.

KORHOLA A., RUPPEL M., VIRTANEN T. & VÄLIRANTA M., 2015 - Postglacial Spatiotemporal Peatland Initiation and Lateral Expansion Dynamics in North America and Northern Europe: Implications to Carbon Uptake. 2015, B11C-0433.

KOSTER K., 2017 - 3D Characterization of Holocene Peat in the Netherlands: Implications for Coastal-Deltaic Subsidence. https://dspace.library.uu.nl/handle/1874/356785, consulté le 12 janvier 2024. .

ŁACHACZ A., KALISZ B., SOWIŃSKI P., SMRECZAK B. & NIEDŹWIECKI J., 2023 - Transformation of Organic Soils Due to Artificial Drainage and Agricultural Use in Poland. Agriculture, 13, (3), 634, 10.3390/agriculture13030634.

LAIHO R., 2006 - Decomposition in peatlands: Reconciling seemingly contrasting results on the impacts of lowered water levels. Soil Biology and Biochemistry, 38, (8), 2011-2024, 10.1016/j.soilbio.2006.02.017.

LAMENTOWICZ M., GAŁKA M., MILECKA K., TOBOLSKI K., LAMENTOWICZ Ł., FIAŁKIEWICZ-KOZIEŁ B. & BLAAUW M., 2013 - A 1300-Year Multi-Proxy, High-Resolution Record from a Rich Fen in Northern Poland: Reconstructing Hydrology, Land Use and Climate Change. Journal of Quaternary Science, 28, (6), 582-594, 10.1002/jqs.2650.

LAMOTHE L., 1901 - Sur le rôle des oscillations eustatiques du niveau de base dans la formation des systèmes de terrasses de quelques vallées. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, (132), 1428-1430.

LANDAIS A., CAPRON E., MASSON-DELMOTTE V., TOUCANNE S., RHODES R., POPP T., VINTHER B., MINSTER B. & PRIÉ F., 2018 - Ice Core Evidence for Decoupling between Midlatitude Atmospheric Water Cycle and Greenland Temperature during the Last Deglaciation. Climate of the Past, 14, (10), 1405-1415, 10.5194/cp-14-1405-2018.

DE LAPPARENT A., 1885 - Traité de géologie. Paris, 2e édition revue et très augmentée, 1504 p., https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k285898/f1292.item.

LARTET E., 1861 - Nouvelles recherches sur la coexistence de l'homme et des grands mammifères fossiles réputés caractéristiques de la dernière époque géologique. Annales des Sciences naturelles, II : Zoologie, (15 (3)), 177-253.

DE LIONNE L., 1781 - Discours prononcé à la séance publique de l'Académie des sciences, belles-lettres et arts d'Amiens, le 25 août 1776 ; par M. Laurent de Lionne, directeur des canaux de Picardie et de la Somme, sur l'utilité de ces canaux. https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k30430901.

LE BOUDEC B. & IZEMBART H., 2007 - Atlas des paysages de la Somme. Direction régionale de l'environnement Picardie, Amiens.

LEBRUN J., FRANÇOIS R. & COULOMBEL R., 2014 - Inventaire et cartographie des tourbières de Picardie - phase 1 : méthodologie et premier test en moyenne vallée de la Somme. Inventaire, 186 p.,

LEBRUN J., CARL. & HÉRAUDE M., 2020 - Inventaire et cartographie des tourbières des Hauts-de-France. Rapport méthodologique, Conservatoire d'Espaces Naturels des Hauts de France, Agence de l'Eau Artois-Picardie (AEAP), Agence de l'Eau Seine- Normandie (AESN), DREAL Hauts-de-France, 40 p. + annexes p.

LEIFELD J., MÜLLER M. & FUHRER J., 2011 - Peatland subsidence and carbon loss from drained temperate fens. Soil Use and Management, 27, 170-176, 10.1111/j.1475-2743.2011.00327.x.

LEROYER C., 2003 - Environnement végétal des structures fénéraires et anthropisation du milieu durant le néolithique récent/final dans le bassin parisien. Revue archéologique de Picardie, Sens dessus dessous. La recherche du sens en Préhistoire. Recueil d'études offert à Jean Leclerc et Claude Masset, (spécial 21), 83-92, https://doi.org/10.3406/pica.2003.2634.

LEROYER C. & ALLENET G., 2006 - L'anthropisation du paysage végétal d'après les données polliniques : l'exemple des fonds de vallées du Bassin parisien. In P. Alle et L. Lespez (eds.), L'érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnement. 64-74.

LEROYER C., DAVID R., MAZIER F., G. A., PH L. & PH D., 2012 - Environnement et anthropisation du milieu durant l'âge du Bronze dans le Bassin parisien : l'apport des données polliniques et de la modélisation du couvert végétal. 7-26.

LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.F. & FONTUGNE M., 2005 - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue. Quaternaire, 16, (4), 273-298, 10.4000/quaternaire.482.

LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.-F., FONTUGNE M. & MARCIGNY C., 2008 - Fluvial System Evolution and Environmental Changes during the Holocene in the Mue Valley (Western France). Geomorphology, 98, (1), 55-70, 10.1016/j.geomorph.2007.02.029.

LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., DAVIDSON R., HERMIER G., CARPENTIER V. & CADOR J.-M., 2010 - Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France). Quaternary International, 216, (1), 23-40, 10.1016/j.quaint.2009.06.018.

LESPEZ L., VIEL V., ROLLET A.J. & DELAHAYE D., 2015 - The Anthropogenic Nature of Present-Day Low Energy Rivers in Western France and Implications for Current Restoration Projects. Geomorphology, 251, 64-76, 10.1016/j.geomorph.2015.05.015.

LEWIN J., 2010 - Medieval Environmental Impacts and Feedbacks: The Lowland Floodplains of England and Wales. Geoarchaeology, 25, (3), 267-311, 10.1002/gea.20308.

LEWIN J., MACKLIN M.G. & JOHNSTONE E., 2005 - Interpreting Alluvial Archives: Sedimentological Factors in the British Holocene Fluvial Record. Quaternary Science Reviews, 24, (16), 1873-1889, 10.1016/j.quascirev.2005.01.009.

LEWIS S.L. & MASLIN M.A., 2015 - Defining the Anthropocene. Nature, 519, (7542), 171-180, 10.1038/nature14258.

LI F., SUN J., ZHAO Y., GUO X., ZHAO W. & ZHANG K., 2010 - Ecological significance of common pollen ratios: A review. Frontiers of Earth Science in China, 4, 253-258, 10.1007/s11707-010-0112-7.

LIARSOU A., 2013 - Incidence des activités du castor (C. fiber L.) sur la dynamique d'évolution morphologique des rivières au Tardiglaciaire et durant l'Holocène en France: tentative de réinterprétation de quelques résultats d'analyse de dépôts alluvionnaires. 26.

LIBBY W.F., 1955 - Radiocarbon Dating. University of Chicago Press, Chicago, 2e édition, 184 p.

LIMONDIN-LOZOUET N., 1997 - Les successions malacologiques du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène dans la vallée de la Somme. In Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest. 39-46.

LIMONDIN-LOZOUET N. & ANTOINE P., 2001 - Palaeoenvironmental Changes Inferred from Malacofaunas in the Lateglacial and Early Holocene Fluvial Sequence at Conty, Northern France. Boreas, 30, (2), 148-164, 10.1111/j.1502-3885.2001.tb01219.x.

LIMONDIN-LOZUET N., 2012 - Les successions malacologiques de la séquence fluviatile de Conty (Somme - France) : implications paléoenvionnementales et climatiques. Quaternaire, hors-série, Conty, Vallée de la Selle (Somme, France) : séquence Tardiglaciaire de référence et occupations prhistoriques, (5), 23-41.

LIMONDIN-LOZOUET N., PREECE R. & ANTOINE P., 2013 - The Holocene tufa at Daours (Somme Valley, northern France): Malacological succession and palaeohydrological implications. Boreas, 42, 650-663, 10.1111/j.1502-3885.2012.00306.x.

LITT T., BRAUER A., GOSLAR T., MERKT J., BAŁAGA K., MÜLLER H., RALSKA-JASIEWICZOWA M., STEBICH M. & NEGENDANK J.F.W., 2001 - Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. Quaternary Science Reviews, 20, (11), 1233-1249, 10.1016/S0277-3791(00)00149-9.

LITT T., SCHÖLZEL C., KÜHL N. & BRAUER A., 2009 - Vegetation and Climate History in the Westeifel Volcanic Field (Germany) during the Past 11 000 Years Based on Annually Laminated Lacustrine Maar Sediments. Boreas, 38, (4), 679-690, 10.1111/j.1502-3885.2009.00096.x.

LIU C., WANG S., ZHU E., JIA J., ZHAO Y. & FENG X., 2021 - Long-Term Drainage Induces Divergent Changes of Soil Organic Carbon Contents but Enhances Microbial Carbon Accumulation in Fen and Bog. Geoderma, 404, 115343, 10.1016/j.geoderma.2021.115343.

LOISEL J., GALLEGO-SALA A.V., AMESBURY M.J., MAGNAN G., ANSHARI G., BEILMAN D.W., BENAVIDES J.C., BLEWETT J., CAMILL P., CHARMAN D.J., CHAWCHAI S., HEDGPETH A., KLEINEN T., KORHOLA A., LARGE D., MANSILLA C.A., MÜLLER J., BELLEN S. VAN, WEST J.B., YU Z., BUBIER J.L., GARNEAU M., MOORE T., SANNEL A.B.K., PAGE S., VÄLIRANTA M., BECHTOLD M., BROVKIN V., COLE L.E.S., CHANTON J.P., CHRISTENSEN T.R., DAVIES M.A., DE VLEESCHOUWER F., FINKELSTEIN S.A., FROLKING S., GAŁKA M., GANDOIS L., GIRKIN N., HARRIS L.I., HEINEMEYER A., HOYT A.M., JONES M.C., JOOS F., JUUTINEN S., KAISER K., LACOURSE T., LAMENTOWICZ M., LARMOLA T., LEIFELD J., LOHILA A., MILNER A.M., MINKKINEN K., MOSS P., NAAFS B.D.A., NICHOLS J., O'DONNELL J., PAYNE R., PHILBEN M., PIILO S., QUILLET A., RATNAYAKE A.S., ROLAND T.P., SJÖGERSTEN S., SONNENTAG O., SWINDLES G.T., SWINNEN W., TALBOT J., TREAT C., VALACH A.C. & WU J., 2021 - Expert Assessment of Future Vulnerability of the Global Peatland Carbon Sink. Nature Climate Change, 11, (1), 70-77, 10.1038/s41558-020-00944-0.

LUCCHESE M., WADDINGTON J.M., POULIN M., POULIOT R., ROCHEFORT L. & STRACK M., 2010 - Organic Matter Accumulation in a Restored Peatland: Evaluating Restoration Success. Ecological Engineering, 36, (4), 482-488, 10.1016/j.ecoleng.2009.11.017.

MACAIRE J.-J., BERNARD J., DI-GIOVANNI C., HINSCHBERGER F., LIMONDIN-LOZOUET N. & VISSET L., 2006 - Quantification and Regulation of Organic and Mineral Sedimentation in a Late-Holocene Floodplain as a Result of Climatic and Human Impacts (Taligny Marsh, Parisian Basin, France). The Holocene, 16, (5), 647-660, 10.1191/0959683606hl961rp.

MACKLIN M.G., JONES A.F. & LEWIN J., 2010 - River Response to Rapid Holocene Environmental Change: Evidence and Explanation in British Catchments. Quaternary Science Reviews, 29, (13), 1555-1576, 10.1016/j.quascirev.2009.06.010.

MAGNAN G., BELLEN S. VAN, DAVIES L., FROESE D., GARNEAU M., MULLAN-BOUDREAU G., ZACCONE C. & SHOTYK W., 2018 - Impact of the Little Ice Age Cooling and 20th Century Climate Change on Peatland Vegetation Dynamics in Central and Northern Alberta Using a Multi-Proxy Approach and High-Resolution Peat Chronologies. Quaternary Science Reviews, 185, 230-243, 10.1016/j.quascirev.2018.01.015.

MAGNY M., 2004 - Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary International, 113, (1), 65-79, 10.1016/S1040-6182(03)00080-6.

MAGNY M., AALBERSBERG G., BÉGEOT C., BENOIT-RUFFALDI P., BOSSUET G., DISNAR J.-R., HEIRI O., LAGGOUN-DEFARGE F., MAZIER F., MILLET L., PEYRON O., VANNIÈRE B. & WALTER-SIMONNET A.-V., 2006 - Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. Quaternary Science Reviews, 25, (5), 414-445, 10.1016/j.quascirev.2005.02.005.

MAGNY M., LEROUX A., BICHET V., GAUTHIER E., RICHARD H. & WALTER-SIMONNET A.-V., 2013 - Climate, Vegetation and Land Use as Drivers of Holocene Sedimentation: A Case Study from Lake Saint-Point (Jura Mountains, Eastern France). The Holocene, 23, (1), 137-147, 10.1177/0959683612455550.

MAKASKE B. & MAAS G.J., 2023 - Different Hydrological Controls Causing Variable Rates of Holocene Peat Growth in a Lowland Valley System, North-Eastern Netherlands; Implications for Valley Peatland Restoration. The Holocene, 095968362311699, 10.1177/09596836231169985.

MANGERUD J., 2004 - Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. In J. Ehlers et P.L. Gibbard (eds.), Developments in Quaternary Sciences. Quaternary Glaciations Extent and Chronology. Elsevier, 271-294, 10.1016/S1571-0866(04)80078-2.

MANGERUD J., ANDERSEN S., BERGLUND B. & DONNER J., 1974 - Quaternary Stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, 3, 109-126, 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.

MANGERUD J., BIRKS H. & JAGER K.-D., 1982 - Chronostratigraphical subdivisions of the Holocene: a review. 16, 1-6.

MANNEVILLE O., 2006 - Le monde des tourbières et des marais: France, Suisse, Belgique et Luxembourg. Les références du naturaliste. Delachaux et Niestlé, [Lonay (Suisse)] Paris, 2e éd.

MANZANO S., JULIER A.C.M., DIRK C.J., RAZAFIMANANTSOA A.H.I., SAMUELS I., PETERSEN H., GELL P., HOFFMAN M.T. & GILLSON L., 2020 - Using the Past to Manage the Future: The Role of Palaeoecological and Long-Term Data in Ecological Restoration. Restoration Ecology, 28, (6), 1335-1342, 10.1111/rec.13285.

MARCISZ K., CZERWIŃSKI S., LAMENTOWICZ M., ŁUCÓW D. & SŁOWIŃSKI M., 2022 - How paleoecology can support peatland restoration. Past Global Changes Magazine, 30, (1), 12-13, 10.22498/pages.30.1.12.

MARKS L., BITINAS A., BŁASZKIEWICZ M., BÖRNER A., GUOBYTE R., RINTERKNECHT V. & TYLMANN K., 2022 - Chapter 30 - Northern Central Europe: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. In D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. García-Ruiz et N. Andrés (eds.), European Glacial Landscapes. Elsevier, 223-228, 10.1016/B978-0-12-823498-3.00065-0.

MASSON-DELMOTTE V., LANDAIS A., COMBOURIEU-NEBOUT N., GRAFENSTEIN U. VON, JOUZEL J., CAILLON N., CHAPPELLAZ J., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J. & STENNI B., 2005 - Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. Comptes Rendus. Géoscience, 337, (10-11), 935-946, 10.1016/j.crte.2005.04.001.

MAURI A., DAVIS B.A.S., COLLINS P.M. & KAPLAN J.O., 2015 - The Climate of Europe during the Holocene: A Gridded Pollen-Based Reconstruction and Its Multi-Proxy Evaluation. Quaternary Science Reviews, 112, 109-127, 10.1016/j.quascirev.2015.01.013.

MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., CURT STAGER J., KARLÉN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., 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, 10.1016/j.yqres.2004.07.001.

MAZUREK M., DOBROWOLSKI R. & OSADOWSKI Z., 2014 - Geochemistry of Deposits from Spring-Fed Fens in West Pomerania (Poland) and Its Significance for Palaeoenvironmental Reconstruction. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 20, (4), 323-342, 10.4000/geomorphologie.10765.

MC CARROLL J., CHAMBERS F.M., WEBB J.C. & THOM T., 2016 - Using palaeoecology to advise peatland conservation: An example from West Arkengarthdale, Yorkshire, UK. Journal for Nature Conservation, 30, 90-102, 10.1016/j.jnc.2016.02.002.

MEIJLES E.W., KIDEN P., STREURMAN H.-J., PLICHT J. VAN DER, VOS P.C., GEHRELS W.R. & KOPP R.E., 2018 - Holocene Relative Mean Sea-Level Changes in the Wadden Sea Area, Northern Netherlands. Journal of Quaternary Science, 33, (8), 905-923, 10.1002/jqs.3068.

MELENEC G., COUTEAUX C. & MEIRE G., 2017 - Fiche descriptive Ramsar, France, Marais et tourbières des vallées de la Somme et de l'Avre. 24 p., https://rsis.ramsar.org/ris/2322.

MEURISSE M., 2007 - Enregistrement haute résolution des massifs dunaires Manche, mer du Nord et Atlantique : le rôle des tempêtes. These de doctorat. Lille 1, , https://www.theses.fr/2007LIL10146.

MEURISSE M., VAN VLIET-LANOË B., TALON B. & RECOURT P., 2005 - Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. Comptes Rendus Geoscience, 337, (7), 675-684, 10.1016/j.crte.2005.02.009.

MICHAELIS D., 2002 - Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz: mit 10 Tabellen im Text und auf 2 Beil. Dissertationes botanicae, 365. Cramer in der Gebr.-Borntraeger-Verl.-Buchh, Berlin Stuttgart, 188 p.

MICHAELIS D., MROTZEK A. & COUWENBERG J., 2020 - Roots, Tissues, Cells and Fragments—How to Characterize Peat from Drained and Rewetted Fens. Soil Systems, 4, (1), 12, 10.3390/soilsystems4010012.

DE MILLEVILLE L., LESPEZ L., GAUTHIER A., GOB F., VIRMOUX C., SAULNIER-COPARD S., FICHET V., LETOURNEUR M., JUGIE M., GARCIA M., TACHIKAWA K. & TALES E., 2023 - Three Thousand Years of Anthropogenic Impact and Water Management and Its Impact on the Hydro-Ecosystem of the Mérantaise River, Paris Conurbation (France). Quaternary Science Reviews, 307, 108066, 10.1016/j.quascirev.2023.108066.

MITCHELL E.A.D., PAYNE R.J. & LAMENTOWICZ M., 2008 - Potential Implications of Differential Preservation of Testate Amoeba Shells for Paleoenvironmental Reconstruction in Peatlands. Journal of Paleolimnology, 40, (2), 603-618, 10.1007/s10933-007-9185-z.

MOINE O., ANTOINE P., COUTARD S., GUÉRIN G., CHRISTINE H., PARIS C. & SAULNIER COPARD S., 2021 - Intra-interstadial environmental changes in Last Glacial loess revealed by molluscan assemblages from the Upper Palaeolithic site of Amiens-Renancourt 1 (Somme, France). Journal of Quaternary Science, 19, 10.1002/jqs.3312.

MOL J., VANDENBERGHE J. & KASSE C., 2000 - River Response to Variations of Periglacial Climate in Mid-Latitude Europe. Geomorphology, 33, (3), 131-148, 10.1016/S0169-555X(99)00126-9.

MOOR J.J.W. DE, KASSE C., BALEN R. VAN, VANDENBERGHE J. & WALLINGA J., 2008 - Human and Climate Impact on Catchment Development during the Holocene — Geul River, the Netherlands. Geomorphology, 98, (3), 316-339, 10.1016/j.geomorph.2006.12.033.

MORRIS P.J., SWINDLES G.T., VALDES P.J., IVANOVIC R.F., GREGOIRE L.J., SMITH M.W., TARASOV L., HAYWOOD A.M. & BACON K.L., 2018 - Global peatland initiation driven by regionally asynchronous warming. Proceedings of the National Academy of Sciences, 115, (19), 4851-4856, 10.1073/pnas.1717838115.

MUNAUT A.-V., 1988 - L'environnement végétal de quelques dépôts quaternaires de la vallée de la Somme. Revue archéologique de Picardie, 1, (1), 45-56, 10.3406/pica.1988.1573.

MUNAUT A.-V. & DEFGNÉE A., 1997 - Biostratigraphie et environnement végétal des industries du Tardiglaciaire et du début Holocène dans le bassin de la Somme. In Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest, Actes du 119ème Congrès nat. soc. hist. scient. Editions C.T.H.S., Amiens 1994, , 27-37.

MUNAUT A.-V. & GILOT E., 1977 - Recherches palynologiques et datations 14 C dans les régions côtières du Nord de la France. I. Phases transgressives et stabilisations dunaires flandriennes dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). Quaternaire, 14, (3), 17-25, 10.3406/quate.1977.2159.

NANSON G.C., 2013 - 9.19 Anabranching and Anastomosing Rivers. In J.F. Shroder (ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, 330-345, 10.1016/B978-0-12-374739-6.00244-X.

NAUGHTON F., BOURILLET J.-F., SÁNCHEZ GOÑI M.F., TURON J.-L. & JOUANNEAU J.-M., 2007 - Long-Term and Millennial-Scale Climate Variability in Northwestern France during the Last 8850 Years. The Holocene, 17, (7), 939-953, 10.1177/0959683607082410.

NEAU G., 1976 - Les Tourbes de France. Ministère de l'industrie et de la recherche, Service Géologique National, Orléan, 36 p.

NEWELL A.J., SORENSEN J.P.R., CHAMBERS J.E., WILKINSON P.B., UHLEMANN S., ROBERTS C., GOODDY D.C., VANE C.H. & BINLEY A., 2015 - Fluvial Response to Late Pleistocene and Holocene Environmental Change in a Thames Chalkland Headwater: The Lambourn of Southern England. Proceedings of the Geologists' Association, 126, (6), 683-697, 10.1016/j.pgeola.2015.08.008.

NEWELL A.J., VANE C.H., SORENSEN J.P.R., MOSS-HAYES V. & GOODDY D.C., 2016 - Long-Term Holocene Groundwater Fluctuations in a Chalk Catchment: Evidence from Rock-Eval Pyrolysis of Riparian Peats. Hydrological Processes, 30, (24), 4556-4567, 10.1002/hyp.10903.

NILSON T., 1960 - Recherches pollenanalytiques dans la vallée de la Somme. Pollen et Spores, 2, (2), 235-262.

NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS, 2004 - High-Resolution Record of Northern Hemisphere Climate Extending into the Last Interglacial Period. Nature, 431, (7005), 147-151, 10.1038/nature02805.

NOTEBAERT B., VERSTRAETEN G., ROMMENS T., VANMONTFORT B., GOVERS G. & POESEN J., 2009 - Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. CATENA, 77, (2), 150-163, 10.1016/j.catena.2008.02.001.

NOTEBAERT B. & VERSTRAETEN G., 2010 - Sensitivity of West and Central European River Systems to Environmental Changes during the Holocene: A Review. Earth-Science Reviews, 103, (3), 163-182, 10.1016/j.earscirev.2010.09.009.

NOTEBAERT B., BROOTHAERTS N. & VERSTRAETEN G., 2018 - Evidence of anthropogenic tipping points in fluvial dynamics in Europe. Global and Planetary Change, 164, 27-38, 10.1016/j.gloplacha.2018.02.008.

