



HAL
open science

Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (globaux, régionaux et locaux) sur l'évolution holocène des géosystèmes du Marais Vernier et de la Basse Vallée de Seine dans le cadre de l'Europe du NW

Millena Frouin

► **To cite this version:**

Millena Frouin. Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (globaux, régionaux et locaux) sur l'évolution holocène des géosystèmes du Marais Vernier et de la Basse Vallée de Seine dans le cadre de l'Europe du NW. Milieux et Changements globaux. Université de Rouen, France, 2007. Français. NNT: . tel-01656296

HAL Id: tel-01656296

<https://hal.science/tel-01656296>

Submitted on 5 Dec 2017

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

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



THESE

Présentée à l'université de Rouen
Pour le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

Par **Millena FROUIN**

**ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES FACTEURS DE CONTROLE
(GLOBAUX, REGIONAUX ET LOCAUX)
SUR L'EVOLUTION HOLOCENE DES GEOSYSTEMES
DU MARAIS VERNIER ET DE LA BASSE VALLEE DE SEINE
DANS LE CADRE DE L'EUROPE DU NW.**

Soutenue le 27 juin 2007, devant le jury composé de :

M. John R. ALLEN	Professeur émérite, University of Reading, UK	Examineur
Mme Cécile BAETEMAN	Professeur, Geological Survey of Belgium	Rapporteur
M. Jean-François DECONINCK	Professeur, UMR CNRS 5561, Université de Bourgogne	Président
M. Marc DESMET	Maître de conférence, HDR, UMR CNRS 5204, Université de Savoie	Rapporteur
M. Thierry LECOMTE	Docteur en Ecologie, Ingénieur du Parc Naturel Régional des Boucles de la Seine Normande	Invité
M. Alain DURAND	Professeur, UMR CNRS 6143, Université de Rouen	Co-directeur
M. Benoit LAIGNEL	Professeur, UMR CNRS 6143, Université de Rouen	Co-directeur

Avant propos

L'aboutissement de ce mémoire clôt quelques années de travaux sur le Marais Vernier et la Basse Vallée de Seine qui ont débuté en 2000, alors que j'étais en 2^{ème} année de DEUG à Lille. Il s'agissait d'un stage d'été volontaire, réalisé à Rouen au sein du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière. Ces travaux ont été poursuivis ensuite au cours d'un stage de DEA en janvier 2003 et finalement au cours de cette thèse.

Je souhaite tout d'abord remercier David Sebag et mes directeurs de thèse Alain Durand et Benoit Laignel qui ont cru en moi depuis le début et m'ont permis de continuer les travaux réalisés en DEUG, en DEA, puis en thèse, grâce à un financement ministériel.

Mes remerciements vont ensuite aux membres du jury qui ont accepté de relire, commenter et apprécier la qualité de ce mémoire.

Je souhaite également remercier toutes les personnes qui m'ont accompagnée sur le terrain au cours de la thèse et en premier Michel, l'expert de notre sondeuse ! ainsi que tous ceux qui ont prêté leurs bras : les nombreux doctorants de l'époque : Danièle, Alexandra, Matthieu, David, Romaric, Julien ; la nouvelle génération de doctorants : Smail et Johanna ; les stagiaires que j'ai encadrés : Amer, Emmanuel et Matthieu ; les enseignants du laboratoire : Benoit, Sylvie, Alain, Valérie et Sophie ; Gilles venu lors de la première journée sur le terrain ; Maria, notre secrétaire (bizarrement ce jour-là, il ne faisait pas beau) ; Peter venu sur le terrain une journée de décembre où il faisait extrêmement froid. Je remercie également Cyrille Fauchard et les membres du LRPC de Rouen pour les journées passées dans le Marais Vernier à mesurer la conductivité du sol.

Je tiens également à remercier Eric Verrecchia et Jean-François Saliège ; l'un pour m'avoir expliqué la méthode de traitement du signal et l'autre pour m'avoir appris à réaliser une datation par le ¹⁴C.

Mes derniers remerciements vont à Fabien, mes parents, ma soeur et mes amis qui ont supporté mes nombreuses sautes d'humeur, surtout au cours des mois de rédaction, et qui ont toujours eu des paroles réconfortantes même dans les pires moments de doute ! Je tiens notamment à remercier : Stéphanie, finalement la distance ne nous a pas empêchées de rester amies et de se réconforter mutuellement, et Claire, qui m'a hébergée lors de mes nombreux séjours sur Paris pour réaliser les datations par le ¹⁴C.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE 1 : CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE	5
1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE	7
1.1. <i>Cadre géographique</i>	7
1.2. <i>Contexte hydrodynamique</i>	9
1.3. <i>Contexte climatique</i>	10
1.4. <i>Cadre géologique anté-mésozoïque</i>	12
2. HERITAGE SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE CENOZOÏQUE DE LA BASSE VALLEE DE SEINE	16
2.1. <i>Typologie des formations superficielles</i>	16
2.2. <i>Evolution Cénozoïque du cours de la Seine</i>	21
3. EVOLUTION HOLOCENE DE LA BASSE VALLEE DE SEINE	30
3.1. <i>Le Havre, place de l'Hôtel de Ville</i>	31
3.2. <i>Vallée de la Lézarde</i>	35
3.3. <i>Marais Vernier</i>	37
3.4. <i>Vallée du Commerce</i>	41
3.5. <i>Mailleraye-sur-Seine</i>	45
3.6. <i>Heurteauville</i>	48
3.7. <i>Boucle d'Anneville</i>	51
3.8. <i>Synthèse</i>	55
4. ETABLISSEMENT DU CADRE CHRONOLOGIQUE	59
4.1. <i>La méthode de datation par le ¹⁴C</i>	59
4.2. <i>Cycle global du carbone et principe des datations</i>	60
4.3. <i>Matériel et Méthodes</i>	62
4.4. <i>Résultats</i>	64
4.5. <i>Discussion</i>	66
4.6. <i>Données archéologiques</i>	75
PARTIE 2 : LITHOLOGIE ET EPAISSEUR DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DANS LE MARAIS VERNIER	85
5. APPLICATION COMBINEE DE LA METHODE SLINGRAM ET DE SONDAGES POUR ETUDIER LA GEOMETRIE DU REMPLISSAGE D'UNE ZONE HUMIDE (MARAIS VERNIER, ESTUAIRE DE SEINE, FRANCE).	88
5.1. <i>Introduction</i>	88
5.2. <i>Matériel et Méthodes</i>	90
5.3. <i>Résultats</i>	91
5.4. <i>Discussion</i>	95
5.5. <i>Conclusion</i>	98

6. INFLUENCE OF PALEOTOPOGRAPHY, BASE LEVEL AND SEDIMENTATION RATE ON ESTUARINE SYSTEM RESPONSE TO THE HOLOCENE SEA-LEVEL RISE : THE EXAMPLE OF THE MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE.....	99
6.1. <i>Introduction</i>	99
6.2. <i>Material and Methods</i>	100
6.3. <i>Results and analysis</i>	101
6.4. <i>Discussion: Sea-level rise, accommodation and vertical accretion rate</i>	108
6.5. <i>Conclusions</i>	113
PARTIE 3 : ORIGINE ET CONDITION DE DEPOT DU MATERIEL SEDIMENTAIRE DANS LE MARAIS VERNIER	117
7. SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERIZATION AND ORIGIN OF THE DEPOSITS IN A HOLOCENE MARSH (MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE).	121
7.1. <i>Introduction</i>	121
7.2. <i>Material and Methods</i>	121
7.3. <i>Results</i>	123
7.4. <i>Origin of the Vernier Marsh sediments</i>	127
7.5. <i>Synthesis</i>	130
7.6. <i>Conclusion</i>	135
8. TIDAL RHYTHMITES OF THE MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE AND THEIR IMPLICATIONS FOR RELATIVE SEA-LEVEL	136
8.1. <i>Introduction</i>	136
8.2. <i>Spectral analysis of a laminated sequence</i>	137
8.3. <i>Results</i>	140
8.4. <i>Overview of tidal characteristics</i>	140
8.5. <i>Tidal record in the Marais Vernier</i>	143
8.6. <i>Conclusion</i>	147
PARTIE 4 : EVOLUTION SEDIMENTAIRE HOLOCENE DU MARAIS VERNIER ET IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES	151
9. SEDIMENTATION HOLOCENE DANS UNE ZONE HUMIDE BORDANT L'ESTUAIRE DE SEINE (MARAIS VERNIER, FRANCE) ET FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES	153
9.1. <i>Introduction</i>	153
9.2. <i>Matériel et Méthodes</i>	155
9.3. <i>Résultats et interprétation</i>	157
9.4. <i>Discussion</i>	169
9.5. <i>Conclusion</i>	175
PARTIE 5 : EVOLUTION SEDIMENTAIRE HOLOCENE DE LA BASSE VALLEE DE SEINE ET IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES	177
10. EVOLUTION HOLOCENE DE L'ESTUAIRE DE SEINE DANS LE CONTEXTE NW EUROPEEN	179

<i>10.1. Introduction</i>	179
<i>10.2. Evolution holocène en Basse Seine</i>	181
<i>10.3. Discussion</i>	198
<i>10.4. Conclusion</i>	205
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	207
LISTE DES TABLEAUX	213
LISTE DES FIGURES	214
ANNEXE : TABLEAU SYNTHETIQUE REGROUPANT TOUTES LES DATATIONS OBTENUES POUR L'ESTUAIRE DE SEINE DEPUIS LES ANNEES 1960	223
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	231

INTRODUCTION GENERALE

Les changements climato-eustatiques quaternaires (alternance de phases glaciaires et interglaciaires, associées respectivement avec des bas niveaux et hauts niveaux marins) ont altéré le profil d'équilibre des cours fluviaux, induisant la formation de terrasses (incision verticale) et une migration du chenal (érosion latérale). Le réchauffement climatique, qui suit le Dernier Maximum Glaciaire (« Last Glacial Maximum » LGM, vers 21,6 ka cal BP), est à l'origine de nombreuses modifications, comme la remontée globale du niveau marin. Celle-ci a induit une migration de la ligne de rivage dans les zones côtières, la mise en place de prismes sédimentaires estuariens ou deltaïques et de réseaux de zones humides dans les grands corridors fluviaux. C'est dans ce contexte que le système de la Seine a évolué, en bordure méridionale de l'Europe du NW. Cette zone géographique est caractérisée par une plate-forme continentale vaste et peu profonde (Mer du Nord et Manche) et par la présence de calottes de glace en position septentrionale au cours des périodes glaciaires.

Le système de la Basse Vallée de Seine fut étudié dès la fin du XIXe siècle. Les premiers travaux ont montré que le rayon de courbure des méandres a évolué au cours du temps, permettant la capture de l'Austreberthe, un des affluents de la Seine (Davis, 1895). Dans les années 1920-1950, d'autres travaux ont permis de définir une chronologie relative de la mise en place du système de terrasses quaternaires de la Seine et de préciser les modalités de formation des méandres (Chaput, 1924; Chaput et Briquet, 1931; Cholley et Firmin, 1945a et 1945b).

Dans les années 1960-1980, le Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement de Normandie a entrepris une série de sondages pour réaliser un inventaire des matériaux alluvionnaires de chaque boucle de la Basse Vallée de Seine (De Ragueneil *et al.*, 1965 et 1969; Guiennet, 1966; Sylvestre et Masson, 1967; Masson et Largillier, 1969). Ces travaux ont permis de cartographier les alluvions et le substratum en Basse Vallée de Seine. A partir des échantillons prélevés, des études palynologiques furent réalisées pour décrire la période de mise en place des alluvions et reconstituer les paléoenvironnements associés (Huault, 1972 à 1989; Huault et Lefebvre, 1974, 1983a et 1983b). Dans le même temps, des profils longitudinaux et transversaux réalisés à l'embouchure de la Seine ont permis de corréler les alluvions en Basse Vallée de Seine avec les dépôts sous-marins weichséliens et saaliens en Manche (*e.g.* Lautridou *et al.*, 1974; Alduc *et al.*, 1979) et de montrer l'influence de la tectonique récente pour expliquer la disposition des alluvions en terrasses (*e.g.* Hommeril *et al.*, 1974; Lebret, 1984; Lechevalier, 1984). Les travaux de synthèse du Groupe Seine ont ensuite permis de contraindre toutes les informations acquises sur le système Seine, et notamment sur la Basse Vallée de Seine, en terme de chronostratigraphie et d'évolution morphologique et sédimentaire (*e.g.* Porcher, 1977; Gacquerel, 1984; Lebret, 1984; Lefebvre, 1984 et 1988; Chancerel, 1986; Lecolle, 1989). Dans les années 1990, les quelques travaux publiés correspondent, d'une part, à une description des alluvions observées lors de travaux d'aménagement du quartier de l'Hôtel de Ville du Havre (Basse Vallée de Seine, Breton *et al.*, 1991; Lefebvre *et al.*, 1991) et, d'autre part, à une synthèse sur l'évolution quaternaire du système

Seine en réponse aux oscillations climatiques, aux variations eustatiques et au soulèvement général du Bassin de Paris (Lautridou *et al.*, 1999; Lefebvre *et al.*, 1994).

La fin des années 1990 marque un nouvel intérêt pour les alluvions récentes holocènes avec la mise en place de divers programmes : (1) le Projet Collectif de Recherche « Les paysages et les Hommes en Basse Seine depuis 10 000 ans » (1999-2002) ; (2) le Programme National sur les Environnements Côtiers (PNEC « chantier Baie de Seine », terminé en 2001) ; (3) le programme Seine-Aval II (2000-2004). Dans le cadre de ces trois programmes, trois thèses ont été soutenues, soit respectivement : (1) « Apports de la matière organique pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la Basse Vallée de Seine. » par D. Sebag en 2002 (UMR 6143), thèse permettant de caractériser les alluvions holocènes en amont du système, zone peu décrite jusqu'à présent ; (2) « La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine Sud-Orientale (France). » par S. Garnaud en 2003 (UMR 6143), thèse permettant d'étudier les alluvions holocènes en Baie de Seine Sud-Orientale ; (3) « Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. » par N. Delsinne en 2005 (UMR 6143), thèse permettant de compléter les connaissances acquises sur l'évolution du prisme sédimentaire d'embouchure à l'Holocène (Lefebvre, 1975). Le présent travail de thèse s'inscrit dans la continuité de ces divers travaux et programmes.

Ce travail de thèse fut lancé, à la suite de celui de D. Sebag dans la zone amont, pour faire un bilan des connaissances sur l'évolution de l'ensemble de la Basse Vallée de Seine à l'Holocène en réponse aux changements climatiques, à la remontée globale du niveau marin et à l'expansion des activités humaines. Les travaux de D. Sebag, dans la zone amont qui est lithologiquement dominée par du matériel organique, ont mis en évidence une relative unité d'évolution au sein du système de la Basse Vallée de Seine et ainsi permis d'ébaucher une synthèse régionale de l'évolution de ce système à l'Holocène. Afin de compléter cette synthèse régionale, il convenait donc de reprendre les travaux réalisés dans la zone aval, qui est, elle, lithologiquement dominée par du matériel détritique. Le géosystème du Marais Vernier fut alors choisi en raison de sa position privilégiée dans l'estuaire, à la limite entre le domaine continental et marin, permettant d'enregistrer des influences à la fois fluviales et estuariennes. Les études que nous avons entreprises avaient pour objectifs de répondre aux différents points suivants:

1. Quelle est la provenance du matériel détritique déposé, continental ou marin? Quels paramètres sédimentologiques et/ou géochimiques peuvent être utilisés pour définir la (ou les) source(s) du sédiment ?
2. Quels sont les environnements de dépôt reconnaissables ? Quels critères lithologiques, sédimentologiques et/ou géochimiques permettent de les caractériser ?
3. Quelle est l'incidence de facteurs locaux, comme la topographie pré-holocène, sur l'évolution du remplissage holocène à l'échelle locale et régionale ?

4. Quels sont les facteurs de contrôle à l'origine de l'évolution locale des milieux de dépôt ? et à l'origine des changements environnementaux régionaux ?

Au cours du travail de thèse, les différentes études réalisées ont donné lieu à des publications qui constituent la base de ce mémoire. Les différents chapitres de ce mémoire correspondent donc à des articles publiés ou en préparation. Le paragraphe correspondant au contexte de l'étude (*cf.* première partie) a été supprimé des articles afin d'éviter les répétitions. Ce mémoire comprend cinq parties :

- La première partie propose une synthèse bibliographique du contexte général de l'étude comprenant des informations d'ordre général et d'autres plus spécifiques à la période de temps et/ou d'espace décrite dans ce mémoire ; y est ainsi présenté le cadre général géologique, morphologique et chronologique de la Basse Vallée de Seine.
- La seconde partie décrit le remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier (lithologie et épaisseur). Cette partie comprend deux articles, l'un en préparation et décrivant une étude préliminaire sur l'utilisation d'une méthode géophysique pour déterminer l'épaisseur du remplissage ; l'autre publié et présentant une description de la topographie pré-holocène et l'influence de cette dernière sur l'évolution du remplissage.
- La troisième partie s'intéresse aux sédiments composant le remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier afin de proposer une synthèse de l'évolution holocène de ce dernier. Cette partie comprend deux articles publiés, l'un sur l'origine du sédiment et l'autre sur le processus contrôlant la mise en place des lamines observées.
- La quatrième partie décrit l'évolution du remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier. Cette partie correspond à un article en préparation proposant une synthèse des grandes étapes de son évolution en s'appuyant sur les travaux réalisés au cours de la thèse, présentés dans les parties 2 et 3, mais également sur des travaux antérieurs.
- La cinquième partie décrit l'évolution du remplissage sédimentaire holocène à l'échelle de la Basse Vallée de Seine. Cette partie correspond à un article en préparation proposant une synthèse depuis l'aval du système (conditions marines) jusqu'en amont (conditions fluvio-palustres) pour décrire les grandes étapes ou changements de cette évolution. Ceux-ci sont ensuite comparés aux changements environnementaux décrits dans l'Europe du NW.

Ces différentes parties seront liées entre elle par des transitions, voire par une partie introductive et conclusive dans les parties 2 et 3, permettant de replacer les articles publiés dans le cadre de ce travail de thèse. Afin d'homogénéiser les différentes parties de ce mémoire, toutes les altitudes seront exprimées en m NGF, modifiant les versions publiées des articles.

PARTIE 1 :
CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 1

1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE.....	7
1.1. <i>Cadre géographique</i>	7
1.2. <i>Contexte hydrodynamique</i>	9
1.3. <i>Contexte climatique</i>	10
1.3.1. Variabilité climatique annuelle.....	10
1.3.2. Variabilité climatique pluriannuelle.....	11
1.4. <i>Cadre géologique anté-mésozoïque</i>	12
1.4.1. Contexte structural.....	12
1.4.2. Couverture mésozoïque.....	14
2. HERITAGE SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE CENOZOÏQUE DE LA BASSE VALLEE DE SEINE.....	16
2.1. <i>Typologie des formations superficielles</i>	16
2.1.1. Les dépôts sablo-argileux tertiaires.....	17
2.1.2. Les formations résiduelles à silex.....	17
2.1.3. La couverture loessique.....	19
2.1.4. Signatures des formations du bassin versant (substrat crayeux et formations superficielles).....	20
2.2. <i>Evolution Cénozoïque du cours de la Seine</i>	21
2.2.1. De la Paléo-Loire-Seine à la Seine (évolution tertiaire).....	21
2.2.2. Formation des terrasses et méandres hypertrophiés (évolution quaternaire).....	22
2.2.3. Du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène.....	28
3. EVOLUTION HOLOCENE DE LA BASSE VALLEE DE SEINE.....	30
3.1. <i>Le Havre, place de l'Hôtel de Ville</i>	31
3.2. <i>Vallée de la Lézarde</i>	35
3.3. <i>Marais Vernier</i>	37
3.4. <i>Vallée du Commerce</i>	41
3.5. <i>Mailleraye-sur-Seine</i>	45
3.6. <i>Heurteauville</i>	48
3.7. <i>Boucle d'Anneville</i>	51
3.8. <i>Synthèse</i>	55
3.8.1. Evolution paléoenvironnementale et sédimentologique.....	55
3.8.2. Repères chronologiques.....	56
4. ETABLISSEMENT DU CADRE CHRONOLOGIQUE.....	59
4.1. <i>La méthode de datation par le ¹⁴C</i>	59
4.2. <i>Cycle global du carbone et principe des datations</i>	60
4.3. <i>Matériel et Méthodes</i>	62
4.4. <i>Résultats</i>	64
4.5. <i>Discussion</i>	66
4.6. <i>Données archéologiques</i>	75
4.6.1. Cadre géographique et approches méthodologiques.....	75
4.6.2. Chronologie des occupations humaines.....	76

1. Contexte géomorphologique

1.1. Cadre géographique

La Seine prend sa source sur le plateau de Langres situé à 471 m d'altitude et à 30 km au NW de Dijon (Figure 1-1). Son cours, long de 776 km, draine un bassin versant d'une superficie de 78 650 km² et se jette dans la Manche entre Le Havre et Honfleur.

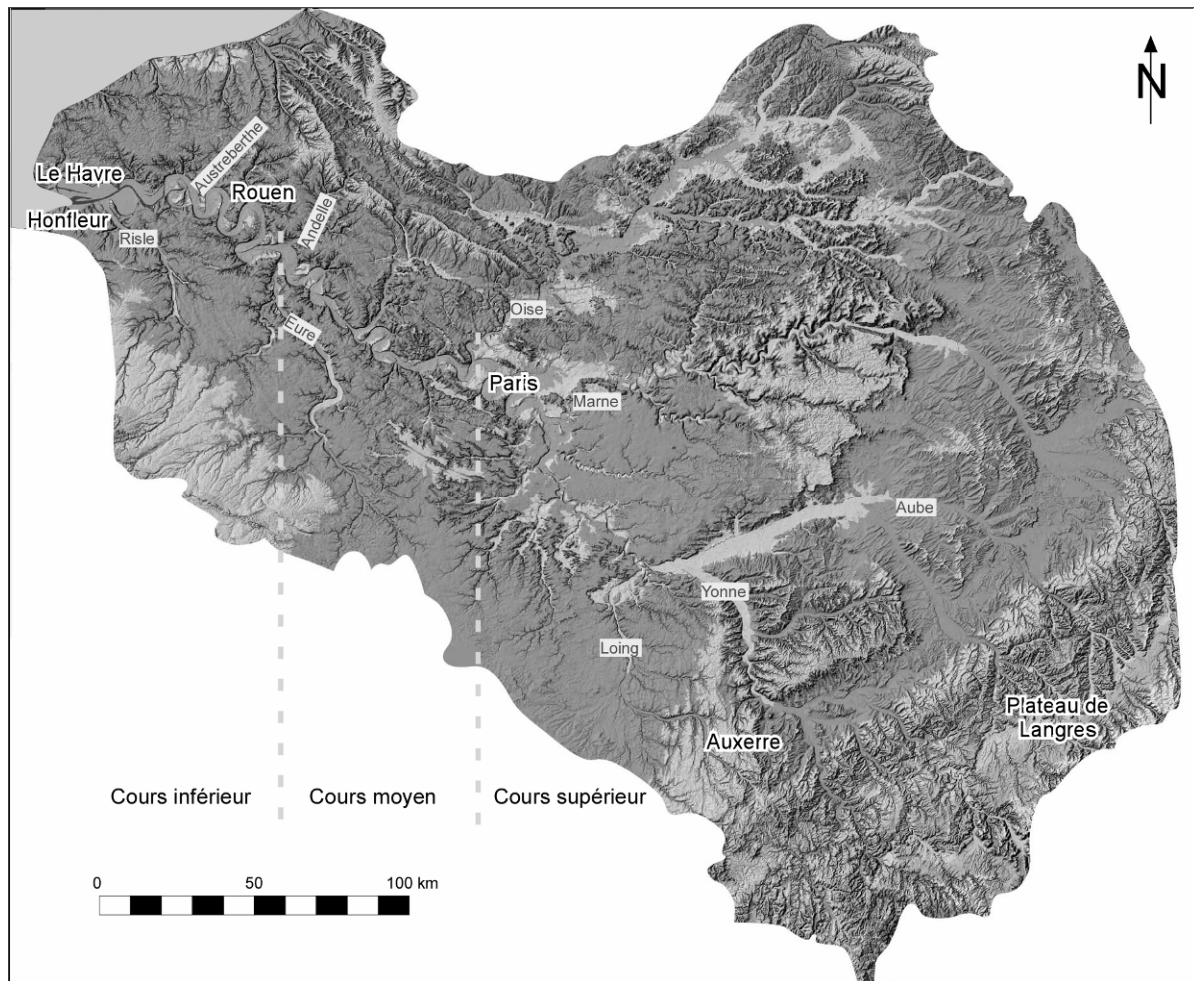


Figure 1-1: Bassin versant de la Seine, carte obtenue sur le site www.geoportail.fr.

La Seine, profondément enfoncée (plateau du Pays de Caux : +120 m NGF, Basse Vallée de Seine : 0 m NGF) dans le substratum crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris, constitue un axe de drainage majeur et une frontière naturelle entre un **domaine Nord**, composé d'un vaste plateau légèrement ondulé et incisé par un réseau hydrographique hiérarchisé (affluents de l'Aube, la Marne, l'Oise, l'Andelle, l'Austreberthe) et un **domaine Sud**, formé par des plateaux plus monotones et moins disséqués.

Son cours présente des sinuosités différentes selon la zone géographique considérée ; de larges boucles dans la région mantaise, un cours quasi rectiligne ensuite et finalement un cours très sinueux en aval de la confluence de l'Eure. Le cours de la Seine est ainsi subdivisé en un **cours supérieur** en amont de la confluence de l'Oise, un **cours moyen** (ou Seine moyenne) entre les confluences de l'Oise et l'Eure et un **cours inférieur** (ou Basse Vallée de Seine ou Basse Seine) en aval de la confluence de l'Eure (Figure 1-1). Cette dernière partie correspond donc au plus important train de méandres de la Seine, à la fois par le nombre et l'amplitude des boucles successives (Chancerel, 1985). Ce cours méandrique est le résultat de la faible pente (0,2 à 0,3 ‰) du substratum sur lequel s'écoule la Seine depuis la confluence avec l'Yonne (Chaput, 1924).

Suite à la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène, il se met en place le prisme sédimentaire estuarien actuel et un réseau de zones humides dans la Basse Vallée de Seine auquel le Marais Vernier appartient. Ce site comprend un marais alluvionnaire au Nord s'étendant sur 30 km² et la plus grande tourbière active de France au Sud couvrant 15 km² (Figure 1-2). Ces deux marais sont séparés par la digue des Hollandais construite au cours du 17^e siècle.

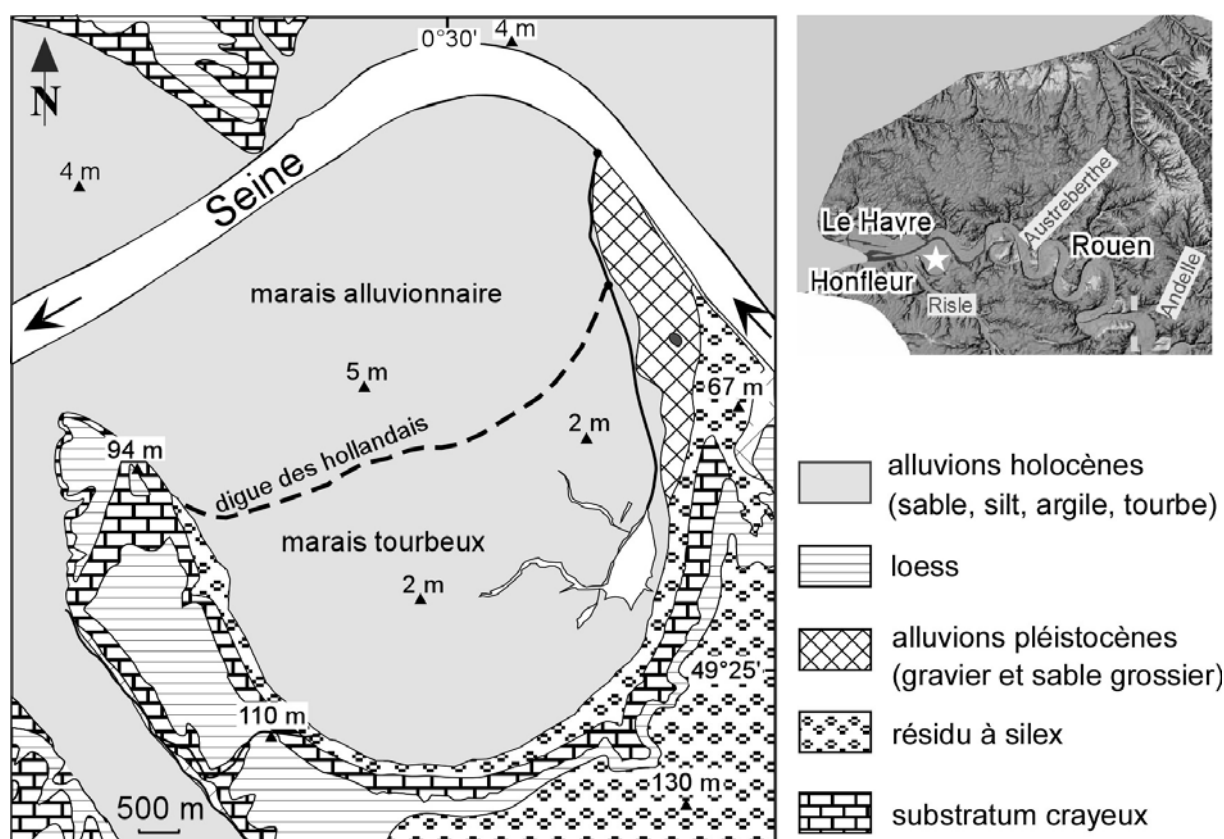


Figure 1-2 : Cadre géographique du Marais Vernier. Le Marais Vernier est un méandre recoupé par la Seine au cours de la dernière période glaciaire. Son paysage est marqué par un escarpement, témoin de l'ancienne rive concave. De faible altitude, il présente un marais alluvionnaire au Nord encore soumis aux apports détritiques issus des crues du fleuve et un marais tourbeux au Sud protégé de ces apports par la digue des Hollandais.

1.2. Contexte hydrodynamique

Le débit moyen de la Seine est de $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Paris et de $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à l'embouchure. Il peut néanmoins varier entre $20 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en période d'étiage et plus de $2\,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en période de crue (Figure 1-3).

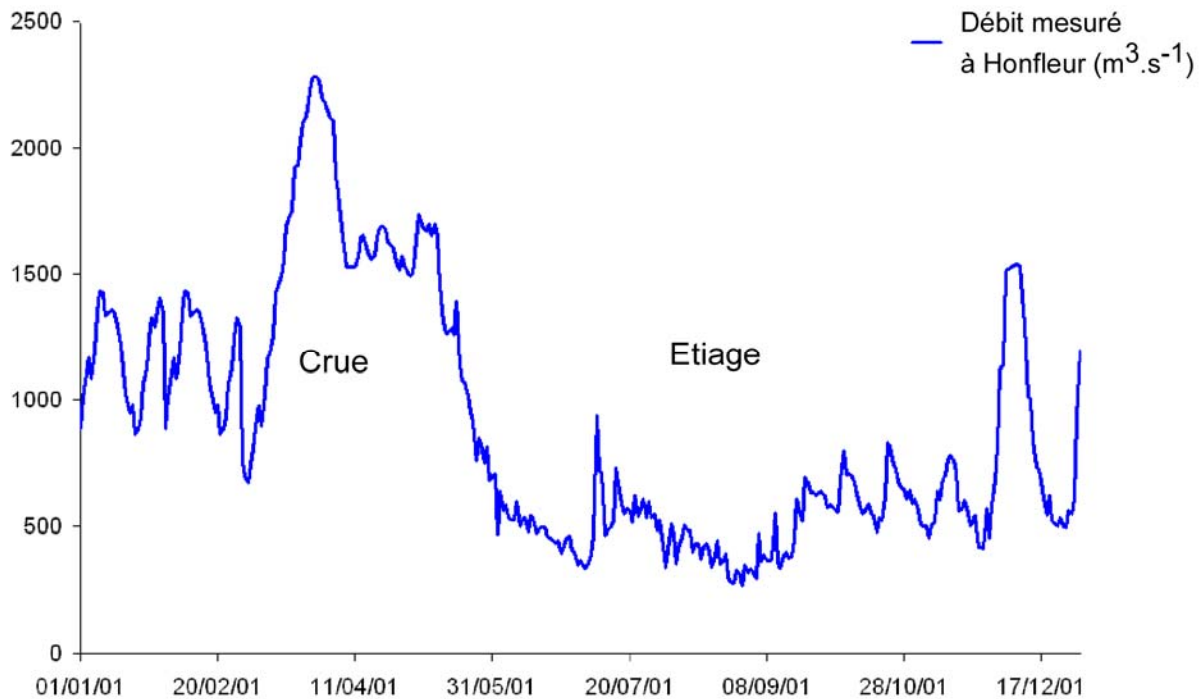


Figure 1-3 : Exemple de chronique de débit de la Seine à Honfleur pour l'année 2001, marquée par une période de crue (débit $> 1000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) au printemps et une période d'étiage (débit $\sim 500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) en automne (Deloffre, 2005).

La Basse Vallée de Seine correspond à un vaste estuaire macrotidal, où l'amplitude des marées oscille entre 3 m en mortes-eaux et 7,5 m en vives-eaux (Avoine, 1981). Lorsque l'onde de marée pénètre dans cet estuaire, elle se trouve déformée par la faible profondeur du système et présente une asymétrie entre un flot court (4-5 heures) et un jusant long (7-8 heures ; Avoine, 1981). Il existe ainsi dans la Basse Vallée de Seine un contraste hydrodynamique entre le flot (forte énergie) et le jusant (moindre énergie).

Comme tout estuaire dominé par la marée, la Basse Vallée de Seine comprend (Figure 1-4) : un estuaire marin ou bas estuaire où l'action conjuguée de la marée saline et dynamique est enregistrée ; un estuaire moyen où se réalise le mélange eau saline (marine) et eau douce (fluviale) ; un estuaire fluviale ou estuaire amont où seule la marée dynamique est enregistrée. L'estuaire fluviale est limité en amont par le barrage de Poses situé à 150 km à l'Est de l'embouchure.