NOVENKO E.Y., MAZEI N.G., KUPRIYANOV D.A., KUSILMAN M.V. & OLCHEV A.V., 2021 - Peatland Initiation in Central European Russia during the Holocene: Effect of Climate Conditions and Fires. The Holocene, 31, (4), 545-555, 10.1177/0959683620981709.

ORTH P., PASTRE J.F., GAUTHIER A., LIMONDIN-LOZOUET N. & KUNESCH S., 2004 - Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : perception des changements climatoanthropiques à l'Holocène. Quaternaire, 15, (3), 285-298, 10.3406/quate.2004.1775.

PALMER K. & HORN M.A., 2015 - Denitrification Activity of a Remarkably Diverse Fen Denitrifier Community in Finnish Lapland Is N-Oxide Limited. PLOS ONE, 10, (4), e0123123, 10.1371/journal.pone.0123123.

PARKER S.E. & HARRISON S.P., 2022 - The Timing, Duration and Magnitude of the 8.2 Ka Event in Global Speleothem Records. Scientific Reports, 12, (1), 10542, 10.1038/s41598-022-14684-y.

PASTRE J.-F., 2018 - L'évolution Tardiglaicaire et Holocène du Bassin du Crould (Val-d'Oise). Revue archéologique d'Île-de-France, https://hal.science/hal-02378950.

PASTRE J.F., FONTUGNE M., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., TALON M. & TISNÉRAT-LABORDE N., 1997 - L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 3, (4), 291-312, 10.3406/morfo.1997.929.

PASTRE J.F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ORTH P., CHAUSSÉ C., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUNESH S., LEJEUNE Y. & SAAD M.C., 2002 - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologie durant les 15 derniers millénaires : Les réponses morphosédimentaire des vallées du Bassin Parisien (France). 29.

PASTRE J.-F., LIMONDIN-LOZOUET N., LEROYER C., PONEL P. & FONTUGNE M., 2003 - River System Evolution and Environmental Changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). Quaternary Science Reviews, 22, (20), 2177-2188, 10.1016/S0277-3791(03)00147-1.

PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUËT N., ANTOINE P., CHAUSSÉ C., GAUTHIER A., GRANAI S., JEUNE Y.L. & WUSCHER P., 2019 - Chapitre VI. L'Holocène du Bassin parisien (France) : Apports de l'étude géoécologique et géoarchéologique des fonds de vallée. In G. Arnaud-Fassetta et N. Carcaud (eds.), La géoarchéologie française au xxie siècle. CNRS Alpha. CNRS Éditions, Paris, 89-106, 10.4000/books.editionscnrs.21984.

PAWLACZYK P., WOLEJKO L., STAŃKO R., GUTOWSKA E., HORABIK D., JARZOMBKOWSKI F., JERMACZEK A., KOTOWSKA K., KOZUB Ł., KSIĄŻKIEWICZ-PARULSKA Z., KUJAWA-PAWLACZYK J., MAKOWSKA M., PAWLIKOWSKI P., RUTA

R., SMOLARSKA A. & VONČINA G., 2019 - Alkaline fens in Poland – diversity, resources, conservation. Publishing House of Naturalists' Club, Świebodzin, 319 p.

PAWŁOWSKI D., BORÓWKA R.K., KOWALEWSKI G.A., LUOTO T.P., MILECKA K., NEVALAINEN L., OKUPNY D., TOMKOWIAK J. & ZIELIŃSKI T., 2016 - Late Weichselian and Holocene Record of the Paleoenvironmental Changes in a Small River Valley in Central Poland. Quaternary Science Reviews, 135, 24-40, 10.1016/j.quascirev.2016.01.005.

PENTECOST A., 1993 - British travertines: a review. Proceedings of the Geologists' Association, 104, (1), 23-39, 10.1016/S0016-7878(08)80152-6.

PICARD C., 1834 - Notice sur des instruments celtiques en corne de cerf. In Mémoires de la société royale d'émulation d'Abbeville. 94-116.

PIENITZ R., 2001 - Écologie des tourbières du Québec-Labrador. In S. Payette et L. Rochefort (eds.), Analyse des microrestes végétaux : diatomées. Thesaurus Geographique. LES PRESSES DE L'UNIVERSITE LAVAL.

PIETRUCZUK J., DOBROWOLSKI R., SUCHORA M., APOLINARSKA K., BIEGANOWSKI A., TREMBACZOWSKI A., POLAKOWSKI C. & BOBER A., 2022 - From a Periglacial Lake to an Alkaline Fen – Late Glacial/Early Holocene Evolution of Lublin Chalkland Tracked in Biogenic Sediments of Bagno Staw (Western Polesie Lowland, E Poland). CATENA, 209, 105813, 10.1016/j.catena.2021.105813.

PIILO S.R., KORHOLA A., HEISKANEN L., TUOVINEN J.-P., AURELA M., JUUTINEN S., MARTTILA H., SAARI M., TUITTILA E.-S., TURUNEN J. & VÄLIRANTA M.M., 2020 - Spatially Varying Peatland Initiation, Holocene Development, Carbon Accumulation Patterns and Radiative Forcing within a Subarctic Fen. Quaternary Science Reviews, 248, 10.1016/j.quascirev.2020.106596.

PIOTROWSKA N., BLAAUW M., MAUQUOY D. & CHAMBERS F.M., 2011 - Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating. Mires and Peat2011. p. 1-14.

PLINE L'ANCIEN, 1877 - Histoire naturelle de Pline : avec la traduction en français. Paris, Firmin Didot et Compagnie, 764 p., https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k2820810.

PŁÓCIENNIK M., KRUK A., FORYSIAK J., PAWŁOWSKI D., MIANOWICZ K., ELIAS S., BORÓWKA R.K., KLOSS M., OBREMSKA M., COOPE R., KRĄPIEC M., KITTEL P. & ŻUREK S., 2015 - Fen Ecosystem Responses to Water-Level Fluctuations during the Early and Middle Holocene in Central Europe: A Case Study from Wilczków, Poland. Boreas, 44, (4), 721-740, 10.1111/bor.12129.

PLUNKETT G. & SWINDLES G.T., 2008 - Determining the Sun's Influence on Lateglacial and Holocene Climates: A Focus on Climate Response to Centennial-Scale Solar Forcing at 2800cal.BP. Quaternary Science Reviews, 27, (1), 175-184, 10.1016/j.quascirev.2007.01.015.

PONEL P., 2012 - Analyses paléoenthomologiques à Conty : l'environnement et le climat au cours du tardiglaciaire reconstruits à partir des assemblages de coléoptères fossiles. Quaternaire, (5), 43-50.

VON POST L., 1922 - Sveriges geologiska undersöknings torvinventering och n\aagra av dess hittills vunna resultat.

PREECE R.C. & BRIDGLAND D.R., 1999 - Holywell Coombe, Folkestone: A 13,000-year history of an English Chalkland Valley. Quaternary Science Reviews, 18, (8), 1075-1125, 10.1016/S0277-3791(98)00066-3.

PRESTWICH J., 1860 - XVII. On the Occurrence of Flint-Implements, Associated with the Remains of Animals of Extinct Species in Beds of a Late Geological Period, in France at Amiens and Abbeville, and in England at Hoxne. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 150, 277-317, 10.1098/rstl.1860.0018.

PRIMEAU G. & GARNEAU M., 2021 - Carbon Accumulation in Peatlands along a Boreal to Subarctic Transect in Eastern Canada. The Holocene, 0959683620988031, 10.1177/0959683620988031.

QUIK C., VELDE Y. VAN DER, HARKEMA T., PLICHT H. VAN DER, QUIK J., BEEK R. VAN & WALLINGA J., 2021 - Using Legacy Data to Reconstruct the Past? Rescue, Rigour and Reuse in Peatland Geochronology. Earth Surface Processes and Landforms, 46, (13), 2607-2631, 10.1002/esp.5196.

QUIK C., PALSTRA S.W.L., BEEK R. VAN, VELDE Y. VAN DER, CANDEL J.H.J., LINDEN M. VAN DER, KUBIAK-MARTENS L., SWINDLES G.T., MAKASKE B. & WALLINGA J., 2022 - Dating Basal Peat: The Geochronology of Peat Initiation Revisited. Quaternary Geochronology, 72, 101278, 10.1016/j.quageo.2022.101278.

RAMSAR SECRETARIAT, 2014 - Introducing the Convention on Wetlands. Gland, Switzerland, 2 p.

RAMSEY C.B., 2009 - Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. Radiocarbon, 51, (1), 337-360, 10.1017/S0033822200033865.

RASMUSSEN S.O., ANDERSEN K.K., SVENSSON A.M., STEFFENSEN J.P., VINTHER B.M., CLAUSEN H.B., SIGGAARD-ANDERSEN M.-L., JOHNSEN S.J., LARSEN L.B., DAHL-JENSEN D., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., FISCHER H., GOTO-AZUMA K., HANSSON M.E. & RUTH U., 2006 - A New Greenland Ice Core Chronology for the Last Glacial Termination. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111, (D6), 10.1029/2005JD006079.

RASMUSSEN S.O., BIGLER M., BLOCKLEY S.P., BLUNIER T., BUCHARDT S.L., CLAUSEN H.B., CVIJANOVIC I., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., FISCHER H., GKINIS V., GUILLEVIC M., HOEK W.Z., LOWE J.J., PEDRO J.B., POPP T., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A.M., VALLELONGA P., VINTHER B.M., WALKER M.J.C., WHEATLEY J.J. & WINSTRUP M., 2014 - A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews, 106, 14-28, 10.1016/j.quascirev.2014.09.007.

REILLE M., 1990 - Leçons de palynologie et d'analyse pollinique. CNRS Editions, 224 p.

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., PLICHT J. VAN DER, 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, 10.1017/RDC.2020.41.

RIBEAUCOURT, 1787 - Mémoire sur les usages de la tourbe, et de ses cendres, comme engrais: Société royale d'agriculture de Paris. Chez Buisson, libraire, Hôtel de Mesgrigny, rue des Poitevins, Paris, 62 p.

ROLAND T.P., CASELDINE C.J., CHARMAN D.J., TURNEY C.S.M. & AMESBURY M.J., 2014 - Was There a '4.2 Ka Event' in Great Britain and Ireland? Evidence from the Peatland Record. Quaternary Science Reviews, 83, 11-27, 10.1016/j.quascirev.2013.10.024.

ROLAND T.P., DALEY T.J., CASELDINE C.J., CHARMAN D.J., TURNEY C.S.M., AMESBURY M.J., THOMPSON G.J. & WOODLEY E.J., 2015 - The 5.2 Ka Climate Event: Evidence from Stable Isotope and Multi-Proxy

Palaeoecological Peatland Records in Ireland. Quaternary Science Reviews, 124, 209-223, 10.1016/j.quascirev.2015.07.026.

ROMMENS T., VERSTRAETEN G., BOGMAN P., PEETERS I., POESEN J., GOVERS G., VAN ROMPAEY A. & LANG A., 2006 - Holocene Alluvial Sediment Storage in a Small River Catchment in the Loess Area of Central Belgium. Geomorphology, 77, (1), 187-201, 10.1016/j.geomorph.2006.01.028.

RUPPEL M., VÄLIRANTA M., VIRTANEN T. & KORHOLA A., 2013 - Postglacial Spatiotemporal Peatland Initiation and Lateral Expansion Dynamics in North America and Northern Europe. The Holocene, 23, (11), 1596-1606, 10.1177/0959683613499053.

SALVADOR P.-G., BOULEN M., LEROY G. & OUESLATI T., 2021 - Le site de Bouchain (France) : apports d'une étude pluridisciplinaire à l'évolution paléoenvironnementale de la vallée de l'Escaut durant l'Holocène moyen. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol.32/4), 253-280, 10.4000/quaternaire.15978.

SÁNCHEZ GOÑI M.F., 2022 - Chapter 2 - The climatic and environmental context of the Late Pleistocene. In F. Romagnoli, F. Rivals et S. Benazzi (eds.), Updating Neanderthals. Academic Press, 17-38, 10.1016/B978-0-12-821428-2.00017-2.

SCHULTE E.E. & HOPKINS B.G., 1996 - Estimation of Soil Organic Matter by Weight Loss-On-Ignition. In F.R. Magdoff, M.A. Tabatabai et E.A. Hanlon (eds.), SSSA Special Publications. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, 21-31, 10.2136/sssaspecpub46.c3.

SCHULZ C., MEIER-UHLHERR R., LUTHARDT V. & JOOSTEN H., 2019 - A Toolkit for Field Identification and Ecohydrological Interpretation of Peatland Deposits in Germany. Mires and Peat, (24), 1-20, 10.19189/MaP.2019.OMB.StA.1817.

SECTION PATRIMOINE DU CIS, 2004 - Les industries d'extraction dans la communauté de communes de la région d'Hallencourt. Condé Folie, 30 p.

SEIERSTAD I.K., ABBOTT P.M., BIGLER M., BLUNIER T., BOURNE A.J., BROOK E., BUCHARDT S.L., BUIZERT C., CLAUSEN H.B., COOK E., DAHL-JENSEN D., DAVIES S.M., GUILLEVIC M., JOHNSEN S.J., PEDERSEN D.S., POPP T.J., RASMUSSEN S.O., SEVERINGHAUS J.P., SVENSSON A. & VINTHER B.M., 2014 - Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale δ18O gradients with possible Heinrich event imprint. Quaternary Science Reviews, 106, 29-46, 10.1016/j.quascirev.2014.10.032.

SHAKUN J.D. & CARLSON A.E., 2010 - A Global Perspective on Last Glacial Maximum to Holocene Climate Change. Quaternary Science Reviews, 29, (15), 1801-1816, 10.1016/j.quascirev.2010.03.016.

SHORE J.S., BARTLEY D.D. & HARKNESS D.D., 1995 - Problems Encountered with the 14C Dating of Peat. Quaternary Science Reviews, 14, (4), 373-383, 10.1016/0277-3791(95)00031-3.

SINGH P., JIROUŠEK M., HÁJKOVÁ P., HORSÁK M. & HÁJEK M., 2023 - The future of carbon storage in calcareous fens depends on the balance between groundwater discharge and air temperature. CATENA, 231, 107350, 10.1016/j.catena.2023.107350.

SŁOWIŃSKA S., SŁOWIŃSKI M., MARCISZ K. & LAMENTOWICZ M., 2022 - Long-Term Microclimate Study of a Peatland in Central Europe to Understand Microrefugia. International Journal of Biometeorology, 10.1007/s00484-022-02240-2.

SMITH A.J., DAVIS J.W., PALMER D.F., FORESTER R.M. & CURRY B.B., 2003 - Ostracodes as Hydrologic Indicators in Springs, Streams and Wetlands: A Tool for Environmental and Paleoenvironmental Assessment. The Paleontological Society Papers, 9, 203-222, 10.1017/S1089332600002217.

STARKEL L., 1980 - State of Research on the Late Glacial and Holocene Fluvial History in the Vistula River Valley. (Etat Des Recherches Sur l'évolution Hydrologique de La Vallée de La Vistule, Pendant Le Tardiglaciaire et l'Holocène). Quaternaire, 17, (1), 81-84, 10.3406/quate.1980.1379.

STARKEL L., 2002 - Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). Quaternary International, 91, (1), 25-32, 10.1016/S1040-6182(01)00099-4.

STARKEL L., 2007 - The Diversity of Fluvial System Response to the Holocene Hydrological Changes Using the Vistula River Catchment as an Example. Annales Societatis Geologorum Poloniae, (Vol. 77, No 2), 193-205.

STÉPHAN P., GOSLIN J., PAILLER Y., MANCEAU R., SUANEZ S., VAN VLIET-LANOË B., HÉNAFF A. & DELACOURT C., 2015 - Holocene Salt-Marsh Sedimentary Infilling and Relative Sea-Level Changes in West Brittany (France) Using Foraminifera-Based Transfer Functions. Boreas, 44, (1), 153-177, 10.1111/bor.12092.

STORME A., ALLEMEERSCH L., BOUDIN M., BOURGEOIS I., VERHEGGE J. & CROMBÉ P., 2022 - Lateglacial to Middle Holocene Landscape Development in a Small-Sized River Valley near Antwerp (Belgium). Review of Palaeobotany and Palynology, 304, 104698, 10.1016/j.revpalbo.2022.104698.

SWINDLES G.T., MORRIS P.J., MULLAN D.J., PAYNE R.J., ROLAND T.P., AMESBURY M.J., LAMENTOWICZ M., TURNER T.E., GALLEGO-SALA A., SIM T., BARR I.D., BLAAUW M., BLUNDELL A., CHAMBERS F.M., CHARMAN D.J., FEURDEAN A., GALLOWAY J.M., GAŁKA M., GREEN S.M., KAJUKAŁO K., KAROFELD E., KORHOLA A., LAMENTOWICZ Ł., LANGDON P., MARCISZ K., MAUQUOY D., MAZEI Y.A., MCKEOWN M.M., MITCHELL E.A.D., NOVENKO E., PLUNKETT G., ROE H.M., SCHONING K., SILLASOO Ü., TSYGANOV A.N., LINDEN M. VAN DER, VÄLIRANTA M. & WARNER B., 2019 - Widespread Drying of European Peatlands in Recent Centuries. Nature Geoscience, 12, (11), 922-928, 10.1038/s41561-019-0462-z.

SWINNEN W., BROOTHAERTS N., HOEVERS R. & VERSTRAETEN G., 2020 - Anthropogenic legacy effects control sediment and organic carbon storage in temperate river floodplains. CATENA, 195, 104897, 10.1016/j.catena.2020.104897.

SWINNEN W., BROOTHAERTS N. & VERSTRAETEN G., 2021 - Modelling Long-Term Alluvial-Peatland Dynamics in Temperate River Floodplains. Biogeosciences, 18, (23), 6181-6212, 10.5194/bg-18-6181-2021.

SYVITSKI J., WATERS C.N., DAY J., MILLIMAN J.D., SUMMERHAYES C., STEFFEN W., ZALASIEWICZ J., CEARRETA A., GAŁUSZKA A., HAJDAS I., HEAD M.J., LEINFELDER R., MCNEILL J.R., POIRIER C., ROSE N.L., SHOTYK W., WAGREICH M. & WILLIAMS M., 2020 - Extraordinary Human Energy Consumption and Resultant Geological Impacts Beginning around 1950 CE Initiated the Proposed Anthropocene Epoch. Communications Earth & Environment, 1, (1), 1-13, 10.1038/s43247-020-00029-y.

TANNEBERGER F., TEGETMEYER C., BUSSE S., BARTHELMES A., SHUMKA S., MARINÉ A., JENDEREDJIAN K., STEINER G.M., ESSL F., ETZOLD J., MENDES C., KOZULIN A., FRANKARD P., MILANOVIĆ Đ., GANEVA A., APOSTOLOVA I., ALEGRO A., DELIPETROU P., NAVRÁTILOVÁ J. & JOOSTEN H., 2017 - The peatland map of Europe. Mires and Peat, 19, 1-17, 10.19189/MaP.2016.OMB.264.

TAPODY R.O., SÜMEGI P., MOLNÁR D., KARLIK M., TÖRŐCSIK T., CSEH P. & MAKÓ L., 2021 - Sedimentological-Geochemical Data Based Reconstruction of Climate Changes and Human Impacts from the Peat Sequence of Round Lake in the Western Foothill Area of the Eastern Carpathians, Romania. Quaternary, 4, (2), 18, 10.3390/quat4020018.

TERS M., 1977 - La vallée de la Somme, entre Amiens et Saint-Valéry. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 54, (443), 143-147, 10.3406/bagf.1977.4965.

TERS M., DÉLIBRIAS G., DENÈFLE M., ROUVILLOIS A. & FLEUR A., 1980 - Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichélien ancien. Quaternaire, 17, (1), 11-23, 10.3406/quate.1980.1364.

TIWARI A.K., SINGH R., KUMAR S. & SINGH G.S., 2023 - Ecosystem Services in the Riverine Landscapes. In P.K. Rai (ed.), Advances in Water Resource Planning and Sustainability. Advances in Geographical and Environmental Sciences. Springer Nature, Singapore, 273-303, 10.1007/978-981-99-3660-1_16.

TÖRNQVIST T.E., JONG A.F.M. DE, OOSTERBAAN W.A. & BORG K.V.D., 1992 - Accurate Dating of Organic Deposits by AMS 14C Measurement of Macrofossils. Radiocarbon, 34, (3), 566-577, 10.1017/S0033822200063840.

TRAULLÉ L., 1796 - Lettre du citoyen Traullé, président du tribunal criminel du département de la Somme à A.L. Millin, sur quelques pétrifications trouvées dans les sables qui bordent les vallées de la Somme. Magasin Encyclopédique, 1, 182-184.

TUFFREAU A., MUNAUT A.-V., PUISSÉGUR J.-J. & SOMMÉ J., 1982 - Stratigraphie et environnement des industries acheuléennes de la moyenne terrasse du bassin de la Somme (région d'Amiens). Quaternaire, 19, (2), 73-81, 10.3406/quate.1982.1423.

TURETSKY M.R., BENSCOTER B., PAGE S., REIN G., WERF G.R. VAN DER & WATTS A., 2015 - Global Vulnerability of Peatlands to Fire and Carbon Loss. Nature Geoscience, 8, (1), 11-14, 10.1038/ngeo2325.

TURNER F., TOLKSDORF J.F., VIEHBERG F., SCHWALB A., KAISER K., BITTMANN F., BRAMANN U. VON, POTT R., STAESCHE U., BREEST K. & VEIL S., 2013 - Lateglacial/Early Holocene Fluvial Reactions of the Jeetzel River (Elbe Valley, Northern Germany) to Abrupt Climatic and Environmental Changes. Quaternary Science Reviews, 60, 91-109, 10.1016/j.quascirev.2012.10.037.

URÁK I., HARTEL T., GALLÉ R. & BALOG A., 2017 - Worldwide peatland degradations and the related carbon dioxide emissions: the importance of policy regulations. Environmental Science & Policy, 69, 57-64, 10.1016/j.envsci.2016.12.012.

VÄLIRANTA M., OINONEN M., SEPPÄ H., KORKONEN S., JUUTINEN S. & TUITTILA E.-S., 2014 - Unexpected Problems in AMS 14C Dating of Fen Peat. Radiocarbon, 56, (1), 95-108, 10.2458/56.16917.

VAN DE PLASSCHE O., 1981 - Sea level, groundwater and basal peat growth-a reassessment of data from the Netherlands. Sea level, groundwater and basal peat growth-a reassessment of data from the Netherlands, 60, (3), 401-408.

VANDENBERGHE J., 2001 - A typology of Pleistocene cold-based rivers. Quaternary International, 79, (1), 111-121, 10.1016/S1040-6182(00)00127-0.

VANDENBERGHE J., 2002 - The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. Quaternary International, 91, (1), 17-23, 10.1016/S1040-6182(01)00098-2.

VAYSSIÈRE A., RUÉ M., RECQ C., GARDÈRE P., THAMÓ-BOZSÓ E., CASTANET C., VIRMOUX C. & GAUTIER E., 2019 - Lateglacial Changes in River Morphologies of Northwestern Europe: An Example of a Smooth Response to Climate Forcing (Cher River, France). Geomorphology, 342, 20-36, 10.1016/j.geomorph.2019.05.019.

VAYSSIÈRE A., CASTANET C., GAUTIER E., VIRMOUX C., DÉPRET T., GANDOUIN E., DEVELLE A.-L., MOKADEM F., SAULNIER-COPARD S., SABATIER P. & CARCAUD N., 2020 - Readjustments of a Sinuous River during the Last 6000 years in Northwestern Europe (Cher River, France): From an Active Meandering River to a Stable River Course under Human Forcing. Geomorphology, 370, 107395, 10.1016/j.geomorph.2020.107395.

VERSTRAETEN G., BROOTHAERTS N., VAN LOO M., NOTEBAERT B., D'HAEN K., DUSAR B. & DE BRUE H., 2017 - Variability in fluvial geomorphic response to anthropogenic disturbance. Geomorphology, 294, 20-39, 10.1016/j.geomorph.2017.03.027.

WALANUS A. & NALEPKA D., 2010 - Calibration of Mangerud'S Boundaries. Radiocarbon, 52, (4), 1639-1644, 10.1017/S0033822200056368.

WALKER M.J.C., BJÖRCK S. & LOWE J.J., 2001 - Integration of Ice Core, Marine and Terrestrial Records (INTIMATE) from around the North Atlantic Region: Quaternary Science Reviews, 20, (11), 1169-1174, 10.1016/S0277-3791(00)00164-5.

WALKER M.J.C, JOHNSEN S., RASMUSSEN S.O., POPP T., STEFFENSEN J.-P., GIBBARD P., HOEK W., LOWE J., ANDREWS J., BJÖRCK S., CWYNAR L.C., HUGHEN K., KERSHAW P., KROMER B., LITT T., LOWE D.J., NAKAGAWA T., NEWNHAM R. & SCHWANDER J., 2009 - Formal Definition and Dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the Base of the Holocene Using the Greenland NGRIP Ice Core, and Selected Auxiliary Records. Journal of Quaternary Science, 24, (1), 3-17, 10.1002/jqs.1227.

WALKER M.J.C., BERKELHAMMER M., BJÖRCK S., CWYNAR L.C., FISHER D.A., LONG A.J., LOWE J.J., NEWNHAM R.M., RASMUSSEN S.O. & WEISS H., 2012 - Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of Ice-Core, Marine and Terrestrial Records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science, 27, (7), 649-659, 10.1002/jqs.2565.

WALKER M.J.C, 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, 10.1007/s12594-019-1141-9.

WALL A.A.J., MAGNY M., MILLET L. & GILBERT D., 2010 - Changements climatiques et variations d'assemblages de thécamoebiens au cours de la transition Tardiglaciaire - Holocène au lac du Lautrey (Jura, France). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (vol. 21/3), 295-304, 10.4000/quaternaire.5637.

WANNER H., BEER J., BÜTIKOFER J., CROWLEY T.J., CUBASCH U., FLÜCKIGER J., GOOSSE H., GROSJEAN M., JOOS F., KAPLAN J.O., KÜTTEL M., MÜLLER S.A., PRENTICE I.C., SOLOMINA O., STOCKER T.F., TARASOV P., WAGNER M. & WIDMANN M., 2008 - Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews, 27, (19), 1791-1828, 10.1016/j.quascirev.2008.06.013.

WELLS C.E., HODGKINSON D. & HUCKERBY E., 2000 - Evidence for the Possible Role of Beaver (Castor Fiber) in the Prehistoric Ontogenesis of a Mire in Northwest England, UK. The Holocene, 10, (4), 503-508, 10.1191/095968300671442402.

WILLIAMS C.J., 2011 - A Paleoecological Perspective on Wetland Restoration. In B.A. LePage (ed.), Wetlands: Integrating Multidisciplinary Concepts. Springer Netherlands, Dordrecht, 67-91, 10.1007/978-94-007-0551-7_4.

WÓJCICKI K.J., SZYMCZYK A. & NITA M., 2020 - Influence of Late Holocene Alluviation on the Degradation of Peat-Forming Wetlands as Exemplified by the Lower Reach of the Osobłoga River Valley, Southern Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 537, 109461, 10.1016/j.palaeo.2019.109461.

WU Y., CHAN E., MELTON J.R. & VERSEGHY D.L., 2017 - A Map of Global Peatland Distribution Created Using Machinelearning for Use in Terrestrial Ecosystem and Earth System Models. preprint, Climate and Earth System Modeling, 10.5194/gmd-2017-152.

XU J., MORRIS P., LIU J. & HOLDEN J., 2018 - PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. Catena, 160, 134-140, 10.1016/j.catena.2017.09.010.

YU Z., LOISEL J., BROSSEAU D.P., BEILMAN D.W. & HUNT S.J., 2010 - Global Peatland Dynamics since the Last Glacial Maximum. Geophysical Research Letters, 37, (13), 10.1029/2010GL043584.

YVINEC J.-H., 1997 - Etude archéozoologique du site de la place des Hallettes à Compiègne (Oise), du haut Moyen Âge au XIIe siècle. Revue archéologique de Picardie, 13, (1), 171-210, 10.3406/pica.1997.1947.

VAN ZEIST W. & VAN DER SPOEL-WALVIUS M.R., 1980 - A Palynological Study of the Late-Glacial and the Postglacial in the Paris Basin. Palaeohistoria, 67-109.

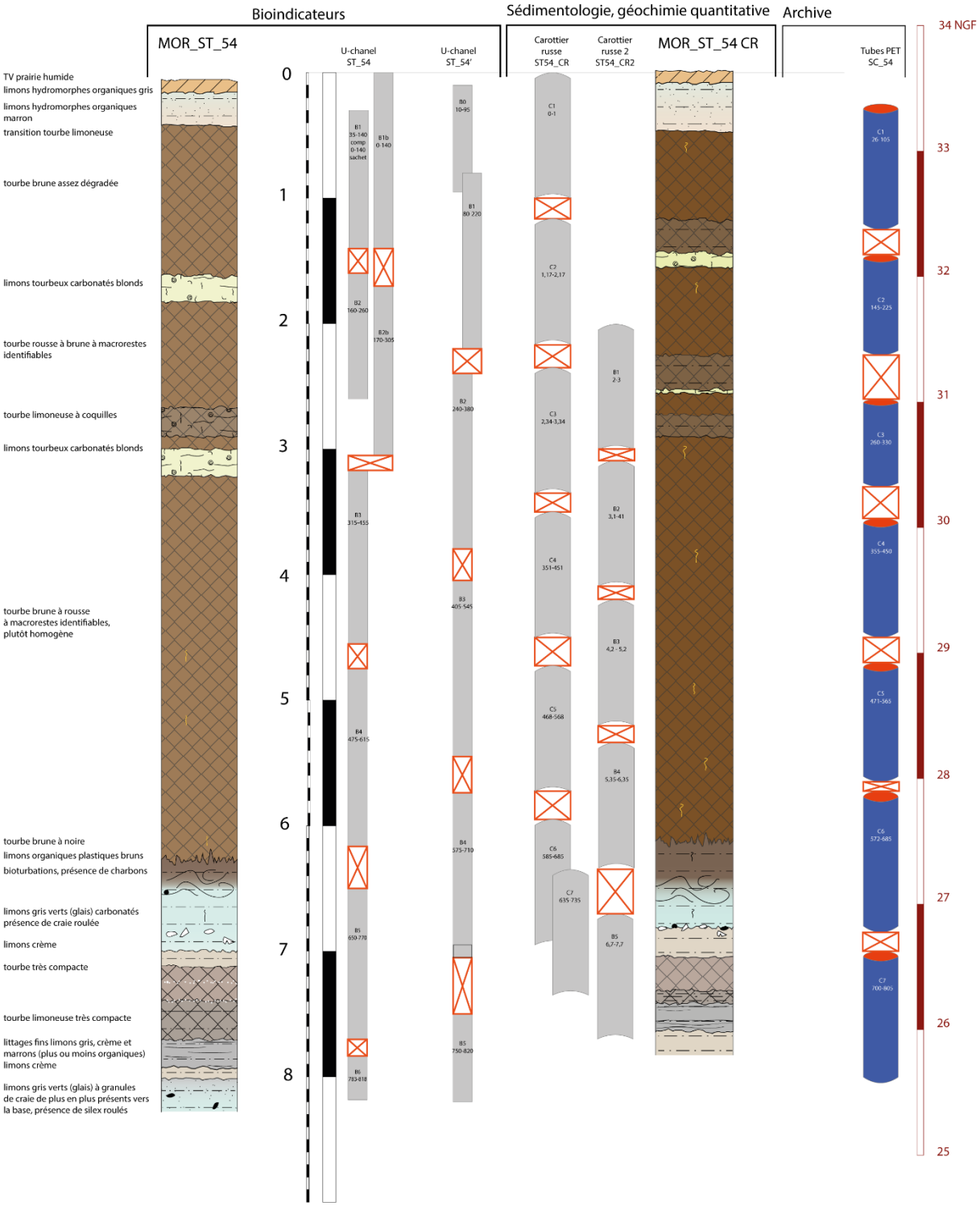
Annexes

Annexe : chapitre 1

Annexe 1.1 Répartition des différentes carottes pour les analyses de Morcourt – sondage de référence ST54

Sondage carroté n°54, Morcourt
C.Garcia, EDYSAN, UPJV, 2022.

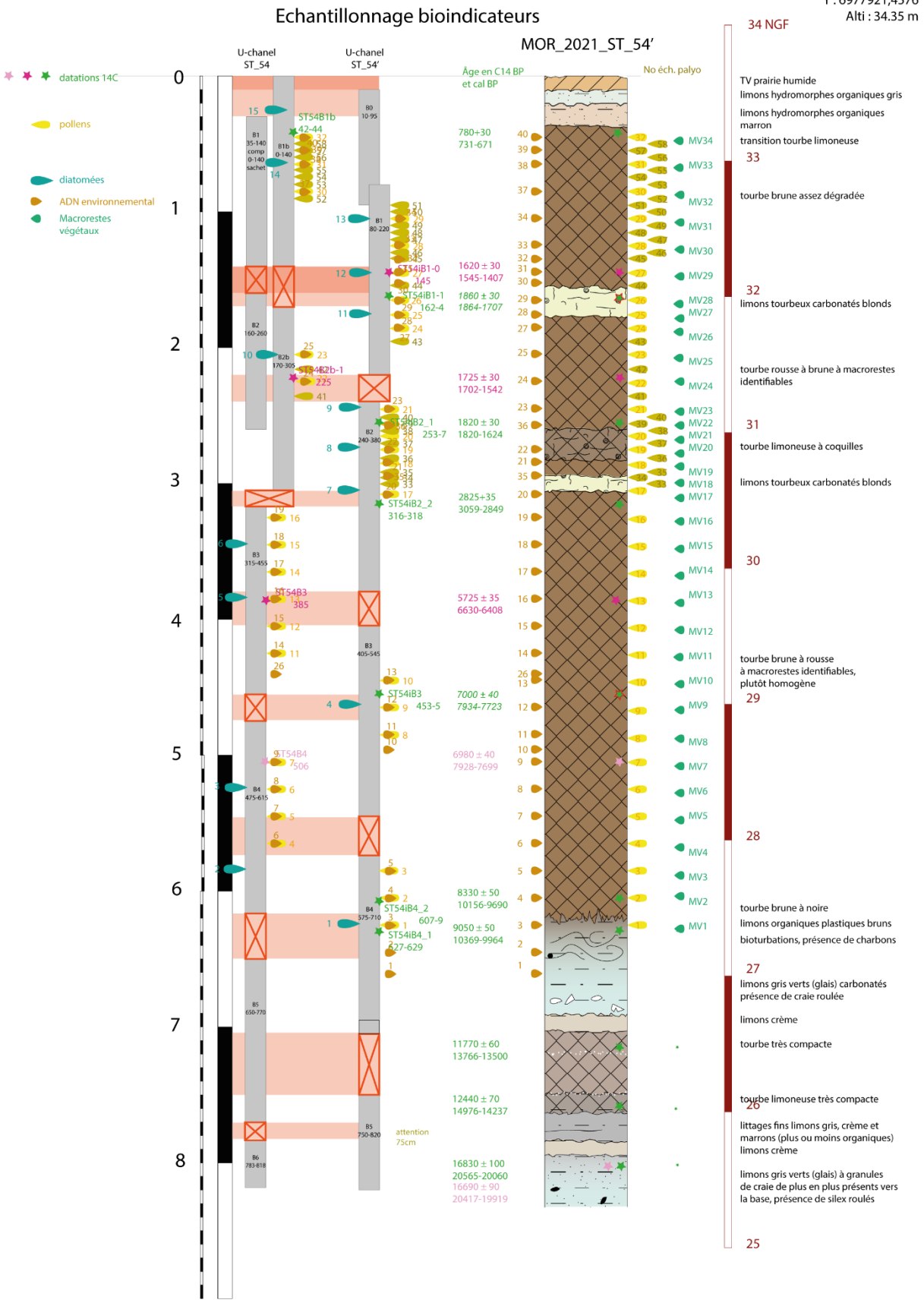
Coordonnées GPS (RGF 1993 Lambert-93):
X : 674713,5422
Y : 6977921,4576
Alti : 34.35 m



Annexe 1.2 Echantillonnage des bio-indicateurs et datations de Morcourt – sondage de référence ST54

Sondage carroté n°54, Morcourt
C.Garcia, EDYSAN, UPJV, 2023.

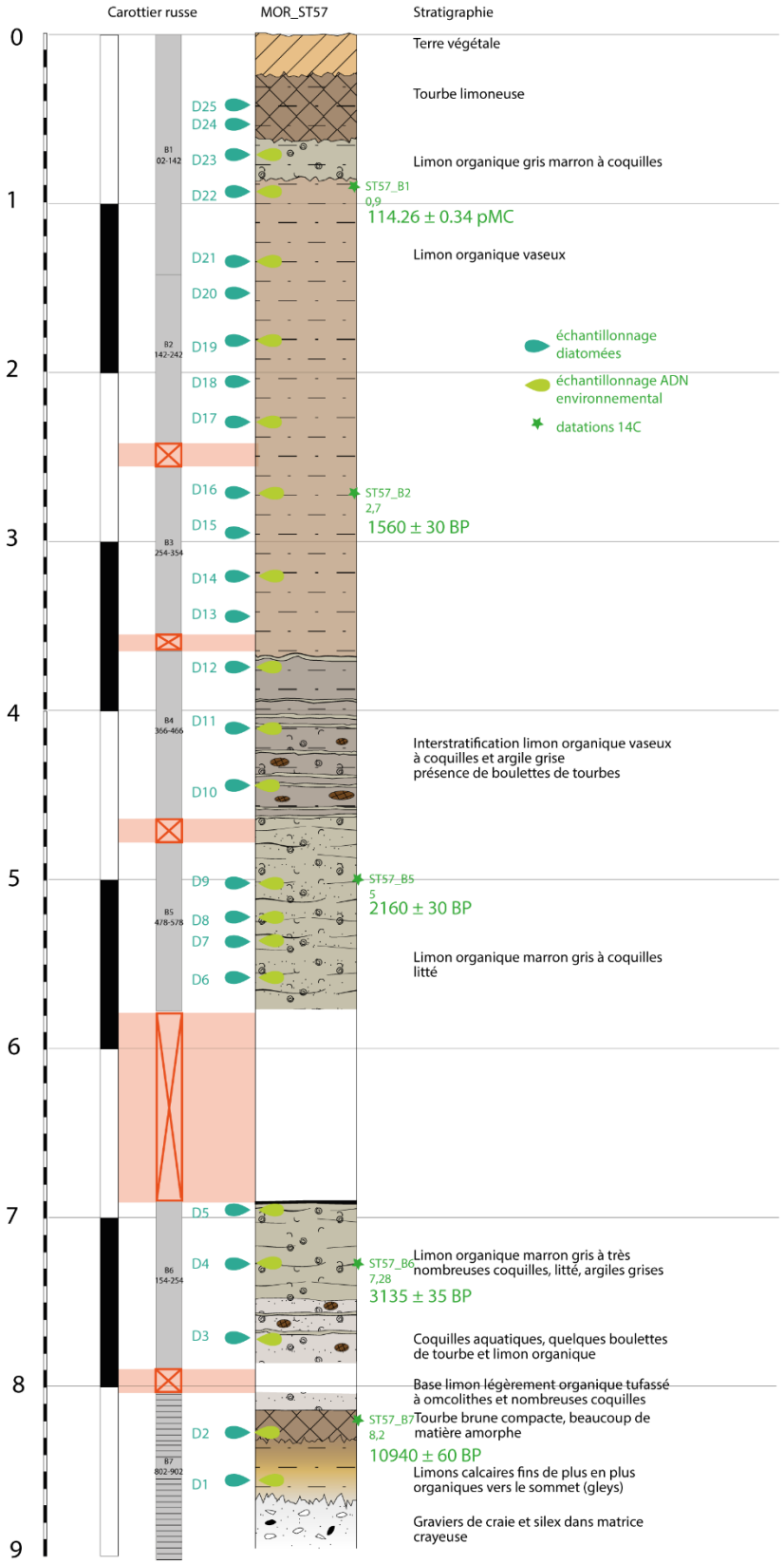
Coordonnées GPS (RGF 1993 Lambert-93):
X : 674713,5422
Y : 6977921,4576
Alti : 34.35 m



Annexe 1.3 Echantillonnage des bio-indicateurs et datations de Morcourt – sondage de référence ST57

Sondage carroté paléo-chenal, Morcourt
C.Garcia, EDYSAN, UPJV, 2023.

MOR_2021_ST_57
X : 674593,19 ; Y :6977782,33



Annexe 1.4 Productions scientifiques

Scientifiques écrites

Articles

Garcia, C., Antoine, P., Brasseur, B., 2022. Les séquences tourbeuses des fonds de vallées du bassin de la Somme (France) : historique des recherches, diversité des concepts et perspectives. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 25–45. https://doi.org/10.4000/quaternaire.16574

Publié, revue *Quaternaire*

Garcia, C., Brasseur, B., Bacon, J., Saulnier-Copard, S., Gauthier, C., Mathieu, L.-A., Gauthier, A., Michaelis, D., Mokadem, F., Antoine, P., soumis. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental evolution of alkaline peatlands from the Somme 1 valley (France): between climate and anthropogenic forcing.

Soumis, revue *Boreas*

Garcia, C., Antoine, P., Ducrocq, T., Bacon, J., Beaumont, L., Coutard, S., Dabkowski, J., Brasseur, B., soumis. Mise en place des tourbières alcalines et modifications de la dynamique fluviatile dans la moyenne vallée de la Somme (France) à l'Holocène. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire.

Soumis, revue *Quaternaire*, en relecture

Beaumont, L., **Garcia, C.**, Antoine, P., Brasseur, B., Dabkowski, J., Limondin Lozouet, N., soumis. Les tufs calcaires de la Moyenne vallée de la Somme : répartition géographique et évolution à l'Holocène. *Géomorphologie*.

Soumis, revue *Geomorphologie,* en relecture

Communications scientifiques

Orales

Garcia C., Antoine P., Brasseur B., 2022. Bottom valley peat deposits from the river Somme basin: a record of the climatic and anthropogenic impacts on fluvial environments during the last 15 ka. AFEQ, Quaternaire 13, Strasbourg, France, 14-16 mars 2022.

Garcia C., Brasseur B., Mathieu L.-A., Gauthier A., Antoine, P., 2023. Paleoenvironmental evolution of an alkaline fluviogenic peatland (fen) from northern France: a 14 kyr bottom valley history between climatic and anthropogenic forcing, EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 April 2023, EGU23-6408. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-6408

Garcia C., Brasseur B., Mathieu L.-A, Gauthier A., Michaelis D., Bacon J., Antoine, P., 2023. Peat sequences of the Somme Valley (Northern France): a 14,000 years long record of climate and

anthropogenic forcing factors on bottom valley fluvial environments. XXI INQUA, Rome, Italie, 13-20 juillet, 2023.

Posters

Garcia C., Antoine P., Brasseur B., 2022. Nouvelles recherches sur la séquence de fond de vallée et les tourbes de Morcourt (Haute vallée de la Somme), excursion 2022 AFEQ-SGN, Hauts-de-France, 19-21 mai 2022.

Garcia C., Brasseur B., Mathieu L.-A., Gauthier A., Antoine, P., 2022. Dynamiques et évolutions holocènes du système fluviatile tourbeux de la haute vallée de la Somme (Hauts-de-France). Labex Dynamite, Territoires en effervescence, Aubervilliers, France, 17-18 octobre 2022.

Garcia C., Mathieu L.-A., Brasseur B., Gauthier A., Michaelis D., Antoine P., 2023. Between climate and anthropogenic forcing: Holocene paleoenvironmental evolution of the Somme valley peat sequences (northern France). XXI INQUA, Rome, Italie, 13-20 juillet, 2023.

Beaumont L., Garcia C., Antoine P., Brasseur B., Dabkowski J., Limondin-Lozouet N., 2023. Interbedded history of Holocene tufa and alkaline peat formations in the Somme valley (France). XXI INQUA, Rome, Italie, 13-20 juillet, 2023.

Garcia C., Brasseur B., Mathieu L.-A., Gauthier A., Bacon J., Michaelis D., Antoine P., 2023. A 20 ka sedimentary and peat record influenced by climate and anthropogenic forcing in the Somme chalk fluvial system (northern France), AGU 2023, B03: Online Poster Session for Biogeosciences III, 11-15 décembre 2023 et 23 janvier 2024.

Médiation scientifique

Interventions

Fête de la Science 2021 et 2022 : animations scolaires avec le personnel de l'unité EDSYAN. Animation du jeu sérieux élaboré par l'équipe sur les continuités écologiques et les chaînes trophiques en paysage agricole.

Sortie Nature avec le Conservatoire d'Espaces Naturels des Hauts de France dans le marais de Morcourt, 15 octobre 2021. Présentation des tourbières sous 3 angles : l'extraction de tourbe, la biodiversité et la gestion du marais et l'évolution du paysage sur le temps long d'après la stratigraphie/les successions de sols.

Programme Méliscience

Intervention à l'Institution Saint-Joseph du Moncel à Pont-Saint-Maxence sur le microclimat forestier et en zone humide avec Fabien Spicher et Eva Gril (UMR EDYSAN). Présentation des métiers de la recherche et animation d'ateliers sur le microclimat avec quatre classes de Lycée.