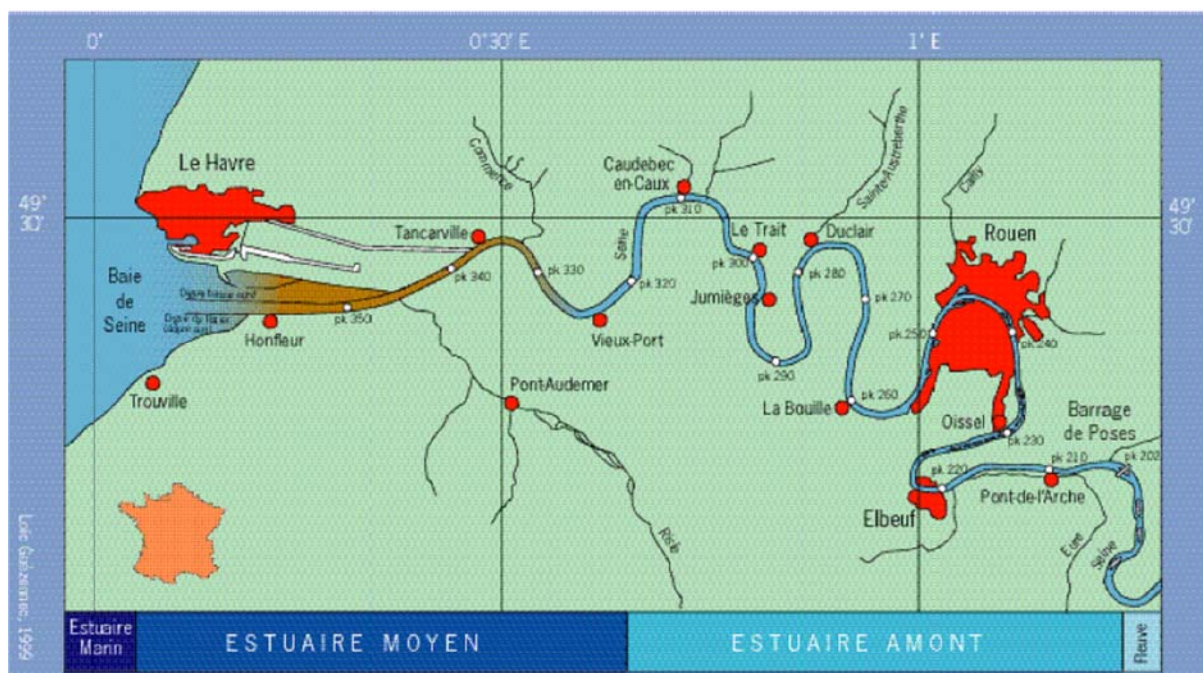


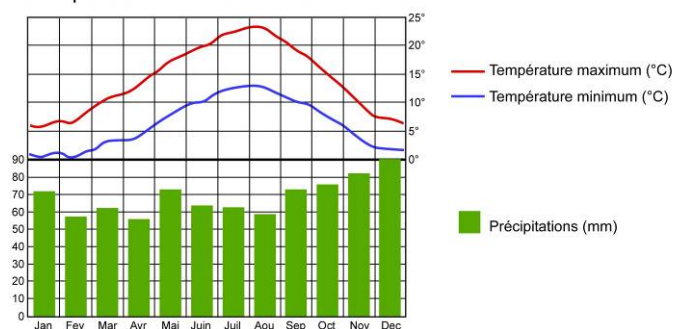
Figure 1-4 : Présentation de la Basse Vallée de Seine (Guézennec *et al.*, 1999).

1.3. Contexte climatique

1.3.1. Variabilité climatique annuelle

La Basse Vallée de Seine se trouve sous un climat tempéré avec des températures moyennes annuelles comprises entre 10 et 11°C et des précipitations cumulées annuelles comprises entre 700 et 1000 mm. Janvier correspond au mois le plus froid (4 - 5 °C) et Août au mois le plus chaud (17 - 18 °C). Les précipitations, bien que significatives en toutes saisons, sont légèrement différentes entre la Seine-Maritime au Nord et l'Eure au Sud (Figure 1-5) : elles sont plus abondantes en Seine-Maritime que dans l'Eure.

Températures et précipitations moyennes annuelles sur la période 1971-2000 à Rouen-Boos



Températures et précipitations moyennes annuelles sur la période 1971-2000 à Evreux

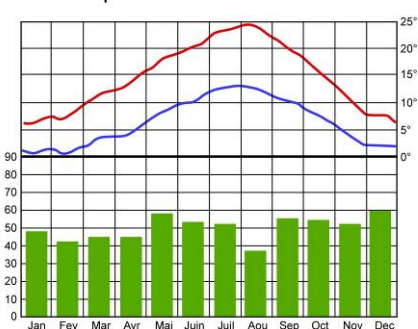


Figure 1-5: Diagrammes représentant les températures et précipitations annuelles moyennes pour la période de 1971 à 2000 pour les stations météorologiques de Rouen-Boos (76) et d'Evreux (27). [données Météo France accessibles sur le site www.meteofrance.com]

Les vents dominants dans la région sont orientés SW à W (Figure 1-6). Ils peuvent atteindre des valeurs records au cap de la Hève de 180 km.h^{-1} , comme le 16 octobre 1987. Les vents de NE sont néanmoins assez fréquents. Ces vents peuvent atteindre dans les terres des valeurs de l'ordre de 140 km.h^{-1} , comme au cours de la tempête de 1999.

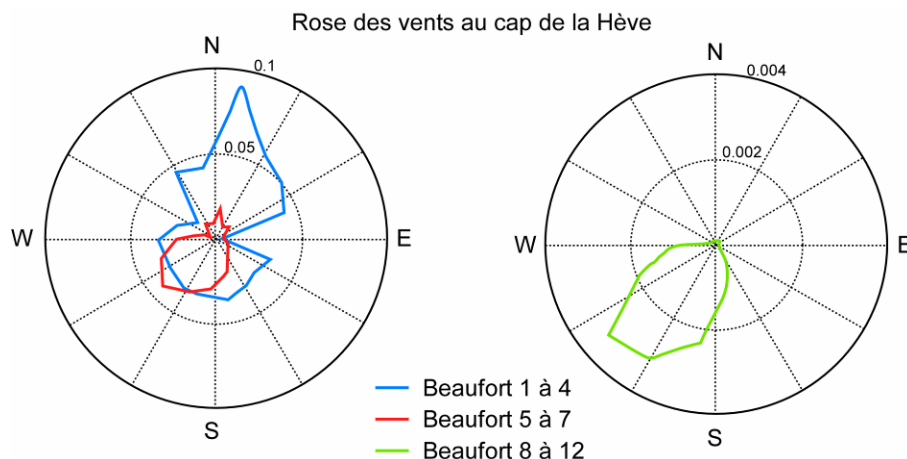


Figure 1-6 : Roses des vents annuelles moyennes déterminées au cap de la Hève pour la période 1976-1995, les deux diagrammes font référence à l'échelle de Beaufort (intensité des vents ; 1 à 4 \leftrightarrow 1 à 28 km.h^{-1} ; 5 à 7 \leftrightarrow 29 à 61 km.h^{-1} ; 8 à 12 \leftrightarrow 62 à $>118 \text{ km.h}^{-1}$) et sont établis pour des échelles de probabilités différentes (LeHir et Silva Jacinto, 2001).

1.3.2. Variabilité climatique pluriannuelle

L'étude de chroniques de pluviosité sur un pas de temps de 35 ans en région Haute-Normandie a permis de mettre en évidence l'influence de la NAO dans notre zone d'étude (Massei *et al.*, 2007). Ces chroniques montrent des cyclicités comparables aux cycles reconnus pour la NAO (notamment l'oscillation quasibiennale), dont les intensités ou l'expression varient au cours du temps.

L'étude hydro-sédimentaire du banc d'Amfard à l'embouchure de Seine montre que le rythme des dépôts dépend de l'évolution de l'indice de la NAO (Delsinne, 2005). Ce travail montre une faible accumulation de sédiments entre 1985 et 1990 (+0,5 m) et une importante accumulation entre 1990 et 1995 (+1,5 m). La première période correspond à un indice NAO -, alors que la deuxième correspond à un indice NAO+. Dans ce deuxième cas, les périodes de crues sont plus importantes et les tempêtes plus fréquentes ; les deux, permettant un apport de sédiments plus important à l'embouchure, expliquent l'accumulation importante entre 1990 et 1995 (Delsinne, 2005).

L'influence de la NAO sur les enregistrements sédimentaires est également décrite pour l'Holocène dans d'autres sites européens (*e.g.* Cullen *et al.*, 1999; Briffa, 2000; Frisia *et al.*, 2003; Rousse *et al.*, 2006). Toutefois, de par les méthodes d'échantillonnage utilisées dans ce travail de thèse (échantillons trop épais ou maille d'échantillonnage trop large), la faible résolution temporelle des analyses réalisées ne permet pas de retrouver ce phénomène (haute résolution) dans nos enregistrements.

1.4. Cadre géologique anté-mésozoïque

1.4.1. Contexte structural

Le contexte structural est principalement hérité de l'orogénèse hercynienne. Les témoins de cette orogénèse correspondent aujourd'hui aux blocs crustaux : des Ardennes au Nord, de la Bretagne à l'Ouest, du Massif Central au Sud et des Vosges à l'Est. Au cours de l'orogénèse hercynienne, se mettent en place dans le NW de la France de grands décrochements dextres ductiles atteignant la limite du MOHO (Cazes *et al.*, 1988), de directions NW-SE (Faille de la Seine, du Bray et de la Somme ; Figure 1-7 ; Wyns, 1980; Cazes *et al.*, 1988; Mansy *et al.*, 2003) en relation avec le chevauchement ardennais et un métamorphisme épizonal. Les reliefs hercyniens ainsi créés furent érodés dès la fin du Paléozoïque jusqu'à devenir une surface pénéplanée au début du Mésozoïque (Trias). Cette érosion a donné un dépôt épais de 80 m composé de graviers et de conglomérats dans le Pays de Bray (Mégrien, 1980).

Au cours du Mésozoïque, la zone d'étude est marquée par une succession de phases transgressives au cours desquelles se mirent en place les dépôts marno-calcaires et crayeux du Bassin de Paris. Sous l'impulsion du rifting téthysien, les accidents hérités de l'orogénèse hercynienne furent réactivés en failles normales (Cazes *et al.*, 1988) induisant une subsidence du Bassin de Paris et expliquant l'épaisse couverture sédimentaire mésozoïque (> 1 km).

A la fin du Mésozoïque, débute l'orogénèse pyrénéenne (Lacombe et Obert, 2000) suivie ensuite de l'orogénèse alpine au Cénozoïque en relation avec la collision des plaques Afrique et Eurasie. En réponse à cette compression de direction N-S, les accidents hérités de l'orogénèse hercynienne rejouent cette fois comme des failles inverses (Cazes *et al.*, 1988). Ces accidents sont devenus des « structures bloquantes », délimitant des zones de transpressions (Jones et Tanner, 1995) et induisant la mise en place de structures de types synclinaux et anticlinaux (anticlinal de Villequier).

La Basse Vallée de Seine est affectée par le tracé de la faille de la Seine qui recoupe les méandres de la Seine entre Rouen et Vernon (Figure 1-7). Cette faille n'est pas observable sur le terrain (Dercourt, 1959), et son caractère (faille ou flexure) fut longtemps débattu (in Dercourt, 1959) jusqu'à la réalisation des profils ECORS dans les années 1980 (Cazes *et al.*, 1988). Dans le détail, la Basse Vallée de Seine est parcourue ou entourée par différentes failles à rejet important (Figure 1-7), comme celles de St Didier des Bois (direction N120 ; Wazi, 1988), de la Seine (direction N150-N160 ; Dercourt, 1959; Cazes *et al.*, 1988), de Villequier (direction N020-N030) et de Fécamp (direction N150-N160). A ces failles à fort rejet, s'ajoutent des flexures, de petits fossés d'effondrement (Figure 1-7) et des failles à rejet moindre (Figure 1-7; Laignel, 2003; Itbirene, 2005). Hauchard *et al.* (2002) proposent un nouveau schéma structural pour le Nord de la Seine, comprenant une nouvelle direction de faille N090. Tous ces éléments structuraux, qui dessinent le polygone de la Basse Vallée de Seine, ont affecté le cours de la Pré-Seine et de la Seine au cours du Cénozoïque.

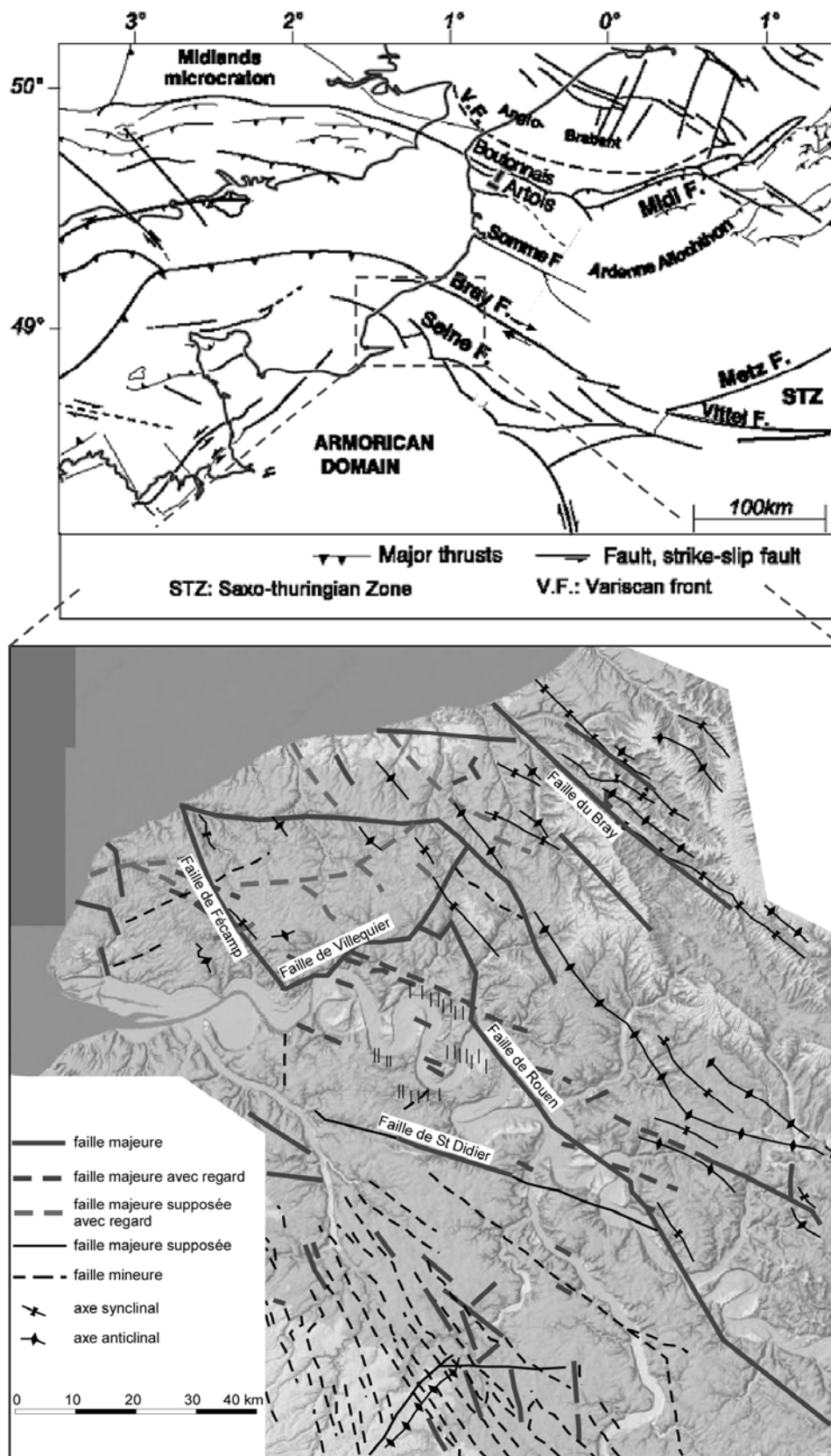


Figure 1-7 : Principaux accidents tectoniques dans le NW du Bassin de Paris et SE du Bassin de Londres (Mansy *et al.*, 2003) et MNT ombré pour la Haute-Normandie sur lequel les principales directions de failles reconnues dans la région ont été reportées (d'après Itbirene, 2005, Wazi, 1988 et Hauchard *et al.*, 2002).

1.4.2. Couverture mésozoïque

La description de la couverture mésozoïque est reprise des travaux d'HDR de B. Laignel (2003). Les plateaux de l'Ouest du Bassin de Paris sont constitués par des assises sédimentaires présentant un pendage général vers l'Est. Les terrains affleurant appartiennent principalement au Crétacé supérieur, à l'exception des terrains du Jurassique et Crétacé inférieur affleurant à la faveur de bombements locaux, comme dans l'anticlinal du Bray. Le sous-sol de l'Ouest du Bassin de Paris comprend majoritairement des craies, plus ou moins riches en silex, datées du Cénomanién au Campanien (Cavelier et Médioni, 1980).

Les craies de l'Ouest du Bassin de Paris comprennent ainsi cinq étages du Crétacé supérieur : Cénomanién, Turonien, Coniacien, Santonien et Campanien (Figure 1-8). Les étages du Coniacien, Santonien et Campanien sont généralement regroupés dans le Sénonien.

Chaque étage stratigraphique présente un ou plusieurs faciès de craie spécifique. La **craie du Cénomanién** est très hétérogène, plus ou moins enrichie en éléments détritiques (argile, quartz) et peut être glauconieuse ou noduleuse. La **craie du Turonien** est argileuse, grisâtre à blanchâtre, avec des bancs noduleux fréquents et peu ou pas de silex. La craie argileuse grisâtre sans silex du Turonien inférieur et moyen se distingue de la craie du Turonien supérieur légèrement argileuse, blanchâtre à grisâtre, avec quelques silex. La **craie du Coniacien** est blanche et riche en silex. A la base du Coniacien, la craie peut être légèrement argileuse et avoir un aspect jaunâtre ou grisâtre, et il est également possible de rencontrer quelques bancs noduleux ou conglomératiques. La **craie du Santonien** est blanche et riche en silex. La **craie du Campanien** est blanche, parfois jaunâtre, à silex.

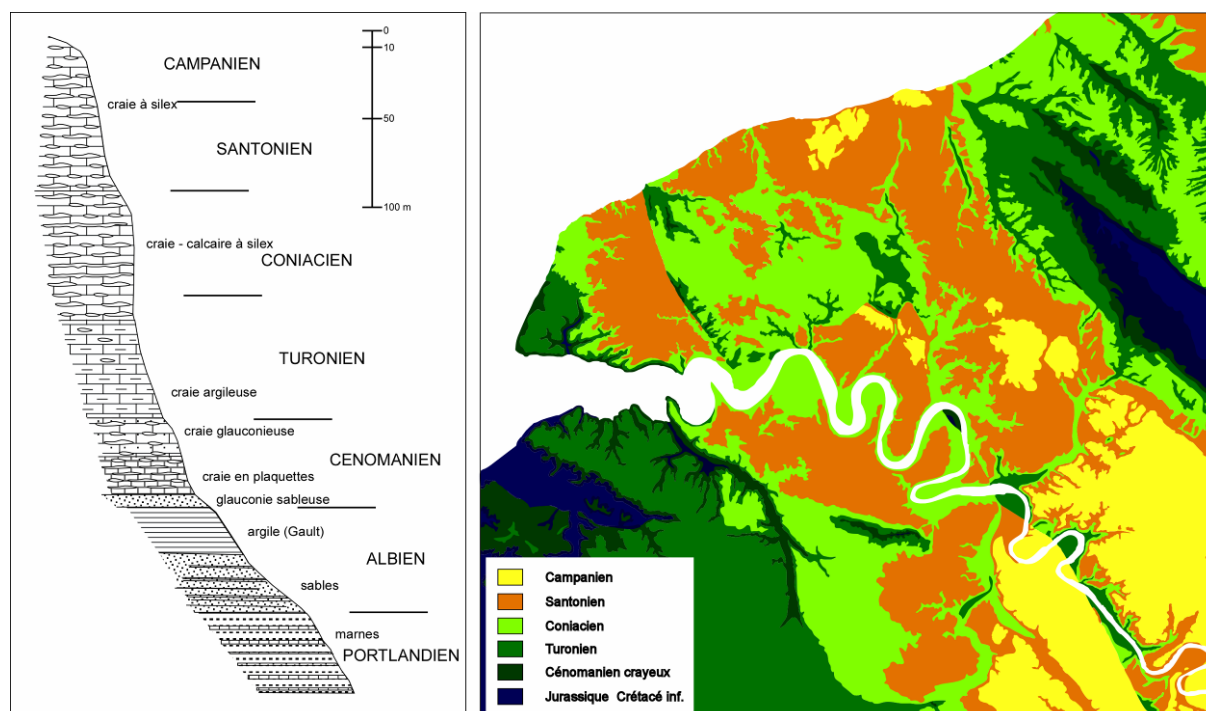


Figure 1-8 : Coupe synthétique et carte géologique du substratum crayeux mésozoïque de l'Ouest du Bassin de Paris (d'après Lefebvre, 1988, Quesnel, 1997; Laignel, 2003).

▪ *Caractéristiques lithologiques et physiques*

Les caractères lithologiques (teneurs en silex et en insolubles fins) et physiques (porosité, perméabilité, densité) des craies sont relativement hétérogènes (Laignel, 1997 et 2003). Les teneurs en silex et en insolubles fins varient d'un étage à l'autre et sont relativement homogènes au sein d'un même étage, à l'exception du Cénomaniens très hétérogène. La teneur en silex, comprise entre 0 et 20 % dans la série stratigraphique, augmente fortement entre le Turonien (< 5 %) et le Coniacien (10 % en moyenne), puis légèrement entre le Coniacien et le Santonien-Campanien (10 à 16 %). La teneur en insolubles fins, comprise entre 0,3 et 50 % dans la série stratigraphique, est plus élevée et plus hétérogène pour les étages du Cénomaniens et du Turonien que pour celui du Sénonien. La porosité (15,4 à 47 %) et la perméabilité (0,1 à 13,1 millidarcy) des craies deviennent de plus en plus homogènes au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique. La densité des craies du Coniacien et Santonien est plus homogène que celle du Turonien et Cénomaniens.

Le cortège argileux des craies semble homogène quelque soit l'étage stratigraphique considéré : celui-ci est composé essentiellement de smectite (80 à 95 %) et d'un peu d'illite (5 à 20 %).

▪ *Comportement face aux processus érosifs*

Ces différentes caractéristiques confèrent au substrat crayeux de la Basse Vallée de Seine un potentiel érosif différent. Les craies dures du Turonien supérieur et du Coniacien, avec des bancs de silex puissants, semblent peu érodables (Lefebvre, 1988). Les craies du Santonien, Campanien et Cénomaniens sont plus tendres et plus friables mais armées de bancs de silex rapprochés, et semblent donc également peu érodables (Lefebvre, 1988). Toutefois des mesures géotechniques effectuées sur les craies du Bassin de Paris (porosité et perméabilité) montrent que les craies du Santonien et du Campanien présentent une porosité et une microfissuration importantes, indiquant une résistance à la compression plus faible que les craies du Turonien supérieur, Coniacien, et Cénomaniens (Laignel, 2003). Les craies sans silex du Turonien inférieur sont tendres et friables ; cette formation est donc facilement érodable, tout comme les dépôts du Crétacé inférieur et Jurassique (argilo-sablo-marneux) (Lefebvre, 1988).

Les formations résistantes, comme les craies du Coniacien, Turonien supérieur et Cénomaniens, ont contraint le cours de la Seine alors que les formations érodables, comme les craies du Campanien, Santonien et Turonien inférieur, ont permis son évolution. Toutefois, la craie du Turonien inférieur et les formations du Crétacé inférieur et Jurassique n'affleurent pas dans la région, à l'exception de zones localisées comme l'anticlinal du Pays de Bray (Figure 1-8). C'est donc grâce au contexte structural de la région et notamment aux flexures que le cours de la Seine a rencontré ces formations et a évolué au cours du Plio-Quaternaire (Lefebvre, 1988).

2. Héritage sédimentologique et géomorphologique cénozoïque de la Basse Vallée de Seine

Au cours du Cénozoïque, le cours de la Seine et son bassin versant ont évolué en réponse aux mouvements structuraux des accidents du Bassin de Paris, aux variations eustatiques et aux changements climatiques. Tous ces paramètres ont modelé le cours de la Seine, la structure en guidant son cours, le climat et les variations du niveau marin induites en contrôlant le niveau de base. Ils ont également permis le dépôt de diverses formations sédimentaires constituant le principal stock de sédiments du bassin versant de la Seine. Cette section permet ainsi de synthétiser les connaissances sur cette évolution cénozoïque en caractérisant tout d'abord les formations sédimentaires se mettant en place, puis en décrivant l'évolution du cours de la Seine notamment d'après la répartition géographique de ces dépôts.

2.1. Typologie des formations superficielles

La description de la couverture des formations superficielles est reprise des travaux d'HDR de B. Laignel (2003). Le substrat crayeux du Bassin Parisien fut recouvert tout au long du Cénozoïque par des formations superficielles en réponse notamment aux mouvements transgressifs tertiaires et aux oscillations climatiques plio-quaternaires. Ces formations constituent un manteau plus ou moins épais (quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres), comprenant de la base vers le sommet (Figure 2-1) : des résidus à silex (RS), des poches de dépôts détritiques sablo-argileux localisées au sommet des RS et des dépôts lœssiques. De nombreuses études ont été réalisées sur ces formations superficielles (lœss : *e.g.* Lautridou, 1985; Leuret et Lautridou, 1991 ; résidus à silex : *e.g.* Dewolf, 1976; Laignel, 1997; Quesnel, 1997).

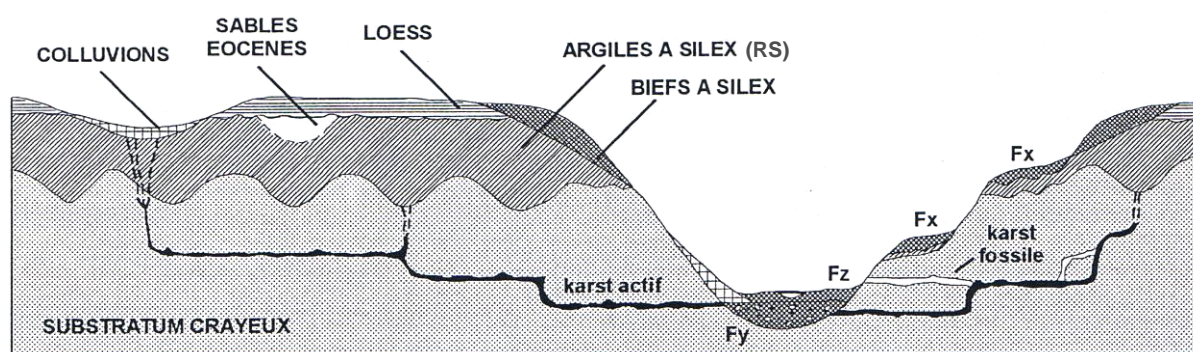


Figure 2-1 : Coupe de la Vallée de Seine présentant la position stratigraphique des formations étudiées (Laignel, 2003) ; Fx, indiquant des alluvions anciennes, Fy, les graves de fond, et Fz, les alluvions holocènes.

Cette section met en évidence les caractéristiques stratigraphique, cartographique, lithologique et minéralogique de ces différentes formations superficielles pour définir des signatures permettant à terme d'identifier la provenance du matériel sédimentaire contenu dans les alluvions anciennes et

modernes de la Seine. Les principales caractéristiques de ces formations sont décrites à partir de cartes géologiques au 1/50 000^e, de nombreux sondages répertoriés au BRGM, de nombreuses campagnes de terrain, d'analyses diverses (minéralogie des argiles, géochimie) et de données publiées (Hauchard *et al.*, 2002; Laignel *et al.*, 2002; Quesnel *et al.*, 2003).

2.1.1. Les dépôts sablo-argileux tertiaires

Dans l'Ouest du Bassin de Paris, les dépôts tertiaires se présentent essentiellement sous la forme de sables plus ou moins argileux et/ou d'argiles conservés sporadiquement en poches au sommet des argiles à silex (RS), dans des poches karstiques ou des fossés d'effondrement et, plus rarement, sous la forme de nappes superficielles, sous les lœss (Laignel, 2003). Ces sables sont des formations azoïques avec peu ou pas de structures sédimentaires, d'origines diverses et mal connues (Laignel, 2003). Leur attribution stratigraphique est donc basée sur une analogie de faciès avec des affleurements tertiaires bien datés et sur leur position géométrique par rapport aux dépôts préservés en place dans des buttes témoins (Quesnel, 1996). Une grande partie de ces dépôts a, en effet, été érodée au cours du Plio-Quaternaire (Laignel, 2003). Deux ensembles géographiques se distinguent : (1) **au Nord et à l'Est**, les dépôts tertiaires ont formé une couverture continue, d'origine marine (Yprésien et Thanétien) ou fluviatile (Pliocène), avant de subir une érosion au Plio-Quaternaire ; (2) **au Sud-Ouest**, les dépôts tertiaires ont formé une couverture discontinue, d'origine continentale, fluviatile et/ou éolienne mal individualisée (Quesnel, 1997; Laignel *et al.*, 1999; Laignel *et al.*, 2002) (Figure 2-2).

La composition minéralogique de ces dépôts est marquée par un cortège riche en kaolinite, en smectite ou interstratifiés (illite/smectite ou kaolinite/smectite ; Blanc-Valleron et Thiry, 1993; Laignel *et al.*, 1998a; Laignel *et al.*, 2002).

2.1.2. Les formations résiduelles à silex

Dans le NW de l'Europe, les régions crayeuses sont généralement recouvertes par un manteau de formations meubles à silex appelé formations résiduelles à silex (noté RS sur les cartes géologiques à 1/50 000), argiles à silex ou altérites à silex en France, et clay-with-flints en Angleterre. Dans l'Ouest du Bassin de Paris, ces formations affleurent depuis la Picardie et le Pays de Caux au Nord jusqu'au Perche et au Pays Chartrain au Sud, et depuis le Pays d'Auge à l'Ouest jusqu'au Vexin à l'Est (Laignel, 1997; Quesnel, 1997) (Figure 2-2).

Elles sont composées de silex emballés dans une matrice argilo-limono-sableuse, dont les proportions des différents constituants varient d'un site à l'autre (Laignel, 1997). Tous les auteurs s'accordent sur une origine superficielle des RS par altération météorique de la craie au cours du Cénozoïque: l'eau de pluie, chargée d'acide carbonique et d'oxygène atmosphérique, est douée d'un grand pouvoir dissolvant vis à vis des craies ; les éléments solubles des craies sont évacués par les eaux de percolation et il reste alors des dépôts résiduels (Laignel, 1997; Laignel et Meyer, 2000; Laignel *et al.*, 2002).

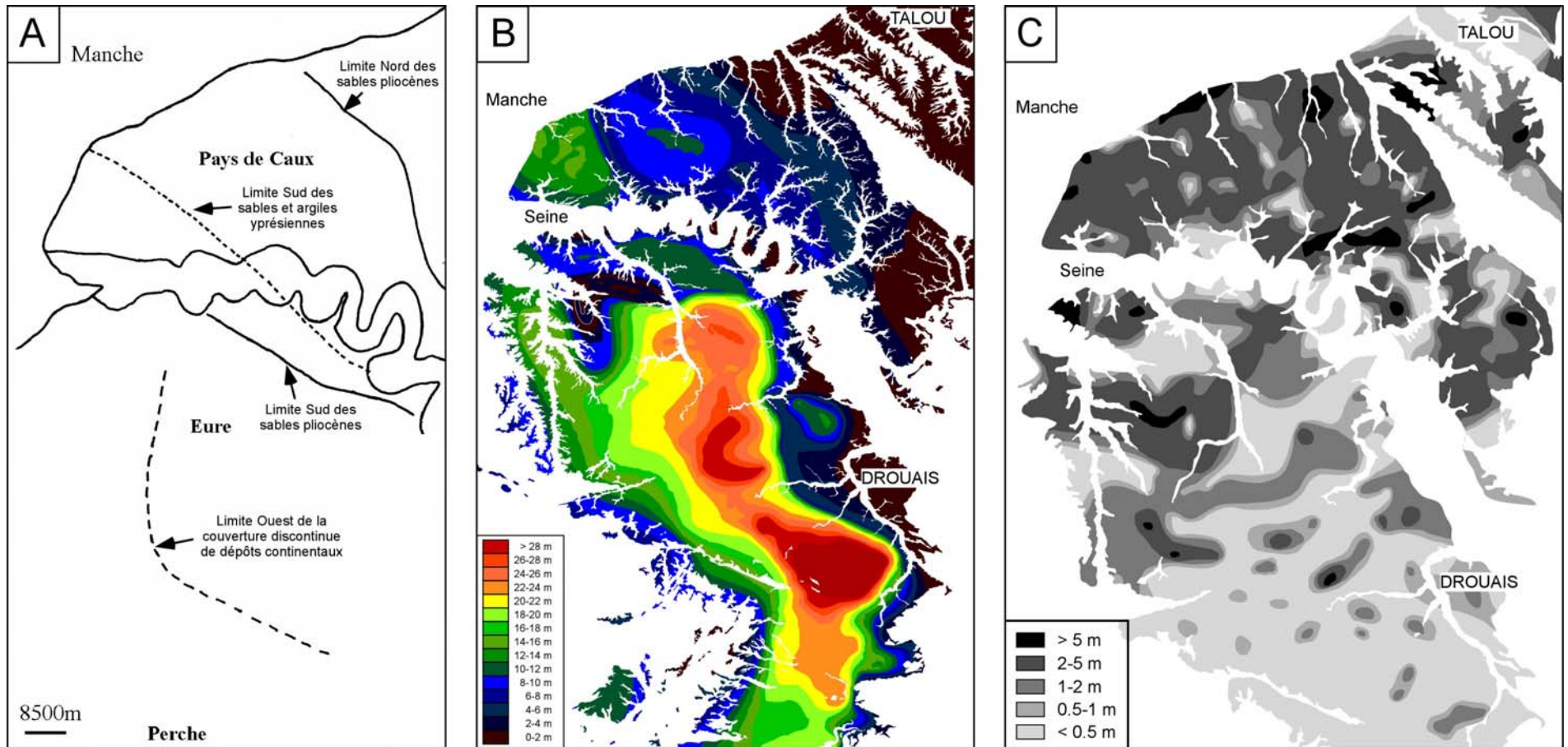


Figure 2-2 : Cartes de répartition dans l'Ouest du Bassin de Paris : (A) des dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires; (B) des épaisseurs de résidu à silex ; (C) des épaisseurs de loess (Laignel *et al.*, 2002; Laignel, 2003).

Deux familles d'argiles à silex se distinguent selon la position morphologique des sites : (1) les argiles à silex localisées sur les plateaux appelées RS de plateau ; (2) les argiles à silex situées sur les versants, également appelées biefs à silex (Laignel *et al.*, 1998b; Laignel, 2003). Il existe aussi des différences lithologiques entre les RS de plateau (teneur en silex moindre, silex peu cassés, matrices homogènes) et les biefs à silex (teneur en silex plus importante, nombreux silex cassés, matrices hétérogènes) (Laignel, 2003).

Ces formations résiduelles à silex ont des matrices argilo-limono-sableuses présentant des proportions variables entre ces trois constituants d'un faciès à un autre (Laignel, 1997 et 2003). La minéralogie de la fraction argileuse bien qu'également variable, est principalement dominée par la kaolinite (50 à 100 % ; Laignel, 2003). Les quantités d'illite sont faibles, toujours inférieures ou égales à 25 %. Les teneurs en smectite et en interstratifiés kaolinite/smectite sont variables, souvent faibles, respectivement comprises entre 0 et 40 % et de 0 et 35 % (Laignel, 2003).

2.1.3. La couverture loessique

Les lœss sont des dépôts sédimentaires meubles, non stratifiés, continentaux, d'origine éolienne, dominés par la fraction granulométrique silteuse. Ils s'inscrivent dans un cycle morphogénétique de climat froid et aride (périodes glaciaires quaternaires) dans le NW de l'Europe (Lautridou, 1985). Un important stock de lœss homogène est décrit pour le NW de l'Europe, à quelques nuances régionales près (Lautridou, 1985).

Deux épais dépôts de lœss et sables éoliens sont observés à l'échelle de l'Ouest du Bassin de Paris : la Haute-Normandie autour de la Basse Vallée de Seine (Figure 2-2), et la grande bande loessique nordique orientée W-E de Calais à Liège (Lautridou, 1985). En dehors de ces deux zones, les placages éoliens sont moins épais, moins continus et étendus, à l'exception de petites régions bien pourvues, comme par exemple la campagne de Caen et la Baie de St Brieuc.

Des analyses granulométriques et minéralogiques ont mis en évidence deux stocks de matériel différents, correspondant au lœss anté-weichsélien dit « ancien » et au lœss weichsélien dit « récent » (Lautridou, 1968 et 1985). Les lœss anciens sont granulométriquement moins bien classés que les lœss récents, et contiennent également plus d'argiles que les lœss récents. Le cortège argileux des lœss récents est assez homogène ; il est dominé par la smectite et les interstratifiés smectite/vermiculite (40 à 70 %), de moindres proportions en kaolinite et illite (toutes deux entre 15 et 30 %) et de relativement faibles teneurs en chlorite (0 à 15 % ; Le Bret, 1984; Lautridou, 1985; Laignel, 2003). Toutefois, les lœss anciens, de composition minéralogique relativement proche, se distinguent par l'absence de chlorite, une moindre proportion en smectite au profit de la kaolinite et de l'illite (Le Bret, 1984; Lautridou, 1985).

2.1.4. Signatures des formations du bassin versant (substrat crayeux et formations superficielles)

Chaque formation du système géomorphologique de l'Ouest du Bassin de Paris, malgré une relative homogénéité visuelle, présente des variations lithologiques et géométriques (répartition spatiale) importantes, qui peuvent être régionales, stratigraphiques et/ou morphologiques (Laignel, 2003).

Il apparaît également des signatures minéralogiques différentes entre les diverses formations superficielles cénozoïques et le substratum crayeux sur lequel elles reposent. Ces formations géologiques composent le compartiment primaire qui peut être érodé par les eaux de ruissellement, et ainsi fournir des produits d'érosion notamment transportés par les eaux de surface vers la Seine. Ces signatures minéralogiques peuvent servir de marqueurs des produits érodés.

Ainsi, les minéraux argileux sont principalement la smectite et/ou de l'interstratifiés avec smectite, de l'illite et de la kaolinite (Laignel *et al.*, 1998b; Laignel, 2003). Replacées dans un diagramme ternaire, ces formations se répartissent différemment (Figure 2-3 ; Laignel, 2003) : les craies mésozoïques se concentrent sur le pôle smectite / interstratifiés avec smectite ; les dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires ont des compositions variables, dominées néanmoins par la kaolinite, la smectite et les interstratifiés avec smectite ; les argiles à silex se répartissent depuis le pôle smectite / interstratifiés avec smectite (craies mésozoïques) vers le pôle kaolinite, indiquant un gradient d'altération caractérisé par le rapport entre les proportions en kaolinite et smectite (Laignel *et al.*, 1998a) ; les lœss sont dominés par la smectite et présentent une proportion non négligeable d'illite, de plus une distinction stratigraphique peut être entreprise sur la base de l'absence ou la présence de chlorite (non représentée sur le diagramme) entre les lœss anciens (anté-Weichsélien) et les lœss récents (Weichsélien).

Les signatures minéralogiques de ces différentes formations ont, par exemple, été utilisées pour déterminer l'origine du matériel sédimentaire constituant le remplissage sédimentaire karstique des Petites Dalles, Pays de Caux (Laignel *et al.*, 2004). Les signatures minéralogiques des trois types de dépôts rencontrés ont permis d'identifier une origine principalement loessique du matériel sédimentaire et de proposer ainsi un modèle d'évolution hydro-sédimentaire pour ce karst (Laignel *et al.*, 2004). Ce travail permet d'envisager une étude du même type sur les alluvions holocènes de la Basse Vallée de Seine, afin d'en déterminer l'origine.

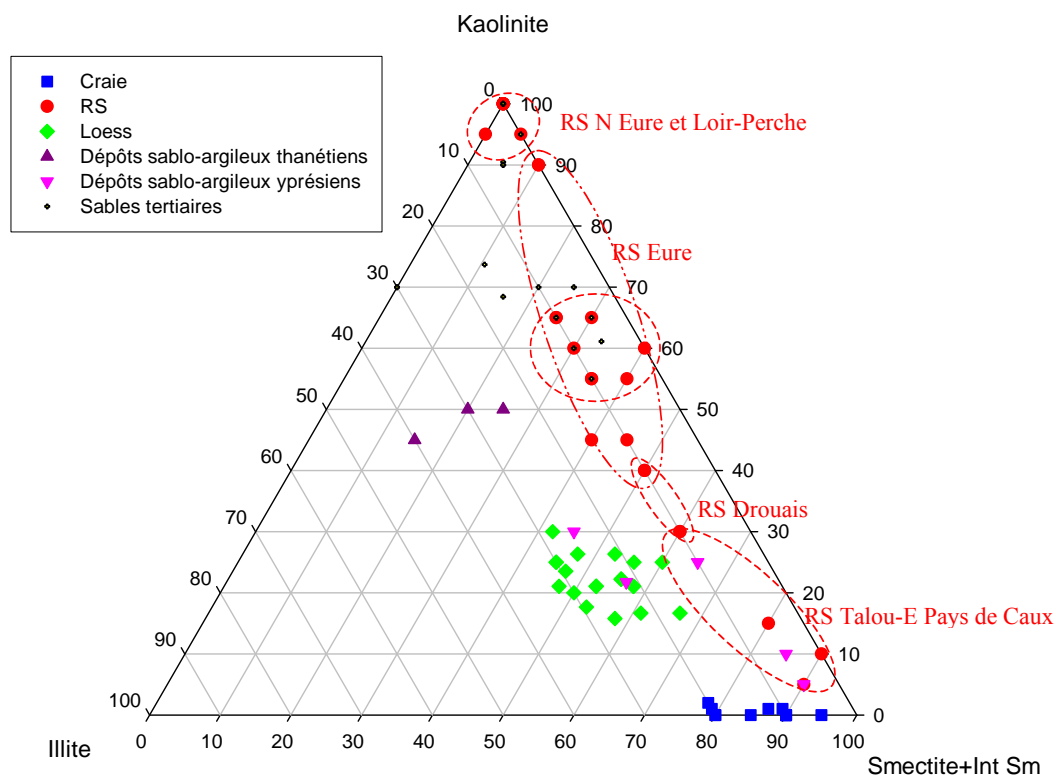


Figure 2-3 : Signatures minéralogiques des formations superficielles (loess : 26 échantillons, argiles à silex (RS) : 27 échantillons, dépôts sablo-argileux tertiaires : 27 échantillons) et de leur substrat crayeux (14 échantillons) dans l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003).

2.2. Evolution Cénozoïque du cours de la Seine

2.2.1. De la Paléo-Loire-Seine à la Seine (évolution tertiaire)

Au cours du Pliocène, s'écoulait la paléo-Loire-Seine selon un tracé déterminé par le « fleuve des sables de Lozère » (Tourenq et Pomerol, 1995; Larue et Etienne, 2002) et se jetant dans la Manche au Nord du Pays de Caux (Figure 2-4 ; Cavelier, 1980). Les sables de Lozère, riches en rutile et disthène, proviennent de matériel remanié par la paléo-Loire-Seine depuis le Massif Central (Cavelier *et al.*, 1995; Tourenq et Pomerol, 1995). L'âge de ces sables de Lozère est encore actuellement discuté. Certains auteurs les attribuent au Pliocène moyen (Cavelier *et al.*, 1995; Tourenq et Pomerol, 1995), d'autres les décrivent comme plus anciens, au Miocène (Larue et Etienne, 2002; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). La fin de la paléo-Loire-Seine est également encore discutée. Tourenq et Pomerol (1995) décrivent la fin de la paléo-Loire-Seine vers le Pléistocène moyen en se basant sur une « nappe d'augite » relative au système Loire-Loing-Seine. D'autres auteurs, comme Larue et Etienne (2002), placent la fin de la paléo-Loire-Seine au cours du Miocène, décrivant un remaniement de ces sables de Lozère au cours du Pliocène et Pléistocène expliquant la résurrection de la paléo-Loire-Seine décrite par d'autres.

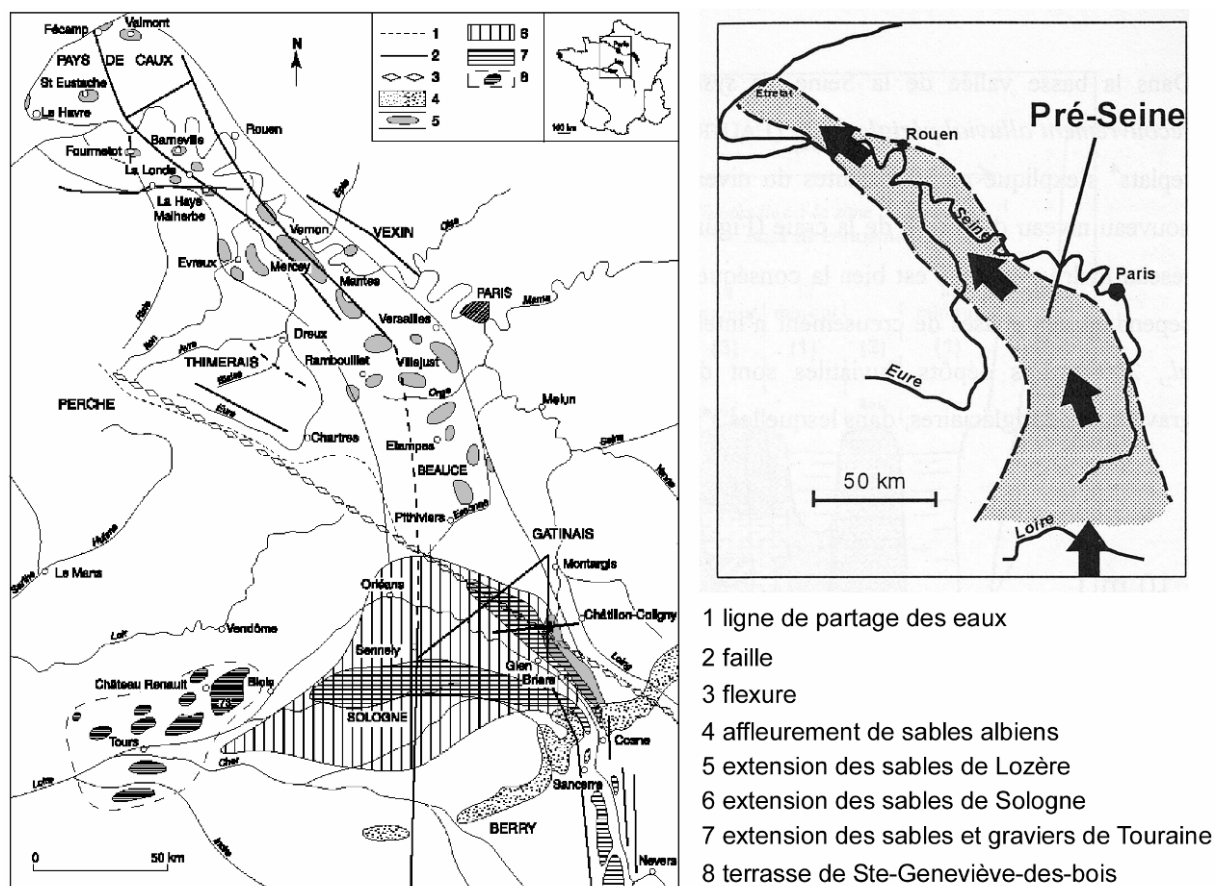


Figure 2-4 : Cartes indiquant les affleurements des sables de Lozère (gauche ; Larue et Etienne, 2002) et tracé déduit du cours de la Paléo-Loire-Seine (droite ; Sebag, 2002).

Quel que soit l'âge de la fin de ce paléo-système, le soulèvement général du Bassin de Paris a permis l'écoulement de la Loire vers l'océan Atlantique en réponse à une capture par un fleuve côtier (Macaire, 1983) et celui de la Seine toujours vers la Manche le long de zones de fracturation (Obert *et al.*, 1992; Benoit et Grisoni, 1995). C'est a priori en réponse à l'affaissement du polygone de la Basse Vallée de Seine circonscrit par les failles décrites dans la section 1.4.1, au cours du Pléistocène, qu'une capture du cours de la pré-Seine aurait permis son écoulement vers l'Ouest depuis Rouen (cours inférieur actuel).

2.2.2. Formation des terrasses et méandres hypertrophiés (évolution quaternaire)

Les études visant à comprendre l'évolution quaternaire du cours de la Seine ont débuté dès le 19^{ème} siècle avec les travaux de Belgrand sur les alluvions de la région parisienne (Belgrand, 1869). Cet auteur résume, à l'époque, l'évolution de la Seine en quatre phases (2 phases de creusements et 2 phases de stationnement). Il considère alors, en l'absence de travaux sur le reste du tracé de la Seine, que l'altitude des hauts plateaux est conservée tout au long de son tracé. En 1881, Ameghino démontre que l'évolution quaternaire de la Seine ne se résumait pas uniquement à des phases de creusement et de relative stabilité. Il décrit en fait des phases de creusement associées à des phases de remblaiement (Ameghino, 1881). En 1922, Dolfus contredit l'hypothèse de Belgrand sur une conservation de

l'altitude des hauts plateaux en montrant, grâce à ses observations sur le cours inférieur de la Seine, que les terrasses quaternaires de la Seine sont parallèles entre elles et parallèles au fond rocheux.

Dans son ouvrage « Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine entre la Manche et Montereau » de 1924, Chaput présente différents courants de pensée sur l'évolution quaternaire de la Seine. Il dresse un bilan des connaissances méandre par méandre entre le Havre et Montereau afin de préciser cette évolution (Chaput, 1924). Il décrit, des méandres divaguant et des phases de creusement relatives à des variations du niveau marin, qui créent des terrasses parallèles entre elles et parallèles au fond rocheux, comme Dolfus le décrivait en 1922.

Depuis cet ouvrage, les études sur les alluvions, les méandres et les terrasses de la Seine se sont succédées, avec ce même objectif : définir l'évolution quaternaire de la Seine (Chaput et Briquet, 1931; Cholley et Firmin, 1945a et 1945b ; De Ragueneil *et al.*, 1965; Vigarié, 1965 ; Guiennet, 1966; Sylvestre and Masson, 1967; Masson et Largillier, 1969 ; Hommeril *et al.*, 1974; Porcher, 1975 et 1977; Alduc *et al.*, 1979; Masson et Evrard, 1979 ; Chancerel, 1980 à 1986 ; Lecolle, 1982 à 1989; Gacquerel, 1983; Lechevalier, 1984; Lefebvre, 1984 et 1988; Gibbard *et al.*, 1988; Breton *et al.*, 1991; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000). Ce paragraphe vise à faire le point sur les connaissances acquises sur le cours inférieur actuel de la Seine, son évolution quaternaire et les causes de cette évolution.

▪ *Description des terrasses*

Le cours de la Seine présente actuellement quatre parties distinctes : (1) une large paléovallée composée de terrasses étagées situées sous la Manche ; (2) un cours inférieur caractérisé par un système de terrasses étagées très bien développé et de nombreux méandres hypertrophiés (Figure 2-5) ; (3) un cours moyen composé de plusieurs petites terrasses en gradins reliées chacune à une nappe d'alluvions (Figure 2-5) ; (4) un cours supérieur présentant un nombre limité de terrasses étagées et une accumulation importante de matériel silto-sableux tardiglaciaire (Lecolle, 1989; Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000 et 2003).

Ces différences sont principalement le résultat de la distance à la côte : les zones les plus proches sont affectées à la fois par les oscillations climatiques et les fluctuations résultantes du niveau marin ; les zones les plus éloignées sont uniquement affectées par les oscillations climatiques. Ces oscillations climatiques et fluctuations du niveau marin ont influencé l'évolution de la charge sédimentaire et du débit de la Seine au Quaternaire. Les phases d'incision verticale du substratum sont décrites comme le résultat de l'annulation de la forte charge sédimentaire en moyenne Seine et, comme le résultat des fluctuations du niveau marin en Seine inférieure (Lefebvre *et al.*, 1994). L'étagement des terrasses de la Seine est, lui, le résultat du soulèvement général du Bassin de Paris (Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999).

Cours moyen



Cours inférieur



Figure 2-5 : Disposition des nappes alluviales du Pléistocène moyen et supérieur dans les cours inférieur et moyen de la Seine, d'après Lefebvre *et al.*, 1994.

Dans la Basse Vallée de Seine ont été reconnues jusqu'à présent huit terrasses étagées, dont la plus ancienne fut datée à 1 million d'années (Lautridou *et al.*, 1999). Ces terrasses sont des plus hautes (+120 m NGF) vers les plus basses (-20 m NGF) : celle de la Londe, de Martot, de St Pierre-les-Elbeuf, d'Elbeuf IV, de Oissel, de Tourville, de Rouen I et Rouen II (Figure 2-6). Les trois dernières terrasses se prolongent sous la Manche jusqu'à la dépression de « Hurd Deep » (Alduc *et al.*, 1979; Auffret *et al.*, 1980 et 1982; Lericolais, 1997).

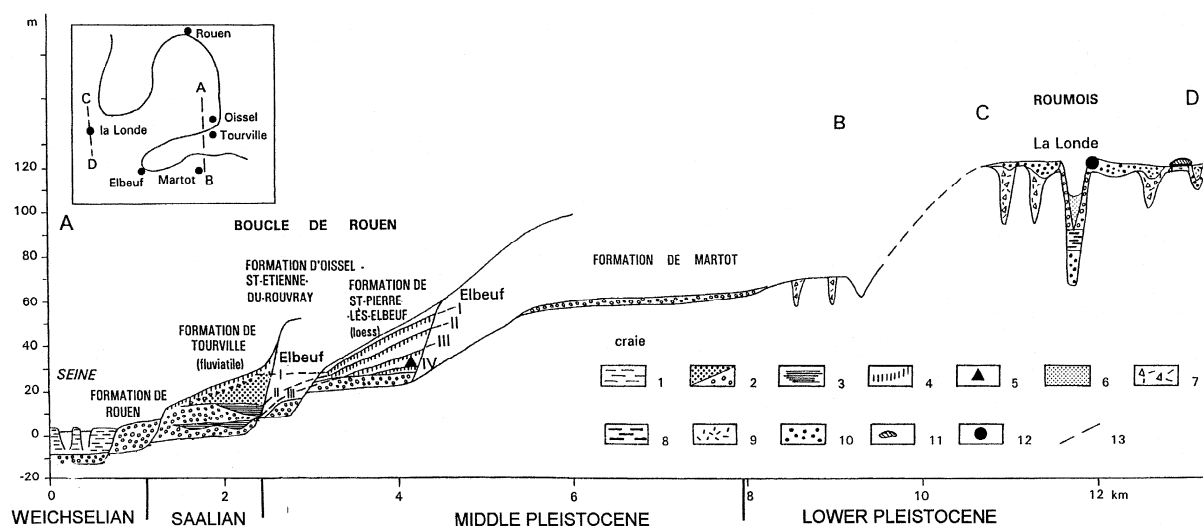


Figure 2-6 : Profil synthétique des terrasses de la Basse Vallée de Seine près de Rouen d'après Antoine *et al.*, 2000. (1) dépôts holocènes ; (2) sables et graviers périglaciaires ; (3) dépôts estuariens de Tourville (200 et 300 ka) ; (4) paléosols bruns lessivés ; (5) tuf calcaire (St Pierre) ; (6) Löss du Pléistocène inférieur de la Londe ; (7) Argile à silex ; (8) Argile reuvérienne de la Londe ; (9) sable de St Eustache ; (10) sable de Lozère ; (11) dépôts oligocènes ; (12) sables tertiaires ; (13) localisation de la coupe.

La Basse Vallée de Seine présente peu de terrasses par comparaison avec des systèmes bien développés comme ceux de la Tamise, de la Severn, du Rhin ou même de sa proche voisine la Somme

(Antoine *et al.*, 2000; Bridgland, 2000). Tous les cycles glaciaire-interglaciaire pléistocènes ne semblent donc pas avoir été enregistrés en Basse Vallée de Seine. Lefebvre *et al.* (1994) attribuent alors les phases d'incision verticale et la formation de terrasses en Basse Vallée de Seine aux plus bas niveaux marins pléistocènes, inférieurs à -70 m. Ils décrivent une érosion uniquement latérale lorsque le niveau marin est supérieur à -70 m lors des périodes glaciaires. Cette érosion latérale correspond à la migration naturelle des méandres au cours du temps (érosion en rive concave, accumulation en rive convexe). Par comparaison avec la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ (Imbrie *et al.*, 1984), ils mettent en relation certaines terrasses observées en Basse Vallée de Seine avec les très bas niveaux marins des stades isotopiques 2, 6, 12, 16 et 22 (Figure 2-7). Ces cinq stades isotopiques correspondent à ceux décrits par Kukla et Cilek (1996) dans leur hypothèse des mégacycles (climat plus froid à terre qu'en mer). La Basse Vallée de Seine pourrait donc enregistrer uniquement ces mégacycles.

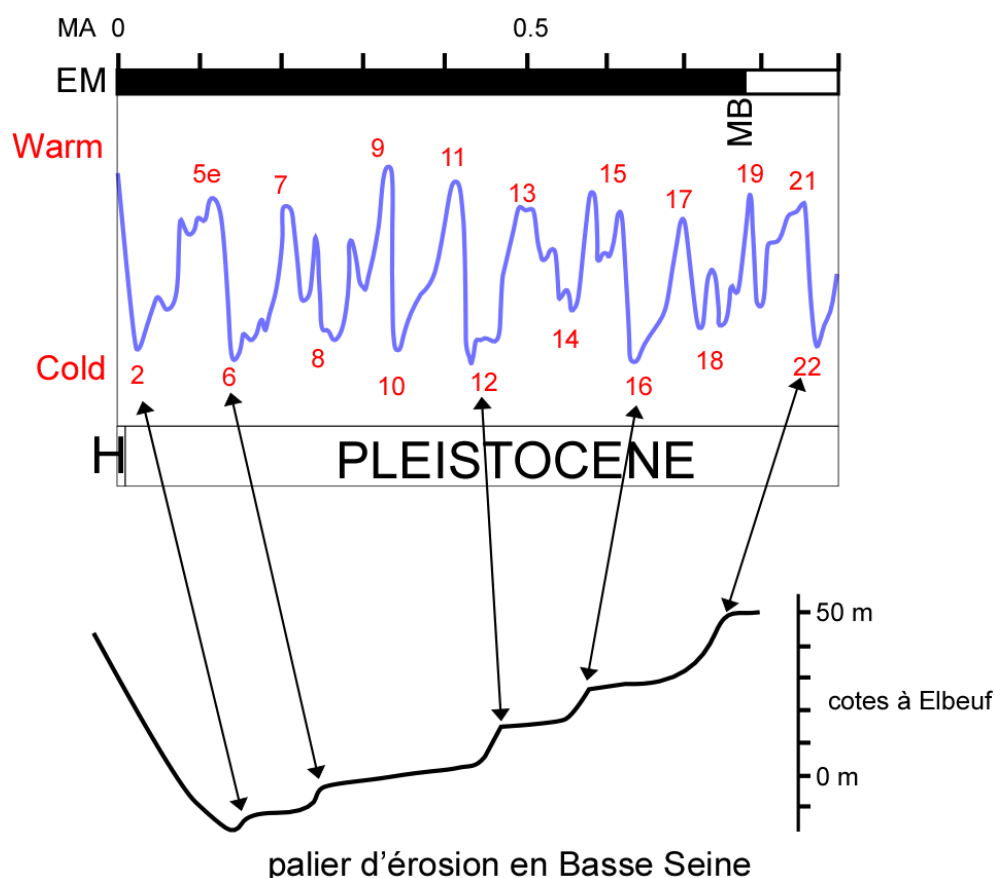


Figure 2-7 : Mise en parallèle des courbes isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et des incisions en Basse Vallée de Seine (d'après Lefebvre *et al.*, 1994).

▪ Evolution des méandres

Evolution générale d'un méandre

Les méandres correspondent à une forme d'équilibre dynamique mobile permettant une dépense d'énergie constante par unité de longueur de lit (Jauzein, 1971). Les méandres apparaissent en présence des roches tendres ou de roches dures très peu résistantes du fait d'une intense fracturation sur

une pente faible. Un méandre migre de façon naturelle latéralement par érosion de la rive concave (formation de thalweg, hydrodynamisme fort). A l'inverse, un dépôt est enregistré en rive convexe pouvant former des dépôts de type « *point bar* » (hydrodynamisme modéré à faible). Le matériel sédimentaire érodé sur les rives concaves intègre la charge sédimentaire du cours d'eau (charge de fond ou en suspension, d'après la taille des particules) et est transporté en aval par les courants fluviaux. Le matériel ainsi érodé sur la rive concave d'un méandre s'accumulera en rive convexe des méandres situés en aval de ce même méandre. Cette érosion continue des rives concaves, accroît la sinuosité des méandres jusqu'au recoupement de ces derniers, créant des méandres abandonnés remarquables dans le paysage. Ces méandres, ainsi abandonnés, sont généralement fermés par la mise en place d'un dépôt de matériel fin de plaine alluviale ou d'un nouveau « *point bar* ». Ces méandres peuvent alors devenir des étangs incurvés (« *oxbow lake* »).

Les méandres de la Seine

L'origine des méandres de la Seine remonte à l'époque où le substratum crayeux actuel était surmonté par une couche de matériel moins résistant (dépôts sablo-argileux tertiaires), au cours du Pliocène / début du Pléistocène (Lefebvre, 1988). Cet auteur décrit le passage probable d'une pré-Seine à chenaux anastomosés (charge sédimentaire importante marquée par les grands épandages détritiques), voire deltaïques vers le NW, à la Seine méandriforme. L'épirogenèse du Bassin de Paris a alors induit un encaissement de ces méandres dans le substratum crayeux (Lefebvre, 1988).

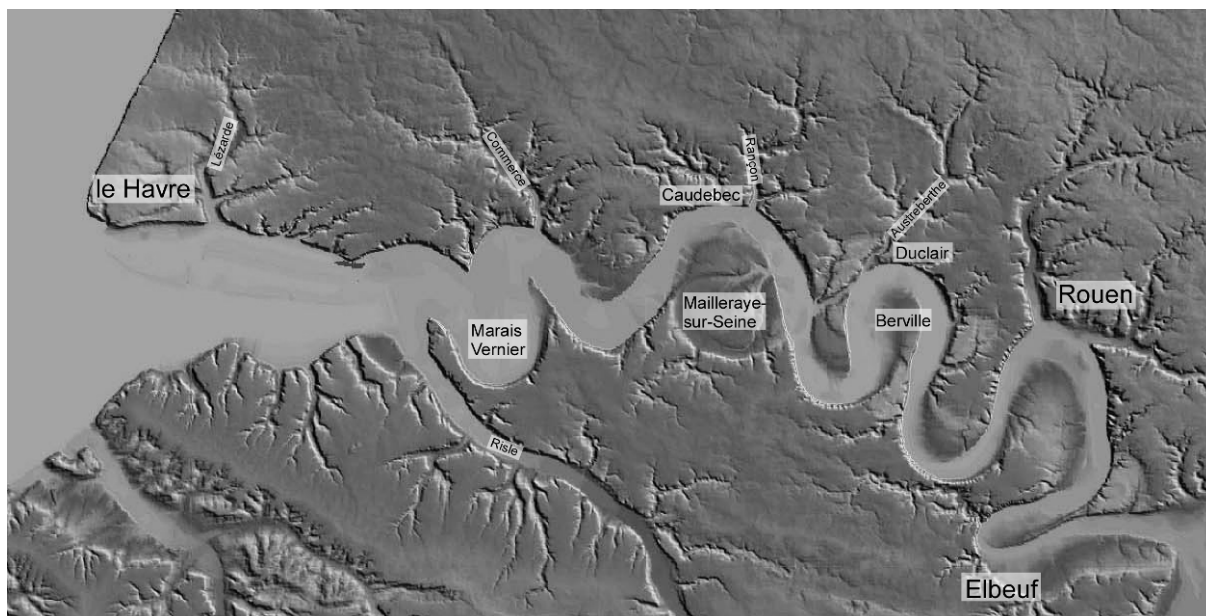


Figure 2-8 : MNT de la Basse Vallée de Seine, de la boucle d'Elbeuf jusqu'à l'estuaire. Des formes concaves se dessinent nettement sur la carte indiquant l'emplacement de précédents méandres. Figure modifiée de B. Van Vliet Lanöé (comm. pers.)

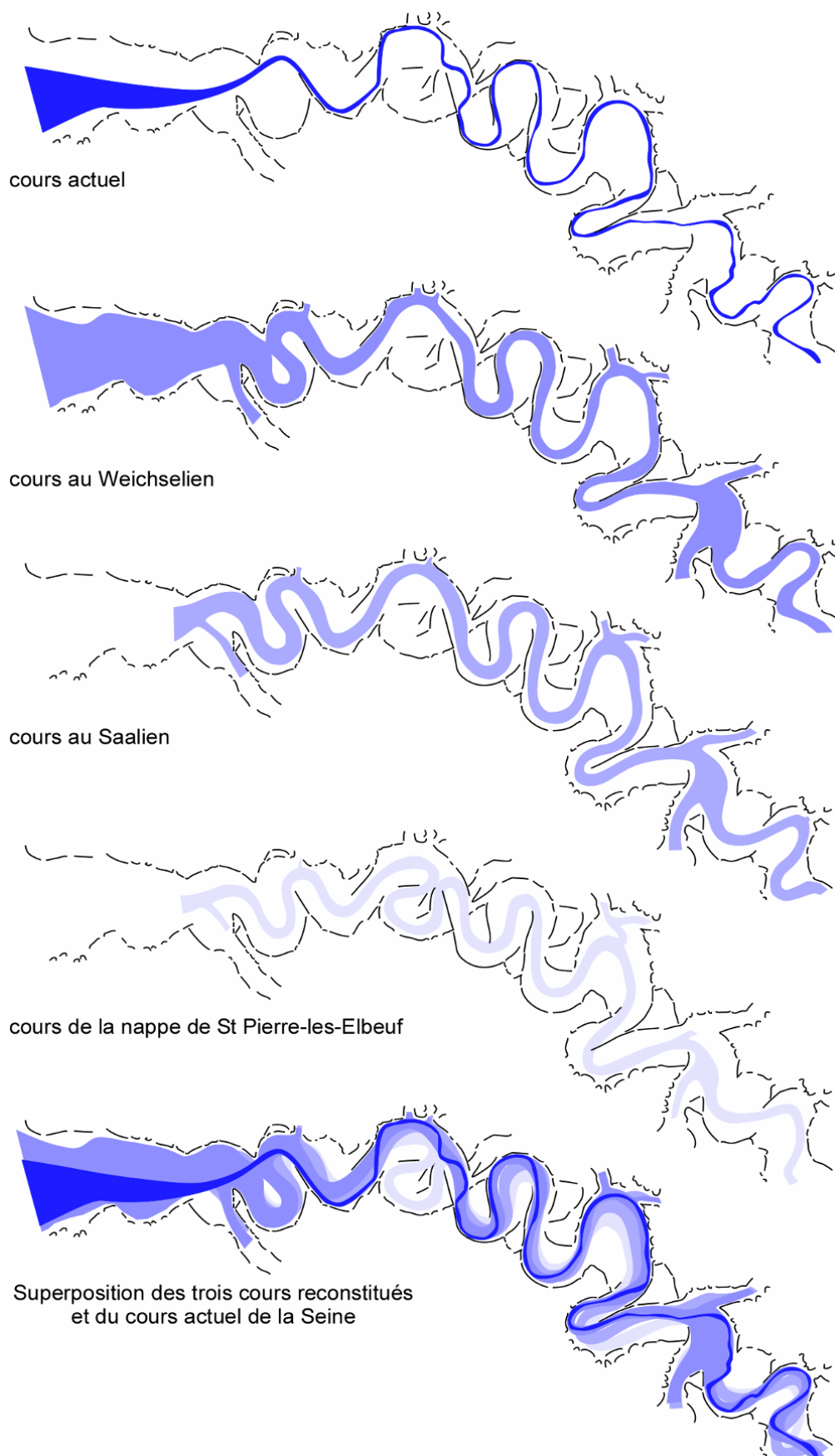


Figure 2-9 : Cours actuel de la Seine, reconstitution d'anciens cours de la Seine pour trois périodes glaciaires différentes et superposition des quatre cours d'après Lefebvre, 1988.

Les anciens cours du fleuve Seine ont laissé deux sortes de traces : un creusement (vertical en fonction du niveau marin et latéral par modification de la forme des boucles) et des dépôts (principalement des alluvions sablo-graveleuses périglaciaires et rarement des sédiments fins interglaciaires ; Lefebvre, 1988). Les traces de creusement sont très largement visibles dans le paysage, et la forme concave, complète ou tronquée, relative à l'évolution d'un précédent méandre s'observe très nettement sur le MNT de la Figure 2-8.

En 1988, Lefebvre a utilisé ces deux témoins pour retracer le cours du fleuve Seine à différents intervalles de temps. Il a ainsi décrit trois anciens cours : celui du Weichsélien (dernière période glaciaire), celui du Saalien (avant dernière période glaciaire) et celui anté-Saalien correspondant à la nappe de St Pierre-les-Elbeuf (Figure 2-9 ; Lefebvre, 1988). Les Figure 2-8 et 2-9 montrent deux méandres recoupés encore clairement dessinés dans le paysage, celui du Marais Vernier et celui de la Mailleraye-sur-Seine. Les autres méandres recoupés ont été tronqués lors de l'évolution du cours. Ces deux méandres présentent des altitudes différentes. Le méandre recoupé du Marais Vernier est topographiquement à la même altitude que le cours actuel de la Seine et est encore connecté au fonctionnement hydrologique de la Seine. Celui de la Mailleraye-sur-Seine est topographiquement plus haut que le cours actuel et est de fait déconnecté du fonctionnement hydrologique de la Seine. Cette différence s'explique, d'après les reconstitutions (Lefebvre, 1988), par un âge différent pour le recoupement du méandre. Le méandre du Marais Vernier est parcouru par la Seine jusqu'à la dernière période glaciaire weichsélienne, alors que le méandre de la Mailleraye-sur-Seine fut abandonné entre la période glaciaire correspondant à la mise en place de la nappe anté-saaliennne de St-Pierre-les-Elbeuf et celle du Saalien. De cette période jusqu'à l'actuel, le cours de la Seine a continué de s'encaisser dans son substratum ; d'où une position topographiquement plus haute par rapport au cours actuel et au méandre du Marais Vernier.