Pint of Science 2023

Garcia C., Le Gouëf Y., 2023. Etudier le climat les pieds dans l'eau, ça vous botte ? Pint of Sciences, Beauvais. https://pintofscience.fr/event/climat

Fête de la Science 2023 : Animation du jeu sérieux élaboré par l'équipe sur les continuités écologiques et les chaînes trophiques en paysage agricole auprès de CE1, CE2, à l'école de Nesle avec Nelly Pardelle (doctorante EDYSAN). Suivi d'une conférence grand public : Garcia C., Berquer A., 2023. Les tourbières de la vallée de la Somme : des marais comme archives du passé, Fête de la Science, 6/10/2023, Nesle.

https://www.fetedelascience.fr/conference-inaugurale-les-tourbieres-de-la-vallee-de-la-somme-des-marais-comme-archives-du-passe









Formation

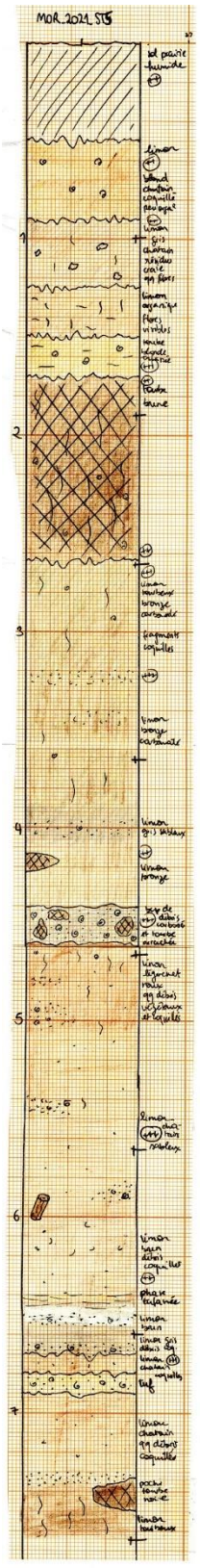
Participation à l'animation d'une formation sur la pédologie des tourbières dans le cadre du Plan d'actions en faveur des tourbières des Hauts-de-France (Conservatoire d'espaces naturels). Intervention aux côtés de Romain Dupérer (Bureau d'études *Ecometrum*) pour la profondeur temporel et l'encadrement des stagiaires dans la réalisation de sondages et présentation sur l'évolution des tourbières au cours de l'Holocène. Public : gestionnaires d'espaces naturels Conservatoire d'Espaces Naturels, Office National des Forêts, Réserves Naturelles, Bureau d'étude, Chargés de Missions Conseil Départemental et Fédération de Chasse.

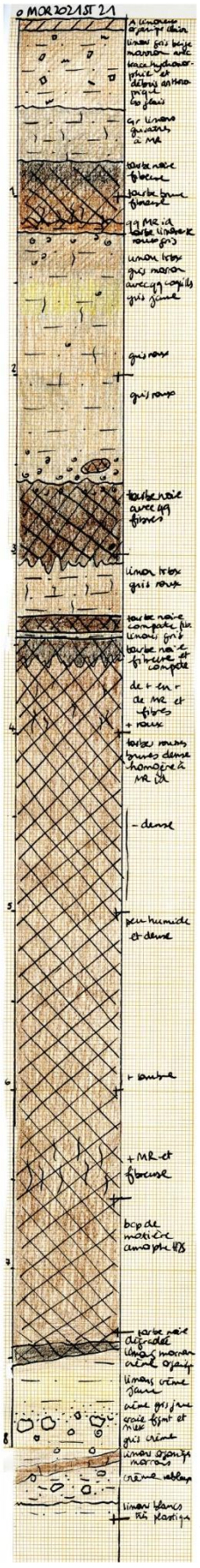
Interview

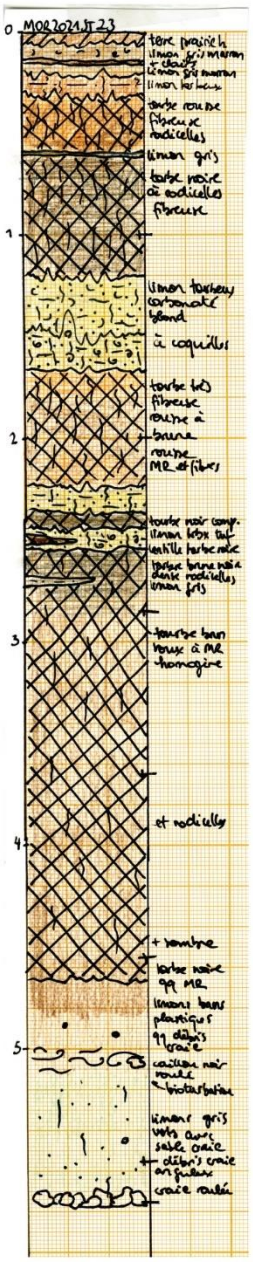
Interview par Claire-Marie Selles, publié le 23/10/2023 à 06h00, Protection de l'environnement, tourisme : les tourbières d'Étinehem-Méricourt bientôt restaurées avec loto de la biodiversité, France 3 Picardie.

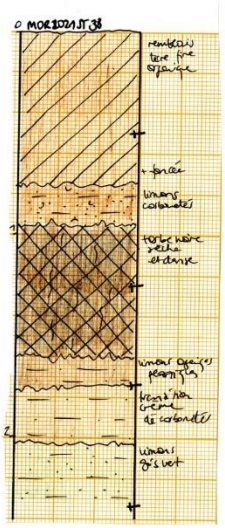
Annexes : chapitre 3

Annexe 3.1. Relevé de terrain – exemple de la variabilité des séquences de Morcourt



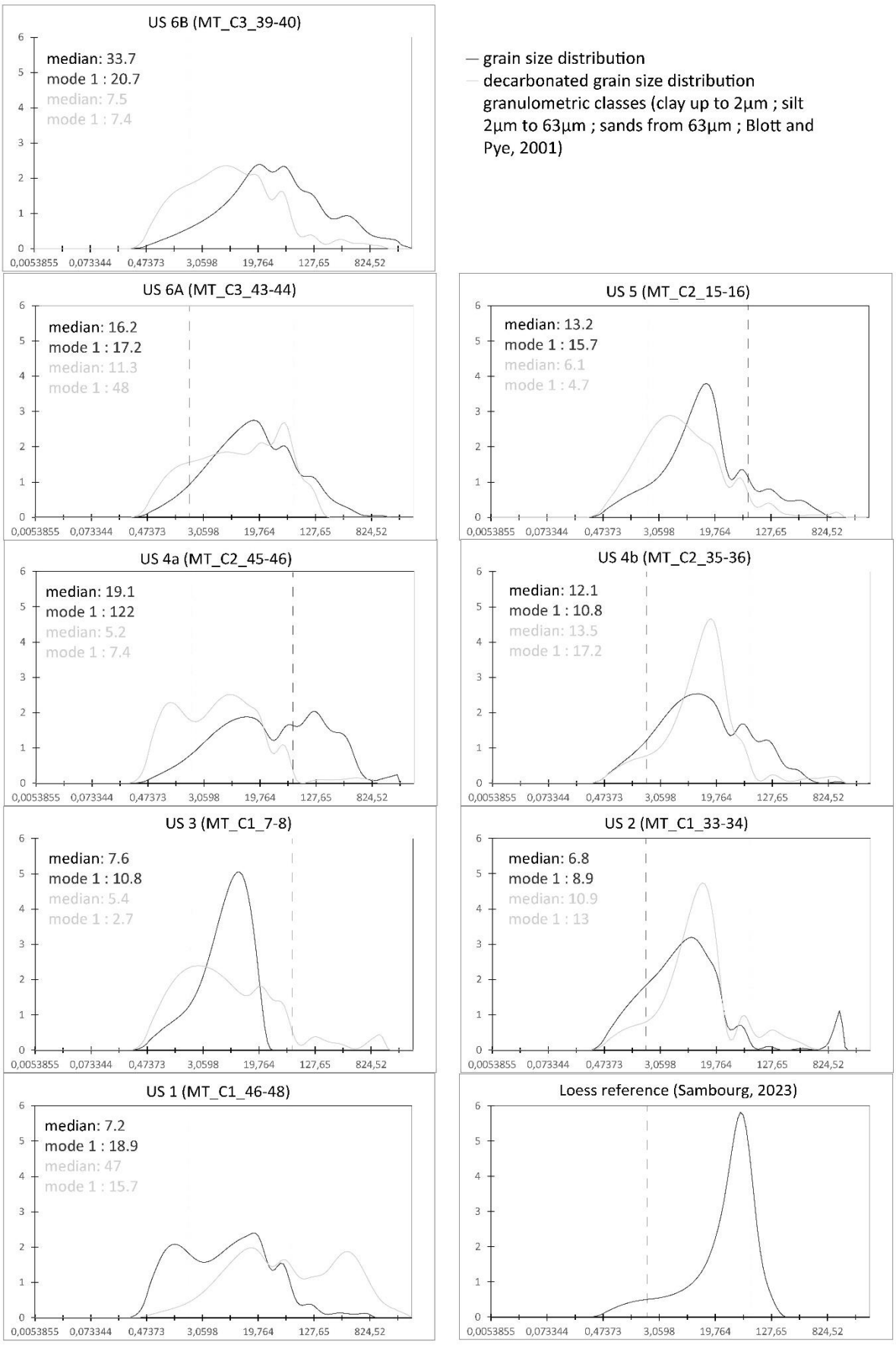


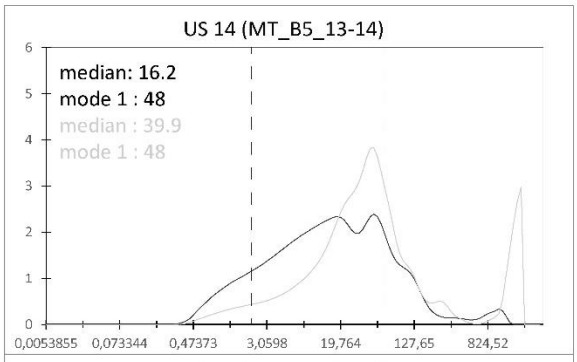


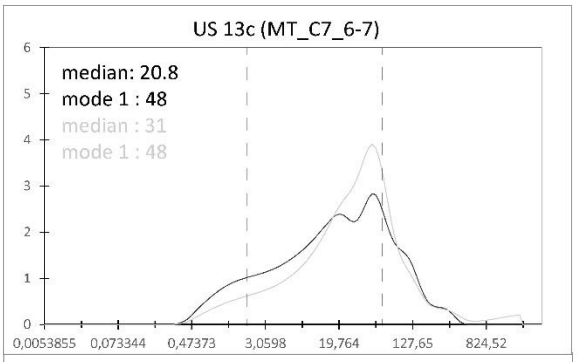


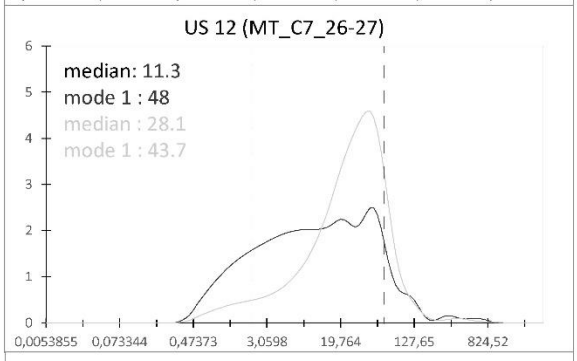
L'ensemble des relevés sont disponibles à l'adresse suivante : 10.6084/m9.figshare.25215791

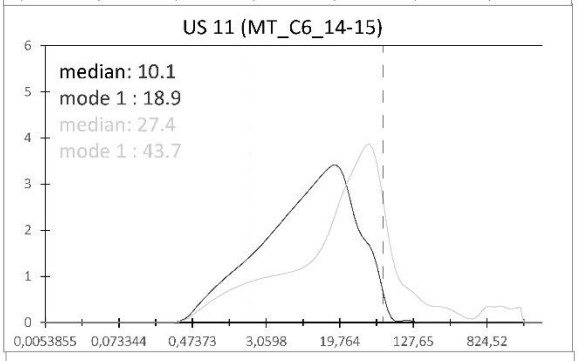
Annexe 3.2 Granulométries laser – Morcourt sondage de référence ST54

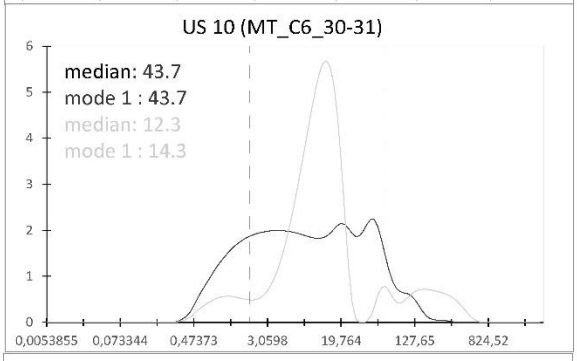


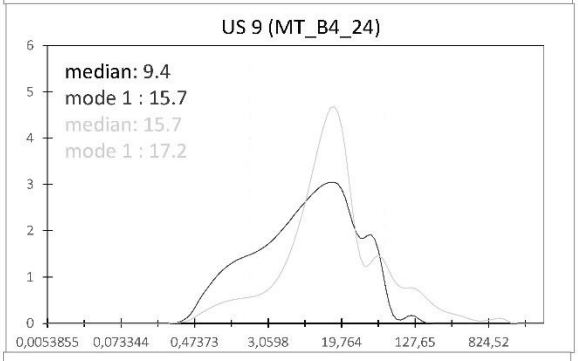

US 14 (MT_B5_13-14)
median: 16.2
mode 1 : 48
median : 39.9
mode 1 : 48
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52

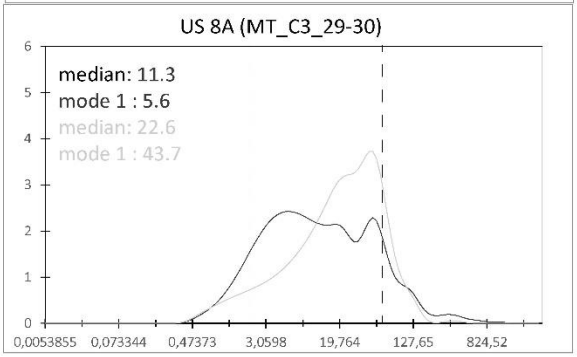

US 13c (MT_C7_6-7)
median: 20.8
mode 1 : 48
median : 31
mode 1 : 48
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52

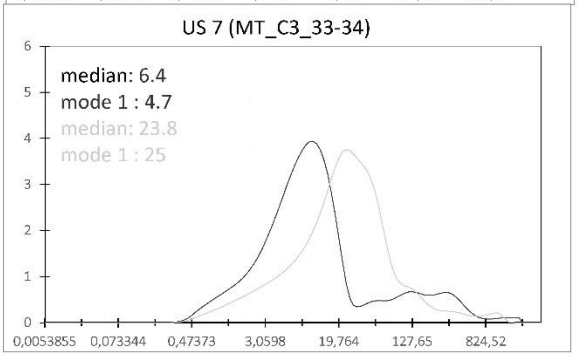

US 12 (MT_C7_26-27)
median: 11.3
mode 1 : 48
median : 28.1
mode 1 : 43.7
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52


US 11 (MT_C6_14-15)
median: 10.1
mode 1 : 18.9
median: 27.4
mode 1 : 43.7
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52


US 10 (MT_C6_30-31)
median: 43.7
mode 1 : 43.7
median: 12.3
mode 1 : 14.3
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52


US 9 (MT_B4_24)
median: 9.4
mode 1 : 15.7
median: 15.7
mode 1 : 17.2
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52


US 8A (MT_C3_29-30)
median: 11.3
mode 1 : 5.6
median: 22.6
mode 1 : 43.7
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52


US 7 (MT_C3_33-34)
median: 6.4
mode 1 : 4.7
median: 23.8
mode 1 : 25
0,0053855 0,073344 0,47373 3,0598 19,764 127,65 824,52

Annexe 3.2 Rapport d'étude palynologique du marais de Morcourt (PMC ST54), par Lou-Anne Mathieu, ingénieure d'étude, Laboratoire de Géographie Physique, 2 rue Henri Dunant, Thiais, 02.01.2023.

Rapport d'étude palynologique du marais de Morcourt

Contexte actuel

Le marais communal de Morcourt s'inscrit dans un complexe de marais tourbeux alcalins d'une superficie de plus de 40 hectares. Les prélèvements ST54/ST54' dont sont extraits les échantillons palynologiques sont situés au sein de ce marais, dans un méandre du lit majeur de la haute vallée de la Somme. Ils s'inscrivent au cœur d'une mégaphorbiaie sur sol humide : la tourbe fossile se situe à plusieurs dizaines de centimètres sous la surface et s'étend sur plus d'une dizaine de mètres. Ce type de mégaphorbiaie est fréquemment rencontrée sur les substrats superficiels minéralisés des grandes vallées tourbeuses, dont le fonctionnement hydro-écologique a été perturbé (FRANÇOIS *ET AL.*, 2012).

Le marais bénéficie d'un contrat *Natura 2000* : depuis quelques années, un système conservatoire de pâturage à bovins et de fauche est mis en place afin de lutter contre la fermeture du milieu, avec pour conséquence l'implantation de prairies humides. Le fond de vallée est un couloir de verdure s'inscrivant au centre d'un paysage d'*openfields* : des cultures, majoritairement de céréales, sont présentes à 300m à l'Ouest et 800m au Nord-Est. La zone a fait l'objet d'un inventaire botanique complet et d'une zonation végétale, disponible à la demande sur la base de données DIGITALES2 du Conservatoire Botanique de Bailleul.

Échantillonnage

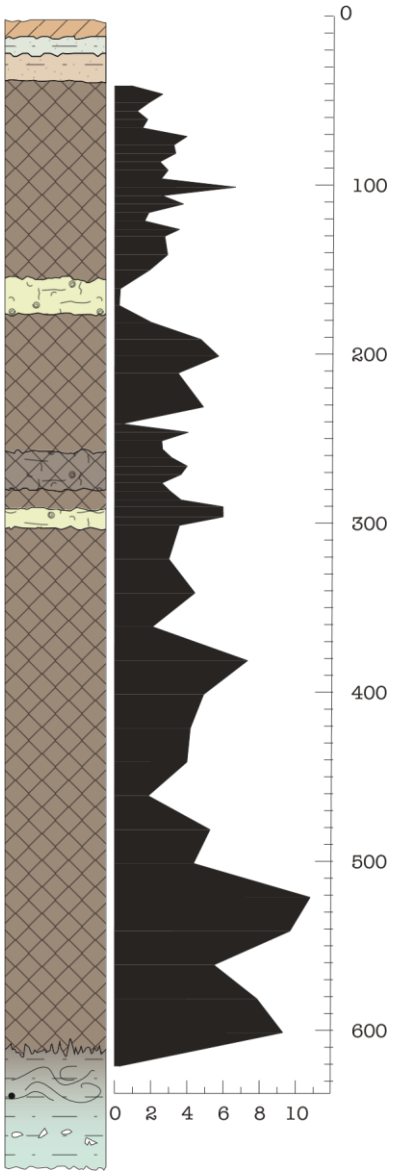
Suite au prélèvement de la *mastercore ST54* – issue d'une campagne de sondages effectuée en 2021 dans le cadre de la thèse de C. GARCIA (Edysan) – l'étude palynologique a été l'occasion d'accéder à une séquence couvrant l'entièreté de l'Holocène. Elle recoupe les unités stratigraphiques 7 à 14, soit plusieurs centaines de centimètres (640cm-36cm), avec une maille d'échantillonnage comprise entre 5 et 20 cm. Dans le cadre d'un mémoire de recherche au Muséum National d'Histoire Naturelle (MATHIEU, 2022), 32 échantillons avaient été étudiés. Lors de la présente étude, les trois derniers mètres du diagramme ont été affinés et complétés par 26 échantillons supplémentaires.

Protocole

Les préparations chimiques ont été effectuées au laboratoire de palynologie du Laboratoire de Géographie Physique à Thiais (UMR 8591). La méthode employée est celle utilisant de la potasse à chaud (KOH à 10%). La lecture des lames au microscope est faite au grossissement x40 ou x25 jusqu'à ce qu'au moins 300 grains de pollen aient été comptés, ainsi qu'une vingtaine de taxons (R_{EILLE}, 1990). Toutefois, lorsqu'un taxon était prédominant (ici les *Cyperaceae*), la lecture a été poursuivie jusqu'à obtenir au moins 200 grains de pollen, abstraction faite de ce dernier. La somme de base utilisée pour le calcul des pourcentages des taxons prend en compte le total du pollen des arbres et arbustes (PA) et des herbacées (NPA) ; les spores de mousses et fougères sont exclues de la somme de base.

Cependant, 13 échantillons ne remplissent pas cette condition d'un minimum de taxons : les échantillons **4, 7, 10** sont intégrés dans le diagramme mais considérés comme moyennement fiables (14 à 16 taxons), tandis que les échantillons **2, 5, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 23** sont perçus comme suffisamment

fiables (17 à 19 taxons), du fait du nombre conséquent de grains comptés. La concentration sporo-pollinique très basse (4 072 gr.g-1) de l'**échantillon n°21** est due à une erreur de manipulation au laboratoire lors de la phase du SPT et n'a donc pas de signification quantitative. L'**échantillon n°22** ne fait pas partie du diagramme pour une raison pragmatique : le protocole chimique est inadapté pour cet échantillon très riche en matière organique, rendant quasi-impossible une lecture des pollens et spores. Sa richesse pollinique a cependant été calculée sur la base d'une lecture de cinq lignes.



Datations radiocarbones

Sur la *mastercore*, 10 échantillons ont été sélectionnés pour datations radiocarbones. Les datations ^{14}C ont été réalisé en février 2022 au laboratoire d'études radiocarbones de Poznań, sur des agglomérats de tourbe, limons organiques et restes végétaux. Elles ont ensuite été complétées par 5 datations supplémentaires. Les âges mesurés correspondent aux âges conventionnels, exprimés en âge BP. Après correction par calibration sur *OxCal v.4.4*, avec les tables atmosphériques de REIMER *ET AL.*, (2020), soit *IntCal20*, les dates réelles sont exprimées en cal. BP et sont complétées par un écart type signifiant que les âges calibrés ont 95,4% de chance de se situer dans l'intervalle +-2s. Un modèle de l'âge profondeur a été réalisé sur le programme R par C. GARCIA avec le package *Bacon* (version 3.0.0) en utilisant la courbe *IntCal20*.

FIG. 1. Concentration sporo-pollinique liée à la colonne stratigraphique (10 000gr/g-1; cm).

Résultats

Richesse pollinique

Tout d'abord, il faut souligner la richesse de ces échantillons d'un point de vue sporo-pollinique, et ce tant en quantité, qu'en diversité taxonomique (**Fig. 1**). En effet, on a pu dénombrer jusqu'à 36 taxons, avec une conservation sporo-pollinique allant jusque 100 000 gr.g^{-1}. Il faut cependant remarquer une opposition des niveaux inférieurs – avec une plus grande conservation sporo-pollinique couplée à une moindre richesse taxonomique (14 à 20 taxons) – aux niveaux supérieurs, eux marqués par une augmentation des richesses (20 à 36 taxons), associée à une conservation moins importante.

Groupes écologiques

Les spectres polliniques de tourbière vont surreprésenter la végétation locale, développée au sein du système et à proximité immédiate (WALLER *ET AL.*, 2016). Certains auteurs (WALLER *ET AL.*, 2012) s'appuient sur des données statistiques pour suggérer que les *Cyperaceae* entrainent une surestimation de l'ouverture des milieux lors de l'étude d'un complexe tourbeux. Cependant, dans le cadre d'une étude portée par un projet lié aux zones humides tourbeuses, le choix d'intégrer les *Cyperaceae* et les taxons aquatiques dans la somme de base a été fait afin d'obtenir une image locale.