La superposition des quatre cours de la Seine (actuel et les trois reconstitués) montre une évolution lente. Il n'y a pas de grande migration de méandre d'une période glaciaire à l'autre. D'après ces reconstitutions, les méandres évoluent de trois façons différentes, bien qu'ils ne migrent pas vers l'aval : (1) leur amplitude augmente, comme pour le méandre de Berville ; (2) leur axe subit une rotation, comme pour le méandre de Rouen ; (3) ils sont plus rarement recoupés comme pour les méandres du Marais Vernier et de la Mailleraye-sur-Seine (Lefebvre, 1988). Lefebvre (1988) met ainsi en avant deux principaux paramètres pour expliquer l'évolution du cours de la Seine: la lithologie du substratum et les affluents.

2.2.3. Du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène

Lors du dernier maximum glaciaire (cours du Weichsélien), la Seine correspondait à un affluent du fleuve Manche, comme la Somme, entre autres. Son cours, situé à -6 m NGF par rapport au niveau actuel (terrasse Rouen II définie dans le méandre de Rouen ; Porcher, 1977) était très largement incisé dans le substratum crayeux, comme les autres systèmes fluviaux du NW de l'Europe (Zaitlin *et al.*,

1994). C'est au cours de ce dernier maximum glaciaire que se sont déposés les lœss weichsélien avec chlorite (Lebret, 1984; Lautridou, 1985; Lebret et Lautridou, 1991) sur les plateaux et les graves de fond (mélange de sables et de graviers) dans le fond de la vallée de Seine au début de la déglaciation (Lefebvre, 1977b; Lecolle, 1989).

La période de transition entre la période glaciaire weichsélienne et l'interglaciaire holocène, le Tardiglaciaire, est mal connue dans la région de la Basse Vallée de Seine. Au cours du Tardiglaciaire, la ligne de rivage migre progressivement vers l'Est grâce à la remontée du niveau marin. Toutefois l'actuelle Basse Vallée de Seine n'est atteinte par cette remontée du niveau marin qu'au début de l'Holocène (Lefebvre *et al.*, 1974; Lefebvre, 1977a). Cette période de transition est caractérisée par des changements climatiques et eustatiques qui auraient profondément modifié le profil d'équilibre de la Seine. Le fleuve aurait alors incisé dans son cours permettant (1) la formation de la terrasse Rouen I (Porcher, 1977) et (2) le recouplement et l'abandon du méandre du Marais Vernier (Huault et Lefebvre, 1983a; Lefebvre, 1988). Une réactivation des cours d'eau européens est décrite au début de la déglaciation (Ménot *et al.*, 2006) et pourrait confirmer cette première hypothèse. Toutefois une autre hypothèse est également envisageable pour expliquer la terrasse de Rouen I et le recouplement du méandre ; elle impliquerait une péjoration climatique induisant une chute du niveau marin au cours de la période glaciaire, ces deux facteurs altérant le profil d'équilibre de la Seine (Lefebvre, comm. pers.). Les dépôts mis éventuellement en place lors de cette transition sont recouverts aujourd'hui par les dépôts fins et/ou organiques holocènes.

Les dépôts du Tardiglaciaire sont peu ou pas accessibles dans la région, toutefois l'étude de diagrammes polliniques en Basse Normandie permet d'obtenir des indications sur l'évolution du couvert végétal à cette période. D'après ces diagrammes, seuls l'*Older Dryas*, l'*Allerød* et le *Younger Dryas* ont été reconnus. Les climats relativement froids de l'*Older Dryas* et du *Younger Dryas* sont marqués par des paysages de steppe (pollens de *Compositae*, *Graminae* et *Cyperaceae*), alors que le climat relativement chaud de l'*Allerød* voit le développement d'une forêt marquée par des pollens de *Betula* et *Pinus* et la mise en place de dépôts fins plus riches en matière organique (Huault, 1972).

3.1. Le Havre, place de l'Hôtel de Ville

Dans la région du Havre, étudiée lors de l'aménagement de la ville, la sédimentation holocène est caractérisée par des silts et des tourbes d'âge Subboréal à Subatlantique (Breton *et al.*, 1991). L'épaisseur du remplissage est difficile à déterminer compte tenu des remblais anthropiques qui recouvrent la partie supérieure. Les coupes étudiées se situent près de l'Hôtel de Ville du Havre (Figure 3-1). La côte du sol se situe à 4 m NGF, l'épaisseur du remblais étant d'environ 2 à 2,5 m.

Ce remplissage comprend de la base au sommet : 0,70 m de tourbe inférieure T0 ; 0,2 m de silt S1 dont l'épaisseur diminue du Sud vers le Nord pour se terminer en biseau ; 0,35 m de tourbe à roseaux et bois T1 ; de 0,6 à 2,2 m de silt S2 ; 0,1 m de tourbe T2 ; 0,25 m de silt S3 (Breton *et al.*, 1991). Des études sur le contenu en diatomées et pollens ont été entreprises sur ces dépôts (Huault, 1989; Breton *et al.*, 1991). Des datations par le ^{14}C ont également été réalisées sur les dépôts organiques (Breton *et al.*, 1991; Lefebvre *et al.*, 1991). Au Nord de l'Hôtel de Ville, deux niveaux tourbeux ont été datés : 2710 ± 80 ans ^{14}C BP (0,4 m NGF) et 4070 ± 80 ans ^{14}C BP (-0,4 m NGF). Au Sud de l'Hôtel de Ville, trois niveaux tourbeux ont été datés : 2800 ± 107 ans ^{14}C BP (0,4 m NGF), 4400 ± 204 ans ^{14}C BP (-0,6 m NGF) et 5250 ± 80 ans ^{14}C BP (-1,4 m NGF). Place Gambetta, deux niveaux tourbeux ont été datés : 4304 ± 90 ans ^{14}C BP (-2,2 m NGF) et 5360 ± 100 ans ^{14}C BP (-3,1 m NGF).

Le Subboréal comprend les dépôts T0, S1, T1 et une grande partie des dépôts T2. La tourbe T0 est décrite comme une tourbe d'eau douce, dans laquelle subsistent des coquilles de limnées et de planorbes, et où les *Chenopodiaceae* sont en faible proportion (Figure 3-4 et Figure 3-3). L'augmentation des Chénopodiacées et l'apparition de diatomées benthiques marines - saumâtres marquent le passage à une tourbe saumâtre dans la partie supérieure de T0 (Breton *et al.*, 1991). Le passage de T0 à S1 est progressif et résulte de l'invasion du site par les eaux marines en relation avec la remontée du niveau marin. En effet, certaines plantes enracinées dans la tourbe T0 ont continué de croître dans les silts S1, ceci indique à la fois un passage progressif et une faible énergie des courants estuariens. La tourbe T1 est marquée par l'extension des Cypéracées et des Filicales, l'apparition de *Typha latifolia* dès la base et la disparition des Chénopodiacées. Les diatomées marines et saumâtres présentent un très net recul, alors que les espèces tolérant une salinité comprise entre 1,8 et 9 ‰ se développent (Huault, 1989; Breton *et al.*, 1991). La tourbe T1 se développe sans doute dans un environnement de type marais littoral, dont la surface est proche du niveau des hautes mers. Le Subatlantique comprend la partie supérieure des silts S2, la tourbe T2 et les silts S3. La succession de ces dépôts présente un net recul des influences marines de S2 vers S3. Les diatomées (LH1 à LH7, Figure 3-4) montrent alternativement une extension et une régression des espèces marines à saumâtres (Huault, 1989).

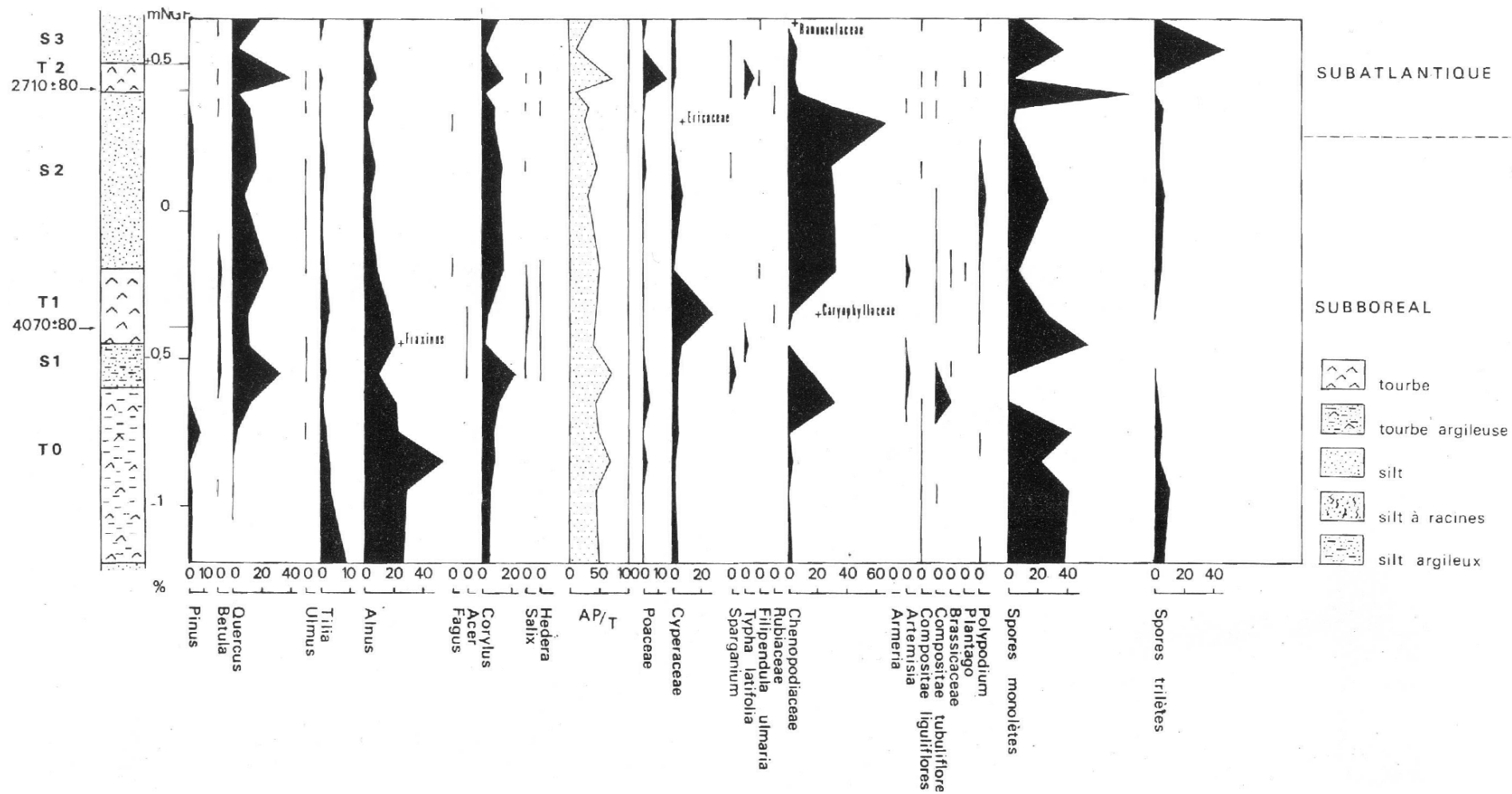


Figure 3-2 : Diagrammes polliniques établis pour le chantier Nord du quartier de l'Hôtel de Ville (Huault, 1989; Breton *et al.*, 1991).

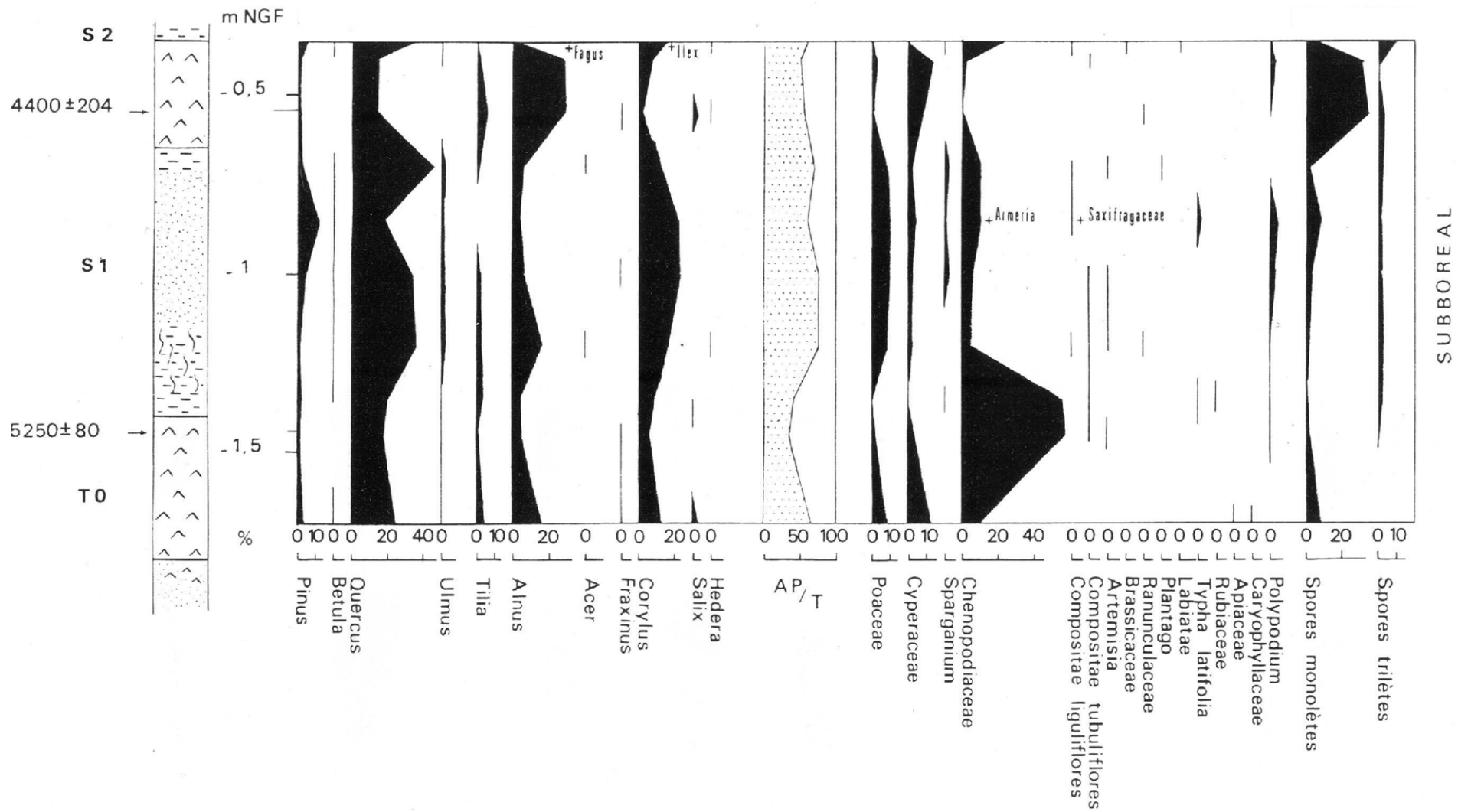


Figure 3-3 : Diagrammes polliniques établis pour le chantier Sud du quartier de l'Hôtel de Ville (Huault, 1989; Breton *et al.*, 1991).

Les dépôts holocènes étudiés au Havre témoignent d'un milieu de sédimentation calme à l'abri des courants (Breton *et al.*, 1991). Cet abri a été fourni par une flèche littorale de galets appuyée sur le cap de la Hève et pénétrant vers l'Est dans l'estuaire jusqu'à la pointe du Hoc. A l'abri du cordon, le matériel amené par le biais d'une brèche décantait tranquillement, conduisant au comblement de la zone. La zone n'est atteinte que tardivement par la remontée du niveau marin du fait de l'altitude élevée du substratum dans la zone (résultat du système de terrasses pléistocènes).

3.2. Vallée de la Lézarde

La vallée de la Lézarde, située sur la rive droite de la Seine, correspond à une petite vallée, d'orientation Nord-Sud. Un sondage a été réalisé dans la vallée de la Lézarde, en amont d'Harfleur à la cote de 3,5 m NGF (Figure 3-1). Ce sondage, épais de 16 m, comprend de la base au sommet : 3,5 m de cailloutis reposant sur des sables verts albiens ; 2,5 m de tufs calcaires plus ou moins tourbeux ; 4 m de tourbe brune ; 3 m de silts gris-verts ; 2,5 m d'argile grise ; 0,5 m de remblais.

Une étude du contenu pollinique de ce sondage a été entreprise pour les dépôts situés en-dessous de 0 m NGF, les dépôts superficiels s'étant révélés stériles (Huault, 1977 et Figure 3-5). Des datations par le ^{14}C ont également été réalisées sur les dépôts organiques (Huault, 1977). Trois niveaux tourbeux ont été datés : 5370 ± 300 ans ^{14}C BP (-5,4 m NGF), 5740 ± 150 ans ^{14}C BP (-5,5 m NGF) et 10110 ± 200 ans ^{14}C BP (-7 m NGF).

La période du Boréal est représentée par les dépôts compris entre la base du sondage et -6,7 m NGF (Huault, 1977). La végétation est alors marquée par des pollens d'arbres, comme *Corylus*, *Pinus* et *Quercus* et de nombreux pollens d'herbacées, notamment les *Cyperaceae*. La présence d'espèces comme *Typha* et *Sparganium* indique un milieu de type marécageux. La vallée correspondant à un milieu peu ouvert ; ce marécage n'est pas influencé par les eaux marines à l'inverse de l'estuaire. La transition Boréal - Atlantique est caractérisée par la régression très nette de *Corylus* et de *Pinus*. Le début de l'Atlantique est caractérisé par l'apparition des *Chenopodiaceae*, celle-ci étant quasi-synchrone du recul des *Cyperaceae*. Ce changement dans la végétation marque le début des influences marines dans la zone. La limite Atlantique - Subboréal se caractérise par la disparition d'*Ulmus* accompagnée d'une régression très nette de *Tilia* et *Fagus*. A partir du Subboréal, la vallée est très fortement soumise aux influences marines, marquées par l'extension des *Chenopodiaceae* et le passage de la tourbe aux silts verts. Le Subatlantique n'apparaît pas dans ce diagramme.

La vallée de la Lézarde présente donc un enregistrement sédimentaire de la période du Boréal, les influences marines apparaissant dès le début de l'Atlantique et devenant prépondérantes au Subboréal.

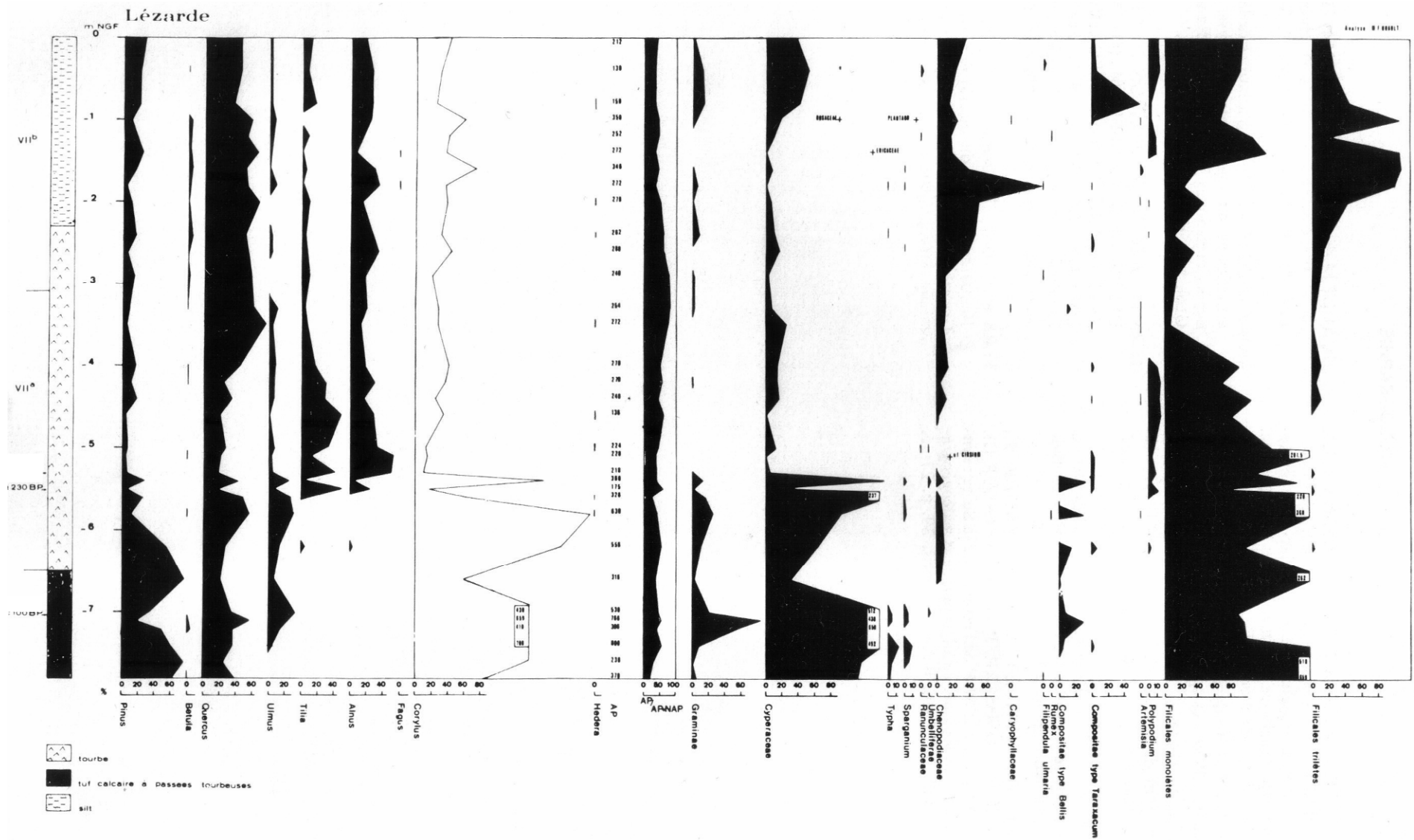


Figure 3-5 : Diagrammes polliniques établis pour la vallée de la Lézarde (Huault, 1977).

3.3. Marais Vernier

Le Marais Vernier, situé sur la rive gauche de la Seine, correspond à un ancien méandre de la Seine, limité à l'Ouest, au Sud et à l'Est par un escarpement abrupt marquant l'ancienne rive concave. Il couvre une superficie de 4500 ha, divisé en un marais alluvionnaire de 2900 ha au Nord et un marais tourbeux de 1600 ha au Sud, par la digue des Hollandais (ouvrage datant du 17^e siècle). Trois sondages profonds ont été réalisés dans le méandre abandonné du Marais Vernier dans les années 1970 : SMV1 de 8 m de profondeur au Sud-Est ; SMV2 de 20 m de profondeur au Sud-Ouest ; SMV3 de 18 m de profondeur au Nord-Est (Figure 3-1).

Le sondage SMV1, dont le sommet se situe à 2 m NGF, comprend de la base vers le sommet : 0,2 m d'argile grise à débris de végétaux reposant sur les cailloutis de fond périglaciaires ; 0,25 m de tourbe brune feuilletée ; 0,35 m d'argile grise ; 0,4 m de tourbe brune compacte ; 0,1 m d'argile grise ; 0,05 m de tourbe noire ; 0,05 m d'argile grise ; 0,1 m de tourbe noire compacte ; 0,1 d'argile grise ; 0,3 m de tourbe noire compacte ; 3,3 m de silts gris-verts avec des passées argileuses ; 2,9 m de tourbes noires peu humifiées (Huault, 1980). Le sondage SMV2, dont le sommet se situe à 2,5 m NGF, comprend de la base au sommet : 3,8 m de sables fin alternant avec des niveaux argileux ; 1 m de silt gris plus ou moins argileux ; 0,6 m d'argile grise verte avec des débris de végétaux ; 0,2 m de tourbe feuilletée noire à brune ; 2,3 m de sables fins alternant avec des argiles grises plus ou moins silteuses ; 0,9 m de silt à débris de végétaux ; 0,3 m de tourbe noire très compacte ; 0,2 m d'argile grise ; 1,8 m de sables fins lités calcaires ; 0,2 m de tourbe noire ; 0,9 m d'argile grise verte à intercalation silteuse ; 0,4 m de tourbe noire à brune ; 1,7 m de sables fins gris calcaires à débris de végétaux ; 3,8 m de sables gris calcaires à intercalation argileuse ; 2,1 m de tourbes noires peu humifiées (Huault, 1985). Le sondage SMV3, dont le sommet se situe à 2,1m NGF, comprend de la base au sommet : 6,5 m de sables ; 1 m de tourbes ; 5 m de matériel argilo-silteux ; 5,5 m de tourbes (Alvarez *et al.*, 1986).

Seuls les sondages SMV1 et SMV2 ont fait l'objet d'analyses paléobiologiques : uniquement les pollens pour SMV1 (Huault, 1980) et les diatomées en plus pour SMV2 (Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985). Quelques datations ont également été réalisées sur ces deux sondages pour préciser et caler les analyses polliniques. Quatre datations ont été réalisées sur le sondage SMV1 : 3900 ± 120 ans ¹⁴C BP (-0,9 m NGF), 4280 ± 250 ans ¹⁴C BP (-4,5 m NGF), 5445 ± 120 ans ¹⁴C BP (-5,3 m NGF) et 6090 ± 120 ans ¹⁴C BP (-5,9 m NGF). Cinq datations ont été réalisées sur le sondage SMV2 : 3900 ± 200 ans ¹⁴C BP (-3,7 m NGF), 5500 ± 200 ans ¹⁴C BP (-9,4 m NGF), 6105 ± 100 ans ¹⁴C BP (-10,6 m NGF), 6555 ± 100 ans ¹⁴C BP (-12,9 m NGF) et 7630 ± 160 ans ¹⁴C BP (-16,5 m NGF).

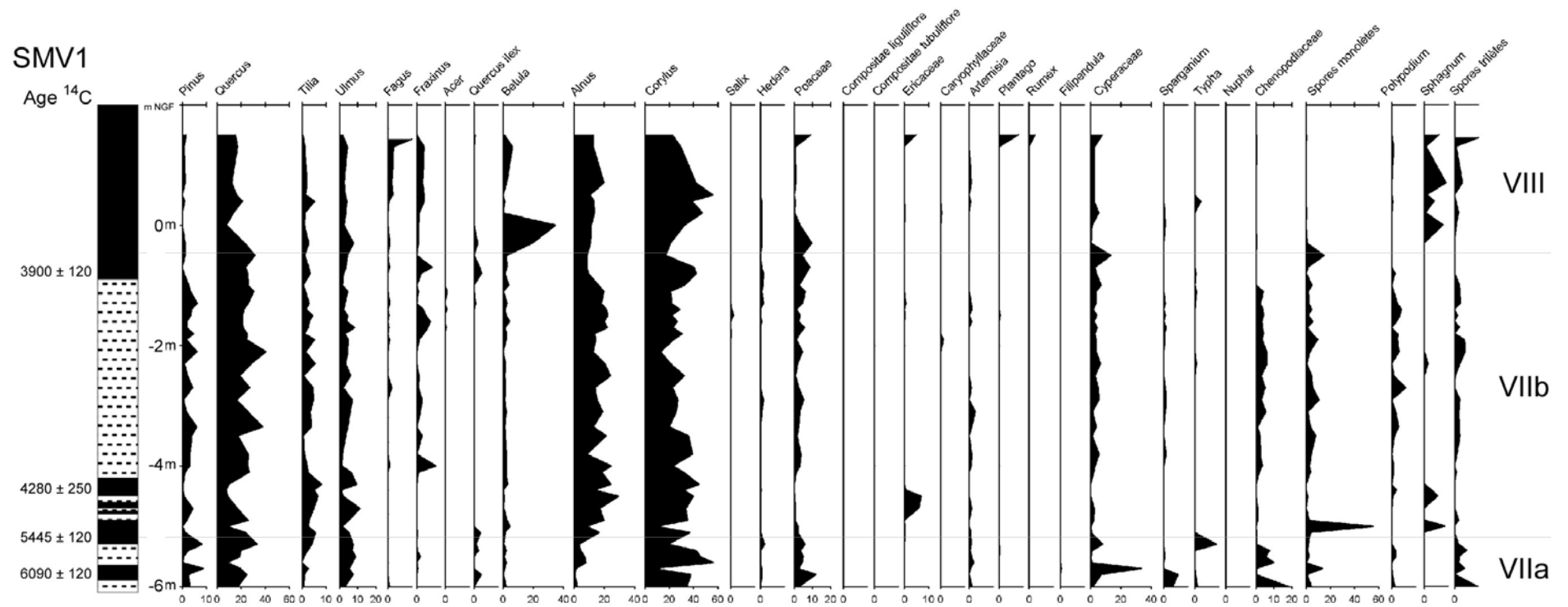


Figure 3-6 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage SMV1 (d'après Huault, 1980).

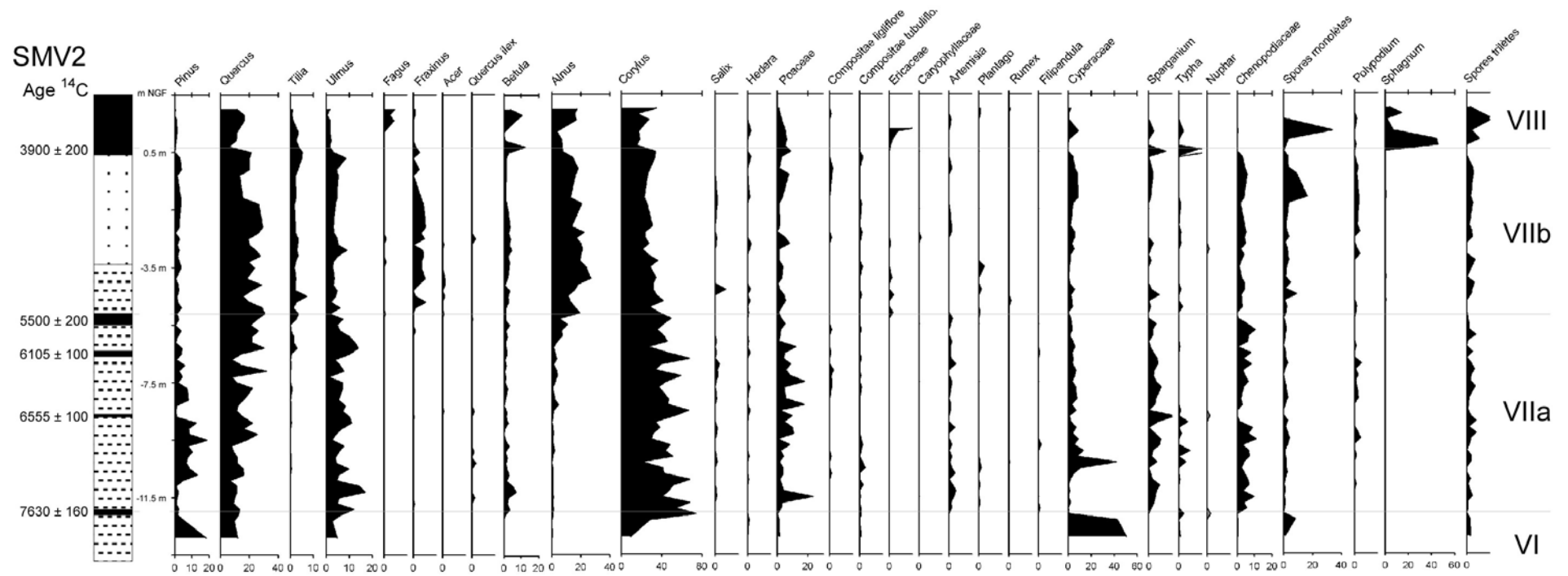


Figure 3-7 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage SMV2 (d'après Huault et Lefebvre, 1983a)

Les analyses polliniques (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a) montrent que le remplissage sédimentaire décrit la fin du Boréal (SMV2) jusqu'à nos jours (Figure 3-6 et Figure 3-7). La fin du Boréal est décrite par un seul échantillon, la plupart des dépôts s'étant révélés stériles en pollens. Elle présente une abondante proportion de pollens d'herbacées (*Cyperaceae*) et seulement quelques pollens d'arbres représentés par *Pinus*, *Quercus* et *Corylus*. Le début de l'Atlantique présente une régression de *Pinus* et une extension simultanée d'*Ulmus*. L'Atlantique est ensuite marqué par la domination des pollens d'arbres, notamment représentés par *Ulmus*, *Quercus* et *Corylus*. Quelques pollens de *Quercus ilex* sont observés au cours de l'Atlantique, indiquant un climat relativement chaud. Les pollens d'herbacées sont représentés par *Filicales*, *Graminae*, *Cyperaceae*, et *Chenopodiaceae*. Le début du Subboréal présente une régression d'*Ulmus*, une extension d'*Alnus* et l'apparition de *Fraxinus*. Le Subboréal est également marqué par la domination des pollens d'arbres, notamment représentés par *Alnus*, *Quercus* et *Corylus*. Aucun pollen de *Quercus ilex* n'a été retrouvé au Subboréal, indiquant un climat relativement plus froid. Les pollens d'herbacées sont dominés par le même assemblage qu'à l'Atlantique, notamment dans le dépôt détritique. Le début du Subatlantique, très peu marqué dans la zone, présente une faible régression d'*Alnus* et *Quercus*. Le Subatlantique est toujours dominé par les pollens d'arbres, comme *Alnus*, *Quercus* et *Corylus* mais présente une augmentation des pollens d'herbacées, (*Sphagnum* puis *Ericaceae*). L'augmentation de ces pollens d'herbacées est mise en relation avec l'assèchement du marais tourbeux. L'influence des activités humaines est marquée par la présence de pollens de plantes rudérales (*Plantago lanceolata* et *Rumex sp.*). Aucun pollen de céréales, indiquant une action directe sur l'environnement, n'a été retrouvé dans le marais tourbeux.

Les diatomées ont permis de caractériser les environnements de dépôt d'après les espèces benthiques, et leur tolérance à la salinité (Beyens et Denys, 1982). Six zones ont ainsi été définies sur le sondage SMV2 (Figure 3-8 ; Huault, 1985). La zone MV1 (< -11,7 m NGF) comprend beaucoup de *Fragilaria brevistata*, qui indique un environnement d'eau douce, et quelques espèces saumâtres (Huault, 1985). La zone MV2 (-11,7 à -8,4 m NGF) présente une extension des espèces marines et saumâtres, comme *Cocconeis scutellum* indiquant un milieu intertidal. La zone MV3 (-8,4 à -7,5 m NGF) présente une régression des espèces marines et saumâtres en relation avec l'établissement d'une tourbière. La zone MV4 (-7,5 à -6 m NGF) est dominée par les espèces marines et saumâtres, comme *Melosira sulcata*, *Dyploneis didyma* et *Nitzschia navicularis* indiquant un environnement intertidal. Il est intéressant de noter la présence d'un niveau tourbeux non caractérisé par un changement de salinité au sein de cette zone. Ce niveau tourbeux semble, par conséquent, être de nature différente que les autres niveaux tourbeux du sondage. La zone MV5 (-6 à -5 m NGF) présente une nette régression des espèces marines et saumâtres en relation avec l'établissement d'une tourbière. La zone 6 (-5 à -0,1 m NGF) est dominée par des espèces marines et saumâtres, comme *Cocconeis scutellum* (Huault, 1985). Cette zone présente également des espèces tolérantes aux émerisions périodiques, comme *Raphoneis amphiceros* indiquant un milieu intertidal à supratidal.