Ligneux	*Pinus, Juniperus, Corylus, Myrica, Viburnum, Abies, Picea* *Betula, Salix, Fraxinus, Alnus,* *Quercus* caducifolié-t., *Ulmus, Hedera, Tilia, Carpinus betulus*-t., *Taxus, Sambucus, Quercus ilex*-t., *Fagus, Oleaceae, Acer, Prunus t.,*
Céréales et herbacées messicoles	*Hordeum*-t., *Secale*-t., *Triticum*-t., *Centaurea cyanus*-t., *Convolvulus*
Rudérales et nitrophiles	*Mercurialis, Polygonum aviculare*-t., *Polygonum persicaria*-t., Urticaceae
Piétinement	*Plantago lanceolata*-t.
Apophytes	Amaranthaceae, *Artemisia, Rumex,* Rubiaceae
Taxons ubiquistes de milieux ouverts	Apiaceae, Asteroideae, *Anthémis* t., Cichorioideae, *Cirsium* t., *Centaurea, Centaurea scabiosa* t., *Verbascum* t., *Symphytum, Brassicaceae, Cannabis-Humulus*-t., Caryophyllaceae, *Helianthemum,* Ericaceae, Fabaceae, *Trifolium* – t., *Vicia* –t., Lamiaceae, Primulaceae, Ranunculaceae, *Thalictrum,* Rosaceae, *Sanguisorba minor, Sanguisorba officinalis,* Scrofulariaceae, Valerianaceae
Hélophytes	Cyperaceae, *Cladium, Parnassia*
Roselières basses	*Filipendula, Lythrum, Sparganium-Typha* –t.
Roselières hautes	*Typha latifolia*
Aquatiques, macrophytes enracinés	*Callitriche, Menyanthes, Myriophyllum verticillatum*-t., *Nuphar,* *Nymphaea, Potamogeton, Utricularia*

FIG. 2. Tableau des groupes écologiques.

Des groupes écologiques ont été créés en prenant en compte la spécificité de l'écosystème de la tourbière (Fig. 2). Un système tourbeux n'est pas homogène : il est constitué d'une mosaïque de groupements, telles des pelouses hygrophiles, prairies humides, communautés d'héliophiles de berges, etc (BOURNERIAS *ET AL.*, 2001). Cependant, le palynologue est souvent restreint au rang de la famille pour les herbacées, rendant difficile l'assimilation d'un taxon au sein ou à l'extérieur de la tourbière. De plus, beaucoup d'espèces attribuées aux milieux ouverts peuvent aussi se retrouver dans les systèmes de tourbières et milieux humides (FRANÇOIS *ET AL.*, 2012). Les taxons *Myrica* et *Cladium* sont des indicateurs de conditions spécifiques de tourbe (WALLER *ET AL.*, 2016) : un effort d'identification s'est donc porté sur eux selon les critères de FAEGRI & IVERSEN (1989). Pour rappel, il convient d'être prudent concernant l'interprétation de *Rumex* : beaucoup d'espèces sont liées à une anthropisation mais quelques-unes sont inféodées aux écosystèmes des tourbières basses (HEIM, 1970 ; VETVICKA *ET AL.*, 1981). Le taxon *Hordeum* est très présent dans les prairies humides (BOURNERIAS *ET AL.*, 2001) et, en cela, n'est pas forcément une indication anthropique dans notre étude.

La séquence pollinique

Sur l'ensemble de la séquence étudiée, la strate arborée n'est que peu présente, et, est dominée par *Corylus* (noisetier), secondée par *Quercus* caducifolié-t. (chêne caducifolié). La ripisylve est faiblement représentée. La strate herbacée est dominée par les *Cyperaceae* et les *Poaceae*. La lecture de l'évolution environnementale sur la séquence de Morcourt a permis de distinguer plusieurs zones polliniques. La zonation pollinique a été établie d'après les variations quantitatives et qualitatives des taxons, d'après les fluctuations d'au moins deux courbes de taxons importants du point de vue écologique ou dynamique. L'échantillon n°1 n'a pas été pris en compte dans la zonation. La zonation est conforme à celle réalisée avec une analyse par *cluster* sur le logiciel *Past4*. Cinq zones ont été définies (FIG. 3-4) :

- Zone Mor 1 (605cm-555cm).

La concentration sporo-pollinique est très élevée. Elle diminue de 90 000 gr.g^{-1} à 50 000 gr.g^{-1} (**unité 8** : *tourbe brune à rousse à macrorestes végétaux*).

Les taux d'A.P. sont à 46%. La strate arborée est caractérisée par la présence majoritaire de *Corylus* (17%), *Quercus* caducifolié-t. (10%), *Pinus* (8%), *Ulmus* (5%), *Betula* (2%), accompagnés plus sporadiquement de *Myrica, Salix* et *Fraxinus*.

La strate herbacée se compose de Cyperaceae (35%) et de Poaceae (12%), ainsi que de Ranunculaceae (2%), et de taxons de milieux ouverts (Apiaceae, Asteroideae, *Artemisia*, Cichorioideae, Fabaceae, *Vicia*-t., *Polygonum persicaria*-t., Rosaceae, *Filipendula*, *Sanguisorba officinalis,* Urticaceae) ainsi que d'hygrophiles (*Typha latifolia, SparganiumTypha*-t.).

• Zone Mor 2 (555cm-315cm)

La zone marque le maximum de *Corylus* et l'apparition d'*Alnus*, et, est subdivisée en deux sous-zones, définies par le développement de *Tilia*.

La concentration sporo-pollinique est encore élevée ; elle fluctue entre 20 000 gr.g^{-1} et 100 000 gr.g^{-1} (unité 8).

Les taux d'A.P. sont hauts, à 60%. La strate arborée est composée à majorité de

Corylus (30%), accompagné de *Quercus* caducifolié-t. (8%), *Ulmus* (8%), *Pinus* (4%), *Tilia* (3%), *Alnus* (1%) et de *Taxus, Sambucus, Betula, Juniperus, Hedera, Myrica,* Oleaceae*, Fraxinus,* et *Salix*.

La strate herbacée est faite de Cyperaceae (30%), Poaceae (5%), Ranunculaceae (2%), spores monolètes lisses (1-36%) et sporadiquement, de taxons ubiquistes de milieux ouverts (Apiaceae, Asteroideae, *Artemisia*, Amaranthaceae, *Helianthemum*, Fabaceae, Rosaceae, Rubiaceae, Urticaceae) ainsi que d'hygrophiles et d'aquatiques (*Cladium*, *Filipendula*, *Sparganium-Typha*-t., *Typha latifolia, Nuphar, Nymphaea, Potamogeton*).

• Zone Mor 3 (315cm-278cm).

La zone marque l'apparition de *Fagus* et *Carpinus betulus*-t., ainsi que de premiers marqueurs d'anthropisation.

Elle correspond à trois unités lithologiques différentes (unité 8 ; unité 9 : *limons blonds carbonatés à coquilles* ; unité 10 : *tourbe brune*). Les concentrations sont autour de 40 000 gr.g^{-1}.

Les taux d'A.P. sont moyens, à 40%. La strate arborée est composée à majorité de *Corylus* (16%), *Quercus* caducifolié-t. (6%), *Alnus* (4%), *Tilia* (2%), *Pinus* (2%), *Betula* (2%), *Salix* (1%), *Ulmus* (1%) et *Juniperus*, *Taxus, Abies*, *Hedera, Carpinus betulus*-t*., Acer, Myrica, Fraxinus, Salix* et *Fagus.*

La strate herbacée est constituée de Cyperaceae (35%) et de Poaceae (13%), spores monolètes lisses (10%), *Sparganium-Typha*-t. (5%), Ranunculaceae (2%), Rubiaceae (1%), *Typha latifolia* (1%) et sporadiquement, de taxons de milieux ouverts (Apiaceae, *Artemisia*, Asteroideae, *Anthémis*-t., *Centaurea*, Cichorioideae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae, *Cannabis-Humulus*-t., Fabaceae, Valerianaceae), de taxons marqueurs d'anthropisation (Rubiaceae, *Convolvulus, Hordeum*-t*., Plantago lanceolata*-t., *Triticum*-t., *Rumex*, et *Polygonum aviculare*-t.) et de taxons hygrophiles et aquatiques (*Filipendula*, *Cladium*, *Myriophyllum verticillatum*-t.).

• Zone Mor 4 (278cm-180cm)

La zone est caractérisée par une ouverture et diversification du milieu ; elle est subdivisée en deux sous-zones, définies par une expansion des Cyperaceae et une légère déprise anthropique.

La concentration sporopollinique est autour de 30 000 gr.g^{-1} (unité 11 : *tourbe limoneuse à coquilles*) puis 45 000 gr.g^{-1} (unité 12 : *tourbe brune rousse à macrorestes végétaux carbonatés*).

Les taux de N.A.P. sont à 90%. La strate herbacée est composée à majorité de Cyperaceae (62%) et Poaceae (20%), *Sparganium-Typha*-t. (10%), *Typha latifolia* (3%), Ranunculaceae (3%), spores monolètes lisses (4%), Filipendula (2%), *Plantago lanceolata*-t. (1%), et sporadiquement de taxons de milieux ouverts (Apiaceae, Asteroideae, *Artemisia*, Brassicaceae, Cichorioideae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Ericaceae, *Mercurialis*, Lamiaceae, Scrofulariaceae, Rosaceae, *Verbascum*, Valerianaceae), taxons indices d'anthropisation (*Hordeum*-t., *Triticum*-t., *Sanguisorba minor*, *Polygonum aviculare* t., *Rumex*, Rubiaceae), et de taxons hygrophiles et aquatiques (*Cladium*, *Myriophyllum verticillatum*-t., *Parnassia, Callitriche, Potamogeton, Lythrum, Nuphar).*

La strate arborée est constituée de *Corylus* (4%), *Quercus* caducifolié-t. (3%), *Betula* (2%), *Alnus* (2%), *Fagus* (2%), *Pinus* (1%), *Carpinus betulus*-t. (1%), et sporadiquement de *Salix, Tilia*, *Ulmus, Quercus ilex*-t.*, Acer, Viburnum, Juniperus, Abies*, *Myrica, Hedera, et Fraxinus*.

• Zone Mor 5 (180cm-45cm)

Une division en trois sous-zones a été établie : un rôle écologique important de *Fagus*, puis une expansion des Cyperaceae et des fougères, et enfin, l'augmentation de la prairie.

Une chute de la concentration à un minimum de 3 000 gr.g^{-1} (unité 13 : *limons blonds carbonatés à coquilles*) est enregistrée, puis une augmentation autour de 20 000 gr.g^{-1} (unité 14 : *tourbe brune limoneuse carbonatée*).

Les taux de N.A.P. sont en moyenne à 85%, avec de fortes fluctuations. La strate herbacée est très diversifiée et composée à majorité de Cyperaceae (50%) et Poaceae (18%), ainsi que de spores monolètes lisses (20%), *Cladium* (6%), *Sparganium-Typha*-t. (4%), *Typha latifolia* (1%), Apiaceae (2%), Ranunculaceae (3%), H*ordeum*-t. (1%), *Filipendula* (1%), *Plantago lanceolata*-t. (1%), *Rumex* (1%), Rubiaceae (1%), et de taxons de milieux ouverts (Asteroideae, *Artemisia*, *Centaurea, Centaurea scabiosa*-t., *Cirsium*-t., *Symphytum*,

Cichorioideae, *Cannabis-Humulus*-t., Brassicaceae, Caryophyllaceae, Amaranthaceae, Ericaceae, Fabaceae, Lamiaceae, *Trifolium*-t., Primulaceae, Rosaceae, *Sanguisorba minor*-t, *Sanguisorba officinalis*-t., *Sanguisorba minor*-t., Scrofulariaceae, *Thalictrum*), de taxons marqueurs d'anthropisation (*Centaurea cyanus*-t., *Secale*-t., *Triticum*-t., *Polygonum aviculare*-t.*),* et d'aquatiques et hygrophiles (*Nuphar, Nymphaea, Potamogeton, Lythrum, Parnassia, Callitriche*, *Myriophyllum verticillatum*-t., *Utricularia*).

La strate arborée est constituée de *Corylus* (4%), *Fagus* (4%), *Quercus* caducifolié-t. (2%), *Carpinus betulus*-t. (1%), *Betula* (1%), Alnus (1%) et sporadiquement de *Pinus, Acer, Salix, Juniperus, Fraxinus, Sambucus, Picea, Tilia, Hedera, Acer, Myrica, Ulmus,* Oleaceae, *Prunus*-t.

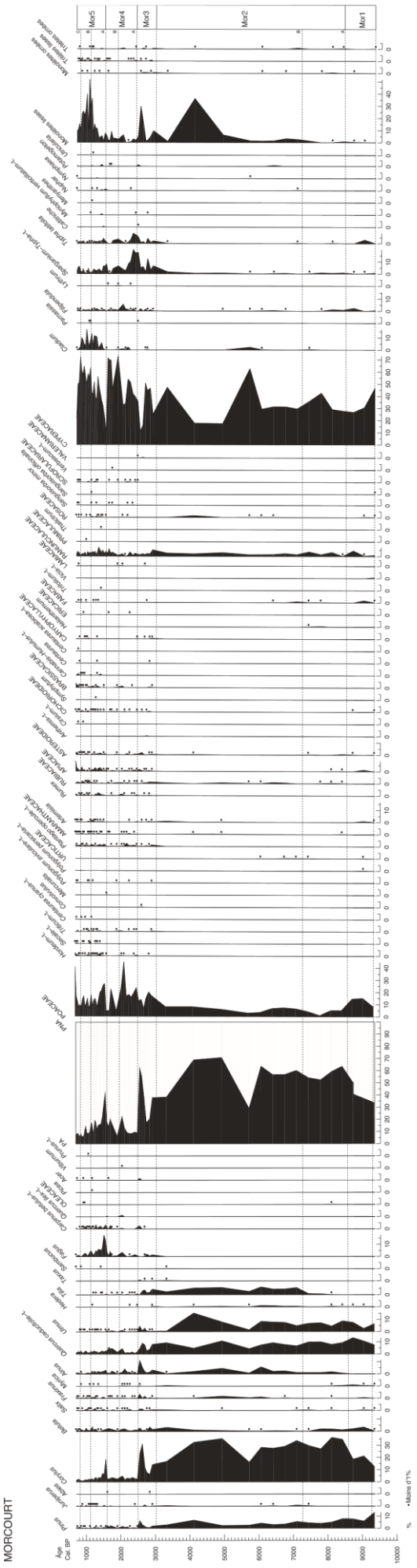


FIG. 3. Diagramme palynologique complet de Morcourt, selon l'âge (modèle d'âge Bacon).

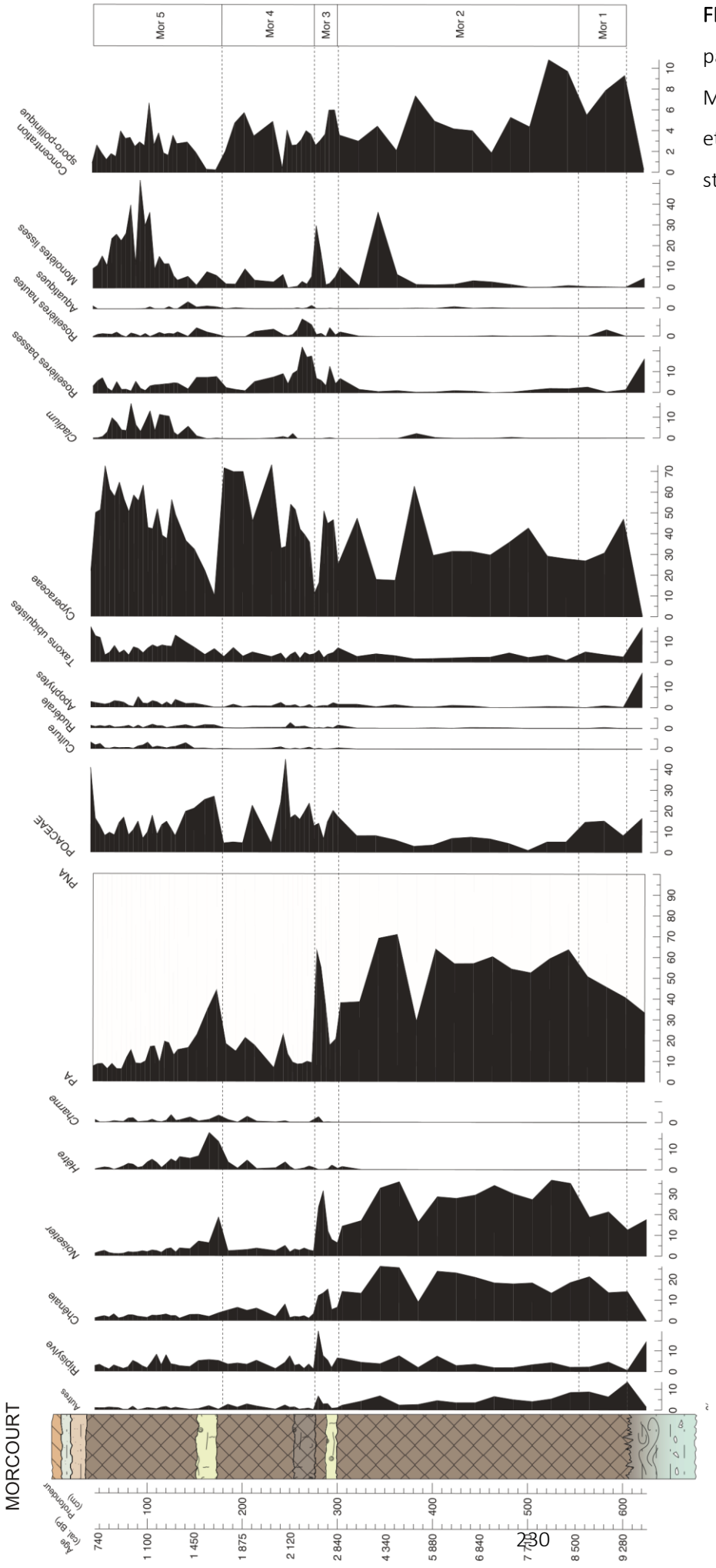


FIG. 4. Diagramme palynologique synthétique de Morcourt, selon la profondeur et en parallèle du modèle stratigraphique de C. Garcia

Interprétation

Les études sur la pluie pollinique actuelle établissent que la majorité des apports polliniques provient de la végétation locale et du voisinage, d'1 m à 500 m, et un tiers serait régional, de 500 m à 10 km (HEIM, 1970). Une carte a été créée afin de matérialiser théoriquement le signal pollinique local reçu par ST54/ST54' **(Fig. 5)**. Il faut garder à l'esprit que la séquence est très longue, avec un échantillonnage à basse résolution à sa base : il est donc possible que de courtes fluctuations n'aient pas été perçues. L'interprétation des valeurs des pourcentages des différents taxons est faite sur la base des modèles établis par HUNTLEY & BIRKS (1984). Les zones, sous-zones et événements marquants ont été datés par les résultats du modèle âge-profondeur, en utilisant la moyenne cal. BP proposée. Les limites chronologiques des périodes archéologiques suivent les datations cal. BP définies pour la région Picardie (MATHIEU, 2022). Afin de faciliter la compréhension des différentes temporalités, une frise chronologique a été produite (**Fig. 6**).

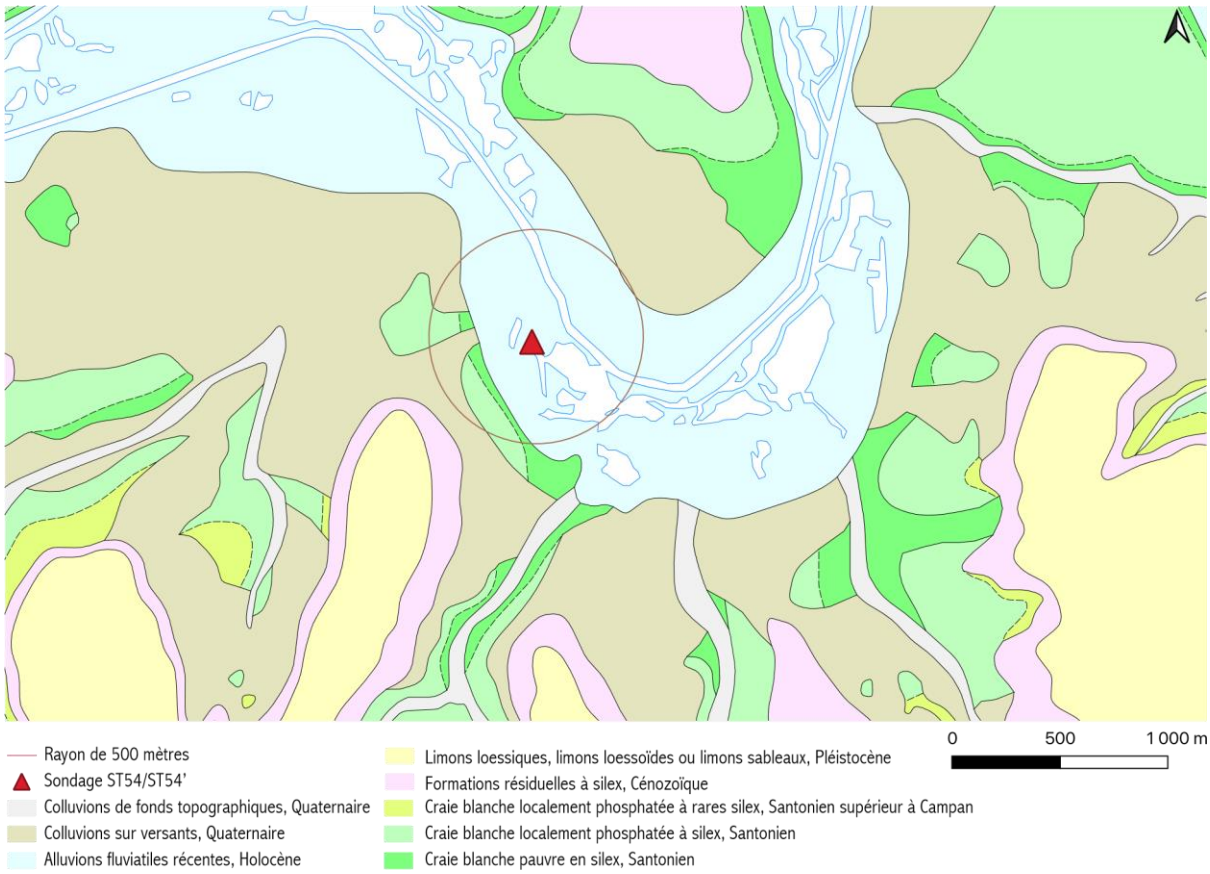


FIG. 5. Carte géologique avec un rayon de 500 m, délimitant théoriquement la majorité des apports polliniques. QGIS 3.16 et fond de carte : BRGM/R P-53473-FR.

Dans un premier temps, nous devons constater que l'échantillon n°1 (**unité 1 :** *limons organiques plastiques bruns*) ne présente que sporadiquement des taxons aquatiques ou hygrophiles, couplés à la concentration sporo-pollinique la plus pauvre du diagramme (2 460 gr.g^{-1}). Le matériel pollinique présente plusieurs faciès de dégradation, dont le plus extrême décrit par CUSHING (1967) ainsi que des grains de couleurs différentes. Cela sous-tend de possibles liens avec des processus taphonomiques liés à l'oxydation, mais aussi des remaniements stratigraphiques, et donc, peut marquer un biais dans le signal originel (LEBRETON ET AL., 2017). De plus, son palynofaciès est riche en micro-charbons. Une hypothèse pourrait être un phénomène d'érosion : au moment de l'enfouissement le matériel est

mélangé à une charge détritique issue de l'érosion du bassin versant. De fait, la composition du spectre montre une association entre *Corylus* (22%), *Artemisia* (20%) et *Betula* (15%). Un mélange avec des sédiments antérieurs à l'âge du dépôt de l'**unité 1** est envisageable, dans notre cas probablement daté de la fin du Tardiglaciaire. De tels phénomènes de remaniements ont été régulièrement observés par A. MUNAUT (1998) dans la vallée de la Somme, où les dépôts correspondant au Boréal sont en contact direct des sédiments du début Allerød, avec des mélanges de couches dues à des bioturbations.

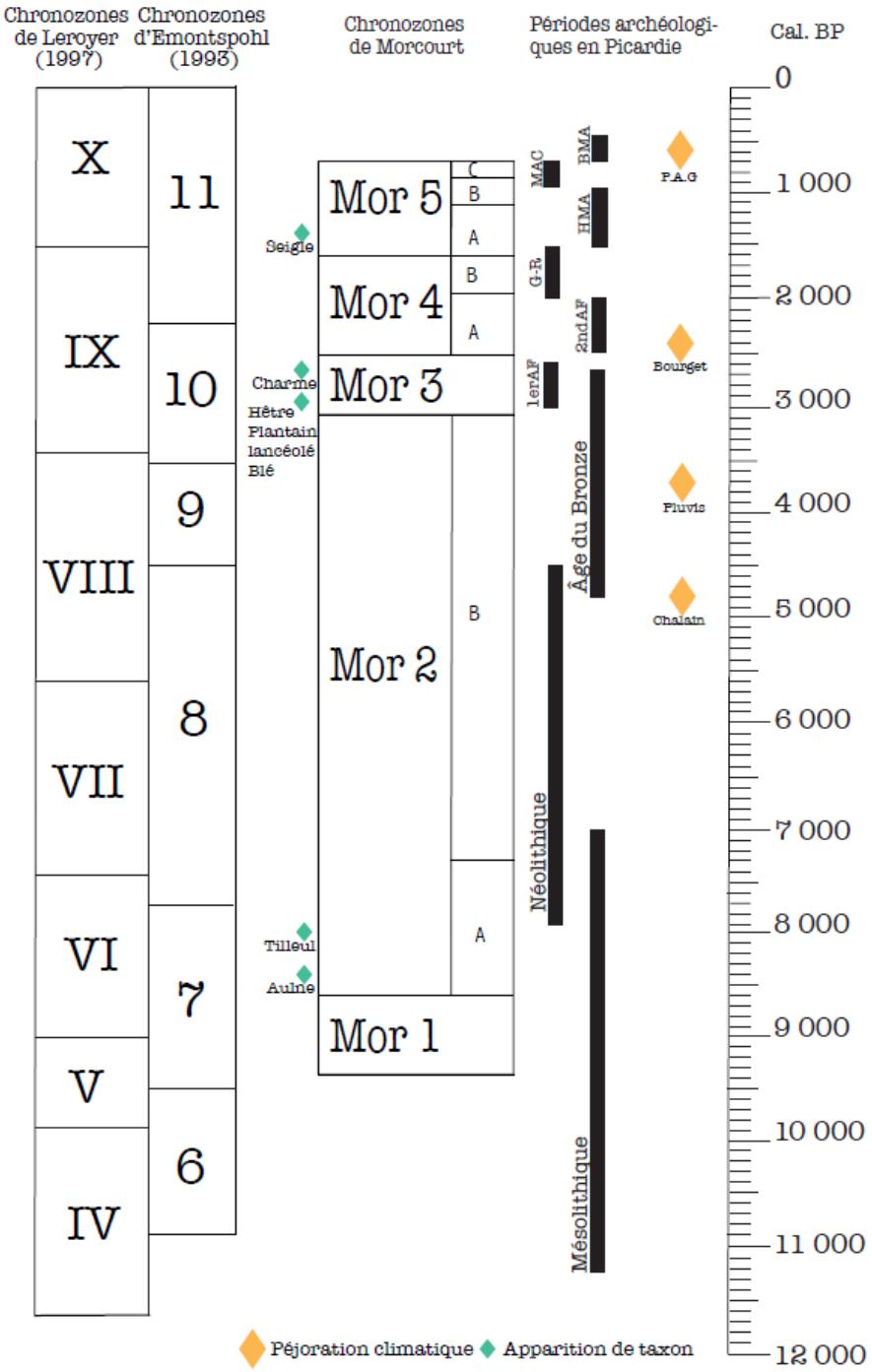


FIG. 6. Frise chronologique mettant en parallèle les chronozones de LEROYER pour le Bassin Parisien (1997), EMONTSPOHL pour la vallée de la Somme (1993), Morcourt, ainsi que les périodes archéologiques picardes (MATHIEU, 2022).

La zone Mor 1 (9 350 – 8560 cal. BP) laisse à voir un milieu semi-ouvert (A.P. < 50%). La zone est rapprochée des périodes archéologiques des deux dernières phases picardes du Mésolithique.

La végétation est majoritairement composée de clairières ou prairies, plus ou moins humides, où se développent les noisetiers, arbres héliophiles, et quelques boisements formés de chênes et d'ormes, probablement présents en périphérie de la zone riveraine, sur les sols mieux drainés des versants ou des plateaux. Une discrète ripisylve (bouleau, saule, frêne) se développe aux bords de la Somme. La présence de *Myrica* peut être un indicateur spécifique des conditions physico-chimiques de la tourbière : elle témoigne d'une tourbière alcaline légèrement acide en surface (WALLER, 2017).

Les fluctuations des concentrations sporo-polliniques peuvent indiquer des alternances entre des phases de dépôts en milieu calme et d'autres en milieu plus actif. D'après la stratigraphie de la séquence, la zone Mor 1 correspond à l'unité de mise en place de la tourbière. Les valeurs de concentrations maximales pour la séquence peuvent donc être dues à la qualité de la tourbe produite.

La zone Mor 2 (8560 – 3 050 cal. BP) est divisée en deux sous-zones, et laisse à voir un milieu intermédiaire (A.P. < 60%), dominé par le noisetier. La zone est rapprochée des périodes archéologiques picardes de la fin du Mésolithique, du Néolithique et du début de l'Âge du Bronze.

La première (Mor 2A : 8560 – 7 300 cal. BP) marque l'expansion maximale de la corylaie, laissant voir un couvert végétal régional dense. L'aulne est enregistré pour la première fois dans le spectre à 8 420 cal. BP (2%), taux associés à une présence locale, mais éparse. Dans notre cas d'une tourbière alcaline se développant sur un méandre de la Somme, l'aulne s'est probablement implanté sur des sols tourbeux. L'écosystème est particulier, on parle alors d'aulnaie turficole, ou de bois marécageux d'aulnes, caractérisés par une strate arborescente clairsemée (FRANÇOIS *ET AL.*, 2012). La chênaie-ormaie (16%) implantée sur les versants ou les plateaux se diversifie avec l'apparition du tilleul à 8 110 cal. BP.

Ensuite (Mor 2B : 7 300 – 3 050 cal. BP), le tilleul atteint des proportions maximales de 3-4%, qui sont des taux élevés pour une espèce entomophile : de tels pourcentages insinuent une importance écologique du taxon dans la forêt. La courbe de l'orme évolue conjointement à la courbe du chêne – avec de légères fluctuations – mais chute à 1% à 3 330 cal. BP.

Les fluctuations des concentrations sporo-pollinique de Mor 2 sont encore importantes avec des valeurs hautes. Il est possible d'y voir la continuation des alternances entre phases de dépôts en milieu calme puis en milieu plus actif, avec une stabilisation des conditions en fin de zone, ainsi qu'une activité turfigène toujours très qualitative portée par les *Cyperaceae*.

En vallée de la Somme, les variations dans la courbe de l'orme sont remarquées dans les diagrammes de W. VAN ZEIST & M.R. VAN DER SPOEHL-WALVIUS (1980) ainsi qu'à Étouvie à 30 km à l'Ouest (MUNAUT, 1998) autour de 6 000 cal. BP. Les fluctuations sont conjecturées en tant que déboisements néolithiques : l'absence d'herbacées indices d'anthropisation ne permet pas d'affirmer de même pour Morcourt. Cependant, la présence avérée de sites dès le Néolithique ancien sur les proches plateaux du Santerre, associés à une importante mise en culture des terres pour du blé (PRAUD *ET AL.*, 2018), pourrait aller dans le sens de déboisements régionaux, avec une rapide recolonisation des ligneux.

La zone Mor 2 peut – sur la base des datations et des caractéristiques polliniques – être corrélée avec les zones VII et VIII de C. LEROYER (1997) pour le Bassin Parisien. Cependant, elle en diffère dans le développement de l'aulne, qui à Morcourt n'atteint pas de taux élevés. W. VAN ZEIST & M.R. VAN DER SPOEL-WALVIUS (1980) évoquent l'expansion différentielle de l'aulne selon les conditions locales, ce qui pourrait s'appliquer à Morcourt. Des études analogiques effectuées sur des systèmes d'aulnaies tourbeuses établissent un seuil entre 2 et 70% de pollen d'*Alnus* comptés : ces proportions dépendent

de facteurs liés à la localisation précise du prélèvement au sein de la zone humide, pouvant alors entrainer un biais représentatif (WALLER *ET AL*., 2004).

La zone Mor 3 (3 050 – 2 520 cal. BP) laisse à voir un milieu semi-ouvert (A.P. < 40%). La zone est rapprochée des périodes archéologiques picardes de la fin de l'Âge du Bronze et du 1er Âge du Fer.

La dynamique générale des arbres est assez marquée : sont enregistrés un épisode de baisse des taxons ligneux (A.P. : 20%), puis de résurgence vers 2 700 – 2 550 cal. BP (A.P. : 65%). Le noisetier domine toujours la strate arborée. La chênaie est majoritairement constituée de chênes, de tilleuls et d'ormes. L'orme connaît ses dernières fluctuations à 1-5%, puis reste ensuite discret jusqu'à la fin de l'Holocène. Le hêtre apparaît de manière subcontinue à 2 910 cal. BP avec un léger développement régional. Le charme apparaît en milieu de zone, vers 2 700 cal. BP, annonçant une présence locale éparse. La ripisylve semble se développer avec une présence de bouleaux et de saules, ainsi qu'une augmentation de l'aulne à 4-10%.

La strate herbacée se développe et se diversifie : le milieu s'ouvre et des taxons héliophiles s'implantent. Un autre changement est à noter à 2 910 cal. BP : est enregistrée une première phase d'apparition conjointe de plantes rudérales et d'indices de culture (BEHRE, 1981). Les études actualistes s'accordent sur une faible production et dispersion des pollens des céréales automogames *Triticum* et *Hordeum* (blé et orge), et donc, une présence à proximité du point de sondage si elles sont identifiées (HEIM, 1970 ; BEHRE, 1981). La présence de céréales couplée à des taxons à tendance rudérale (plantain lancéolé, oseille, *Rubiaceae*) et messicole (liseron, renouée des oiseaux) peut être rapportée à des cultures effectuées sur conditions sèches, et de fait, en limite des zones tourbeuses, ou sur des reliefs légèrement surélevés, comme c'est toujours le cas aujourd'hui (LEBRUN *ET AL*., 2014). Il est alors possible de conjecturer un lien entre les fluctuations de la forêt et de probables déboisements ou défrichements, suivis par une légère déprise anthropique de la zone, perçue au travers d'une recolonisation de l'espace par le noisetier, le chêne et l'aulne. Le taxon *Plantago lanceolata* est aussi un indice d'abandon de terres exploitées (BEHRE, 1981).

Une ou plusieurs communautés de roselières de massettes et rubaniers s'installent dans la zone humide locale. Cette association peut être reliée au groupement écologique de roselières à *Typha latifolia* et *Sparganium erectum*, dont les témoins actuels se développent sur substrats minéraux eutrophes : des sols inondés de façon modérée mais régulière (BOURNERIAS *ET AL*., 2001). Ce sont des indices d'une mise en eau plus importante du milieu, ainsi que d'une activité turfigène renforcée, la massette étant un grand producteur de biomasse (VETVICKA *ET AL*., 1981). Les Cyperaceae, elles, fluctuent à de hautes valeurs. Les filipendules s'installent de manière plus conséquente, probablement au sein de prairies humides, à partir de Mor 3, et ce jusque Mor 5.

La lithologie évolue : on passe de limons blonds carbonatés à coquilles à une tourbe brune, puis une tourbe limoneuse à coquilles. L'activité hydrologique du fleuve peut avoir repris une dynamique importante, matérialisée par le dépôt de limons de l'unité 9. La modification du milieu a pu impacter la végétation régionale, et, être un autre facteur ayant joué un rôle dans dynamique des ligneux : dans les cycles de succession végétale, les dépôts d'alluvions peuvent être facteurs de blocage de l'emboisement (BOURNERIAS *ET AL*., 2001). Néanmoins, la concentration sporo-pollinique semble se stabiliser.

La chute de l'orme est complexe à appréhender et le phénomène est perceptible au niveau européen. Elle aurait eu pour origine de multiples facteurs : une compétition avec de nouvelles espèces, un climat défavorable, des pathogènes destructeurs, ainsi que des perturbations anthropiques (HUNTLEY & BIRKS, 1984). Les auteurs corrèlent d'ailleurs ce phénomène à l'expansion du hêtre en Europe de l'Ouest, favorisée par les sols défrichés et les fluctuations climatiques. Autour de Morcourt, la pression

humaine semble donc devenir plus importante dès la fin de l'Âge du Bronze, ce qui va dans le sens des données paléoenvironnementales générales de C. LEROYER & G. ALLENET (2006) pour le Bassin

Parisien.

La zone Mor 4 (2 520 – 1 580 cal. BP) est caractérisée par une strate herbacée devenue majoritaire (A.P. < 10%), ainsi que des phases d'anthropisation bien définies. La zone est rapprochée des périodes archéologiques picardes du 2nd Âge du Fer et de la période Gallo-Romaine.

Une chute brutale de tous les taxons arborés (A.P. : 10%) – dont la plus impressionnante est celle du noisetier – est enregistrée en début de zone (Mor 4A : 2 520 – 1 970 cal. BP). Le tilleul disparaît quasiment à 2 500 cal. BP. Sont notées les apparitions du chêne vert et de la viorne. La présence de l'essence subméditerranéenne du chêne vert à 2046 cal. BP peut soulever des problématiques autour de l'humidité et du climat : correspond-t-il à une spécificité régionale, un apport lointain, ou une influence de la romanisation ? Un essor de diversité des herbacées ubiquistes de zones ouvertes est à noter, en association avec des taxons liés à des conditions sèches, telles que la petite pimprenelle (*Sanguisorba minor*) et la renouée des oiseaux (*Polygonum aviculare*). La présence de plantes rudérales et mellifères, associées à du blé, laisse entrevoir des terres fréquentées et exploitées par les sociétés, à proximité de notre zone humide. En s'appuyant sur ces indices, il est possible que ce nouvel épisode de chute des taxons ligneux soit le fait des sociétés du 2nd Âge du Fer et d'une dynamique de défrichements et déboisements tendant à s'intensifier. La courbe des Poaceae est intéressante : elle fluctue plus qu'elle ne le faisait aux zones précédentes, avec un pic notable à 40%. La végétation hygrophile montre une phase d'expansion de la roselière (2 480 – 2 190 cal. BP), indiquant toujours une mise en eau assez profonde. La phase de la roselière correspond au stade lithologique d'une tourbe brune limoneuse à coquilles.

Puis (Mor 4B : 1 970 – 1 580 cal. BP), sont enregistrés de légers épisodes de reboisements (A.P. : 20%). Le hêtre s'étend à 2% et le charme se développe à 1% : ces taux indiquent un rôle tout de même important au sein de la strate forestière proche du sondage. Des chênaie-hêtraies se développent donc régionalement, accompagnées de noisetiers, charmaies, et d'un discret retour local de l'orme. Les taxons marqueurs d'anthropisation se font plus discrets en fin de sous-zone. Une fois le milieu redevenu de la tourbe brune carbonatée, la roselière laisse place à une expansion de Cyperaceae (70%). En l'absence de marqueurs forts d'anthropisation, tout laisse croire à un changement des conditions hydrologiques au sein de la zone locale : la tranche d'eau est peut-être moins profonde.

L'hypothèse d'une intensification de la pression humaine aux alentours de la tourbière de Morcourt est corroborée par les études archéologiques menées à proximité. DEFGNÉE & MUNAUT (1996) constatent que le phénomène de déboisement est déjà bien entamé à la fin du 2nd Âge du Fer en vallée de la Somme : les études palynologiques conduites à proximité de sites archéologiques montrent une forêt morcelée en bois, des taillis – composés de bouleaux et noisetiers – inscrits dans un paysage ouvert, ainsi qu'une production céréalière s'accroissant jusqu'au 1er siècle. Puis, au sein du Santerre, les occupations gallo-romaines sont assez denses sur les plateaux, constellés de *villae* aux dimensions parfois considérables (AGACHE *ET AL*., 1965).

La zone Mor 5 (1 580 – 700 cal. BP) est caractérisée par un paysage ouvert (A.P. < 20%), de nouveaux épisodes de déboisements ou défrichements, ainsi qu'une présence humaine plus soutenue : la zone humide et ses alentours se diversifient en une mosaïque de végétations ouvertes. La zone est rapprochée des périodes archéologiques picardes de la fin de l'ère Gallo-Romaine, du Haut Moyen Âge et du Moyen Âge classique.

Dans un premier temps (Mor 5A : 1 580 – 1 150 cal. BP) est enregistrée une augmentation des taux de boisement à 40%, puis des fluctuations et une baisse à 15%. Est notée une expansion maximale du hêtre,

peut-être favorisée par les terrains déboisés. Il est possible qu'une hêtraie soit située à proximité du sondage, car le taxon est présent à des taux élevés (6%). La ripisylve évolue vers une aulnaie-frênaie avec une légère présence du saule, dynamique documentée par les phytosociologues lors d'un atterrissement progressif ou un assèchement du substrat, fréquemment accompagnée du houblon sauvage (FRANÇOIS *ET AL*., 2012). En appui à cette hypothèse, les grains de *Cannabis-Humulus* identifiés s'apparentent plus à du houblon selon les critères de MERCURI *ET AL*. (2002) et BEUG (2004). L'ouverture du milieu est lisible par l'expansion et la diversification des herbacées héliophiles. De sporadiques indices agricoles de cultures locales de blé sont perçus, avec une première apparition du seigle à 1 426 cal. BP. Le seigle est une céréale allogame, avec une haute productivité et une bonne dispersion, et, est l'indice le plus fiable de culture (HEIM, 1970 ; BEHRE, 1981). La céréale est décelée de manière continue jusqu'à la fin de la séquence. La présence continue de taxons rudéraux et apophytes (*Rumex, Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Rubiaceae* et *Plantago*) reflète une fréquentation humaine plus intensive, avec de probables actions de pâturages ou de fauches. La présence locale du genévrier – ligneux indiquant en fin d'Holocène des défrichements ainsi que des pâturages en conditions sèches (HEIM, 1970) – appuie cette hypothèse. La grande pimprenelle (*Sanguisorba officinalis*) est un taxon traditionnellement fauché dans les anciennes prairies exploitées (VETVICKA *ET AL*., 1981) et la petite pimprenelle (*Sanguisorba minor*) indique des conditions sèches, voir des remblais

(BOURNÉRIAS *ET AL*., 2001).

Au niveau de la zone humide, un léger développement des *Poaceae*, ainsi qu'une roselière à rubaniers et massettes, est corrélé à une chute des *Cyperaceae* (70% à 10%). Le développement des taxons aquatiques montre une proximité avec une étendue d'eau : la nappe phréatique semble s'être élevée à un haut niveau. La présence du taxon carnivore des tourbières *Utricularia* indique des eaux ouvertes et libres. Ces indices, associés à un phénomène de chute des concentrations à 3 000 $g.g^{-1}$, sont à relier à la nature même du substrat de limons blonds carbonatés à coquilles, indiquant un arrêt momentané de la sédimentation tourbeuse. Puis, les *Cyperaceae* atteignent de hauts niveaux (50%), avec le développement des marisques (*Cladium*). L'augmentation de ces taxons turfigènes peut avoir participé aux augmentations de la production de tourbe, avec une dilatation, et de la conservation sporo-pollinique. La présence des taxons *Thalictrum*, *Symphytum* et *Filipendula* indique une forme rudéralisée de la cladiaie (BOURNÉRIAS *ET AL*., 2001). D'un point de vue écologique, le marisque a un très fort pouvoir colonisateur et forme des cladiaies (BENSETTI *ET AL*., 2002). En palynologie, *Cladium* est aussi un marqueur des conditions physicochimiques d'une tourbière (WALLER, 2017) : le taxon se développe dans des eaux peu profondes. Le marisque est très sensible à un abaissement prolongé de la nappe : de fait, l'unité peut être liée à une période de stabilisation du système hydrologique. De plus, le rôle majeur des sédiments carbonatés dans l'écologie de *Cladium* a déjà été établi (GALKA *ET AL*., 2019), ici confirmé par le fait que l'unité lithologique soit une tourbe brune limoneuse carbonatée, ayant pu favoriser son développement. La cladiaie peut être favorisée à la suite de l'abandon ou de l'absence de gestion d'un site, ou par une perturbation hydrologique

(BENSETTI *ET AL*., 2002 ; FRANÇOIS ET AL., 2012). Certaines pratiques agro-pastorales utilisent le feu dans la gestion du milieu, ce qui peut favoriser les molinies ou les marisques, espèces pyrophytes (FRANÇOIS *ET AL*., 2012). Cependant, la présence de micro-charbons n'est pas attestée dans les palynofaciès de ces niveaux tourbeux.

Dans un deuxième temps (Mor 5B : 1 150 – 840 cal. BP), il ne subsiste plus grande chose de la végétation arborée (P.A. < 10%), composée à majorité de noisetiers, de la frênaieaulnaie et d'une discrète chênaie-hêtraie, le hêtre ayant perdu de son importance écologique. Un épisode de culture du seigle est perçu à 2% vers 1 140 cal. BP, insinuant une présence de champs à proximité du sondage ; selon des études sur la pluie pollinique actuelle, la céréale pourrait être identifiée à 1% à plus de 15 m des limites des

champs (HALL, 1994). Des développements continus de *Cyperaceae*, marisques et fougères sont notés à des maximums (70%, 15%, 50%). L'activité turfigène reprend fortement – certainement liée aux conditions locales d'expansion des hélophytes et une stabilisation des apports en eau – concomitant à des taux élevés de la concentration sporo-pollinique (70 000 $g.g^{-1}$).