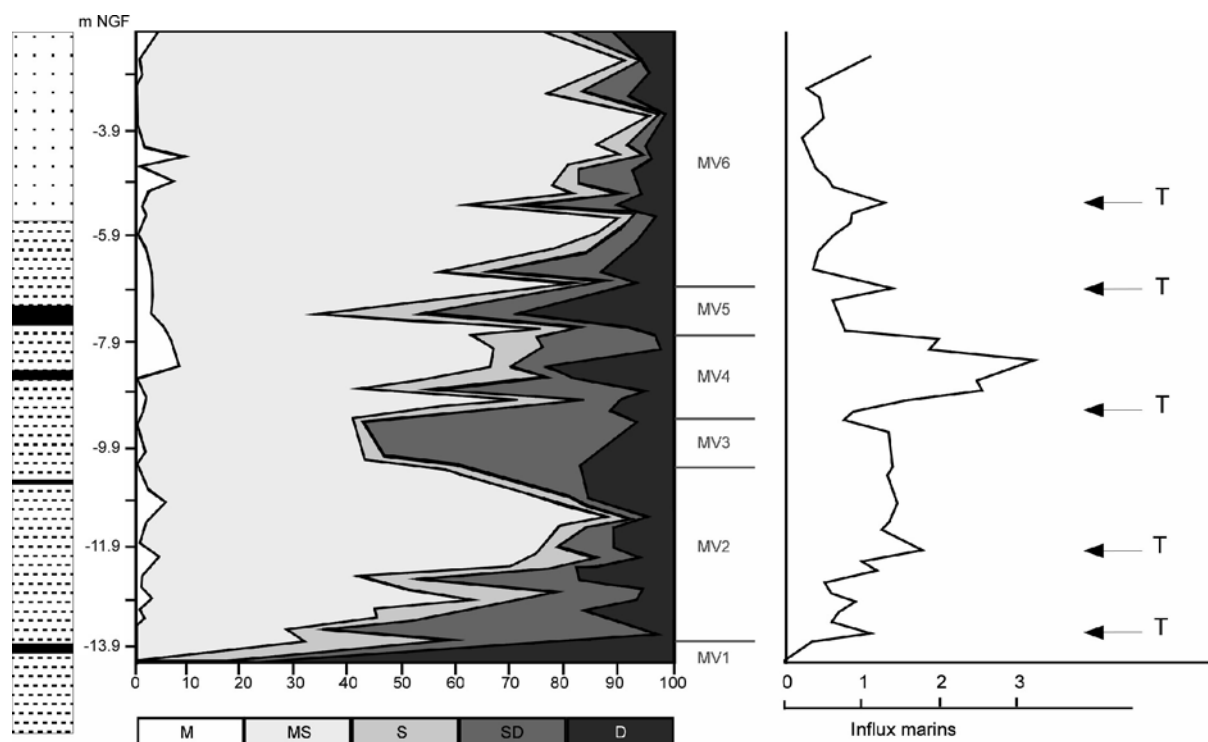


Figure 3-8 : Zonation définie d'après les assemblages de diatomées benthiques pour le sondage SMV2 et les influx marins (niveau transgressifs) déduits (Huault, 1985).

Toutes ces études ont permis de décrire une évolution générale du Marais Vernier pour l'Holocène. Au cours du Boréal, la zone caractérisée par un milieu marécageux, n'est pas soumise aux influences marines. A la fin du Boréal (vers 7630 ± 160 ans ^{14}C BP) apparaissent les influences marines, avec mise en place d'environnements intertidaux. Les alternances de niveaux détritiques et tourbeux sont décrites comme le résultat de mouvements transgressifs et régressifs du niveau marin au cours du temps (datés vers 6555 ± 100 , 6100 ± 100 , 5500 ± 200 , 3900 ± 200 ans ^{14}C BP ; Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985).

3.4. Vallée du Commerce

La vallée du Commerce, située sur la rive droite de la Seine, tout comme la vallée de la Lézarde, correspond à une petite vallée entaillant le plateau cauchois presque en face du Marais Vernier. Deux sondages ont été réalisés près de Lillebonne, un en aval (10 m de profondeur) et l'autre en amont dans la tourbière des Aulnes (6 m de profondeur ; Figure 3-1 ; Huault, 1979). Ces deux sondages s'arrêtent au niveau de la nappe de cailloutis périglaciaires, qui tapissent, dans la zone, un substratum crayeux d'âge Turonien.

Sondage 1

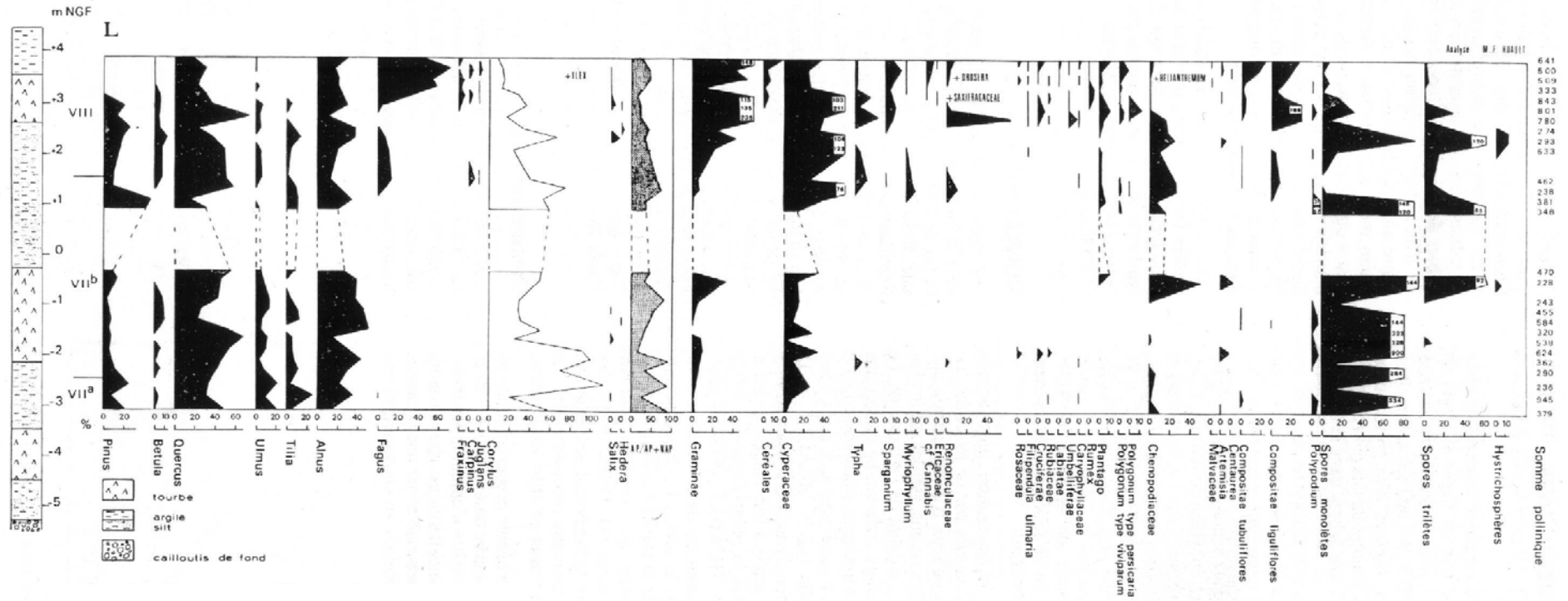


Figure 3-9 : Diagrammes polliniques pour le sondage 1 (aval) réalisé à proximité de Lillebonne (Huault, 1979).

Sondage 2

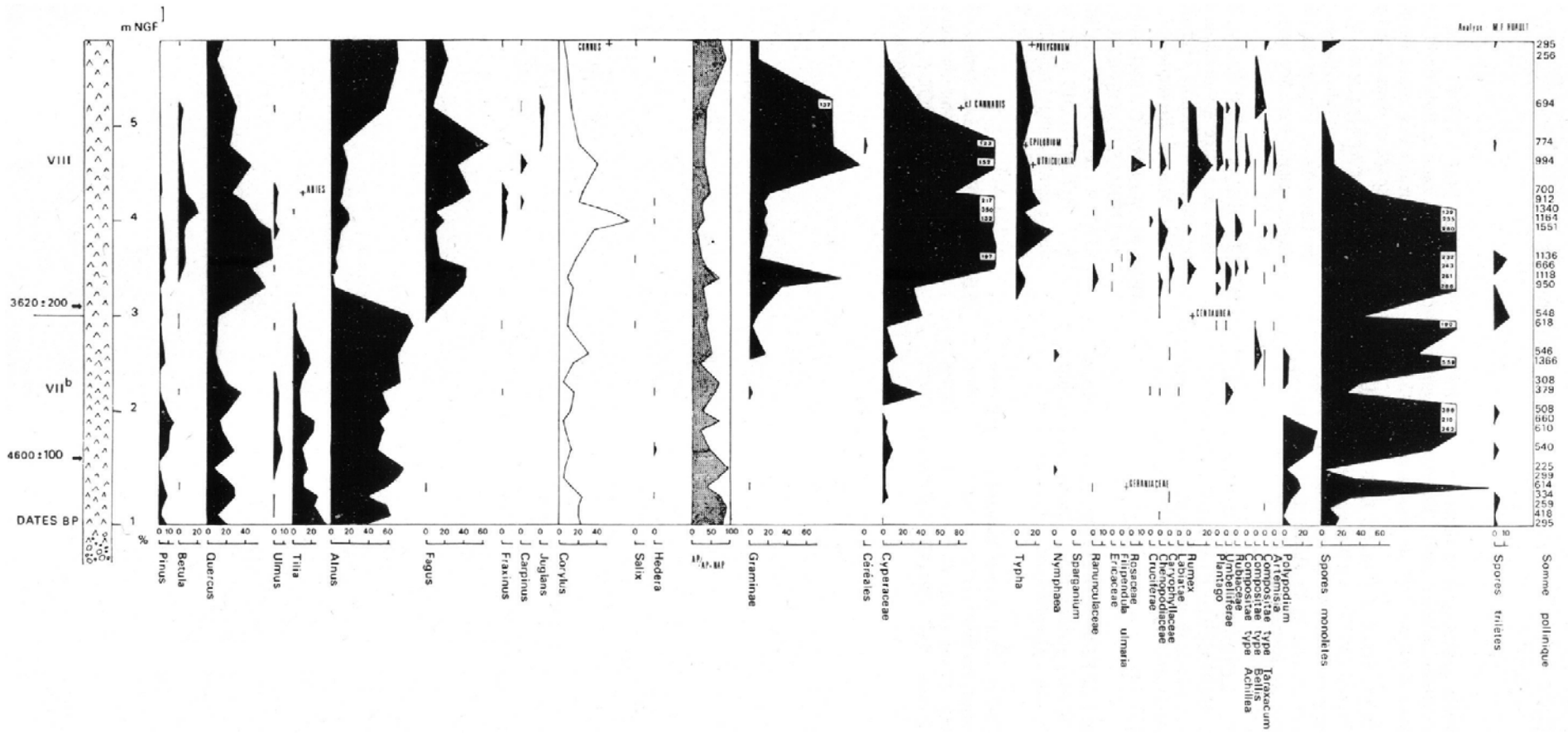


Figure 3-10 : Diagrammes polliniques pour le sondage 2 (amont, tourbière des Aulnes) réalisé à proximité de Lillebonne (Huault, 1979).

Le sondage 1 en aval de Lillebonne, dont le sommet se situe à 4,5 m NGF, comprend de la base vers le sommet : 1 m de silt gris vert reposant sur la nappe de cailloutis ; 1,1 m de tourbes brunes ; 1,2 m de silts gris-verts ; 1,9 m de tourbes brunes ; 2,7 m de silts gris-verts ; 1 m de tourbe brune ; 0,9 m d'argile beige (Huault, 1979). Le sondage 2 situé dans la tourbière des Aulnes à 7 m NGF traverse une tourbe brune reposant directement sur une nappe de cailloutis.

Des analyses palynologiques ont été établies pour ces deux sondages ; entre -3 et 4,5 m NGF pour le sondage 1 (les dépôts en-dessous de -3 m NGF étant stériles) et entre 5,9 et 1 m NGF pour le sondage 2 (les dépôts au-dessus de 5,9 m NGF étant stériles). Deux datations ont été réalisées dans cette tourbe : 3620 ± 400 ans ^{14}C BP (3 m NGF) et 4600 ± 200 ans ^{14}C BP (1,5m NGF),

Le sondage 1 couvre une partie de l'Atlantique, le Subboréal et le Subatlantique (Figure 3-9), alors que seuls le Subboréal et le Subatlantique ont été identifiés dans le sondage 2 (Figure 3-10 ; Huault, 1979). L'Atlantique (entre -3 et -2,5 m NGF dans le sondage 1, dépôt détritique) présente une quantité importante de spores monolètes, des pollens d'arbres représentés principalement par *Quercus*, *Corylus* et *Alnus*, avec *Tilia* et *Ulmus* en moindre proportions. Cette période est également marquée par la présence de *Chenopodiaceae* indiquant un milieu saumâtre, sous influence marine marquée par l'apport de silt. La transition entre l'Atlantique et le Subboréal est caractérisée par la régression d'*Ulmus* et la disparition des *Chenopodiaceae*. Se met alors en place une tourbière marquant la fin des apports détritiques et des influences marines. Le Subboréal est caractérisé par le passage d'une accumulation tourbeuse à une sédimentation détritique (limite à -0,5 m NGF). Ces dépôts détritiques présentent des *Chenopodiaceae* et des Hystrichosphères marquant un nouvel enregistrement des influences marines dans la zone. La Tourbière des Aulnes (sondage 2) étant relativement protégée, le Subboréal est dominé par des pollens d'arbres (*Quercus*, *Alnus* et *Tilia*) et présente quelques spores de fougères indiquant un couvert forestier dans la zone. Le passage au Subatlantique (1,5 m NGF au sondage 1 ; 3 m NGF au sondage 2) est marqué par le développement de *Fagus*, la régression de *Quercus*, la disparition progressive de *Tilia* et une explosion des *Graminae* et des *Cyperaceae*. Le sondage 1 présente également une régression des *Chenopodiaceae* indiquant un recul de la ligne de rivage. Le Subatlantique est marqué par des pollens de plantes rudérales dans les sondages 1 et 2 (*Rumex*) indiquant des activités humaines à proximité, voire même une agriculture indiquée par la présence de pollens de céréales dans le sondage 1.

La zone de Lillebonne est soumise tardivement aux influences marines, à la fin de l'Atlantique en aval de Lillebonne et au Subboréal en amont. Des variations de la ligne de rivage sont enregistrées dans la zone aval par les apparitions et disparitions de *Chenopodiaceae* et les changements lithologiques (tourbe / silt). Cette zone présente des traces d'activité humaine au Subatlantique.

3.5. Mailleraye-sur-Seine

La tourbière de la Mailleraye-sur-Seine, localisée sur la rive gauche de la Seine, est située dans la forêt de Brotonne à l'emplacement d'un ancien méandre, perché à 15 m NGF, dont on peut encore visualiser les deux branches qui correspondent à deux vallées (Figure 3-1). Ces deux vallées incisées dans le substratum crayeux ont été transformées en lac à la faveur de la remontée de la nappe phréatique. Ces vallées perchées ont reçu peu d'apports détritiques et sont comblées par du matériel organogène : quelques mètres de tourbes surmontant plusieurs mètres de diatomite calcifiée, l'ensemble reposant sur des cailloutis périglaciaires (Huault et Lefebvre, 1983b).

Deux sondages ont été réalisés, un dans chaque vallée : le sondage SML1 / C1 dans la vallée Sud et le sondage SML2 / C2 dans la vallée Nord (Huault et Lefebvre, 1983b; Sebag, 2002). Le sondage SML1, dont le sommet se situe à 3 m NGF, comprend de la base vers le sommet : 6,55 m de diatomite calcifiée surmontée d'environ 4 m de tourbe. Le sondage SML2, dont le sommet se situe à 3 m NGF, comprend de la base vers le sommet : environ 4 m de diatomite calcifiée surmontée d'un dépôt de 4 m de tourbe comprenant un niveau de sable fin intercalé. Des analyses paléobiologiques ainsi que quelques datations par le ^{14}C ont été réalisées sur le sondage SML1 (Huault et Lefebvre, 1983b). Quatre datations au total ont été réalisées sur du matériel de nature différente : tourbe, 3675 ± 60 ans ^{14}C BP (0,6 m NGF) ; fraction organique de la diatomite, 5050 ± 1250 ans ^{14}C BP (-4 m NGF) ; fraction carbonatée de la diatomite, 6840 ± 250 ^{14}C BP (-4 m NGF) ; diatomite, 7220 ± 175 ans ^{14}C BP (-7 m NGF).

L'analyse pollinique (Huault et Lefebvre, 1983b) indique une période de dépôt couvrant l'Atlantique, le Subboréal et le Subatlantique (Figure 3-11). Tout l'Atlantique (de la base à -4 m NGF) apparaît dans le diagramme pollinique, toutefois deux parties peuvent être distinguées. La première partie, de la base jusqu'à -6 m NGF, est caractérisée par l'abondance de *Cyperaceae* pour les herbacées et de *Corylus* pour les arbres. La deuxième partie, de -6 m NGF à -4 m NGF, est caractérisée par l'extension d'*Alnus* et une régression de *Cyperaceae*. Le Subboréal (-4 m NGF à -0,8 m NGF) est marqué par le déclin d'*Ulmus*, un recul temporaire de *Tilia*, une courbe quasi-continue de *Fraxinus* et une présence sporadique de *Fagus*. Le Subatlantique (-0,8 m NGF au sommet) est marqué par le passage de la diatomite calcifiée à la tourbière. Les pollens d'arbres dominant au cours de l'Atlantique et du Subboréal régressent pour atteindre moins de 20 % du contenu pollinique vers 1 m NGF, ceci se marque par une régression de *Corylus*, *Tilia* et *Ulmus*. Des traces importantes d'activités humaines (déboisement et mise en culture) apparaissent vers 0,5 m NGF, caractérisées notamment par des pollens de céréales et de cannabinaées.

Sondage C1

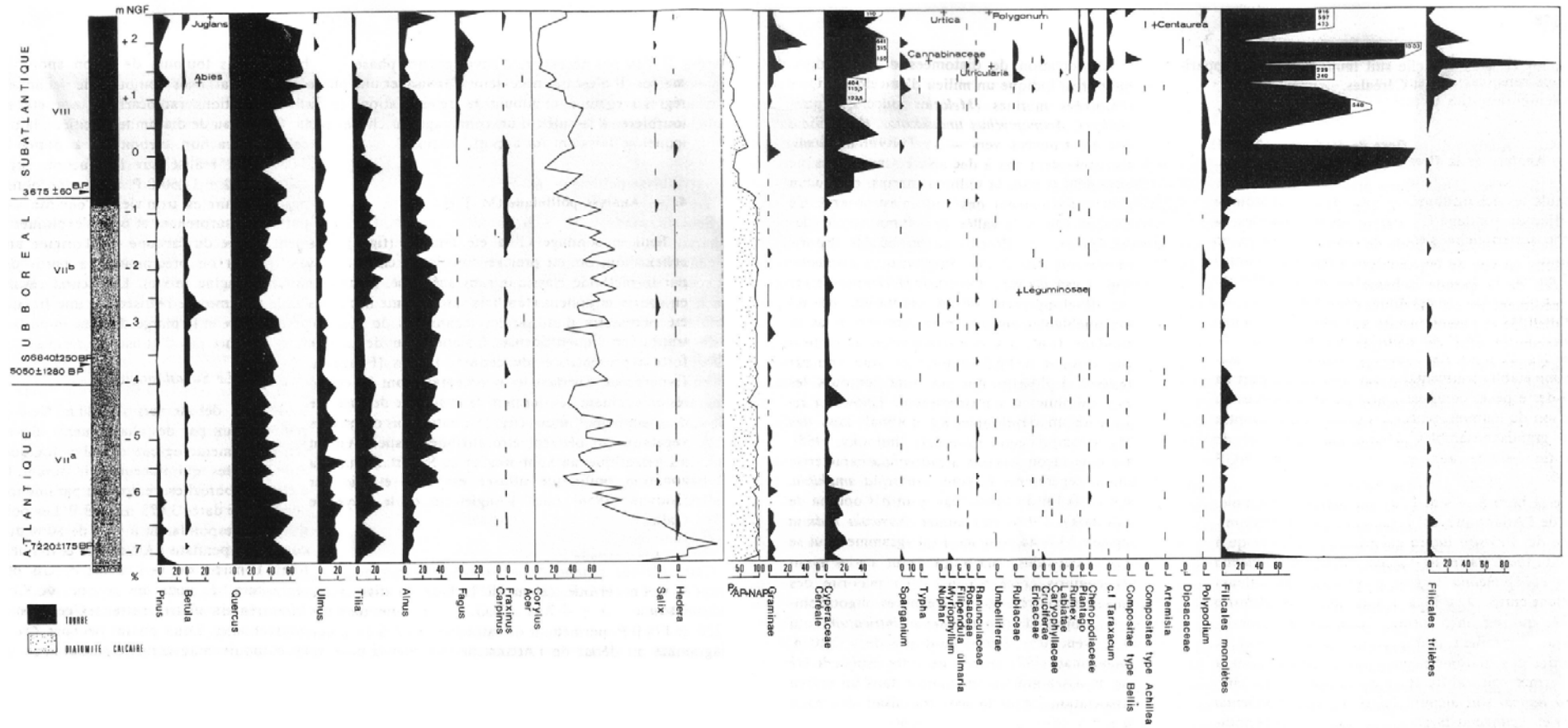


Figure 3-11 : Diagrammes polliniques du sondage C1 dans la Mailleraye-sur-Seine (Huault et Lefebvre, 1983b)

L'analyse des diatomées de la diatomite calcifiée a montré deux grands ensembles d'après leur tolérance au pH (Figure 3-12 ; Huault et Lefebvre, 1983b). Le premier ensemble, situé entre la base du sondage et -4m NGF et correspondant à l'Atlantique, est dominé par *Melosira italica* (jusqu'à 80 % du total), une forme d'eau douce littorale ; quelques formes épiphytes sont présentes comme *Epithemia zebra* et *Epithemia turgida* (10 à 30 %). Cette flore indique un milieu d'eau douce, peu profond, légèrement alcalin, à teneur modérée en matière organique. Le deuxième ensemble, situé entre -4 et -1 m NGF et correspondant au Subboréal, présente une nette régression de *Melosira italica* au profit des espèces épiphytes. Deux sous-ensembles apparaissent, l'un entre -4 et -2,2 m NGF dominé par *Cocconeis placentula*, *Epithemia zebra* et *Epithemia turgida* ; l'autre à partir de -2,2 m NGF dominé par *Nitzschia amphibia*, *Navicula radiosa*, *Epithemia zebra* et *Gomphonema intricatum*. Cette flore indique toujours un milieu d'eau douce, légèrement alcalin jusqu'à légèrement acide au sommet ; l'extension des formes épiphytes indique le développement de la végétation en relation sans doute avec une diminution de la profondeur.

Ces résultats permettent de préciser l'évolution du méandre recoupé et perché de la Mailleraye à partir de l'Atlantique (Huault et Lefebvre, 1983b; Sebag, 2002). Les deux vallées sont au début de la transgression flandrienne isolées et occupées par des lacs peu profonds entourés de massifs forestiers. Le comblement progressif de l'Atlantique au Subboréal de ces deux vallées permet le développement d'une végétation aquatique ou bordière où pullulent les espèces épiphytes. Cette évolution progressive conduit à l'installation d'une tourbière à cyperacées et fougères à la fin du Subboréal / début du Subatlantique. Au cours du Subatlantique, l'ouverture d'une brèche permet des apports de sables. Par la suite, le colmatage du chenal ou une phase légèrement régressive conduit à la réinstallation d'une tourbière. La fin du Subatlantique est marquée par d'importantes actions anthropiques : déboisement, pâturage, défrichage et mise en culture.

3.6. Heurteauville

La tourbière d'Heurteauville, encore appelée marais de la Harelle, occupe l'emplacement d'un ancien bras de la Seine (Figure 3-1). Le remplissage sédimentaire, d'épaisseur variable, est constitué de dépôts holocènes de nature variée (silts, argiles, tourbes). Un sondage (STH1) de 15 m d'épaisseur a été réalisé dans la partie occidentale du marais, au Nord de la zone d'exploitation.

Ce sondage, dont le sommet se situe à 0 m NGF, comprend de la base vers le sommet : 1,5 m de graviers et sables périglaciaires ; 0,5 m de sable à passées argileuses ; 3,7 m de matériel argilo-silteux localement laminés ; 0,8 m de tourbe noire ; 0,2 m d'argile silteuse ; 2,2 m de silts très fins ; 1 m de silt plus ou moins argileux ; 1,5 m de silts plus ou moins argileux à débris de végétaux ; 0,5 m de silt plus ou moins argileux ; 2,2 m de tourbes peu humifiées ; 0,4 m de limon beige tourbeux. Des analyses paléobiologiques ainsi que quelques datations par le ^{14}C ont été réalisées sur ce sondage (Huault, 1986

et 1988) : 3130 ± 70 ans ^{14}C BP (-1 m NGF), 4390 ± 90 ans ^{14}C BP (-2,5 m NGF), 4315 ± 170 ans ^{14}C BP (-2,9m NGF) et 6570 ± 250 ans ^{14}C BP (-9,2 m NGF).

L'analyse palynologique présente 6 zones polliniques (HE1 à HE6) couvrant l'Atlantique, le Subboréal et le Subatlantique (Huault, 1986 et 1988). La zone HE1, entre -12 et -9,3 m NGF, est caractérisée par un couvert forestier important, dominé par *Quercus*, *Corylus* et *Ulmus*. La présence de plantes halophiles, comme *Armeria*, *Plantago* type *maritima* et *Chenopodiaceae*, indique que le marais est soumis aux influences estuariennes. La présence d'*Hedera* quasi-continue caractérise un climat à hivers peu rigoureux. La zone HE2, située entre -9,3 et -8,6 m NGF et correspondant à la tourbe brune compacte, est caractérisée par la disparition des pollens de plantes halophiles et le développement de *Poaceae*, *Cyperaceae* et *Filicale*. Le couvert forestier, toujours très dense, est maintenant dominé par *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus* et *Tilia* (ce dernier arrivant tardivement par rapport au site de la Mailleraye). La zone HE3, située entre -8,6 et -5 m NGF et correspondant à un dépôt silteux, est caractérisée par la réapparition de plantes halophiles. La transition entre l'Atlantique et le Subboréal est peu marquée dans le marais (probablement entre -6 et -5 m NGF), du fait de la faible abondance d'*Ulmus*, marqueur de cette transition. La zone HE4, entre -5 et -2,6 m NGF, montre un déclin très progressif d'*Ulmus*, une nette régression d'*Alnus* et *Corylus* et une légère augmentation de *Pinus*. Les pollens de plantes halophiles disparaissent à partir de -4 m NGF. Le passage du détritisme à l'accumulation tourbeuse est marqué par un essor des *Filicales* et *Cyperaceae*. La zone HE5, entre -2,6 et -1 m NGF, est caractérisée par des traces d'activités humaines plus ou moins nettes après 4390 ± 90 ans ^{14}C BP (recul des pollens d'arbres, quelques pollens de céréales et de plantes liées aux cultures). Ces traces apparaissent plus tôt que dans le méandre voisin de la Mailleraye (Huault et Lefebvre, 1983b). La zone HE6, entre -1 m NGF et la surface, correspond au Subatlantique marqué par l'extension de *Fagus*, l'apparition de *Juglans* et *Castanea* et des courbes continues pour les céréales (Huault, 1986 et 1988).

L'analyse des diatomées réalisée entre -12 et -4,5 m NGF (Atlantique et début du Subboréal ; zones HE1, HE2 et HE3) indique 9 stades différents (Figure 3-14 ; Huault, 1988). Ces stades ont été définis en relation avec l'importance des apports estuariens, représentés par des espèces caractéristiques du domaine marin, comme *Melosira sulcata*, *Cocconeis scutellum* ou *Melosira westii*. La comparaison entre les associations de diatomées et les fluctuations de la courbe de *Chenopodiaceae* montre une assez bonne corrélation avec des phases de disparition ou régression temporaire de *Chenopodiaceae* correspondant toujours à un recul des diatomées marines en particulier vers -10,4 m, -8 m, -7,2 m, -6,4 m, -6 m et -5 m. En conclusion, les fluctuations des associations de diatomées marines permettent de définir cinq « phases régressives » entrecoupées de « phases transgressives ».

L'ensemble de ces données permet de définir l'évolution du marais depuis plus de 6000 ans. Au cours de l'Atlantique et du début du Subboréal, la dynamique sédimentaire du marais est fortement contrôlée par les fluctuations relatives du niveau marin. Les « phases transgressives » se traduisent par des apports importants de matériel estuarien et le dépôt de matériel détritique fin. Les « phases régressives » se traduisent par une diminution des apports estuariens et/ou par l'installation progressive d'une tourbière. Vers 4300 ans ^{14}C BP, le système est isolé des apports fluviaux et estuariens ; la sédimentation devient essentiellement tourbeuse. La fin du Subatlantique est caractérisée par des apports abondants de matériel argileux conduisant au comblement du milieu ; avec le maintien localement de zones tourbeuses (Huault, 1988; Sebag, 2002).

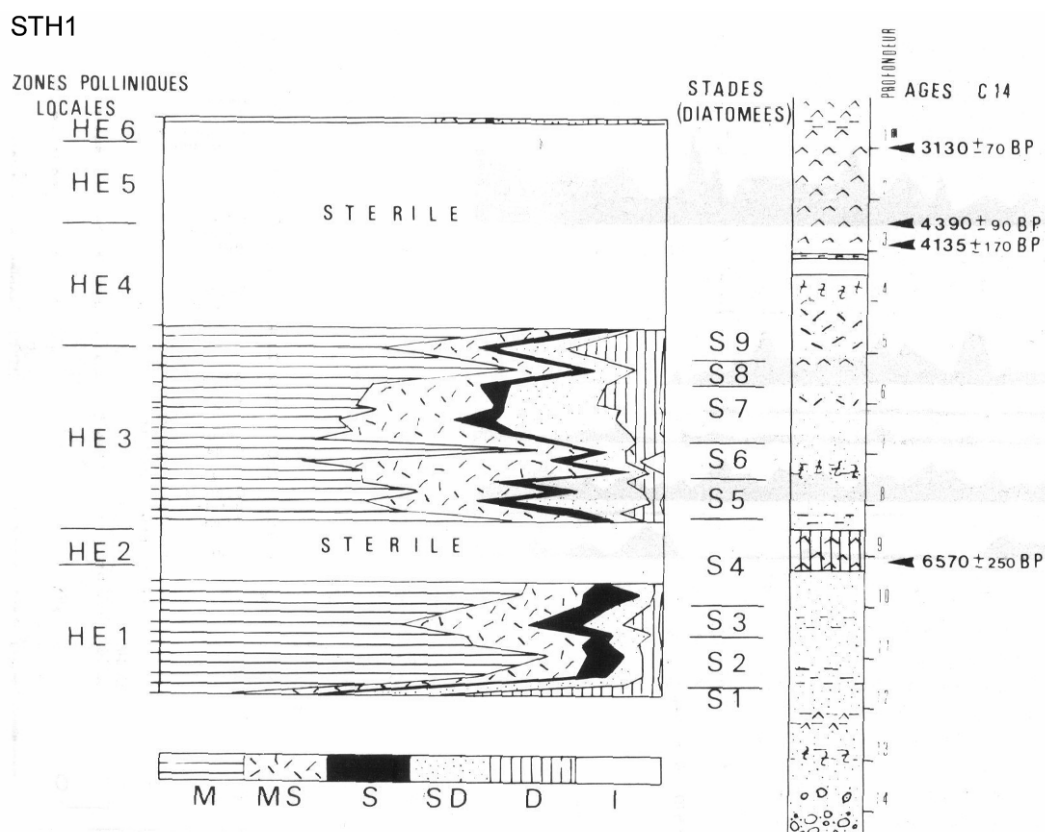


Figure 3-14 : Diagramme de répartition des diatomées du sondage STH1 à Heurteauville (Huault, 1988).

3.7. Boucle d'Anneville

La zone d'étude dans la boucle d'Anneville se situe en rive gauche, et fut sondée dans les années 1980 par D. Lefebvre et M-F. Huault. Les sondages réalisés à cette époque n'ont donné lieu à aucune synthèse. Cette boucle fut de nouveau étudiée dans les années 2000 par la réalisation de sondages et de fosses, lors des travaux de thèse de D. Sebag (Figure 3-1). La zone étudiée par D. Sebag décrit une surface de 1 ha, dont les dépôts organiques constituent les principaux faciès sédimentaires (Sebag, 2002). Ces dépôts organiques reposent sur un substrat sablo-graveleux, qui est exploité par l'industrie des granulats.

Le sondage BLP2, de 5 m d'épaisseur, présente de la base vers le sommet : environ 0,6 m de limon silto-sableux ; environ 2,4 m de tourbes rousses puis noires ; environ 0,8 m de tourbe argileuse ; 0,5 m de silt quartzeux carbonatés ; 0,6 m de limon argileux. Ce sondage a fait l'objet d'une étude palynologique, d'une caractérisation pétrographique et géochimique de la matière organique, d'une étude des restes végétaux, de l'entomofaune et des diatomées et de datations par le ^{14}C (Sebag, 2002). Seuls les pollens, les diatomées et les datations par le ^{14}C sont détaillés ici comme dans les paragraphes précédents. Sept datations ont ainsi été réalisées sur les niveaux tourbeux : 1060 ± 100 ans ^{14}C BP (-0,87 m NGF), 2660 ± 125 ans ^{14}C BP (-1,75 m NGF), 3850 ± 50 ans ^{14}C BP (-2,57 m NGF), 4100 ± 50 ans ^{14}C BP (-3,17 m NGF), 4395 ± 80 ans ^{14}C BP (-3,57 m NGF), 5105 ± 60 ans ^{14}C BP (-4,17 m NGF) et 6175 ± 100 ans ^{14}C BP (-4,65 m NGF).