A partir de 840 cal. BP (Mor 5C), la végétation de la zone humide chute : les *Cyperaceae* diminuent à 20% et le marisque chute à 1%. La zone humide semble indiquer une transformation hydrologique, avec une remontée locale des eaux : quelques aquatiques sont présentes et la massette augmente légèrement. La disparition de la marisque pourrait insinuer des battements plus fréquents de la nappe, ou, une oligotrophisation des habitats. De plus, il est actuellement observé que les phénomènes anthropiques répétés de drainage, mais aussi dans une moindre mesure de fauchage, pacage, ou, incendie, sont fatals aux cladiaies – et plus globalement aux systèmes tourbeux alcalins – qui peuvent alors être colonisés par des prairies à molinies sur sols calcaires tourbeux, à nappe battante avec assèchements (BOURNÉRIAS *ET AL*., 2001 : Molinion-caeruleae ; FRANÇOIS *ET AL*., 2012). Enfin, les apports limoneux au sein de la tourbe insinuent la reprise d'une activité hydrologique, de probable érosion des versants et de perturbation de la production tourbeuse, dont la concentration chute à 9 000 $gr.g^{-1}$. La molinie étant une *Poaceae*, cela pourrait expliquer leur développement à 40%. L'association avec des *Asteroideae* (2%), *Fabaceae* (1%) et *Apiaceae* (8%) est typique des prairies mésophiles à mésohygrophiles pouvant être exploitées en prairies de fauches (FRANÇOIS *ET AL*., 2012). Cependant, les *Poaceae* peuvent aussi provenir du voisinage et indiquer une présence importante de milieux ouverts ou prés autour du sondage.

Les données archéologiques de la période alto-médiévale (HARNAY *ET AL*., 2014) montrent que les plateaux du Santerre constituent des exemples types de paysages d'*openfields* et d'habitats groupés, avec la majorité des terres disponibles exploitées pour la culture des céréales (85% de la surface totale), donnée concordant ici avec un taux bas de ligneux (<10%). Les cultures se font sur les plateaux : les prairies sont réduites aux abords des villages ou dans les fonds de vallées, avec des gestions de cheptels de porcs et bœufs. Le début de la culture du seigle enregistré en palynologie à la fin de la période Gallo-Romaine et au début du Haut Moyen Âge concorde donc bien avec les données archéobotaniques picardes

(DEFGNÉE & MUNAUT, 1996 ; ZECH-MATTERNE, 2014), lié à l'influence grandissante des populations germaniques.

L'explication proposée par W. VAN ZEIST & M.R. VAN DER SPOEL-WALVIUS (1980) pour le conséquent développement en zone 10 du hêtre à Fréchencourt, situé à 10 km à l'Ouest de Morcourt, est que le sol humide et lourd, favorable au développement de l'essence, n'a pas été favorisé pour les pratiques agricoles. Concernant le développement de la hêtraie dans la zone Mor 5A, il convient de remarquer que de véritables hêtraies sont enregistrées au Subatlantique dans le Nord de la France, dont un exemple est enregistré à seulement 4 km à l'Est de ST54/ST54', entre 3 000 et 2 600 cal. BP à Proyart (EMONTSPOHL, 1994). Concernant la raréfaction de l'essence, perçue ici en Mor 5B, VAN ZEIST & VAN DER SPOEHL-WALVIUS (1980) émettent les hypothèses suivantes : soit les terrains – autrefois épargnés – favorisés par les hêtraies se révèlent attractifs pour les pratiques agricoles et sont donc déboisés, soit, les conditions édaphiques ne sont plus favorables, avec une augmentation de l'humidité et une acidification des sols.

Enfin, il y a une dilatation de la tourbe en Mor 5. Le phénomène pourrait être expliqué par un ralentissement du système hydrologique, déjà noté à Proyart (EMONTSPOHL, 1994). De plus ces moments coïncident avec des valeurs très élevées des hélophytes, qui sont les producteurs majoritaires de la tourbe à PH basique ou alcalin : les Cyperaceae et *Cladium* (BOURNÉRIAS *ET AL*., 2001 ; ŠEFFEROVA STANOVA *ET A*L., 2008).

Conclusion

Cette grande séquence Holocène de plusieurs centaines de centimètres, issue du comblement d'une tourbière alcaline, vient donc compléter les données déjà obtenues régionalement. La séquence apporte des données sur le milieu très local de la tourbière (conditions hydrologiques), mais aussi, sur les zones alentours aux conditions plus sèches.

La fin de l'activité turfigène à Morcourt est amorcée à l'unité suivante, composée de limons organiques hydromorphes. La disparition de la cladiaie, couplée à l'implantation de prairies humides, peut correspondre aux données actuelles de LEBRUN *ET AL*. (2014) : les variations du niveau de la nappe, accentuées par le drainage artificiel, ne permettent plus d'anaérobiose prolongée, et donc, de production de tourbe. De plus, l'intensification des apports limoneux peut être corrélée aux observations de PASTRE *ET AL*. (2003) sur les fonds de vallées du Bassin Parisien au 12ème siècle : l'essor de la céréaliculture intensive médiévale augmente les phénomènes d'érosion des versants. Nous avons donc potentiellement deux facteurs de déstabilisation du complexe tourbeux : une transformation anthropique directe (drainage, pressions répétées) et indirecte, couplée à l'hydrologie : variations fréquentes du niveau de la nappe, engorgements et apports limoneux provenant d'érosions d'origine anthropique.

Complémentarités et apports de l'étude des macrorestes (Michaelis, 2022)

On note de grandes similitudes avec certains taxons du diagramme de macrorestes et celui de palynologie, notamment pour les Cyperaceae et *Cladium*. L'absence de certaines courbes et/ou taxons perçus en palynologie et non par les macrorestes est intéressante : cela implique une présence moins locale, et démontre bien la pluralité des écosystèmes d'une tourbière. Le milieu très local des prélèvements semble avoir été submergé tout au long de son histoire. Tout autour, dans les zones moins en eau, para-tourbeuses ou sèches, il semblerait donc s'y être développés les ligneux et les taxons de conditions ubiquistes ou plus sèches que l'on décèle en palynologie.

Bibliographie

BEHRE K.-E. (1981) – The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams, *Pollen et Spores*, 23, p. 225-245.

BOURNÉRIAS M., ARNAL G., BOCK C. (2001) – *Guide des groupements végétaux de la région parisienne : bassin parisien, nord de la France (écologie et phytogéographie)*, Paris, Belin, 608p.

CUSHING (1967) – Evidence for differential pollen preservation in late quaternary sediments in Minnesota*, Review of Palaeobotany and Palynology*, 1,4, p. 87-101.

DEFGNÉE A., MUNAUT A.-V. (1996) - Evolution de l'environnement végétal du Nord de la Gaule de La Tène à l'époque gallo-romaine. *Revue archéologique de Picardie*, 11, 1, p. 325-331.

EMONTSPOHL A.-F. (1993) – *Palynologie du dernier cycle glaciaire interglaciaire dans le nord de la France (début Weichselien et Holocène).* Thèse de Doctorat, Université catholique de Louvain.

EMONTSPOHL A.-F. (1994) – Évolution Holocène de la végétation dans la Haute Somme (Proyart). Le rôle de Fagus en France septentrionale. *Belgian Journal of Botany*, 127, 2, p. 123-133.

FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989) *Textbook of Pollen Analysis, 4th Edition*. Wiley, Chichester, 328p.

FRANÇOIS R., PREY T., HAUGUEL J.C., CATTEAU E., FARVACQUES C., DUHAMEL F., NICOLAZO C., MORA F., CORNIER T., VALET J.-M., (2012) – *Guide des végétations des zones humides de Picardie*. Centre régional de Phytosociologie agréé Conservatoire Botanique National de Bailleul, Bailleul, 656p.

HARNAY V., BAYARD D., LEGROS V. (2014) – Le haut Moyen Âge. *Revue archéologique de Picardie*, 3, 4, p. 233308.

HEIM J. (1970) – *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en*

Europe occidentale. Université de Louvain, Laboratoire de Palynologie et de Phytosociologie, 181p.

HUNTLEY B., BIRKS H. J. B (1983) – *An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0–13,000 years ago*. Cambridge: University Press, 668p.

LEBRETON V., THÉRY-PARISOT I., BOUBY L., CHRZAVZEZ J., DELHON C., RUAS M.-P. (2017) – « Archéobotanique et taphonomie » *in* BRUGAL. J.-P. (dir.), *Taphonomies, (Sciences Archéologiques)*. Paris, Éditions des archives contemporaines, p. 291-328.

LEBRUN J., FRANÇOIS R., COULOMBEL R. (2014) – *Inventaire et cartographie des tourbières de Picardie – phase 1 : méthodologie et premier test en moyenne vallée de la Somme – Rapport du Conservatoire d'espaces naturels de Picardie – Centre Régional de Phytosociologie agréé*. Conservatoire Botanique National de Bailleul, 154 p.

LEROYER C. (1997) – *Homme, climat, végétation au Tardi- et Postglaciaire dans le Bassin parisien : apports de l'étude palynologique des fonds de vallée*. Thèse de Doctorat, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris.

MATHIEU L-A. (2022) – *Étude palynologique de dépôts tourbeux du site de Morcourt, Somme*. Mémoire de Master 2, Muséum National d'Histoire Naturelle.

MERCURI A.M., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M. (2002) – The long history of Cannabis and its cultivation by the Romans in central Italy, shown by pollen records from Lago Albano and Lago di Nemi. *Vegetation History and Archaeobotany*, 11, 4, p. 263-276.

MICHAELIS D. (2022) – *Report on Macrofossil analysis of a fen near Morcourt*, Report, Institute for Botany and Landscape Ecology.

MUNAUT A.-V. (1998) – « Évolution du système fluviatile de la Somme au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. Synthèse de l'évolution de la végétation au Tardiglaciaire et à l'Holocène » *in* ANTOINE P., *Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral picard.* Livret guide de l'excursion AFEQ, p. 84-87.

NIELSEN A., GIESECKE B., HEUEURKAUF T., FEESER M., BEHRE K.E., BEUG H.-J., CHEN S.-H., CHRISTIANSEN J., DÖRFLER W., ENDTMANN E. (2012) – Quantitative reconstructions of changes in regional openness in north-central Europe reveal new insights into old questions. *Quaternary Science Reviews*, 47, p. 131149.

PASTRE J.-F., LEROYER CH., LIMONDIN N., ANTOINE P., GAUTHIER A., ORTH P. (2003) – « Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallée », *in* MUXART, F.-D. VIVIEN, B. VILLALBA, J. BURNOUF A. (dir.), *Des milieux et des Hommes : fragments d'histoires croisées*. Éd. Elsevier, p. 43-55.

PRAUD I., BOSTYN F., CAYOL N., DIETSCH-SELLAMI M.-F., HAMON C., LANCHON Y., VANDAMME N. (2018) – Les premières occupations du Néolithique ancien dans le Nord-Ouest de la France, *Gallia Préhistoire*, 58, p. 139-215.

REILLE M. (1990) – *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*, Paris, Éditions du CNRS, 206p.

REIMER, P. J., AUSTIN, W. E. N., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUTZIN, M., CHENG, H., DWARDS, 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., TALAMO, S. (2020) – The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal k BP). *Radiocarbon*, *62*, 4, p. 725-757.

ŠEFFEROVA STANOVA V., ŠEFFER J., JANAK M. (2008) – *Management of Natura 2000 habitats. 7230 Alkaline fens*, Commission Européenne, 20p.

VAN ZEIST W., VAN DER SPOELWALVIUS M. R. (1980) – A palynological study of the Late-glacial and the Postglacial in the Paris Basin. *Palaeohistoria*, p. 67-109.

VETVICKA V., KREJCOVA Z., KAREL J., KAREL R. (1981) – *Plantes du bord de l'eau et des prairies*, Paris, Gründ, 223p.

WALLER M., CARVALHO F., GRANT M. J., BUNTING J., BROWN K. (2016) – Disentangling the pollen signal from fen systems: Modern and Holocene studies from southern and eastern England. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 238, p. 15-33.

ZECH –MATTERNE V. (2014) – Bilan des études carpologiques réalisées dans le cadre des grands tracés en région Picardie. *Revue archéologique de Picardie*, 3, 4, p. 309-324.

Annexe 3.3 Rapport d'étude sur les macrofossiles du marais de Morcourt (PMC ST54), par Dr. Dierk Michaelis, Institute for Botany and Landscape Ecology, Soldmannstr. 15, 17489 Greifswald, 20.12.2022.

Report on Macrofossil analysis of a fen near Morcourt

Introduction

The contract involves the macrofossil analysis of 35 samples, 34 from one peat core (MV1) and one from another core (MV0). The interpretation of the results should take place with special consideration of the changes in vegetation and their significance with regard to landscape development and the water balance.

Methods

The macrofossil preparation and analysis follow standard procedure (Grosse-Brauckmann 1986). Macrofossil samples (volume ~ 29.4 cm^3) were boiled in 5 % KOH (10 min) and sieved into three fractions (> 1 mm, 0.5 mm -1 mm, 0.2 mm - 0.5 mm). Fraction volumes were measured with graph paper. Macrofossils were analysed with a binocular type Carl Zeiss Jena with magnifications of x10-25 and with a Zeiss Axiolab microscope with magnifications of x100 and x400. For the literature used for determination see Michaelis (2002) and Michaelis et al. (2020).

Macrofossil types (seeds, fruits, other countable parts) are expressed as absolute figures or in the case of tissues, roots and moss stems and leaves as volume percentages (as % of the sieve remain, estimated in the following steps 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, and then every ten percent, accuracy at least 5 %).

For calculation and presentation of the data, the programs TILIA 1.12, TILIAGRAPH 1.18 and TGView 1.5.1 were used. Macrofossil types were ordered stratigraphically and homogeneous zones were distinguished in order to facilitate successional description and interpretation. Zonation of the diagrams was carried out visually to distinguish zones that are a combination of informal acme zones and informal interval zones. The zone boundary was always placed centrally between two samples.

Results

Tab. 1: Zonation of Macrofossil diagram

Zones	Molluscs total	Chara contraria gr. oospore	Carex limosa radicels	Cladocera ephippium
PFM-H2	0	> 1	0	0
PFM-H1	0	0	≤ 2	0
PFM-G2	> 0	≥ 1	0	0
PFM-G1	> 0	0	0	0
PFM-F	< 1	0	≥ 0.5	≤ 5
PFM-E	> 0	≥ 5	≤ 1	≤ 1
PFM-D	0	0	≤ 1	≤ 1
PFM-C	0	≥ 1	≤ 2	≤ 2
PFM-B	0	0	≤ 1	≤ 1
PFM-A2	0	0 – 1	≤ 1	≥ 2
PFM-A1	> 1	0	0	0

All results are included in the attached table (ecxel file marcourt.xls). The content of sample MV0 is discussed separately, as an integration into the macrofossil diagram does not seem reasonable due to the spatial separation. The results from core MV1 are also presented in two macrofossil diagrams, a short version in the text and a complete version in the appendix. Table 1 shows the underlying criteria for the zoning of the macrofossil diagram PFM (PalaeoFen Morcourt).

Interpretation

Sample MV0

The sample MV0 shows a combination of water plant remains (Nuphar/*Nymphaea* rhizome, *Batrachium* spec. nutlet, *Chara contraria* group oospore) with remains of reed plants (*Typha, Carex, Mentha*). Since almost only seeds or fruits were found from the reed plants, but rhizome remains from the water lilies, it is probable that the remains of the water plants originated from the site, while the remains of the reed plants were probably brought in. Therefore, a sufficiently highwater level above ground can be assumed.

Interestingly, a much smaller seed was found among the Typha seeds (Fig. 3), which can possibly be assigned to Typha minima, a plant species today rather restricted to the alpine region.

Samples MV1

PFM-A1: The sample contains the remains of several species of aquatic molluscs as well as seeds of Lemna. The deposition probably occurred in an aquatic habitat. The proportion of sand possibly indicates an erosive input from the surrounding area.

PFM-A2: The numerous findings of *Carex* nutlets and Phragmites rhizome remains indicate reed vegetation. Molluscs were not found, but permanent stages (ephippium) of Cladocera (water fleas). With the help of these permanent stages, water fleas survive unfavourable periods. The water level is estimated to be lower and possibly fluctuating compared to the subzone below.

PFM-B: Phragmites remains were still found, but *Carex* nulets were found less frequently. Only sporadic remains of aquatic plants such as *Lemna* and *Chara* occur. The water level is estimated to be similar to that of the underlying subzone PFM-A2.

PFM-C: The very numerous Chara oospores found together with the remains of bryozoans (*Plumatella*) indicate at least shallow water conditions. A rise in water is thus assumed for the transition from zone PFM-B to PFM-C.

PFM-D: No *Chara* oospores and very few remains of water fleas could be detected in the samples from this zone. Therefore, a lower water level is assumed compared to the previous zone. In the lowest sample of this zone the earliest finding of *Cladium* fruits occurs. Compared to the numerous remains in zones PFM-G2 and PFM-H, *Cladium* does not seem to have played a dominant role in the vegetation here.

PFM-E: The numerous oospores of *Chara* together with seeds of Nymphaea and shells of aquatic molluscs indicate open water and thus an increased water level compared to the underlying zone. In the uppermost sample of this zone, the numerous *Typha* and Phragmites seeds found indicate the formation of a terrestrialisation vegetation with these reed-builders.

PFM-F: No *Chara* oospores and very few remains of water fleas could be detected in the samples from this zone. Therefore, a lower water level is assumed compared to the previous zone. Besides remains

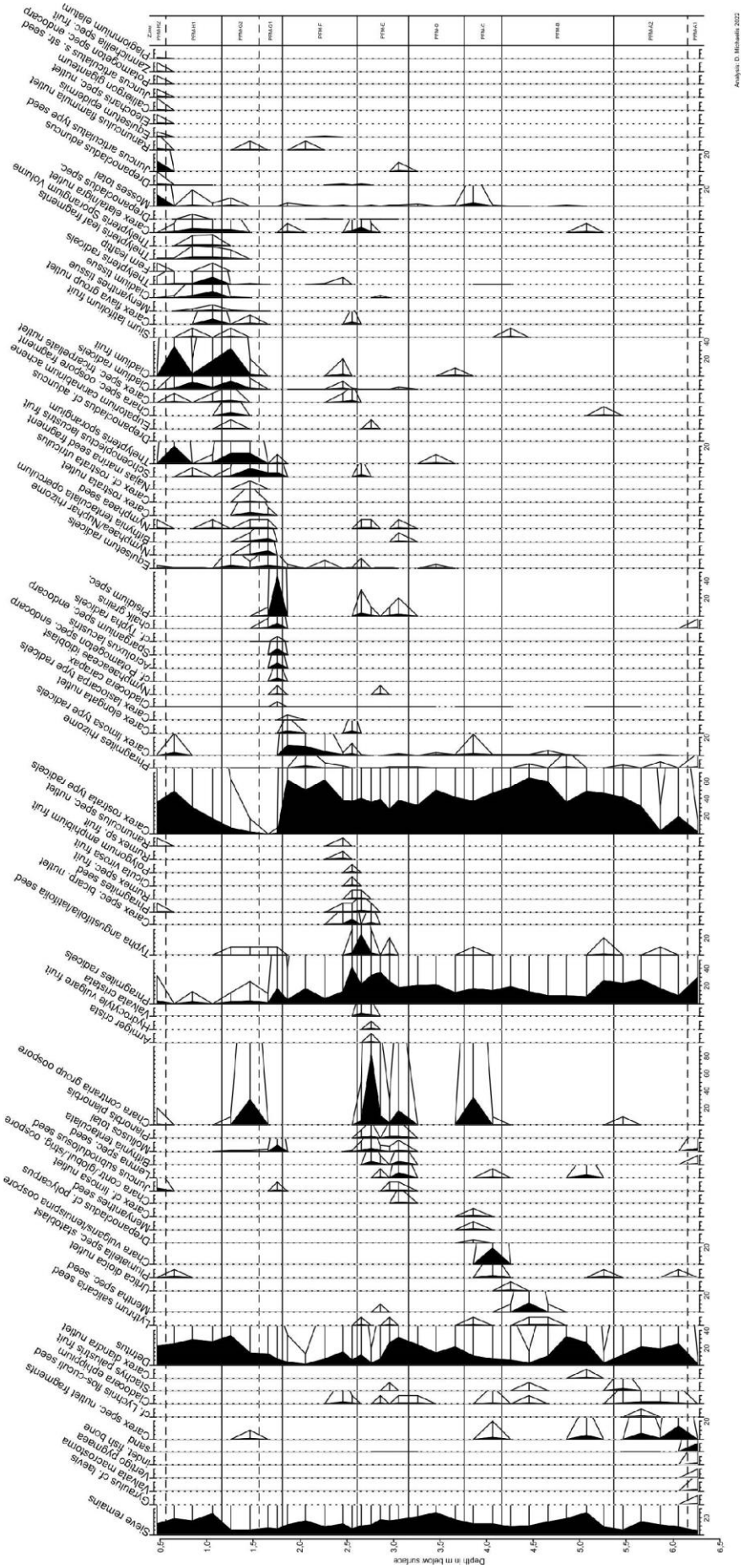


Fig. 1: Macrofossil diagram Morcourt, selected curves.

of *Phragmites*, remains of various *Carex* species were also found. The vegetation seems to have developed more in the direction of a sedge reed. *Carex limosa*, which was found several times, prefers very wet conditions, but usually without flooding. PFM-G1: The strong change in vegetation from sedge species to a combination of *Nymphaea*, *Schoenoplectus* and Sparganium, together with the numerous finds of water-living molluscs, indicates a clear increase in water and a flooding of this site.

PFM-G2: The combination of *Chara* oospores, *Nymphaea* and *Najas* seeds together with *Schoenoplectus* indicate a still flooded site with shallow water conditions. The increase of *Cladium* remains in this subzone may indicate a reduction of the overbank height, as *Cladium* avoids more than half a metre of water depth (Oberdorfer 1994).

PFM-H1: No *Chara* oospores and very few remains of water fleas and bryozoans could be detected in the samples from this zone. Therefore, a lower water level is assumed compared to the previous zone. Besides the presumably dominant *Cladium*, the very numerous *Thelypteris* remains suggest a local occurrence of this fern species. In the two lower samples, *Thelypteris* sporangia were so numerous that they could not be counted and were instead exceptionally recorded as volumes.

PFM-H2: The sample of subzone PFM-H2 shows the combination of wetland-loving mosses such as *Calliergon giganteum*, *Thelypteris* and aquatic plants such as *Chara*, *Nymphaea*, *Potamogeton* and *Zannichellia*. Possible explanations are a slight rise in water or stronger fluctuations of the water level with an increased input of aquatic plant seeds and fruits at times with higher water level or flooding events.

Tab. 2: Interpretation of macrofossils according to water level

Zones	Vegetation	Water level	Indicator
PFM-H2	Brown moss-sedge reed with Juncus and Thelypteris	Very wet to high water level	Chara contraria oospores, Calliergon giganteum
PFM-H1	Cladium reed	Permanently very wet conditions	No Chara, no molluscs
PFM-G2	*Schoenoplectus Cladium* reed	Permanently high water level	*Chara contraria* oospores
PFM-G1	*Schoenoplectus* reed	Permanently high water level	*Pisidium* spec.
PFM-F	Small sedge reed	Permanently very wet conditions	*Carex limosa* radicels, no *Chara*
PFM-E	*Phragmites-Typha* reed	Permanently high water level	*Chara contraria* oospores
PFM-D	*Phragmites* reed	Probably permanently very wet conditions	No *Chara*, no molluscs
PFM-C	*Phragmites* reed	Permanently high water level	*Chara contraria* oospores
PFM-B	*Phragmites* reed	Fluctuating, probably not permanently high water level	No *Chara*, no molluscs, rarely *Lemna*
PFM-A2	*Phragmites-Carex* reed	Fluctuating, probably not permanently high water level	*Cladocera ephippium*
PFM-A1	unclear	Probably high water level	Molluscs, fish remains

In the first step, all these interpretations are guilty for the local site. Due to the lack of knowledge about the complete mire, it is somewhat difficult to expand these ideas on the level of the complete wetland. However, the reconstructed vegetation types are common in mires without very pronounced mire surface pattern (hummock-hollow pattern). You could expect that the rises and drops of water level are probably not caused by a spatial variation of such a hummock-hollow pattern. An overview about the interpretation of the macrofossil assemblages concerning mire vegetation and water level is given in table 2.