L'analyse palynologique montre que les dépôts étudiés couvrent une partie de l'Atlantique, le Subboréal et le Subatlantique (Sebag, 2002). Le diagramme pollinique présente 5 palynozones (BLP1 à BLP5). La palynozone BLP1, correspondant aux limons silto-sableux et à la base des tourbes, est caractérisée par une proportion importante d'arbres et d'arbustes, comme *Alnus*, *Corylus* et *Quercus*. Cette palynozone est attribuée à l'Atlantique par la présence significative de *Tilia* et *Ulmus*. La palynozone BLP2, correspondant aux tourbes rousses et noires, présente une régression de *Quercus*, le maintien de *Corylus* et d'*Alnus* et le développement de *Cyperaceae*. La palynozone BLP3, correspondant au sommet des tourbes noires et aux tourbes argileuses, montre un développement des Ptérydophytes et l'installation de *Chenopodiaceae*, *Plantago* et *Rumex* au détriment des pollens d'arbres, d'arbustes et d'herbacées. Les palynozones BLP2 et BLP3 décrivent successivement la fin de l'Atlantique, le Subboréal et le début du Subatlantique. La palynozone BLP4 correspond aux silts quartzeux carbonatés, dépôt stérile en pollens. La palynozone BLP5, correspondant aux limons argileux, est caractérisée par des proportions relativement importantes de Ptéridophytes, par la diminution des arbres et arbustes, et le développement des herbacées. Ces deux dernières palynozones décrivent le Subatlantique.

L'étude des diatomées indique que les dépôts détritiques à la base et au sommet du sondage sont dominés par des diatomées d'eaux douces à saumâtres, les diatomées marines ou marines-saumâtres sont plus importantes vers -4,45 m (vers 6200 ans ^{14}C BP) et vers -1,25 m (2710 ans ^{14}C BP ; Sebag, 2002).

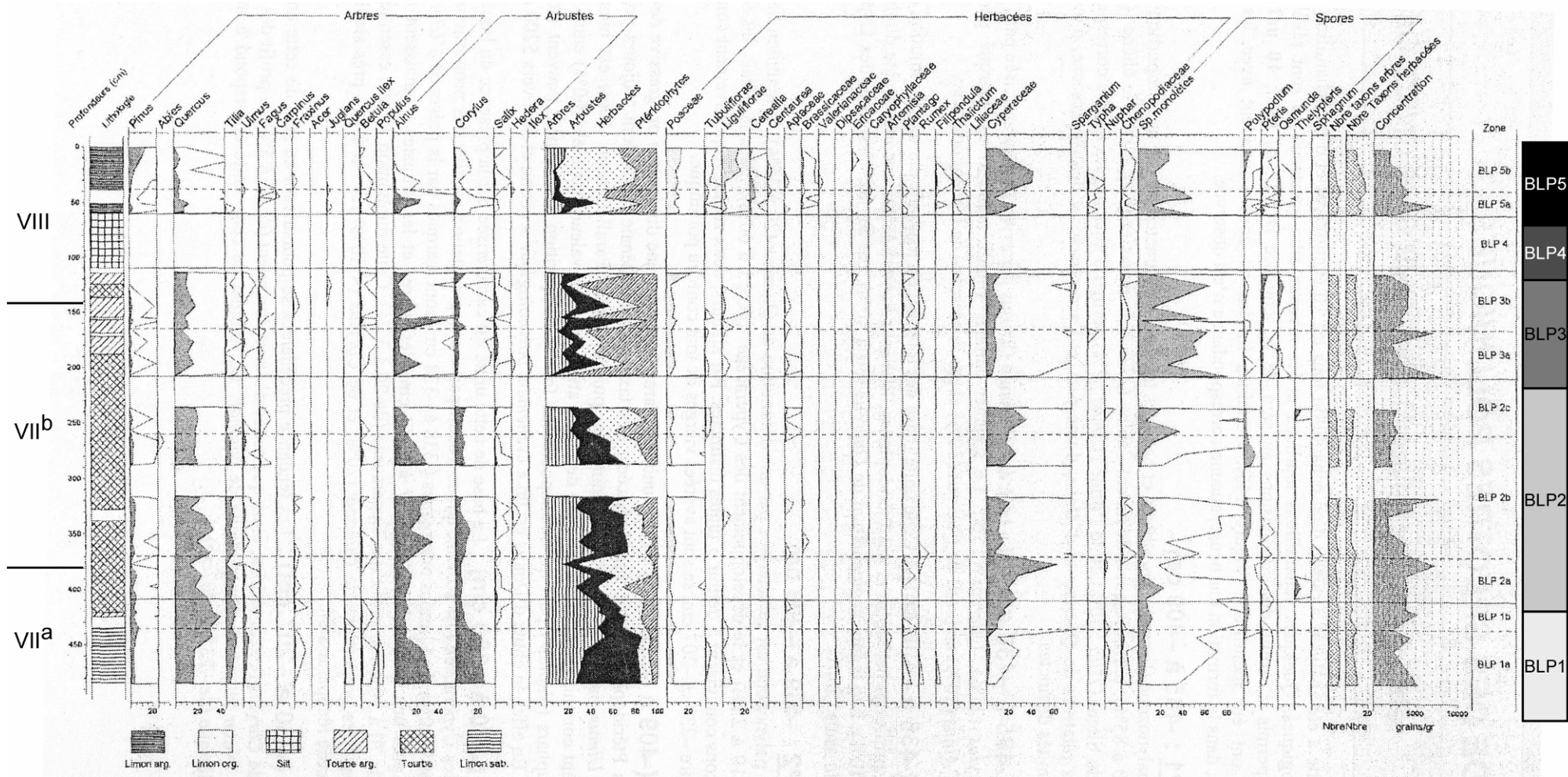


Figure 3-15 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage BLP2 (d'après Clet-Pellerin, in Sebag, 2002).

Les différentes études réalisées sur ce sondage permettent de décrire les grands traits de l'évolution holocène de ce site. La base du sondage comprend du matériel détritique d'origine fluviatile déposé dans un environnement situé à proximité d'une zone boisée. Le dépôt de limons organiques traduit l'installation d'un milieu favorable à la préservation de la matière organique en association avec la mise en place de structures protectrices (sédimentaire ou végétale). Vers 6200 ans ^{14}C BP, se met en place une tourbière dont le degré de préservation de la matière organique fluctue au cours du temps en relation avec le niveau de la nappe. Le niveau de la nappe alterne entre différents états : remontée, stabilisation (haut niveau relatif) et chute. Les chutes du niveau de la nappe correspondent à des phases d'atterrissement de la tourbière (MO très dégradée), alors que les remontées du niveau de la nappe correspondent à des phases de paludification de la tourbière (MO très peu dégradée). Ces différents constats ont permis de définir, pour le sondage BLP2, une courbe d'évolution du niveau de la nappe (Figure 3-16). Vers 2600 ans ^{14}C BP, la sédimentation est de nouveau détritique marquant une rupture avec la dynamique sédimentaire précédente. Ce matériel pourrait provenir d'une accentuation des actions érosives ou d'une accentuation des influences fluviatiles. Des influences humaines sont décrites localement à partir de la fin de l'Age du Bronze.

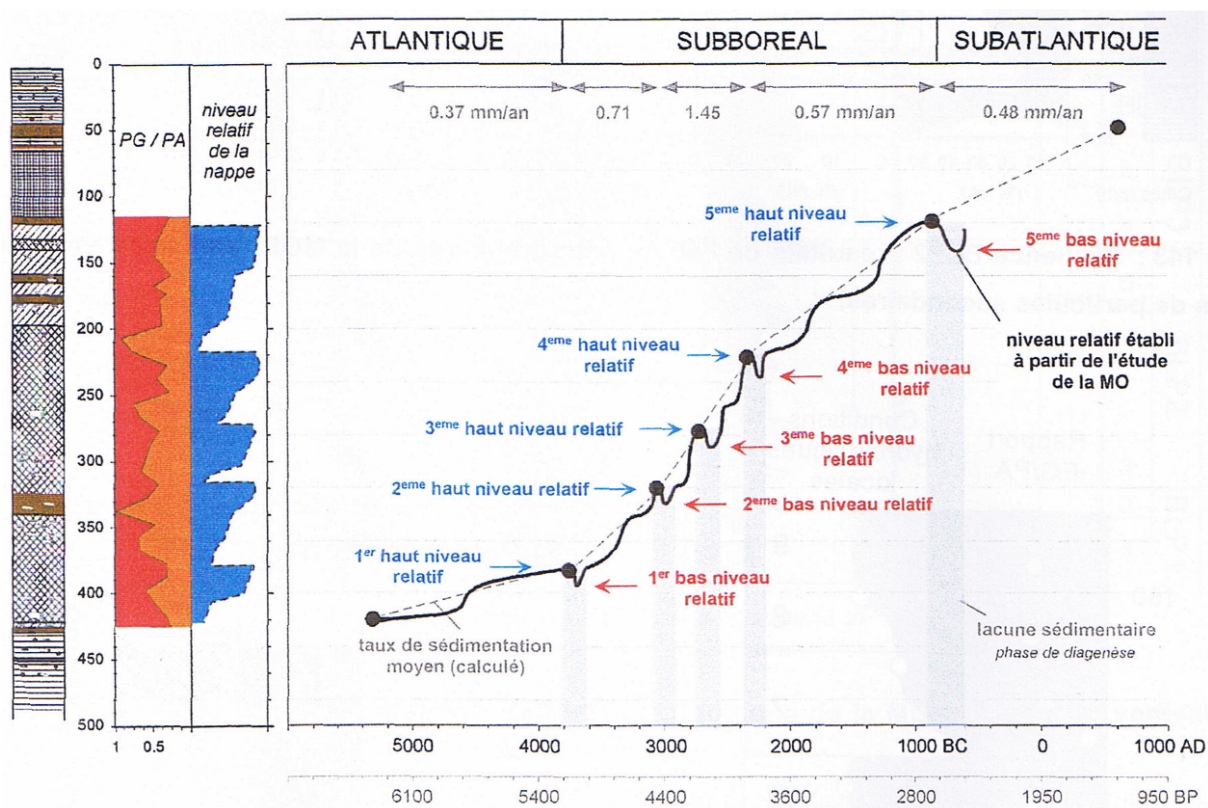


Figure 3-16 : Variations du niveau relatif de la nappe établies à partir de l'étude géochimique et pétrographique de la matière organique (sondage BLP2 ; Sebag, 2002).

3.8. Synthèse

3.8.1. Evolution paléoenvironnementale et sédimentologique

L'étude des alluvions de la Seine depuis ces trente dernières années permet de définir les grandes étapes de l'évolution paléoenvironnementale et sédimentologique de la Basse Vallée de Seine au cours de l'Holocène (Figure 3-17).

La Basse Vallée de Seine est marquée par des changements de végétation au cours de l'Holocène en réponse aux changements climatiques : le Boréal est marqué par une pinède ; la fin du Boréal indique l'installation d'une chênaie ; le climat relativement plus chaud et humide de l'Atlantique permet le développement d'*Alnus* et de la chênaie mixte (*Quercus*, *Ulmus* et *Tilia*) ; le Subatlantique est lui marqué par l'influence croissante de l'Homme sur les environnements (pollens de plantes rudérales ou de céréales).

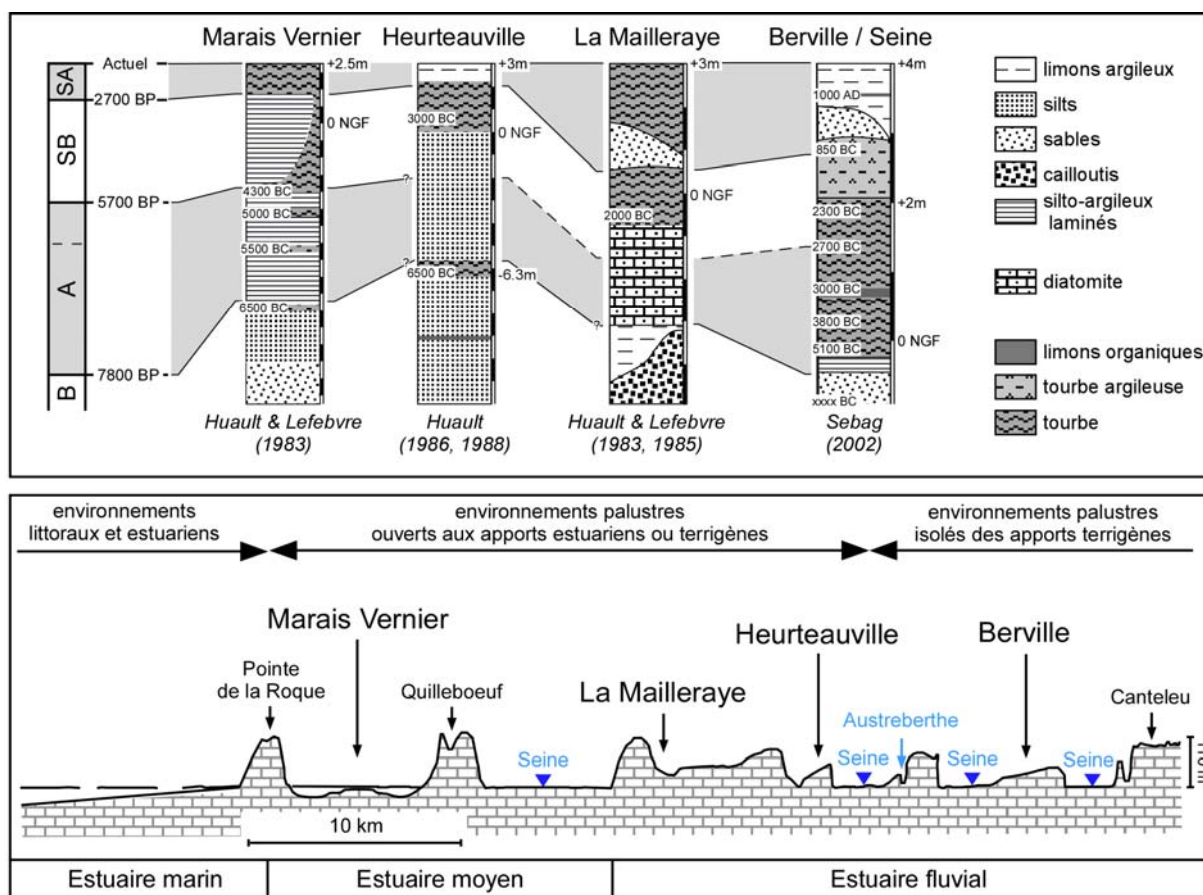


Figure 3-17 : Coupe régionale illustrant l'évolution sédimentologique des sites du Marais Vernier, estuaire moyen ; de la Mailleraye, d'Heurteauville et de Berville, estuaire fluvial.

L'évolution des environnements de dépôt est marquée par une absence de marqueurs de milieu marin ou saumâtre dans les dépôts attribués au Boréal, observés uniquement dans les dépressions à proximité

de l'embouchure (Vallée de la Lézarde et Marais Vernier). Ces environnements sont marqués par de fortes proportions en *Cyperaceae*, marquant un milieu marécageux d'eau douce. La transition Boréal / Atlantique est uniquement enregistrée dans ces mêmes dépressions et marque le début des influences marines ou saumâtres (diatomées). La première partie de l'Atlantique est enregistrée depuis l'embouchure jusqu'à Heurteauville; la seconde partie est enregistrée dans toute la Basse Vallée de Seine. L'Atlantique est marqué : (1) par une sédimentation principalement détritique dans les dépressions proches de l'embouchure ; (2) par une accumulation tourbeuse dans les sites protégés (vallée de la Lézarde) ou éloignés de l'embouchure (Berville) ; (3) par une accumulation de diatomées à la Mailleraye-sur-Seine, ancien méandre topographiquement plus haut que le cours actuel. Ces trois types d'environnement indiquent une réponse locale du milieu à la remontée du niveau marin ou de la nappe phréatique. Les différents enregistrements étudiés indiquent des fluctuations relatives du niveau marin au cours de l'Atlantique, marquées dans la zone aval par des changements lithologiques (alternance de tourbes et de dépôts silto-sableux ; Huault, 1979; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1988) et dans la zone amont par des degrés de préservation de la matière organique différents (Sebag, 2002). La transition Atlantique / Subboréal est présente dans quasiment tous les environnements présentés, à l'exception de la vallée de la Lézarde, et est marquée généralement par la mise en place d'une accumulation tourbeuse en relation avec le ralentissement général de la remontée du niveau marin (Mörner, 1995) et la mise en place de structures protectrices (levée fluviale, par exemple). Cette accumulation tourbeuse se poursuit jusqu'à l'Actuel pour les sites protégés (tourbière des Aulnes, marais tourbeux du Marais Vernier). Pour les autres sites, elle est localement perturbée par des apports détritiques (partie occidentale du marais tourbeux du Marais Vernier) ou surmontée d'une sédimentation détritique (Anneville, Lillebonne, le Havre, Heurteauville). Ce dernier épisode détritique est mis en relation avec la péjoration climatique à la transition Subboréal / Subatlantique (2800 ans cal BP ; Sebag, 2002).

En résumé, seuls les sites proches de l'embouchure présentent un enregistrement sédimentaire du Boréal. Au cours de l'Atlantique, tous les environnements de dépôt sont globalement affectés par les fluctuations du niveau marin. Le Subboréal et le Subatlantique voient progressivement émerger la présence humaine avec le déboisement puis l'occupation agricole des sites.

3.8.2. Repères chronologiques

Au cours des 30 dernières années, 37 datations par le ^{14}C ont été réalisées sur les divers sites présentés (Figure 3-18), précisant ainsi l'échelle chronologique relative définie grâce aux pollens (palynozones replacées sur la même figure : VI à VIII).

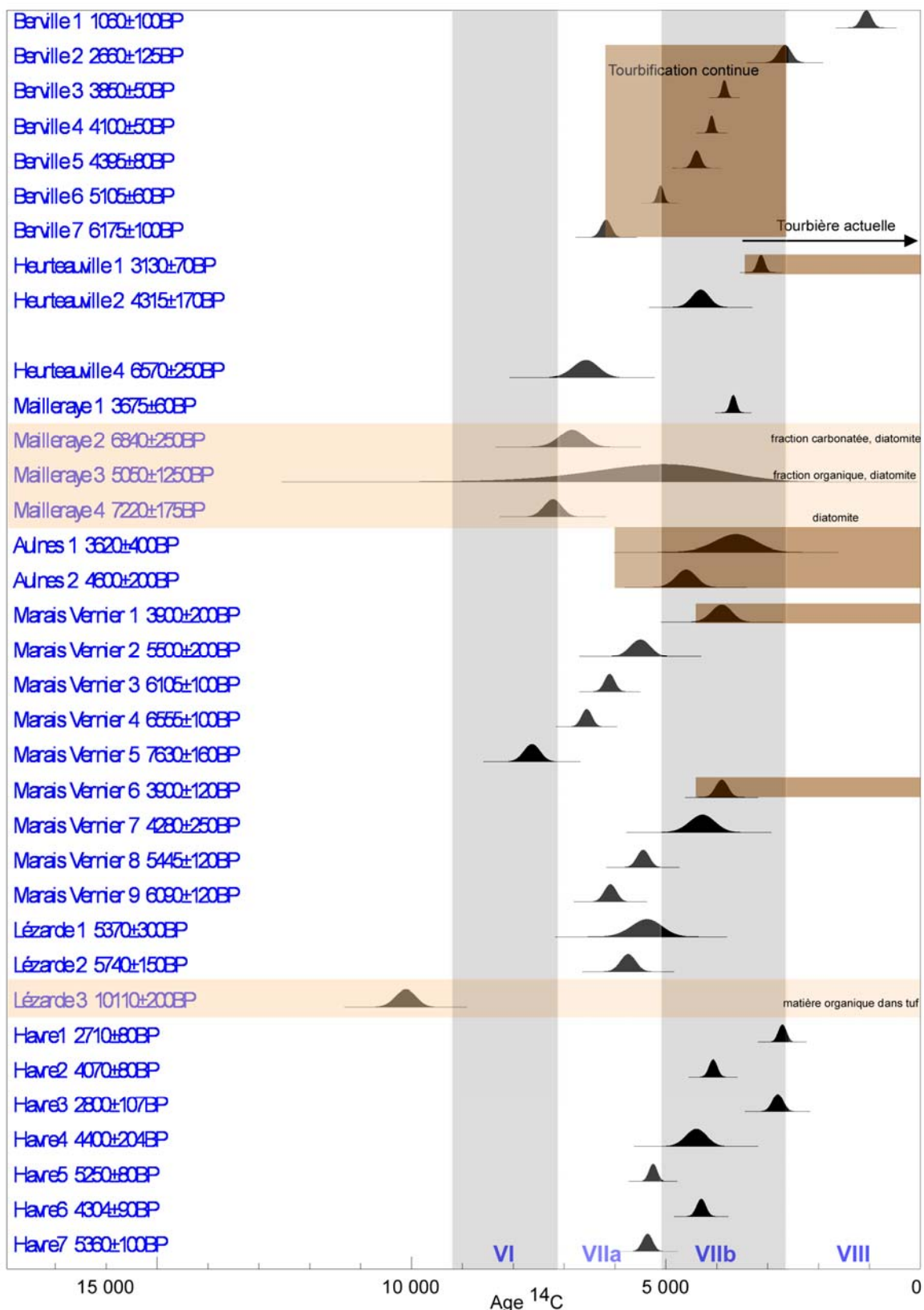


Figure 3-18 : Comparaison des diverses datations obtenues pour tous les sites présentés. Le graphe présente les distributions gaussiennes des âges ¹⁴C comparées aux palynozones de cette période. La couleur rosâtre, surlignant certaines datations, indique un matériel daté de nature autre que tourbeuse. La couleur marron, surlignant certaines datations, marque les épisodes continus d'accumulation tourbeuse.

Certaines datations réalisées semblent, au regard de cette figure, inutilisables pour définir une chronologie précise, dans la mesure où elles couvrent un intervalle de temps ^{14}C très large, comme dans le cas des datations réalisées sur les fractions carbonatées et organiques de la diatomite de la Mailleraye. Cette même figure permet de comparer les âges d'un site à l'autre et par conséquent les changements lithologiques auxquels ces âges correspondent. Ceci permet de définir si ce changement lithologique a une valeur locale correspondant ainsi à un facteur de contrôle local des environnements de dépôt, ou si ce changement lithologique est commun à plusieurs sites correspondant dans ce cas à un facteur de contrôle régional voire global des environnements de dépôt.

Ce graphe montre que les premiers changements lithologiques datés (mise en place de tourbière) apparaissent dans la zone aval (Vallée de Lézarde, Marais Vernier) comme indiqués par les pollens. Alors qu'une accumulation tourbeuse se met en place en amont de façon continue de l'Atlantique au Subatlantique (les âges intercalaires reflètent des variations de conditions hydrologiques locales ; Sebag, 2002), la zone aval est ponctuée par des alternances d'épisodes détritiques et tourbeux.

Le Subatlantique est lui caractérisé par une accumulation tourbeuse encore actuelle (Marais Vernier, tourbière des Aulnes, Heauteauville) ou par le passage à une sédimentation détritique (Berville, le Havre). Ce dernier constat permet de mettre en évidence un changement lithologique commun à deux sites distants géographiquement : Berville en amont et Le Havre en aval vers 2800-2600 ans ^{14}C . Ceci semble indiquer l'enregistrement d'un facteur de contrôle régional des environnements de dépôt. A cette même période, est décrite à divers endroits du globe une péjoration climatique marquant la transition Subboréal / Subatlantique (van Geel et Renssen, 1998; Chambers *et al.*, 2007). Ce facteur de contrôle a priori régional pourrait en fait correspondre à un facteur de contrôle global (changement climatique) des environnements de dépôt. Les autres sites, conservant une sédimentation tourbeuse, auraient été alors protégés des effets de ce changement climatique.

La comparaison d'évènements plus anciens devient difficile, du fait de la dérive des concentrations en ^{14}C au cours du temps, en particulier à partir du Subboréal. Afin de pouvoir comparer au mieux les âges ^{14}C , il convient de les traduire en âges calendaires (calibration). Dans la section suivante, un point sera ainsi réalisé sur les méthodes de datation et de calibration afin de préciser les précédentes remarques.

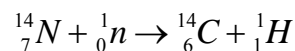
4. Etablissement du cadre chronologique

4.1. La méthode de datation par le ^{14}C

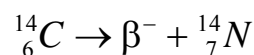
Il est important de définir un cadre chronologique aussi précis que possible car il permet de corréler des changements lithologiques entre sondages d'un même site, ou de sites différents. Ce cadre chronologique et les éventuelles corrélations établies permettent de définir le caractère local, régional ou global des changements observés. Ce cadre chronologique peut être défini par différents outils : datation relative (niveaux repères datés et connus, pollens, repères archéologiques) ou datation absolue (radiodatation par le carbone 14).

Dans la région, les seuls repères chronologiques existant pour la période étudiée correspondent aux datations ^{14}C , aux éventuels repères archéologiques et aux attributions palynologiques. Ces dernières ne permettent pas d'obtenir une résolution suffisante, certaines attributions étant approximatives. Seules les datations ^{14}C constituent de bons repères chronologiques intra et intersites. Les nombreuses datations réalisées au cours de ce travail de thèse ont donné lieu à une formation à la méthode de datation ^{14}C au sein du laboratoire UMR LOCEAN, Paris VI. Cette formation a permis de réaliser de nombreuses et précises manipulations afin d'obtenir la meilleure résolution possible. De plus, ce mémoire permet également de présenter une synthèse à l'échelle régionale de toutes les datations réalisées depuis les années 60. Ce mémoire permet finalement de faire le point sur la théorie (méthode), la technique (en laboratoire) et la pratique (calibration, intérêt et limites) pour comprendre le principe des datations par le ^{14}C et leur utilisation en géologie et archéologie.

C'est en 1940 que la première mesure d'activité du carbone 14 fut obtenue d'après du graphite puis de l'azote (Ruben et Kamen, 1940). Dans la haute atmosphère, les rayons cosmiques entrent en collision avec les particules de l'air produisant des réactions nucléaires. C'est de ces dernières que sont produit des neutrons qui réagissent avec l'azote de l'air pour donner un proton et un nouvel isotope du carbone, selon la réaction suivante (Roth et Poty, 1985) :



Ce nouvel isotope du carbone est un émetteur radioactif β^- qui se désintègre selon la réaction suivante :



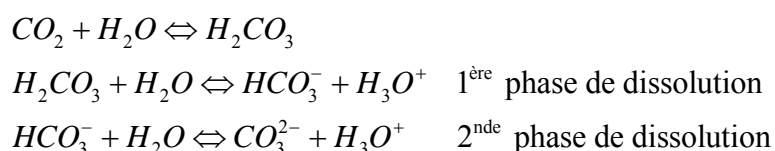
Le carbone 14 formé dans la haute atmosphère s'oxyde rapidement pour donner une molécule de $^{14}\text{CO}_2$. Cette molécule, comprenant un carbone radioactif, se disperse alors dans l'atmosphère. Les travaux de Ruben et Kamen (1940) ont ainsi permis de mettre en évidence un nouvel isotope du carbone présent dans l'atmosphère en très faible proportion ($1,18 \cdot 10^{-10} \%$) par rapport aux deux autres isotopes (^{12}C et ^{13}C , respectivement 98,89 et 1,11%).

L'activité naturelle du carbone 14 est très faible, elle équivaut à $13,56 \pm 0,07$ désintégrations par minute et par gramme de carbone (Karlén *et al.*, 1966). Sa période de désintégration est de 5730 ± 40 ans (Godwin, 1962), alors que les conventions internationales ont fixé cette période à 5568 ans (mesure effectuée en 1950). Cette période conventionnelle induit une sous-estimation de 3 % de l'âge réel d'un échantillon (Fontugne, 1996). L'année 1950 correspond en terme de datation à l'année zéro de la décroissance de la radioactivité et fut choisie en l'honneur des premiers travaux sur une datation au carbone 14 par Arnold et Libby en 1949. Les âges mesurés sont ainsi exprimés en années BP (Before Present) par rapport à l'année de référence, c'est-à-dire l'année 1950.

4.2. Cycle global du carbone et principe des datations

C'est en 1947 que Libby suggère la présence de ^{14}C dans la stratosphère et la troposphère, et la participation de celui-ci au cycle général du carbone (Libby, 1970). Le carbone 14 est produit vers 15 km d'altitude, sous l'action notamment du rayonnement cosmique et se diffuse ensuite depuis la stratosphère vers la troposphère où il participe au cycle global du carbone (Figure 4-1). Les trois principaux réservoirs de ce cycle global du carbone sont la biosphère (900 GTC), le CO_2 atmosphérique (700 GTC) et le CO_2 dissous dans les masses océaniques (35 000 GTC). Dans le cycle terrestre, le dioxyde de carbone atmosphérique est assimilé par les végétaux au cours de la photosynthèse. Ces végétaux constituant le premier maillon de la chaîne alimentaire, il sera ensuite assimilé par les animaux. Il peut également être partiellement cédé à l'hydrosphère par oxydation ou décarboxylation de la matière organique.

Pour les eaux continentales (eaux de surface et lacs), il pénètre selon la voie directe par la réalisation des équilibres suivants :



Pour le cycle marin, le dioxyde de carbone atmosphérique est pratiquement en équilibre isotopique avec les eaux océaniques de surface, mais il est en décalage avec les eaux océaniques profondes (> 75 m ; Dumond et Griffin, 2002). Le dioxyde de carbone, absorbé par les eaux de surface et une fois dissous suivant les réactions mentionnées ci-dessus, parcourt les fonds marins en suivant les courants liés à la circulation thermo-haline. Injecté en profondeur dans l'Atlantique Nord, ce dioxyde de carbone revient à la surface après plus d'un millier d'années et repasse en partie dans l'atmosphère. Ce long parcours permet l'appauvrissement en carbone 14 par désintégration radioactive des eaux océaniques et induit ainsi un biais dans le cycle. Les organismes vivants dans les océans assimilent ainsi un carbone 14 plus vieux que celui assimilé à la même époque par les organismes terrestres. Cette différence correspond à l'effet réservoir marin dans ce cas précis. De nombreuses études ont cherché à quantifier l'importance de cet effet réservoir. Dès les années 70, des mesures sont effectuées

sur des échantillons de coquilles marines, prélevées vivantes avant les bombardements atomiques (*e.g.* Mangerud, 1972; 1974; Mangerud et Gulliksen, 1975). Ces travaux indiquent un âge mesuré pour ces organismes supérieur de plus de 400 ans à leur âge réel. En moyenne, les mesures effectuées dans tous les océans du globe indiquent un vieillissement moyen de 400 ans (Stuiver et Braziunas, 1993). Néanmoins, cette valeur ne représente qu'une moyenne et varie en fait selon les océans ou mers, conduisant à de nombreuses études pour définir cette variabilité (Stuiver et Braziunas, 1993; Dumond et Griffin, 2002).

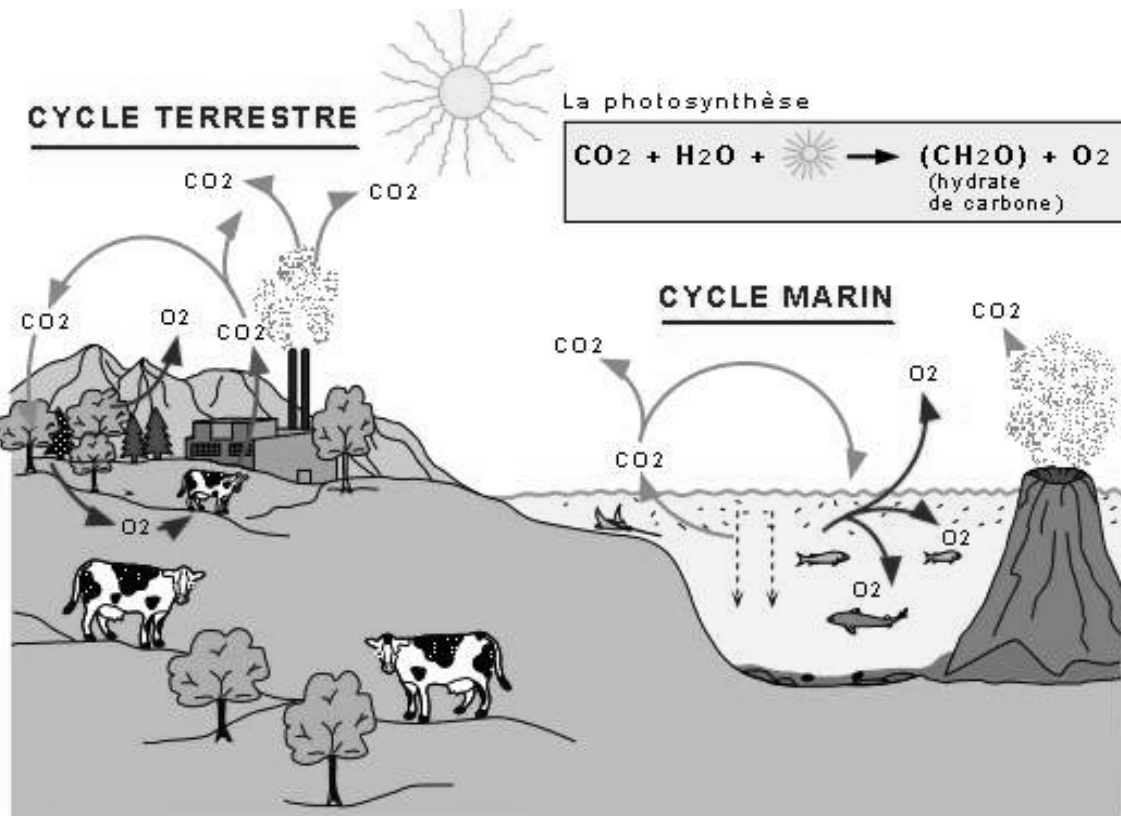


Figure 4-1 : Cycle global du carbone simplifié (<http://terre.haplosciences.com/cyclecarbone.html>)

Toutefois quel que soit le cycle considéré, les équilibres existant sont rompus à la mort des organismes végétaux ou animaux et le système se ferme. La quantité de ¹⁴C présente dans l'organisme sera alors fonction du temps d'immobilisation, instant à partir duquel l'échantillon est préservé de tout apport postérieur de carbone (système clos). Il est alors possible, grâce à la mesure de l'activité ¹⁴C résiduelle, de dater tout échantillon contenant du carbone par simple application de la loi générale de la radioactivité:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{avec } A : \text{activité du } ^{14}\text{C} \text{ mesurée}$$

A_0 : activité du ¹⁴C naturelle en 1950

λ : constante de désintégration du ¹⁴C ($\approx 1,2 \cdot 10^{-4}$)

t : temps écoulé depuis la fermeture du système

Certains échantillons terrestres peuvent subir une pollution (apport de carbone plus récent ou plus ancien) liée par exemple à la présence de racines ou d'une nappe. Ces pollutions nécessitent donc un pré-traitement de chaque échantillon analysé. Ce pré-traitement ainsi que les méthodes de datations sont présentés dans le paragraphe suivant.

4.3. Matériel et Méthodes

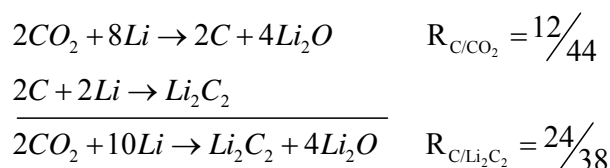
Au cours de la thèse, 22 échantillons prélevés sur plusieurs sondages accomplis dans le Marais Vernier ont été analysés. Ils correspondent tous à des dépôts tourbeux, dont vingt furent prélevés à la base et deux furent prélevés au sein de dépôts tourbeux.

Pour déterminer un âge ^{14}C , un traitement préalable de l'échantillon fut nécessaire pour enlever toute forme de pollution qui pourrait le rajeunir ou le vieillir. Chaque échantillon a subi un traitement de type Acide - Base - Acide. La première étape consiste à ajouter quelques ml d'une solution d'HCl à 10 % à l'échantillon afin de dissoudre les éventuels carbonates présents dans celui-ci. Les carbonates constituent un autre stock de carbone pouvant polluer la matière organique et altérer la datation. Cette étape permet donc de dater uniquement le stock de carbone lié à la matière organique. La seconde étape consiste à ajouter quelques ml d'une solution de NaOH à 0,1 mol pour retirer les acides humiques présents dans la matière organique. Les acides humiques peuvent rajeunir l'âge de l'échantillon. Au cours de cette seconde étape, la soude va également piéger le CO_2 de l'air ambiant sous forme de carbonates altérant ainsi l'âge de l'échantillon. La dernière étape du traitement vise donc à dissoudre ces carbonates nouvellement formés à l'aide à nouveau de quelques ml d'HCl à 10 %. Après chacune de ces étapes, l'échantillon est au préalable soigneusement rincé, à l'aide d'eau déminéralisée, pour enlever toutes traces acides ou basiques présentes avant tout nouveau traitement. Après la dernière étape de cette préparation, l'échantillon est placé sous étuve à 100°C environ afin d'éliminer l'eau présente. Une fois l'échantillon séché, il est finement broyé. Après ces divers traitements, les grandes quantités de matériel ($\geq 2\text{ g}$; soit 18 échantillons) ont été analysées par scintillation au laboratoire LOCEAN (Paris VI) dans le cadre d'un stage. Les faibles quantités de matériel ($\leq 2\text{ g}$; soit 4 échantillons) ont été envoyées au laboratoire de Poznan en Pologne pour une analyse par AMS (« *Accelerator Mass Spectrometry* »). Cette méthode permet en effet de travailler sur des quantités de carbone infime ($\approx 1\text{ mg}$). Néanmoins le coût élevé de cette méthode constitue un handicap à l'analyse en série d'échantillons.

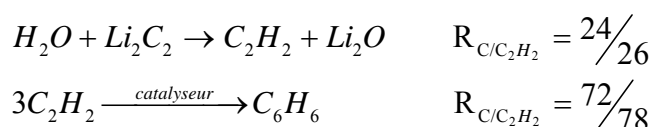
- ***Méthode par scintillation (Paris, France)***

Cette méthode compte le nombre de désintégrations par minute pour un échantillon donné. L'activité du carbone étant très faible (Karlén *et al.*, 1966), il est nécessaire de travailler sur un composé riche en atome de carbone, comme le benzène, pour accroître le nombre de désintégrations par minute mesuré. La synthèse du benzène à partir de l'échantillon précédemment broyé se fait en plusieurs phases. L'échantillon finement broyé est placé initialement dans un four avec une masse équivalente de

lithium. L'ensemble est chauffé à 650°C pendant environ 5 heures afin de produire un carbure de lithium suivant la réaction suivante (R indique la masse moléculaire en carbone présente par rapport au composé) :



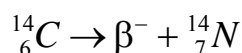
Après un refroidissement lent, de l'eau est ensuite ajoutée au carbure de lithium froid afin de synthétiser de l'acétylène (deuxième pas vers le benzène). Une fois extrait de l'échantillon, l'acétylène est mis en contact avec un catalyseur chaud (60°C). Ce dernier composé de silicate d'alumine et de chrome (0,1%) a été préalablement chauffé à 300°C pour enlever toute trace d'eau. Le chrome amorce alors la synthèse du benzène recueilli ensuite pour analyse.



La quantité de benzène obtenue est ensuite pesée. En effet, les mesures s'effectuent sur une masse constante de 2 g de benzène. Au benzène synthétisé sont ajoutés deux scintillateurs, dans les proportions de 6 mg pour chaque, et quelques ml de benzène « mort » (plus aucune activité radioactive) si nécessaire pour atteindre les 2 g requis pour l'analyse. Le benzène obtenu est ensuite placé dans le scintillateur avec deux autres échantillons de benzène: l'un provenant du CO₂ atmosphérique ante 1950 et l'autre provenant du pétrole (benzène « mort »). Le premier sert de blanc pour la mesure et le second permet de définir le bruit de fond produit par l'appareillage. Le scintillateur compte alors le nombre de scintillations par minute (activité ¹⁴C échantillon et bruit de fond mélangé) par pas de temps de 100 minutes pendant au moins 48h (durée variable en fonction de la quantité de benzène obtenue).

▪ **Méthode par AMS (Accelerator Mass Spectrometry, Poznan, Pologne)**

Contrairement à la scintillation, la mesure par AMS permet de dénombrer directement la quantité d'atomes de carbone présents dans l'échantillon. L'analyse ne s'effectue pas sur le même composé que par la méthode par scintillation. Le carbone présent dans l'échantillon est récupéré sous la forme CO₂. Ce CO₂ subit ensuite une graphitisation. C'est à partir de ce graphite que s'effectue l'analyse par spectrométrie. Le graphite est bombardé par un faisceau d'ions, qui vont déstabiliser le carbone 14. Ce dernier donne alors de l'azote en libérant un émetteur radioactif β⁻ selon la réaction suivante :



L'appareil quantifie alors cet émetteur et traduit ainsi le nombre d'atomes de carbone 14 présents.

$$\text{Loi de Poisson } \frac{\sqrt{n_e + n_b}}{n_e + n_b} = x \%$$

avec n_e : nombre de désintégrations (atomes de carbone)
comptés pour un échantillon

n_b : nombre de désintégrations attribuées au bruit

1 % \leftrightarrow 80 ans ^{14}C (erreur sur la mesure)

Chaque méthode permet d'obtenir une mesure de l'activité naturelle du carbone 14 utilisée ensuite pour déterminer l'âge de l'échantillon étudié. Toutefois, il existe également un intervalle d'erreur sur la mesure pour chaque échantillon. Cet intervalle d'erreur suit la loi de Poisson et dépend du nombre de désintégrations ou d'atomes de carbone comptés par rapport au bruit de fond. Toute datation doit ainsi comprendre la mesure et l'erreur sur la mesure ($\text{xxxx} \pm \text{xx ans } ^{14}\text{C}$).

4.4. Résultats

Les résultats présentés ici concernent principalement les mesures par scintillation pour lesquelles j'ai effectué les préparations (Figure 4-2 ; Tableau 4-1). Le Tableau 4-1 comprend les principales informations obtenues pour chaque échantillon au cours des mesures. La comparaison entre la masse de benzène synthétisé et celle de l'échantillon séché indique une quantité de carbone comprise entre 15 et 37 %. Cette valeur dépend de la quantité de carbone présent initialement dans l'échantillon mais également des pertes éventuelles lors de la synthèse. Certains échantillons ont fait l'objet d'une analyse élémentaire CHNS à l'IRCOF (Université de Rouen) permettant ainsi de définir la quantité de carbone organique total d'un échantillon. Les résultats obtenus pour 2 échantillons indiquent que le rendement de la synthèse est inférieure à 100 %. Les âges obtenus pour les échantillons traités varient entre 7730 ± 50 à 3670 ± 50 ans ^{14}C . L'erreur sur la mesure est inférieure à 100 ans ^{14}C , les plus grandes valeurs ont été rencontrées pour les plus faibles quantités de benzène produites ou pour les échantillons les plus vieux. Le temps de comptage fut allongé pour ces échantillons afin de diminuer cette erreur.

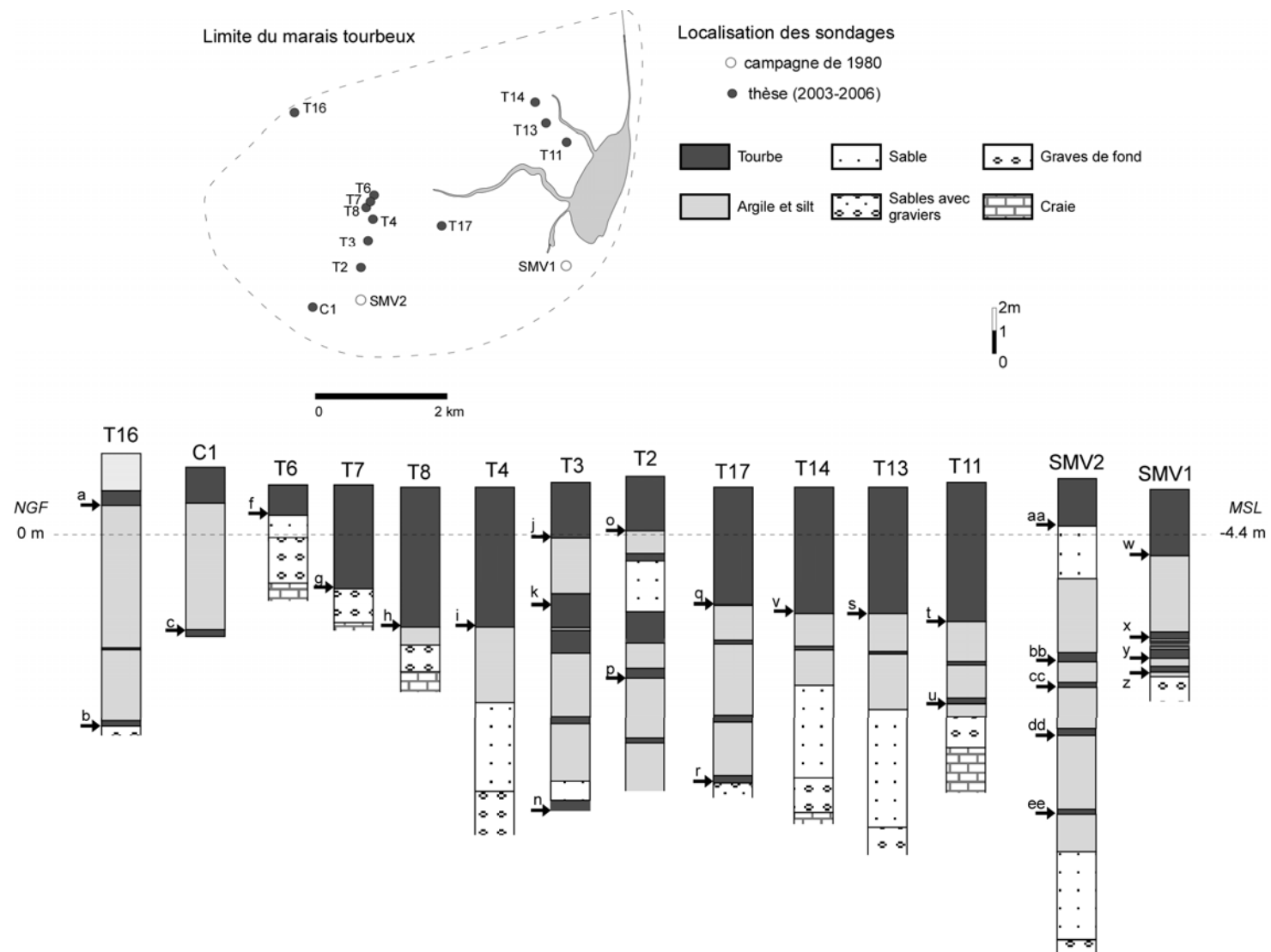


Figure 4-2 : Localisation et description des sondages du Marais Vernier dont les niveaux tourbeux ont fait l'objet de datations par le ^{14}C (méthode par scintillation).

Tableau 4-1 : Mesures réalisées par scintillation.

Code labo	Nom échantillon	Masse échantillon brute	Masse lithium	Masse benzène obtenue	Quantité de carbone (%)	Carbone organique total (%)	Age (ans ^{14}C)	
Pa2418	T16 a	2,7	3	0,80	29		3670 ± 50	
Pa2383	T16 b	3,3	3,5	0,72	21		7375 ± 65	
Pa2414	C1 c	2,2	3,5	0,50	23		5195 ± 70	
Pa2373	T6 f	3,7	4	1,36	37		4910 ± 40	
Pa2415	T7 g	1,9	3	0,45	30		5690 ± 65	
Pa2374	T8 h	2,8	3	0,65	23	32,55	6435 ± 65	
Pa2380	T4 i	4,1	4	0,99	27		5535 ± 50	
Pa2420	T3 j	4,1	4,6				4070 ± 40	
Pa2378	T3 k	5	5	1,25	25		4715 ± 41	
Pa2386	T3 n	4,1	4,2	1,51	36		7730 ± 50	
Pa2401	T2 o	4	4	0,82	21		4620 ± 55	
Pa2416	T2 p	6	6,1	0,94	16		6680 ± 95	
Pa2382	T17 q	2,7	2,7	0,40	15		6130 ± 88	
Pa2402	T17 r	3,3	3	0,82	27		7610 ± 70	
Pa2403	T14 v	3,4	3,5	0,64	19		5120 ± 65	
Pa2381	T13 s	2,8	2,8	0,42	15		5230 ± 85	
Pa2385	T11 t	3,1	3,2	1,06	33	42,24	5605 ± 35	
Pa2421	T11 u	7	7				6900 ± 35	
3568	SMV2 aa							3900 ± 200
3538	SMV2 bb							5500 ± 200
3495	SMV2 cc							6105 ± 100
	SMV2 dd							6555 ± 100
3460	SMV2 ee							7630 ± 160
3375	SMV1 w							3900 ± 120
3166	SMV1 x							4280 ± 250
3146	SMV1 y							5445 ± 120
3151	SMV1 z							6090 ± 120

Anciennes datations réalisées
sur les dépôts tourbeux du Marais Vernier

4.5. Discussion

En théorie, l'application de la loi de désintégration radioactive présuppose: (1) un taux de production de carbone 14 constant au cours du temps accessible à la méthode (50 000 ans B.P.) ; (2) une bonne homogénéisation du réservoir et un équilibre entre la production cosmique et la décroissance radioactive du carbone 14 atmosphérique ; (3) la connaissance du fractionnement isotopique qui accompagne les réactions du cycle du carbone.

(1) Dès les années 60, de nombreux auteurs se rendent compte que les âges déterminés par la méthode du carbone 14 sont plus jeunes que leurs âges réels (Olsson et Blake, 1961-1962; Säve-Söderbergh et Olsson, 1970). Ils mettent ces écarts en relation avec des variations séculaires du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. En effet, le carbone 14 résulte de la collision du rayonnement cosmique avec les particules de l'atmosphère terrestre. Or, les particules chargées issues de ces rayons cosmiques,

comme les protons responsables de la production de carbone 14, sont déviées dans l'atmosphère terrestre sous l'action du champ magnétique terrestre (selon la loi de Lorentz). En conséquence, sous l'action d'un fort champ magnétique, la production de carbone 14 sera moindre et inversement. Cette production dépend également de l'activité solaire (van Geel *et al.*, 2003). En conséquence la concentration en carbone 14 varie au cours du temps.

- (2) Le cycle marin du carbone montre qu'il n'existe pas une bonne homogénéisation du réservoir de carbone 14 à l'échelle globale. Le réservoir marin « profond » n'est en effet pas en équilibre avec le réservoir marin « superficiel » et atmosphérique. En règle général, l'âge réservoir correspond à la différence entre les âges ^{14}C d'un échantillon terrestre et du réservoir en question ayant évolué en même temps (Stuiver et Kra, 1986).
- (3) Au cours d'une réaction chimique, qu'elle corresponde à un échange isotopique, à un processus physico-chimique d'ordre cinétique ou à un changement d'état, les isotopes lourds réagissent moins vite que les isotopes légers générant un fractionnement isotopique. Par exemple, les végétaux assimilent préférentiellement au cours de la photosynthèse le carbone 12 de l'atmosphère plus léger que le carbone 13 (O'Leary, 1981). Ce fractionnement est différent d'un mode d'assimilation du carbone à l'autre (Schidlowski, 1995), ce qui par exemple ne permet pas de comparer directement les mesures physiques (âge ^{14}C) d'un échantillon terrestre (tourbe) et d'un échantillon marin (coquille d'organisme marin).

Bien que les conditions ne soient pas remplies, nous utilisons encore de nos jours la méthode de datation par le carbone 14. En effet, depuis ces différents constats de nombreux travaux se sont intéressés à ces aspects et ont apporté des éléments de réponse permettant l'application de cette méthode.

▪ **Correction et calibration des âges ^{14}C**

Pour répondre aux deux derniers points, des corrections ont été proposées. Ces dernières permettent de donner l'âge ^{14}C réel d'un échantillon quel que soit l'effet réservoir ou le fractionnement isotopique. Pour cela, de nombreuses études ont permis d'obtenir des valeurs correctives en fonction du matériel étudié ou des eaux d'échantillonnage.

Un échantillon daté est généralement normalisé par rapport au bois dont le $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$, or les coquilles marines ont un $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ (Tableau 4-2). Cette différence conduit à rajeunir un échantillon de coquille de 400 ans environ. Pour corriger les âges ^{14}C d'un fractionnement isotopique, il est donc important de connaître le $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon étudié. Celui-ci est déterminé grâce à un spectromètre de masse. De nombreux travaux ont permis d'identifier des ordres de grandeur de ce $\delta^{13}\text{C}$ pour certains types de dépôt datés (Tableau 4-2). La mesure physique obtenue est ensuite normalisée par rapport au $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon pour ne pas sur- ou sous-estimer l'âge réel.

Tableau 4-2 : Quelques exemples de $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de différents matériaux (Polach, 1976; Stuiver et Polach, 1977).

Nature du matériel	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
HCO_3^- marin	1 ± 1
CO_3^{2-} marin	0 ± 1
Organismes marins	~ 0 à -15 ± 2
CO_3^{2-} des sols	-5 ± 2
Mil	-10 ± 2
HCO_3^- eaux douces	-12 ± 2
Bois fossile, charbon	-24 ± 2
Bois récent, charbon	-25 ± 2
Tourbe, humus	-27 ± 3

Tableau 4-3 : Quelques exemples du vieillissement produit par l'effet réservoir (ΔR) en différents points du globe.

Site étudié	ΔR ($\pm \Delta R$ erreur)
Côte norvégienne (Mangerud, 1972)	440 ans ^{14}C
Spitsberg (Mangerud, 1972)	510 ans ^{14}C
L'île Ellesmere (Mangerud, 1972)	750 ans ^{14}C
Mer de Bering (Dumond et Griffin, 2002)	450 à 750 ans ^{14}C
Mer Méditerranée (Siani <i>et al.</i> , 2000)	390 ± 85 ans ^{14}C
Mer Noire (Siani <i>et al.</i> , 2000)	415 ± 90 ans ^{14}C
Mer Rouge (Siani <i>et al.</i> , 2000)	440 ± 40 ans ^{14}C
Mer d'Islande (Eiriksson <i>et al.</i> , 2004)	450 ans ^{14}C
Ile de Cocos, Océan Indien (Hua <i>et al.</i> , 2004)	64 ± 15 ans B.P.
Mer de la Manche (Harkness, 1983)	243 ± 57 ans ^{14}C

Pour corriger les âges ^{14}C d'un effet réservoir, il est nécessaire de connaître le vieillissement engendré par les eaux étudiées (Tableau 4-3). Pour cela, il faut comparer l'âge réel (équivalent terrestre ou prélèvement à une date connue) et l'âge ^{14}C des organismes marins, lagunaires ou lacustres présents dans les eaux étudiées. En effet, les lacs et lagons peuvent également présenter un effet réservoir (Zoppi *et al.*, 2001; Moreton *et al.*, 2004).

Les concentrations en ^{14}C n'étant pas constantes au cours du temps, il est impossible de transcrire un âge ^{14}C directement en un âge calendaire. Pour réaliser cette opération, il est nécessaire de connaître l'évolution de la concentration atmosphérique en ^{14}C au cours du temps. Dès la fin des années 60, des études furent entreprises dans ce sens (Ferguson, 1968). Cet auteur a pu extraire des cernes des Bristlecone *Pinus* aux USA une valeur annuelle de concentration en ^{14}C . Ces travaux basés sur la dendrochronologie ont ainsi permis de calibrer les concentrations en ^{14}C pour les 12 000 dernières années calendaires (Reimer *et al.*, 2004). En effet, la dendrochronologie est limitée par le nombre d'enregistrements accessibles. Or, la période radioactive du carbone 14 permet de dater des échantillons pouvant atteindre 50 000 ans environ. D'autres méthodes basées sur l'étude de varves (Goslar *et al.*, 2000a; Kitagawa et van der Plicht, 2000; Schramm *et al.*, 2000), de spéléothèmes (Goslar *et al.*, 2000b; Beck *et al.*, 2001), de lamines observées dans la carotte de glace du Groenland (Voelker *et al.*, 2000; Hughen *et al.*, 2004a) et de coraux (Yokoyama *et al.*, 2000; Chiu *et al.*, 2005; Fairbanks *et al.*, 2005), ont permis d'étendre la chronologie jusqu'aux 50 000 dernières années calendaires. L'ensemble de ces travaux permet de proposer une courbe de calibration en fonction du temps pour le carbone 14 (Figure 4-3). Cette courbe est intégrée dans des logiciels largement diffusés (e.g. Calib de Stuiver et Reimer, 1993 <http://calib.qub.ac.uk/calib/> et Oxcal de Bronk Ramsey, 1995 <http://c14.arch.ox.ac.uk/>) pour permettre à tout utilisateur de passer de la mesure physique (âge ^{14}C) à un âge calendaire (cal BP ou cal BC/AD). Ces logiciels prennent également en compte la différence entre le réservoir terrestre et marin et proposent ainsi plusieurs types de courbes de calibration : IntCal04 pour le réservoir terrestre (Reimer *et al.*, 2004) ; Marine04 pour le réservoir marin (Hughen *et al.*, 2004b). La courbe Marine04 permet donc de corriger et calibrer un échantillon d'origine marine. En effet, cette courbe tient compte de l'âge réservoir, qui par défaut dans les logiciels est assimilé à 400 ans. Or, les âges réservoirs (Tableau 4-2) oscillent autour de cette valeur sans y être toujours égale. Il est toutefois possible de spécifier dans ces logiciels ces différences, en indiquant les corrections à appliquer (ΔR et ΔR_{erreur}) pour le site étudié avant la calibration.

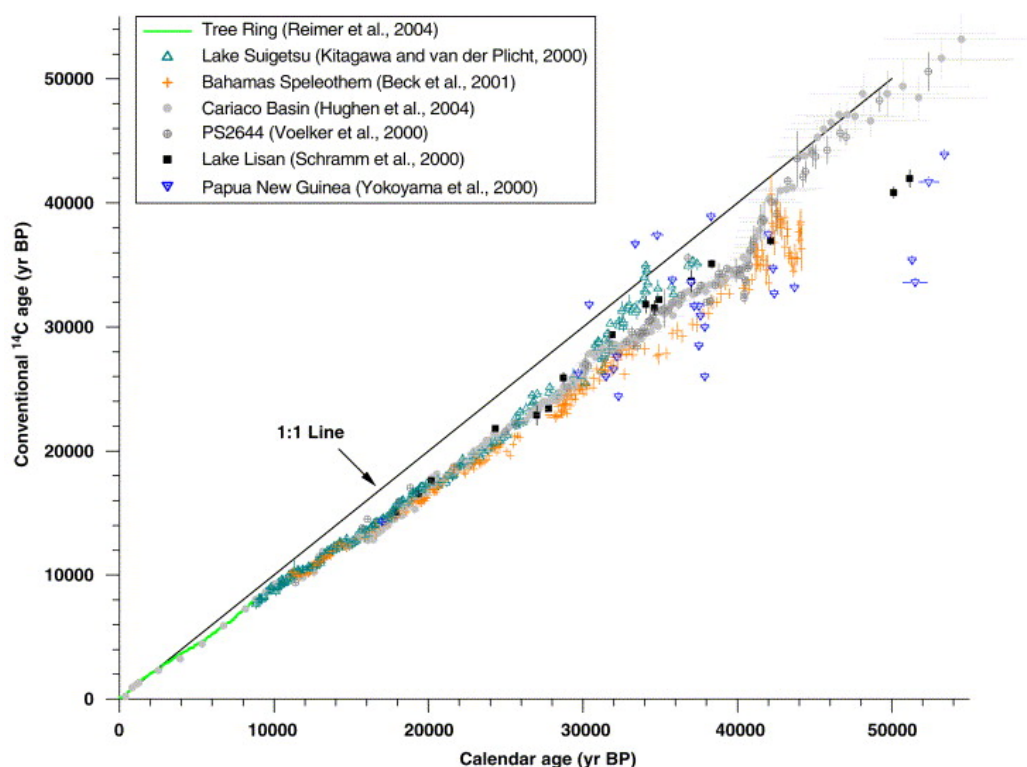


Figure 4-3 : Courbe de calibration du ^{14}C déterminée d'après les cernes des arbres, les coraux, les varves, les spéléothèmes et la carotte GISP2 du Groenland (Fairbanks *et al.*, 2005)

▪ *Distribution de probabilité*

Les logiciels de calibration précédemment présentés permettent de définir, à partir d'un âge ^{14}C présentant une distribution gaussienne, un âge calendaire correspondant à une distribution de probabilité pouvant être gaussienne ou aléatoire (Figure 4-4).

Ces distributions de probabilité indiquent des valeurs maximales (forte probabilité que la date soit dans cet intervalle) et minimales (faible probabilité que la date soit dans cette intervalle).

Les logiciels de calibration, comme Oxcal, permettent alors de comparer des distributions de probabilité les unes par rapport aux autres par le biais d'opérations mathématiques (addition, combinaison). Ces opérations peuvent être notamment utilisées lorsqu'une série de plusieurs datations indique des âges ^{14}C proches pour indiquer l'intervalle le plus probable au sein de toutes ces dates. Par exemple, dans le cas des deux datations de la Figure 4-4, les âges ^{14}C sont proches : 6090 ± 120 et 6105 ± 100 ans ^{14}C . Ces deux datations donnent respectivement des intervalles (2σ) de 7300 - 6650 ans cal BP et 7250 - 6700 ans cal BP, ces derniers se chevauchent laissant indiquer un changement lithologique commun. L'addition des distributions indique un intervalle de 7300 - 6650 ans cal BP (intervalle maximum couvert par les deux âges calibrés ; Figure 4-5). La combinaison des distributions indique un intervalle de 7180 - 6750 ans cal BP (intervalle le plus probable et commun aux deux datations ; Figure 4-5).

Ces méthodes permettent d'affiner la chronologie absolue définie par la méthode de datation ^{14}C .

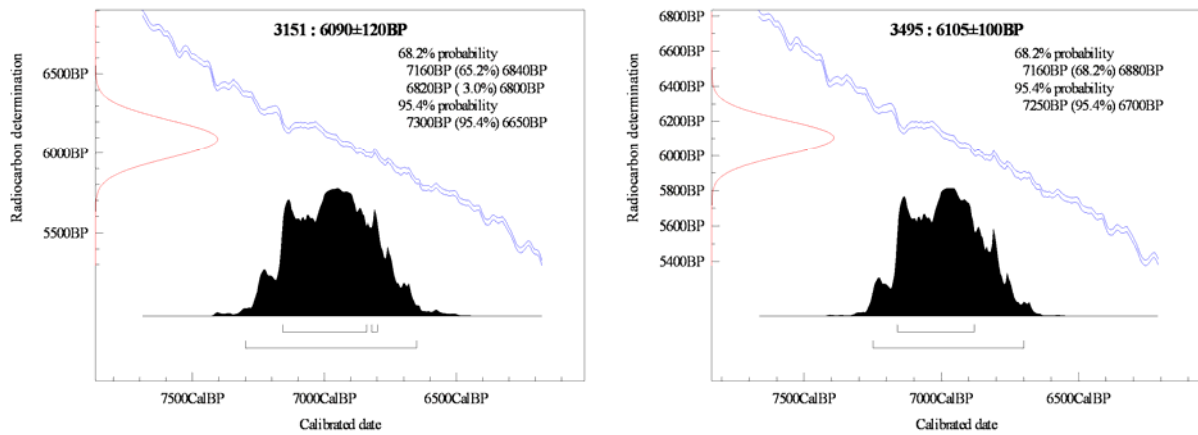


Figure 4-4 : Exemples de distribution de probabilité pour deux datations réalisées dans le Marais Vernier.

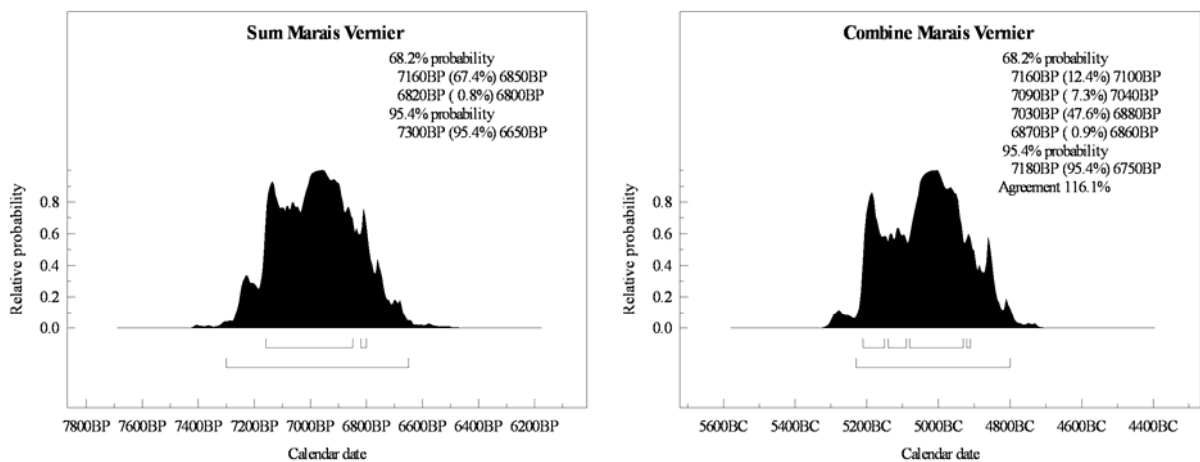


Figure 4-5 : Exemple d'addition et de combinaison de distribution de probabilité pour les deux datations de la figure précédente.

▪ **cal BP ou BC ?**

Les logiciels Oxcal et Calib permettent de calibrer un âge ^{14}C selon deux modes : le premier exprimé en années cal BP correspond à une calibration de l'âge ^{14}C en fonction de l'année de référence 1950 ; le second exprimé en années cal BC/AD correspond à une calibration de l'âge ^{14}C en fonction de l'an 0 (avant ou après J.C.). Ces deux modes de calibration sont utilisés (Arnaud *et al.*, 2005; Johnstone *et al.*, 2006). Le 1^{er} mode de calibration est généralement utilisé pour décrire des évolutions à long-terme au cours de l'Holocène (Baeteman *et al.*, 1999; Kalis *et al.*, 2003; Macklin et Lewin, 2003). Le 2nd mode de calibration est plus généralement utilisé par les archéologues car il fait référence à notre calendrier, aux civilisations et évènements historiques connus (Macklin, 1999; Magyari *et al.*, 2001; Behre, 2004).

Dans la suite de ce travail, les âges seront exprimés selon les deux modes de calibration. Les âges seront exprimés en années cal BP, lorsqu'ils seront utilisés pour décrire des évolutions à long-terme (évolution des paramètres forçant ou des environnements de dépôt au cours du temps). Les âges seront exprimés en années cal BC/AD, lorsqu'ils feront référence aux paysages, ces derniers ayant été

largement façonnés par les activités humaines dans les périodes récentes. Des âges en années cal BP sont utilisés jusqu'à la partie 3 du mémoire. Des âges en années cal BC/AD sont ensuite utilisés. Néanmoins, en annexe sont répertoriées toutes les dates utilisées dans ce mémoire et obtenues dans la Basse Vallée de Seine et la Baie de Seine depuis une quarantaine d'années. Elles sont exprimées en âge ^{14}C , en années cal BP et années cal BC/AD.

N.B. : avant 1993, chaque échantillon marin était normalisé par rapport au bois ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$). Or les coquilles marines présentent un fractionnement isotopique proche de 0 ‰. La normalisation par rapport au bois induisait donc un rajeunissement de 400 ans pour l'âge ^{14}C obtenu. Quatre cents ans, c'est également l'équivalent de l'effet réservoir qui tend lui à vieillir les échantillons. Pendant très longtemps, le fractionnement isotopique des coquilles fut directement compensé par l'effet réservoir.

$$\text{mesure } ^{14}\text{C} + 400^{(1)} - 400^{(2)} = \text{âge } ^{14}\text{C}$$

avec $400^{(1)}$: normalisation par rapport au $\delta^{13}\text{C}$

$400^{(2)}$: effet réservoir

Toutefois l'effet réservoir n'est pas constant, il diffère selon les mers ou océans du globe d'un paramètre $\pm\Delta R$. L'approximation faite précédemment s'avère donc erronée. Il est donc nécessaire de normaliser les dates ante 1993 par le $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles marines, ajouter 400 ans à l'âge ^{14}C avant une calibration par rapport à la courbe marine.

▪ **Modèle d'âge**

Les auteurs cherchent, en général, à définir pour un site d'étude donné un modèle d'âge précis leur permettant de traduire une accumulation sédimentaire exprimée par rapport à une profondeur en une fonction du temps (*e.g.* Bennett et Fuller, 2002; Blaauw *et al.*, 2004b; Mauquoy *et al.*, 2004). Pour cela, ils multiplient les sources d'informations temporelles, données absolues (âge ^{14}C , événements historiques reconnus et datés) comme relatives (pollens, lamines de glace), et les croisent entre elles afin de contraindre leur cadre chronologique. Ils s'appuient également sur des approches mathématiques pour modéliser au mieux cette échelle chronologique, notamment avec les âges ^{14}C .

La méthode la plus simple est, nous l'avons vu dans le paragraphe « correction et calibration », de traduire l'âge ^{14}C de chaque échantillon individuellement en un âge calendaire réel, à l'aide de la courbe de calibration, puis de les comparer les uns aux autres. L'allure irrégulière de la courbe de calibration induit, pour un échantillon donné, le passage d'une distribution de probabilité gaussienne en âge ^{14}C à une distribution de probabilité irrégulière en âge calendaire, représentant potentiellement un très large intervalle de temps, intervalle d'erreur sur la mesure très grand et/ou plateau dans la courbe de calibration (Figure 4-6 ; van Geel et Mook, 1989). Certains auteurs considèrent alors que l'âge intermédiaire (« midpoint ») de l'intervalle calibrée correspond à l'âge le plus probable, sans toutefois tenir compte de maxima locaux dans la distribution de probabilité (*e.g.* Blaauw *et al.*, 2004a). Ils

relient ensuite ces âges intermédiaires entre eux (interpolation linéaire) et établissent ainsi leur modèle d'âge, finalement très imprécis.