Summary

The overall vegetation development indicates an open, unwooded wetland at this site, where shallow water conditions prevailed at times. There is no evidence of plants that can be clearly assigned to the dry environment of the wetland. The vegetation was mainly characterised by Phragmites, Carex, Cladium and Typha. The macrofossils found suggest meso- to eutrophic and calcareous conditions.

Table 3 gives an overview about the reconstructed changes of the water level. It should be mentioned that the reconstructed changes are based on local macrofossil assemblages.

Differences in comparison to the general development of the whole mire system are possible.

Tab. 3: Overview about reconstructed water level changes

Water level rises		Water level drops	
From zone	To zone	From zone	To zone
PFM-B	PFM-C	PFM-A1	PFM-A2
PFM-D	PFM-E	PFM-C	PFM-D
PFM-F	PFM-G1	PFM-E	PFM-F
PFM-H1	PFM-H2	PFM-G2	PFM-H1

References

Grosse-Brauckmann, G. (1986): Analysis of vegetative plant macrofossils. In: B. E. Berglund (ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 591-618. Chichester.

Michaelis, D. (2002): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. – Dissertationes Botanicae Bd. 365, Stuttgart: J. Cramer.

Michaelis, D., Mrotzek, A. & Couwenberg, J. (2020): Roots, tissues, cells and fragments – how to characterize peat from drained and rewetted fens. – Soil Syst. 2020, 4(1), 12; https://doi.org/10.3390/soilsystems4010012

Oberdorfer, E. (1994): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. 7. Auflage. Stuttgart.

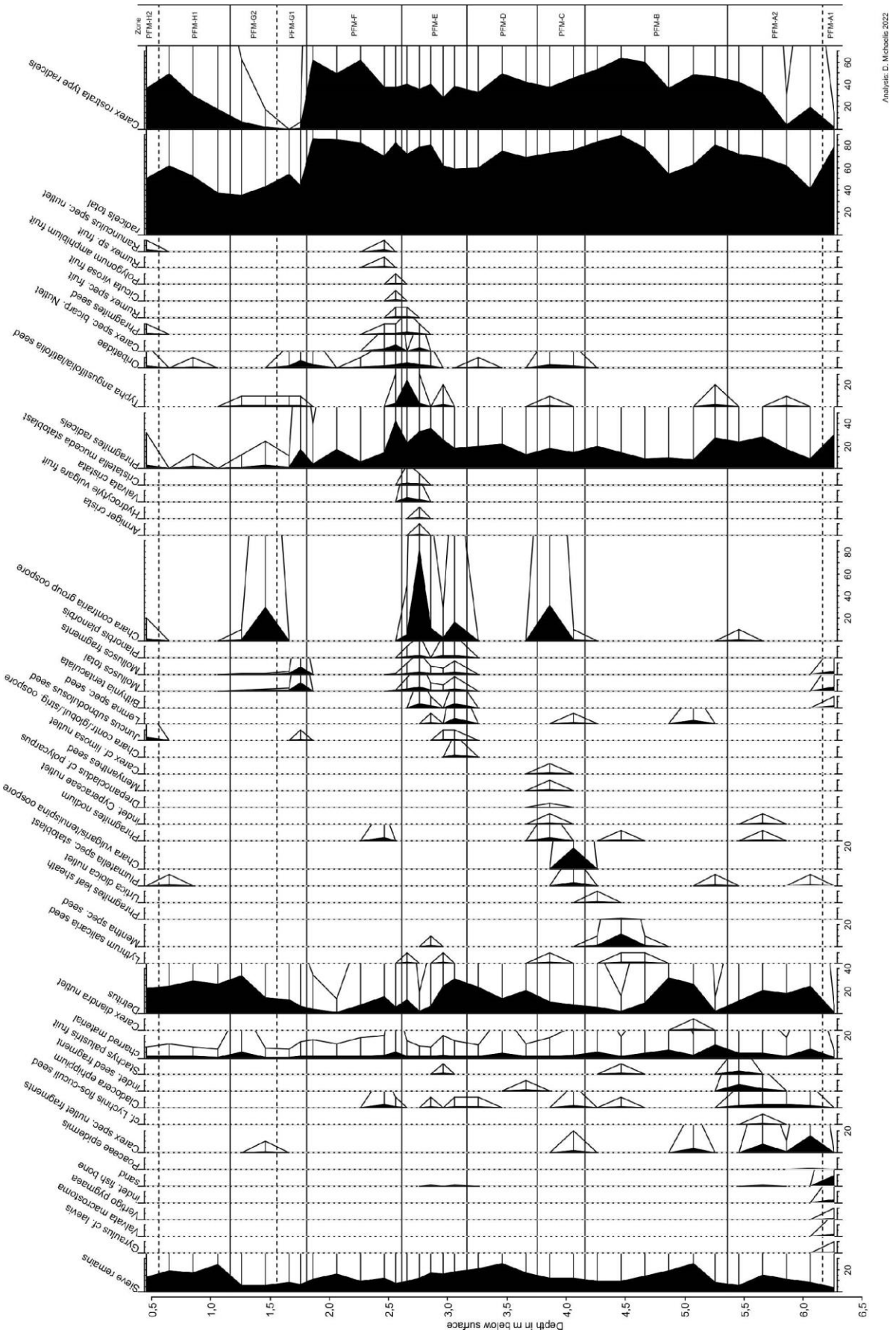


Fig. 2.1: Macrofossil diagram Morcourt, complete version, part 1

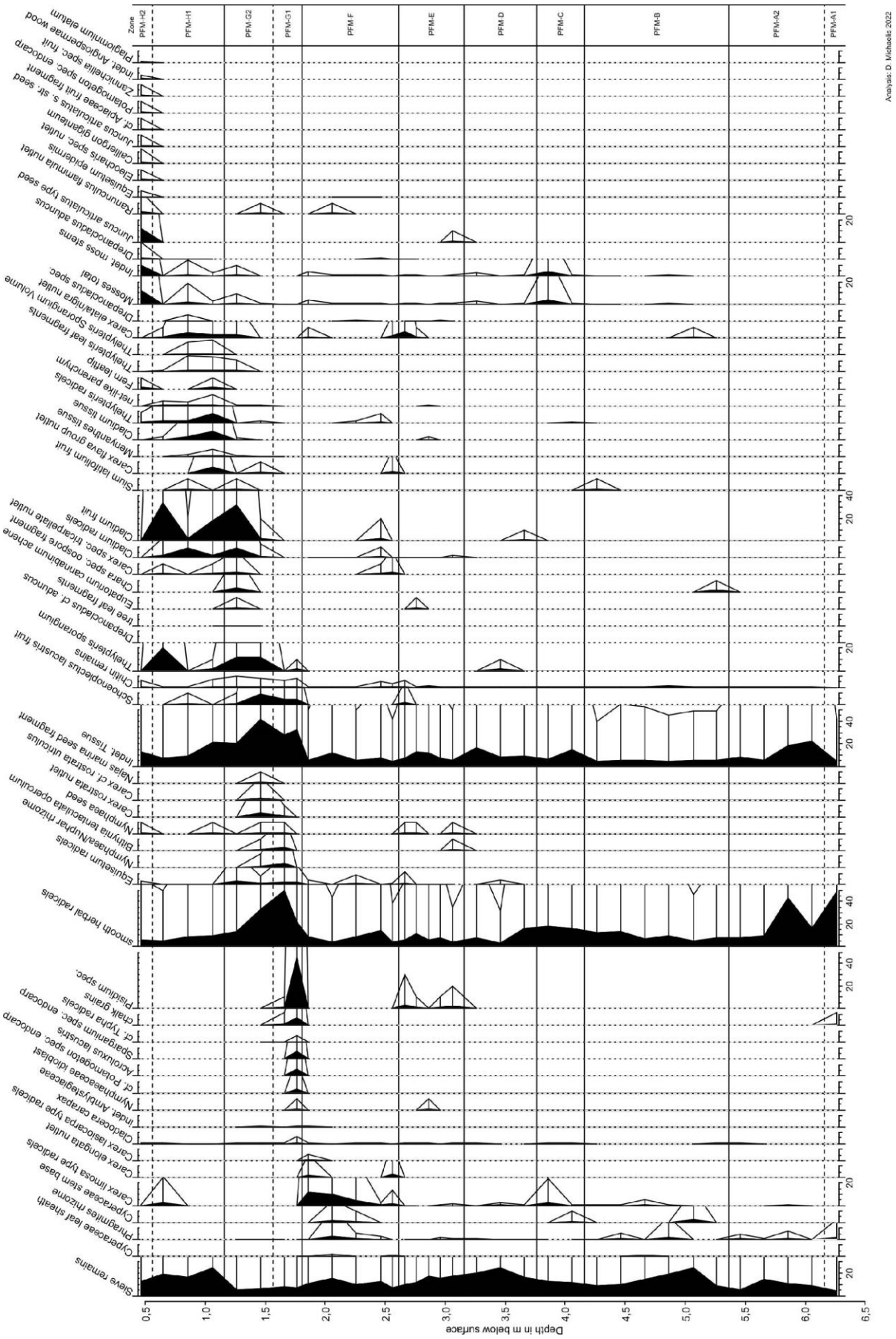


Fig. 2.2: Macrofossil diagram Morcourt, complete version, part 2

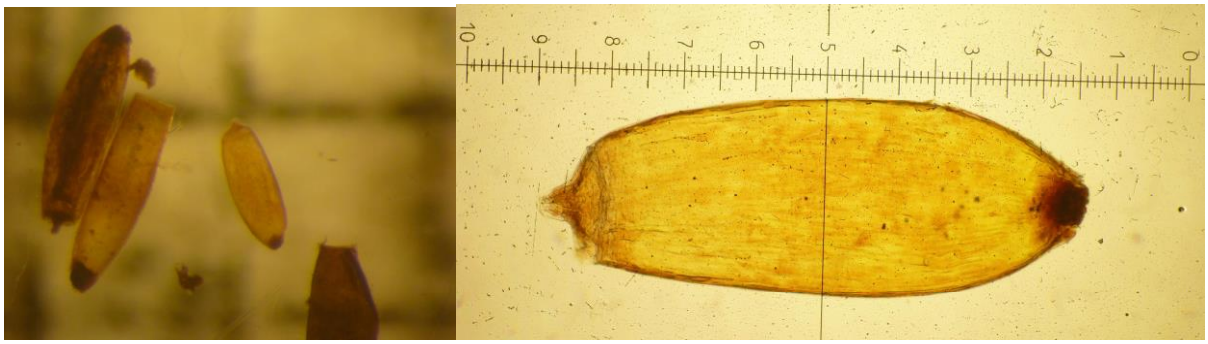
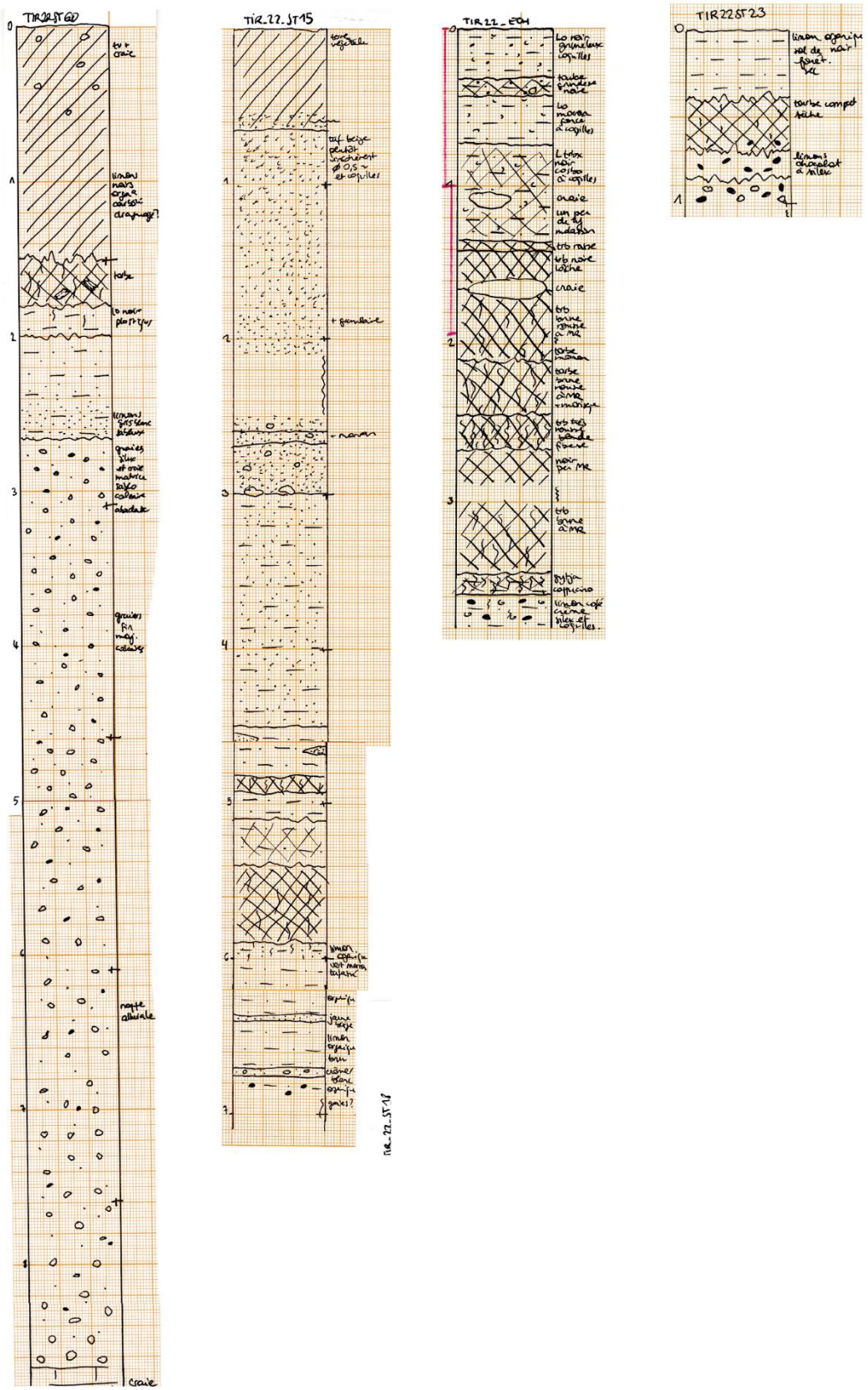


Fig. 3: Typha cf. minima seed, found in MV0. On the left side: Typha cf. minima seed in comparison with two Typha angustifolia/latifolia seeds on the left margin. On the right side: Typha cf. minima seed, scale length 1 mm.

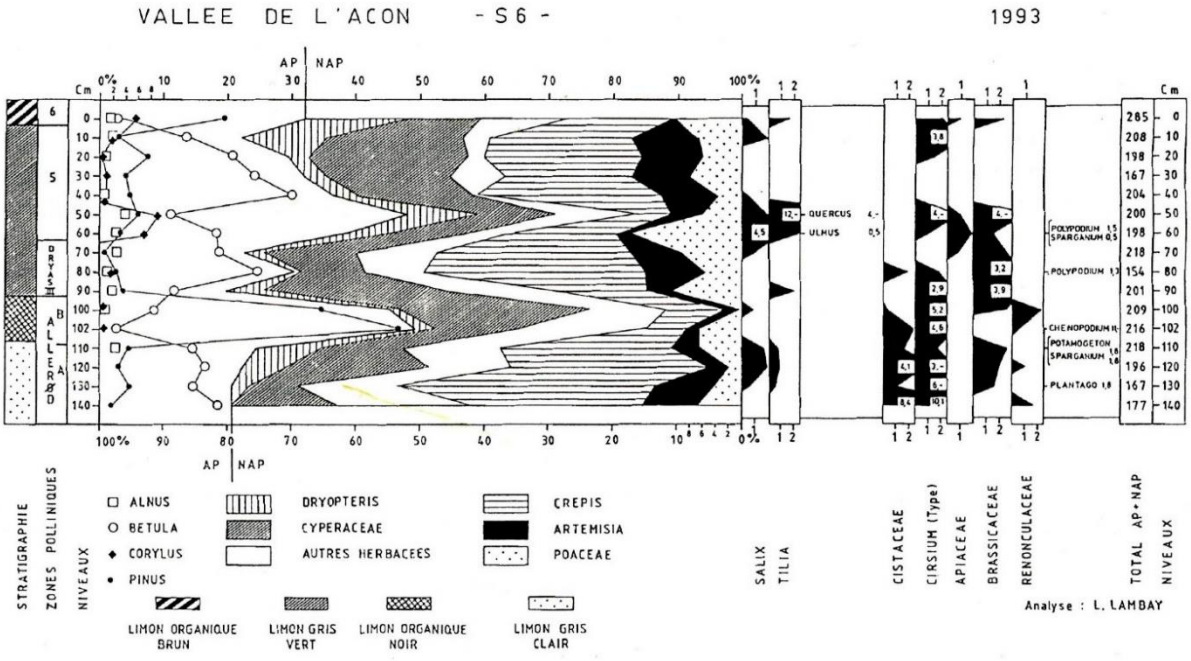
Annexes : chapitre 4

Annexe 4.1. Relevé de terrain – exemple de la variabilité des séquences de Tirancourt



L'ensemble des relevés sont disponibles à l'adresse suivante : 10.6084/m9.figshare.25215803

Annexe 4.2 Spectres polliniques du transect de l'Acon (Munaut & Defgnée, 1997). Description stratigraphique similaire à celle de la fig. 4.2.



Résumé

Les tourbes alluviales alcalines du bassin de la Somme, parmi les plus vastes d'Europe du nord-ouest, présentent des épaisseurs importantes (>10 m), constituant un réservoir crucial de carbone organique, d'eau, et d'archives de la paléobiodiversité. Cette thèse vise à identifier les facteurs favorisant ou limitant l'accumulation de tourbe depuis la dernière période glaciaire (≈14 000 ans), et à préciser les changements paléoenvironnementaux en relation avec l'évolution morphodynamique de la Somme. En utilisant une approche pluridisciplinaire, alliant données de terrain (120 sondages), analyses en laboratoire et datations radiocarbone, deux transects stratigraphiques représentatifs des moyenne et haute vallées de la Somme ont été étudiés. Les différences d'accumulation sédimentaire et de conservation ont été caractérisées. Les processus géomorphologiques et leur chronologie ont été précisés grâce à l'analyse de la stratigraphie, de la sédimentologie et de la géochimie. L'intégration de bio-indicateurs tels que les pollens et les macrofossiles végétaux fournit des informations sur le couvert végétal, le climat et les activités humaines pendant l'Holocène. Plusieurs phases d'accumulation de tourbe ont été identifiées : i) Au Tardiglaciaire, la turfigénèse a commencé dans les anciens chenaux tressés de la fin du Pléniglaciaire, favorisée par un réchauffement climatique rapide et des précipitations accrues caractéristiques des interstades Bølling et Allerød. Le Dryas récent marque la fin de cette période par le dépôt d'épaisses alluvions carbonatées. ii) Au début de l'Holocène, l'augmentation des températures et des précipitations favorise le développement végétal, stabilisant le paysage et limitant l'érosion. Après avoir colmaté progressivement le lit du chenal principal, la tourbe s'accumule sur l'ensemble du fond de vallée. iii) Durant la seconde moitié de l'Holocène, les réponses aux perturbations climatiques et anthropiques vont différer dans le bassin. La réactivation de la dynamique fluviale provoque l'incision d'un grand chenal à méandres. Dans la Haute-vallée, ce chenal est à colmatage limoneux, après une pause de la turfigénèse (1 600 ans), l'accumulation de tourbe reprend à la fin de l'âge du Bronze. Cette tourbe à accumulation rapide est interstratifiée à des limons carbonatés. La plus récente tourbe qui soit conservée date de la fin du Moyen-Âge. En moyenne vallée, le chenal à colmatage de tuf calcaire croît jusqu'à l'âge du Bronze, parallèlement à l'accumulation probable de tourbe (dernière tourbe conservée datée à 7 300 cal BP). Par la suite la baisse des niveaux d'eau, les activités humaines (aménagements hydrauliques, extraction) entrainent la dégradation des tourbes.

Dans un contexte de changement climatique et de dégradation des tourbières, la compréhension des processus de formation/dégradation des tourbes de la vallée de la Somme apporte un éclairage essentiel à la gestion à long terme de ces écosystèmes.

Mots-clés : Tourbière alcaline, Dynamique fluviatile, Holocène, Tardiglaciaire, Forçages climatiques, Anthropisation.

Abstract

The alkaline alluvial peatlands of the Somme Basin, among the largest in northwestern Europe, exhibit significant thickness (over 10 m), constituting a crucial reservoir of organic carbon, water, and paleobiodiversity archives. This thesis aims to identify factors favoring or limiting peat accumulation since the last glacial period (≈14,000 years ago) and to delineate paleoenvironmental changes in relation to the morphodynamic evolution of the Somme River. Employing a multidisciplinary approach integrating field data (120 boreholes), laboratory analyses, and radiocarbon dating, two representative stratigraphic transects of the middle and upper Somme valley were investigated. Differences in sedimentary accumulation and preservation were characterized. Geomorphic processes and their chronology were elucidated through stratigraphic, sedimentological, and geochemical analysis. The integration of bioindicators such as pollen and plant macrofossils provides insights into vegetation cover, climate, and human activities during the Holocene.Several phases of peat accumulation have been identified: i) During the Late Glacial period, peat formation began in the ancient braided channels beds from the end of the Pleniglacial period, facilitated by rapid climate warming and increased precipitation characteristic of the Bølling and Allerød interstadials. The recent Dryas marks the end of this period with the deposition of thick carbonated alluvium. ii) At the beginning of the Holocene, rising temperatures and precipitations favored plant development, stabilizing the landscape and reducing erosion. After gradually filling the main channel bed, peat accumulated across the entire valley floor. iii) During the second half of the Holocene, responses to climate disturbances and anthropogenic activities differed within the basin. The reactivation of fluvial dynamics led to the incision of a large meandering channel. In the Upper Valley, this channel filled up with silty sediments. After a cessation of peat accumulation (1 600 years), peat formation resumed at the end of the Bronze Age. This rapidly accumulating peat is associated with carbonate silts layers, the most recent peat preserved dating back to the end of the Middle Ages. In the middle valley, the carbonate tufa-filled channel grew until the Bronze Age probably concurrently with peat accumulation (last conserved peat dating from 7 300 cal BP). Subsequently, declining water levels and human activities (hydraulic engineering, extraction) led to peat degradation.

In a context of climate change and peatland degradation, understanding the processes of formation/degradation of Somme valley peats provides essential insights for the long-term management of its ecosystems.

Keywords: Alkaline peatland, Fluvial dynamics, Holocene, Late Glacial, Climate forcing, Anthropization.