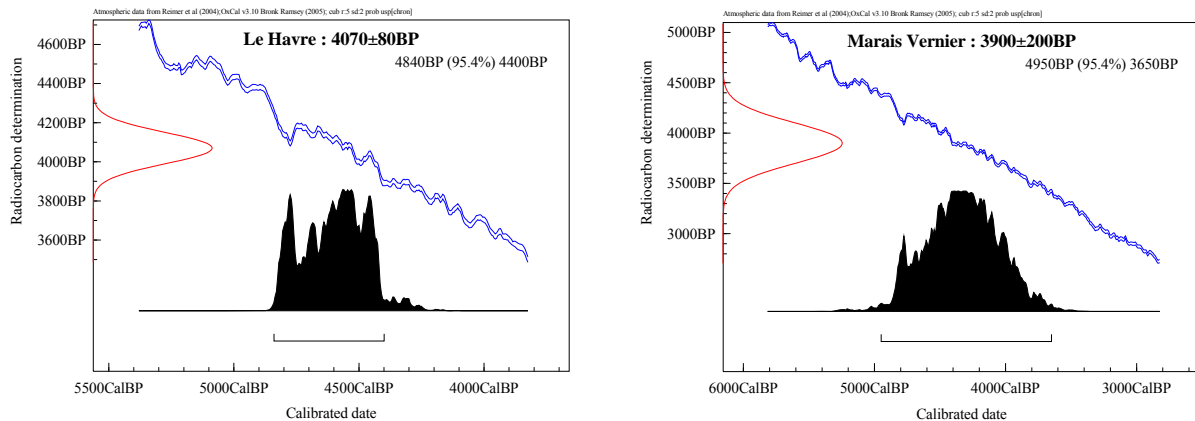


Figure 4-6 : Exemples de calibration de deux échantillons de la Basse Vallée de Seine. L'échantillon du Havre présente une distribution calibrée aléatoire, alors que l'échantillon du Marais Vernier présente une distribution quasi-gaussienne mais très large.

Pour améliorer la précision du modèle d'âge et éviter l'approximation réalisée sur l'âge calendaire, un constat fut réalisé : « les plantes poussant dans les tourbières enregistrent les mêmes fluctuations de la concentration atmosphérique en ^{14}C que les arbres utilisés pour construire la courbe de calibration » (e.g. van Geel et Mook, 1989; Blaauw *et al.*, 2004a). A partir de ce constat, des méthodes de traitement mathématique furent développées (Pearson, 1986; Christen *et al.*, 1995; Blaauw *et al.*, 2004a). Chaque fluctuation de la concentration en ^{14}C (« wiggle ») identifiée sur la courbe de calibration doit également apparaître dans le matériel organique des tourbières : c'est le principe du « wiggle-matching ». Cette méthode vise à traduire les niveaux datés, d'après leur profondeur d'échantillonnage, en âge calendaire selon un modèle de croissance du mileu (linéaire : Blaauw *et al.*, 2003; Blaauw *et al.*, 2004a ; Bayésien : Goslar et Madry, 1998; Bronk Ramsey *et al.*, 2001). Les âges ^{14}C sont tracés avec la courbe de calibration, et en jouant sur les profondeurs des échantillons, les âges ^{14}C sont étendus ou comprimés selon l'axe âge calendaire de sorte que ces âges ^{14}C coïncident le mieux possible avec la courbe de calibration (Figure 4-7 ; Blaauw *et al.*, 2004a).

Dans le cas d'une accumulation considérée linéaire, le traitement numérique est comme suit : (1) attribution d'un âge calendaire à chaque niveau daté de la séquence étudiée en définissant les paramètres α (taux d'accumulation en an.cm^{-1}) et β (ordonnée à l'origine) de l'équation « âge calendaire = α * profondeur + β » ; (2) comparaison entre l'âge ^{14}C de chaque échantillon et l'âge ^{14}C issu de la courbe de calibration et correspondant à l'âge calendaire de ces mêmes échantillons ; (3) identification de la courbe la mieux ajustée par minimisation ou maximisation du produit des probabilités au sein de l'infinité de combinaisons existantes (Figure 4-8 ; Blaauw *et al.*, 2003; Blaauw *et al.*, 2004a).

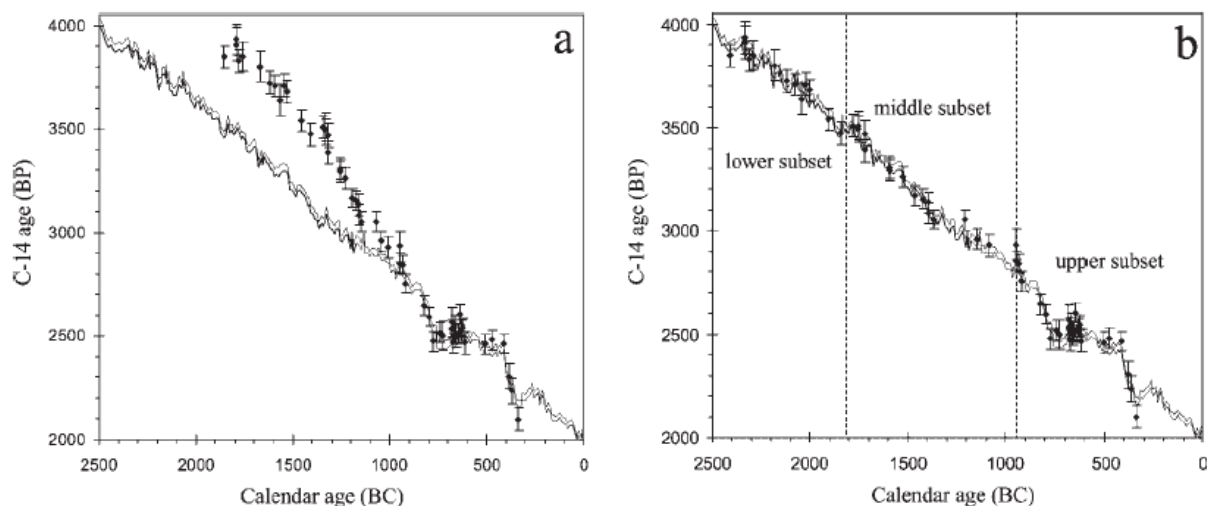


Figure 4-7 : Illustration de la procédure de « wiggle-matching ». Le graphe (a) représente les différents niveaux datés par ^{14}C et la courbe de calibration. Le graphe (b) représente la même série de données après la procédure de « wiggle-matching », les âges ^{14}C ont été ajustés à la courbe de calibration (Blaauw *et al.*, 2004a).

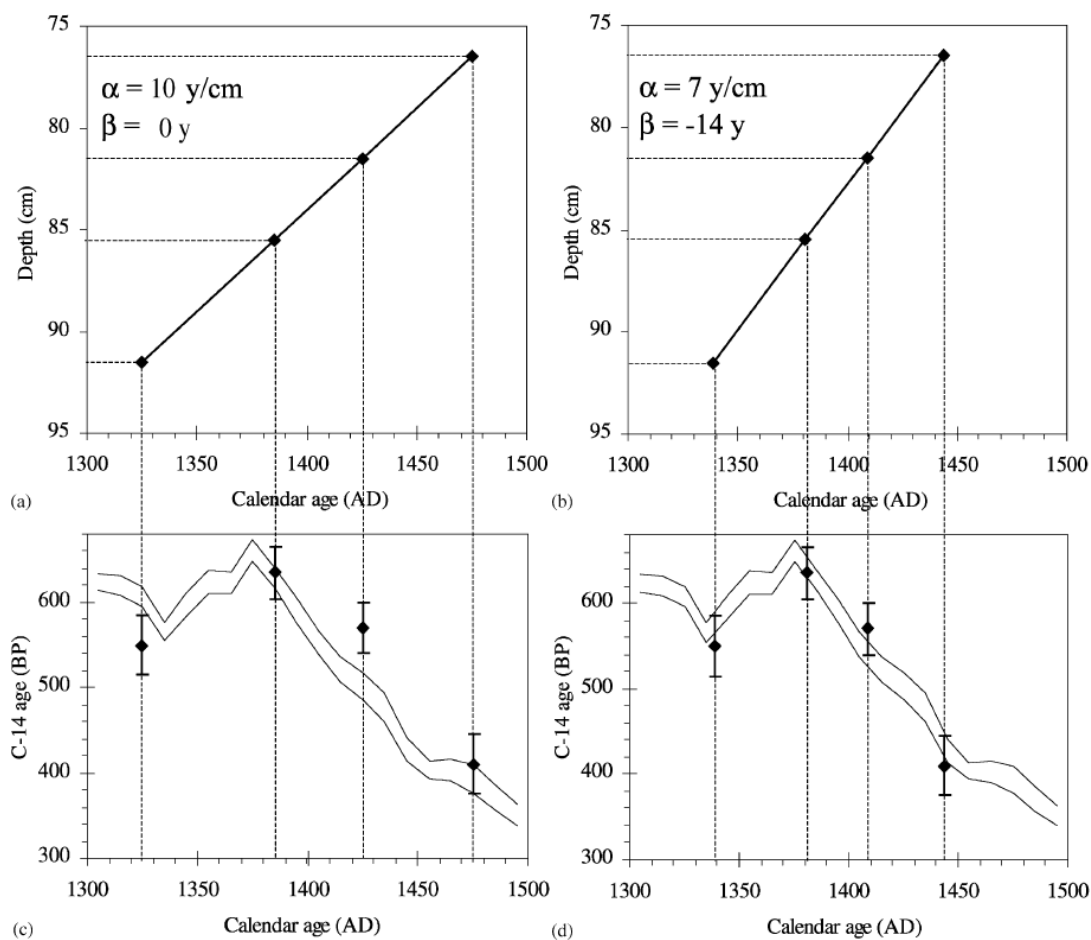


Figure 4-8 : Explication schématique de la procédure numérique de Blaauw *et al.*, 2003; Blaauw *et al.*, 2004a. Des paramètres α et β différents donnent des ajustements différents.

Pour obtenir un bon ajustement, il est nécessaire de réaliser un nombre de datations suffisant (échantillons assez proches les uns des autres et d'épaisseur la plus fine possible) pour pouvoir identifier les « wiggle » qui seront ensuite comparés à la courbe de calibration. Les auteurs utilisent, d'ailleurs, la méthode de datation par AMS pour ce type de travail qui leur permet de dater des échantillons propres (non pollués) quelle que soit leur quantité et d'obtenir un âge souvent plus précis qu'avec la méthode par scintillation.

Ces modèles d'âges sont importants pour définir une échelle chronologique précise à partir de laquelle peuvent être correctement identifiés, par exemple, les effets de changements climatiques reconnus ou l'impact de pratiques humaines circonscrites dans le temps sur la sédimentation du milieu étudié. En effet, les nombreuses fouilles archéologiques réalisées à travers le monde ont permis d'étudier l'évolution des civilisations humaines au cours de la période dite historique. Ces divers travaux donnent des indications, entre autres, sur les pratiques culturelles des civilisations étudiées et sur des mouvements migratoires notables (populations ou savoir-faire). Les nombreux sites de fouille archéologique en région normande ont permis de préciser l'évolution des sociétés humaines dans la région. Une synthèse bibliographique de toutes les informations existantes fut réalisée par D. Sebag dans le cadre de sa thèse (Sebag, 2002) ; les grandes lignes sont reprises ci-après.

4.6. Données archéologiques

4.6.1. Cadre géographique et approches méthodologiques

Pour terminer la section concernant le cadre chronologique, ce paragraphe a pour objectif de décrire l'évolution du peuplement en Basse Vallée de la Seine pendant la plus grande partie de l'Holocène et de présenter les problématiques qui touchent à la connaissance archéologique et historique de l'évolution de l'impact de l'homme sur son environnement. Les données environnementales apportées par l'archéologie et l'histoire seront ainsi synthétisées, permettant d'offrir un panorama du peuplement et des modes d'intervention des hommes sur leur milieu. Cette synthèse est tirée des travaux de thèse de D. Sebag (Sebag, 2002).

Le cadre géographique étudié correspond à celui de la Basse Vallée de Seine, plus particulièrement aux communes situées en aval de la zone d'influence de la marée dynamique (avant le barrage de Poses ; Figure 1-4). Ce cadre comprend des zones situées à la fois en fond de vallée et sur les rebords de plateaux dominants la Seine. Ce domaine est caractérisé par une très large ouverture aussi bien vers la zone maritime que vers l'intérieur du Bassin Parisien. Loin de constituer un obstacle ou une frontière, le fleuve représente un axe de communication privilégié.

Il existe différentes approches méthodologiques à partir desquelles peuvent être décrits le peuplement des sites ou les pratiques agraires des populations ; ces approches vont de la prospection aérienne, de la cartographie des sites répertoriés, de l'archéologie préventive (grands décapages) aux sources historiques. Les prospections aériennes se sont avérées dans la région peu efficaces en raison des

grands domaines forestiers, de l'urbanisation et des contextes alluviaux (inondation de la plaine). A partir des indices de vestiges ont été réalisées des cartes de répartition des sites archéologiques par période (Figure 4-9). Cette approche comporte toutefois ses propres limites. En effet, certaines zones géographiques, telles que la forêt de Brotonne, ont davantage donné lieu à des prospections de surface ; à l'inverse les zones de fond de vallée, souvent recouvertes de limons de débordement récents, s'y prêtent beaucoup moins bien. L'archéologie préventive a permis d'étudier des périodes dont les traces d'occupation sont généralement difficiles à identifier en raison de la rareté des structures, de la mauvaise conservation de la céramique ou de l'absence de silex (âge du Bronze et début de l'âge du Fer, par exemple). Les sources historiques sont réparties de manière inégale dans la région ; le Moyen Age est surtout documenté par la création des abbayes normandes.

4.6.2. Chronologie des occupations humaines

▪ *Les derniers chasseurs-collecteurs : 12000 - 6000 avant JC*

La période de transition climatique qui marque la **fin de la dernière glaciation**, a vu le développement des forêts et coïncide avec la reconquête des plaines du NW de l'Europe par les **groupes à Federmesser** (« petits couteaux très pointus »). Les gisements de Haute-Normandie, souvent situés à proximité de la Seine, témoignent de campements de courte durée sur de vastes parcours de chasse (Fosse *et al.*, 1990).

La **transition Paléolithique/Mésolithique** est relativement mal connue dans le NW de la France, les gisements mésolithiques anciens (*Préboréal*) étant peu nombreux.

Le **Mésolithique** est probablement la période la plus mal connue ; peu de gisements ont livré des informations sur les moyens de subsistance ou sur l'environnement. Les deux seules faunes répertoriées dans la région sont celle d'Acquigny (habitat du Mésolithique moyen ; Bridault, 1990) et celle de Val-de-Reuil dans la seule structure sépulcrale connue pour cette période (Billard *et al.*, 2001). Cette période est marquée par l'abondance des microlithes géométriques, par la diversité des séquences culturelles et par le maintien d'une économie de type chasseurs-cueilleurs, malgré quelques indices controversés de « protoagriculture » (Philibert, 1991). Dans les assemblages lithiques, apparaît dès le Mésolithique moyen un macro-outillage composé essentiellement de pics et dont la fonction n'est pas clairement connue, mais qui pourrait être liée à une activité de creusement, d'abattage d'arbres, voire de travail de la terre. Une matière première de qualité médiocre, souvent ramassée sur le lieu du campement, est employée pour produire des éclats variés, à partir desquels sont fabriqués des outils domestiques (grattoirs, denticulés, burins, perçoirs, lames, couteaux). La diversité des types d'armature peut résulter des différentes activités (chasse, pêche) comme de la diversité des gibiers ou des techniques de chasse.

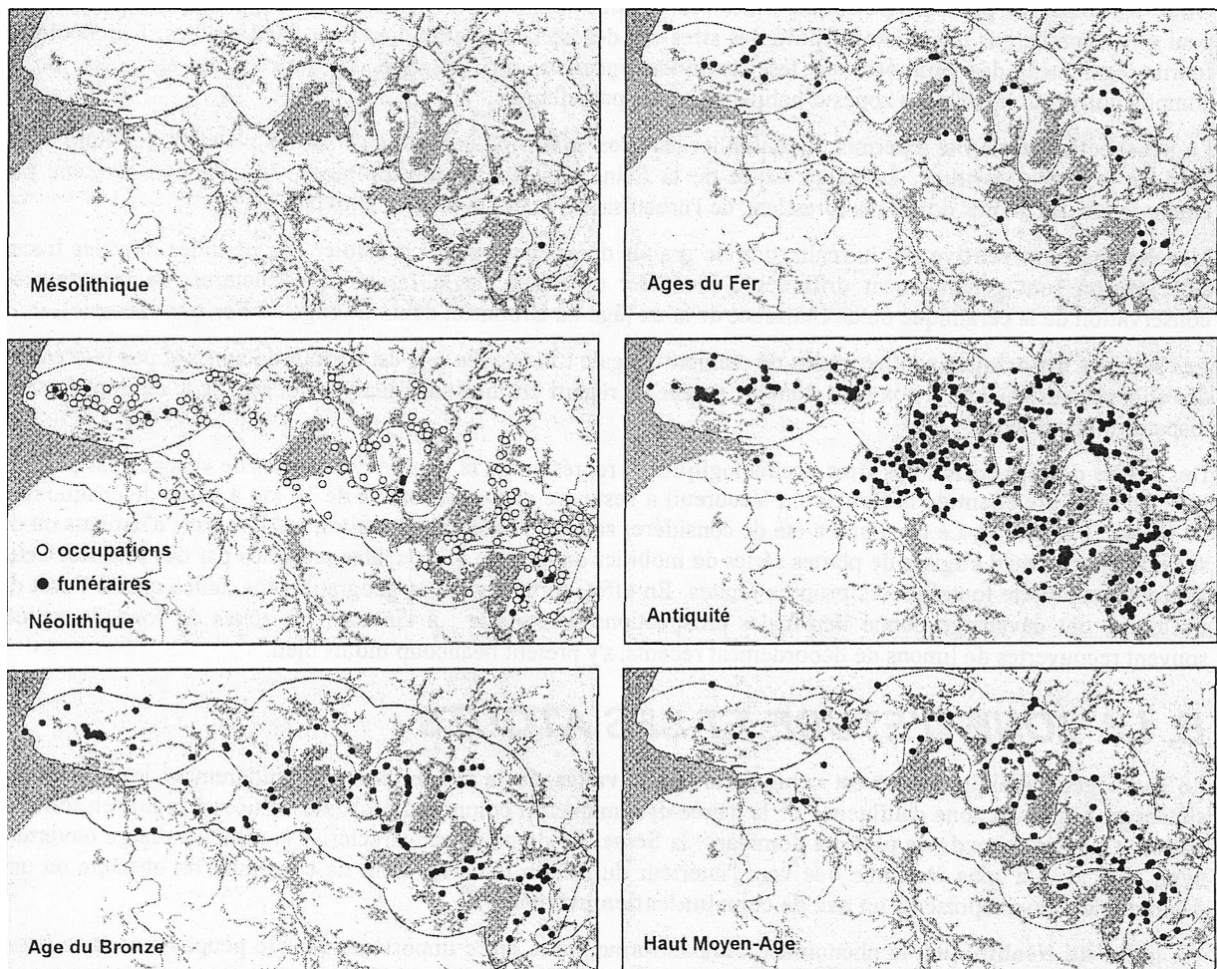


Figure 4-9 : Carte de localisation des principaux sites archéologiques répertoriés par période dans la Basse Vallée de Seine (in Sebag, 2002).

Au cours du **Mésolithique moyen**, apparaît une modification des stratégies d'implantation pouvant être liée à la submersion des sites littoraux, à l'enfouissement des sites de fond de vallées (colmatage des corridors fluviaux) et/ou à la transformation des biotopes liée à la transgression flandrienne. (Chancerel et Paulet-Locard, 1991).

Au cours du **Mésolithique récent**, les territoires sociaux et les caractères stylistiques locaux restent globalement stables. La division du Tardenoisien en deux cultures de part et d'autre de la Seine, ébauchée à la fin du stade moyen, devient manifeste et suggère une augmentation de la population (Rozoy, 1997).

En Normandie, la **fin du Mésolithique** est particulièrement mal documentée. Les seuls éléments de référence se trouvent au Sud de la plaine de Caen (Dietsch, 1995) et dans la vallée de la Somme (Ducrocq, 1989). Il s'agit d'assemblages constitués d'éléments lithiques qui laissent entrevoir le maintien d'un mode de vie basé sur la prédation. Aucune orientation généralisée vers la production alimentaire n'est attestée : ni outils caractéristiques, ni animaux domestiques, ni plantes cultivables, ni déforestation (Rozoy, 1997).

▪ ***La Néolithisation: 6000 - 4000 avant J.C.***

Le **Néolithique est marqué par le développement de l'agriculture et de l'élevage**, qui conduit les groupes humains désormais producteurs à se sédentariser, à bâtir des villages et à exploiter les territoires d'une manière plus durable. L'extension de ce mode de vie à l'Europe occidentale couvre plusieurs millénaires et a pu se produire de deux manières: **par acculturation** (adoption de coutumes et de techniques) ou **par mouvement de population** colonisant de nouvelles terres. La comparaison de données anthropologiques semble indiquer une rupture entre les populations mésolithiques autochtones et les groupes néolithiques, qui apparaissent comme de véritables colons.

Deux courants de colonisation ont été identifiés: (1) le **courant méditerranéen**, suivant les rivages méditerranéen vers l'Ouest, gagne l'Espagne vers 6000 ans BC; (2) le **courant septentrional**, longeant la côte de la mer Noire et la vallée du Danube, n'atteint le Nord de la France et la Belgique qu'à partir de 5000 ans BC. Le premier est qualifié de « cardial » en raison de l'utilisation de cardium pour la décoration de certaines céramiques. L'ère de répartition de ce courant culturel comprend l'Italie du NW, la Provence, le Languedoc-Roussillon, la côte orientale de l'Espagne et celle du Portugal. Le second est qualifié de « danubien », car le Danube sert d'axe de colonisation pour toute l'Europe centrale. Ce second courant se scinde en deux groupes: le premier poursuit sa colonisation au Nord (Allemagne, Belgique); le second, qualifié de « rubané » en référence aux décors céramiques, longe le Rhin au Sud de la Forêt Noire, atteint la Saône, puis gagne le NW de la France en suivant la vallée de la Seine. La Basse Vallée de la Seine semble être la limite occidentale de leur extension géographique.

Les données archéologiques les plus récentes nous permettent d'esquisser un schéma général. Des groupes humains de dimensions importantes (plusieurs centaines d'individus) seraient arrivés du centre du Bassin Parisien dès la phase finale du « **Rubané Récent du Bassin Parisien** » (RRBP; 5200 - 5000 avant J.C.), constituant ainsi des centres primaires de colonisation. Quelques générations plus tard, lors de l'étape finale du « **Villeneuve-Saint-Germain** » (VSG), l'habitat semble nettement plus dispersé (généralement une seule unité d'habitation identifiée) et l'expansion agricole semble prendre la forme de multiples clairières de défrichement.

D'une manière théorique, la **néolithisation** est définie par des critères, plus ou moins indépendants dans leur mise en place, qui se rapportent à **l'économie** (orientation vers l'élevage et/ou l'agriculture), à **l'habitat** (sédentarisation totale ou partielle), ou à **la technologie** (développement de la céramique et des outils agricoles).

▪ ***L'expansion agricole au Néolithique moyen : 4500-3500 avant JC***

Les gisements du **Néolithique moyen** ne sont pas très nombreux dans la Basse Vallée de la Seine. Les vestiges archéologiques sont pour l'essentiel des zones de rejets domestiques et des aménagements de berges (Watte, 1990). L'importance de l'implantation humaine est toutefois confortée par l'existence

de plusieurs sépultures collectives localisées sur la rive droite de l'Eure (Saint-Etienne-du-Vauvray, Louviers). La fin des cultures de tradition rubanée voit le retour à un macro-outillage qui semblait avoir été abandonné à la fin du Mésolithique. Les pics et les tranchets apparaissent dès la fin du VSG pour constituer une partie du fonds commun de l'outillage lithique jusqu'à la fin du Néolithique. Cet aspect de l'outillage est tellement marqué dans notre région, qu'il a servi à définir un faciès culturel : le Campignien. La production à grande échelle commence à partir d'ateliers spécialisés installés sur des gisements minéraux (silex, dolérites).

La fonction des outils néolithiques permet de préciser l'évolution des pratiques agraires (Allard et collaborateurs, 2001). Le Néolithique moyen semble ainsi caractérisé par une adaptation plus complète des groupes humains à leurs environnements et en particulier aux deux types de milieux rencontrés, les milieux boisés et les milieux humides. Ceci se marque par une adaptation de l'outillage qui prend en compte l'omniprésence des zones boisées, une adaptation du troupeau à ce milieu (augmentation du porc), une augmentation de la part de la chasse dans la consommation animale, et enfin, une adaptation économique au travers d'une possible spécialisation des sites en fonction des potentialités du milieu.

▪ ***Le Néolithique récent : vers un espace totalement anthropisé?***

Au cours du **Néolithique final (3500-2400 avant JC)**, les premières communautés d'agriculteurs-éleveurs s'implantent en Haute-Normandie. Le phénomène le plus marquant pour cette période est la **multiplication de monuments funéraires** le long de la vallée de la Seine. Ces allées sépulcrales (Mauny et Bardouville en Seine-Maritime, et Val-de-Reuil, Portejoie, Léry, Pinterville, Saint-Marcel et Saint-Just dans l'Eure) sont des caveaux ayant servi longtemps et pouvant contenir plus d'une centaine d'individus. L'état sanitaire de la population est excellent et on estime généralement que le régime démographique en vigueur est proche de celui de l'ancien régime. Autant d'arguments qui ont amené bon nombre de paléodémographes à rapprocher la densité de population du Néolithique final de celle du milieu du Moyen Age. Les formes d'habitat sont mal connues : la plupart des gisements est représentée par des niveaux d'occupation sans implantation de bâtiments. Les contextes les plus favorables pour la conservation de tels sites sont les zones soumises à des dépôts de limons de débordement et les bas de pente (Saint-Wandrille-Rançon). L'introduction de la métallurgie semble très progressive, mais n'a eu probablement d'impact sur l'environnement qu'à partir d'une généralisation de l'outillage en cuivre avec la culture des gobelets campaniformes. D'autres innovations semblent faire leur apparition à la fin du Néolithique en Europe occidentale : c'est le cas de l'araire, de la roue et du chariot. La domestication du cheval intervient également probablement à cette époque, mais les données manquent encore.

▪ ***Le complexe campaniforme : un certain dynamisme économique***

L'impact de la civilisation campaniforme (**2400 -1000 avant JC**, du néolithique au début de l'âge du Bronze) a été important en Basse Vallée de la Seine et la métallurgie a connu un dynamisme sans commune mesure avec les autres régions du Bassin Parisien. Les sites d'habitat sont, malheureusement, mal connus et ce dynamisme transparaît surtout à partir des nombreux dépôts métalliques découverts depuis plus de deux siècles le long de la vallée de la Seine. Sur le plan de la mise en valeur du sol, l'essentiel des sites d'habitat correspond généralement à des unités d'exploitation simples. En Basse-Normandie, les premières traces de réseau parcellaire font leur apparition dès le Bronze ancien. La position littorale de certains de ces sites et l'utilisation d'engrais marins expliquent peut-être la fixation du paysage.

▪ ***La fin de l'âge du Bronze : développement des sites fortifiés***

De **1000 à 700 avant JC**, la Basse Vallée de la Seine continue à représenter un enjeu important pour la production et les échanges d'objets métalliques. Les liens avec les îles britanniques semblent étroits. Le phénomène des chefferies se développe marqué par **l'apparition de sites fortifiés**.

La Basse Seine est jalonnée de camps s'appuyant généralement sur le rebord des plateaux, surtout sur la rive Nord. Longtemps attribuées à la fin de l'âge du Fer, il apparaît aujourd'hui que ces fortifications comportent fréquemment les traces d'une première fortification édifiée dès le Bronze final. C'est le cas du méandre barré de Jumièges dont le rempart porte le nom de Fossé Saint-Philibert. L'éperon barré du Fort-Harrouard à Sorel-Moussel, dans la vallée de l'Eure, est occupé dès le Néolithique moyen et final, et fonctionne comme centre de production métallurgique du Bronze moyen au Bronze final IIIb. Sur plusieurs camps à talus multiples, on peut aisément émettre l'hypothèse d'une enceinte initiale, de faible superficie (moins d'un hectare), et très largement agrandie par la suite.

Ces fortifications clairement identifiées sur l'ensemble du Bassin Parisien sont le pôle central exerçant le pouvoir militaire et permettant le contrôle économique de la production agricole et métallique sur un large espace. L'espace rural, tel que nous le percevons au travers de l'archéologie, est encore occupé par des fermes isolées, toujours constituées d'une ou deux habitations, quelques greniers ou silos. A l'échelle régionale, ces structures de stockage font là leur apparition pour la première fois. Plus exceptionnellement, les sites agricoles peuvent être ceinturés par une ceinture curviligne.

Le **Bronze final** marque également plusieurs événements, pas toujours datés de manière précise, mais lourds de sens du point de vue de l'impact anthropique : le début des dépôts de limons de débordement dans la Basse Vallée de la Seine (Billard *et al.*, 1994), l'accentuation des colluvionnements de bas de pente et certains phénomènes plus localisés, tels qu'une décalcification de la grave calcaire à Val-de-Reuil « Les Varennes », liée probablement à une exploitation intensive des sols. Dans le Pays de Caux,

cette période marque le début d'une occupation quasi-continue des terroirs et qui verra son apogée à la fin de la Tène (Blancquaert *et al.*, 1996; Defgnee et Munaut, 1996).

▪ ***Du premier âge du Fer à la Tène moyenne : développement d'un réseau de production agricole et contrôle de l'espace agricole***

Dès la **Tène ancienne, soit vers 450 avant JC**, les plateaux sont couverts d'un réseau de fermes dont certaines perdureront jusqu'à la Tène finale. Les établissements agricoles sont constitués d'un système d'enclos parcellaires quadrangulaires, parfois juxtaposés les uns sur les autres et regroupant l'habitat ainsi que les structures de stockage. Les travaux de l'autoroute A29 ont mis en évidence une très forte densité de fermes dans le Pays de Caux. La multiplication de l'outillage en fer (bêche, araire) a permis d'élargir les possibilités d'aménagement du sol et d'en densifier l'utilisation.

▪ ***La Tène finale : apogée économique et contrôle de l'estuaire***

Les implantations agricoles connaissent leur plus forte densité à la Tène finale (150-50 avant JC). Les analyses palynologiques indiquent un paysage très déboisé, à l'exception des haies qui couvrent les talus périphériques à la ferme (Blancquaert *et al.*, 1996). L'autre phénomène corollaire est la mise en place d'un réseau de fossés parcellaires qui prend son origine dès le début de la Tène. Ce réseau d'établissements agricoles rencontré sur les zones de plateau perdure pour partie jusqu'au III^{ème} siècle de notre ère. Le fond de vallée de la Seine a livré également des systèmes complexes d'enclos agricoles à Gaillon, à Val-de-Reuil et à Poses. Le phénomène des grands camps fortifiés (oppida) connaît son paroxysme à cette époque et la plupart des sites jalonnant l'embouchure de la Seine jusqu'à Rouen sont alors occupés. Un important colluvionnement recouvre les niveaux d'occupation, probablement en liaison avec l'érosion agricole.

▪ ***L'époque gallo-romaine : naissance de la ville***

L'époque gallo-romaine (50 avant JC - 500 après JC) voit la généralisation des échanges agricoles à longue distance, qui avaient probablement démarré dès la fin de l'âge du Fer. La production semble toutefois se recentrer autour de grands domaines, dont certains sont des villas au sens classique du terme. La ville marque son empreinte sur la vallée de la Seine puisque Lillebonne et Rouen constituent des centres urbains importants. Les prélèvements de bois sur les secteurs forestiers sont probablement considérables, comme en attestent les travaux d'aménagement des quais de la Seine à Rouen (Lequoy, 1986; Bernard, 1997 et 1998). Les campagnes s'organisent en une « mosaïque » où les bosquets et les arbustes alternent avec les prairies, et quelques cultures, toujours identifiées en céréales (Gonzalez, 1997). Les modèles d'exploitation agricole qui prévalaient à la fin de l'âge du Fer semblent perdurer. Les systèmes parcellaires semblent accompagnés de talus, pas obligatoirement plantés d'arbres. L'évolution générale, observée dans l'ensemble de la moitié nord de la Gaule, peut se résumer en une

déforestation et l'augmentation des cultures céréalières après la conquête romaine, puis un abandon relatif des campagnes à la fin de l'Antiquité (Defgnee et Munaut, 1996).

▪ ***Evolution depuis l'époque gallo-romaine***

L'époque du Moyen-Age voit l'émergence des lieux de culte avec l'édification d'abbayes en Basse Vallée de Seine, comme celle de Pental à proximité du Marais Vernier (Penna, 2003). Les systèmes parcellaires continuent leur évolution. Les abbayes disparaissent lors des invasions vikings. Puis la Basse Vallée de Seine se trouve de nouveau sous le contrôle des moines (évêché de Dol ou abbaye de Jumièges), sous le duché et jusqu'à la révolution. Au cours de cette même période, sous le règne d'Henri IV, sont entrepris des travaux d'assèchements des zones humides. C'est notamment au cours du 17^e siècle que les hollandais ont construit la digue du Marais Vernier et un réseau de drainage sur ce même site (Penna, 2003). L'histoire des zones humides en Basse Vallée de Seine est ainsi ponctuée par la mise en place de projets visant à les assécher dans le but d'accroître la surface des terres cultivables. L'estuaire de Seine a, lui, été très largement modifié depuis la loi d'aménagement de 1846 et les nombreux travaux entrepris dès lors pour sécuriser la navigation. Pour cela, le chenal de la Seine fut calibré par la construction de digues et par une intense activité de dragage (Delsinne, 2005). Au cours du siècle dernier, la Basse Vallée de Seine a connu une urbanisation importante et une expansion des activités agricoles, modifiant profondément les éco-systèmes de la Basse Vallée de Seine.

Cette première partie nous a permis de définir le cadre général de cette étude, à savoir les contextes géographique, hydrodynamique et climatique actuels. La synthèse sur l'évolution cénozoïque de la Seine et de son bassin versant permet d'expliquer la situation géographique de la Basse Vallée de Seine et de décrire les formations sédimentaires composant le bassin versant (compartiment primaire). La Basse Vallée de Seine est géographiquement contrainte par la structure tectonique et le substratum de la région ; tous deux étant un héritage des ères paléozoïque et mésozoïque. Son contexte structural est issu de la réactivation de structures hercyniennes en réponse à la compression des plaques Eurasie et Afrique amorcée à la fin du Mésozoïque. Son substratum se compose : (1) de formations crayeuses d'âge Crétacé supérieur dont la résistance à l'érosion varie avec l'étage ; (2) de formations sablo-marno-calcaires d'âge Crétacé inférieur et Jurassique ; ces dernières n'affleurant qu'à la faveur de flexures. C'est contraint par cet héritage géologique (réseau de failles et résistance à l'érosion des formations sédimentaires) que le cours et le bassin versant de la Seine ont évolué tout au long du Cénozoïque.

Au cours du Cénozoïque, se mettent en place des formations superficielles qui constituent, avec le substratum crayeux mésozoïque, le bassin versant de la Seine. La caractérisation de ces formations superficielles et du substratum crayeux permet de définir des signatures minéralogiques contrastées, identifiables au sein d'accumulations sédimentaires, comme dans le cas du karst (Laignel *et al.*, 2004). Le travail entrepris dans le karst permet d'envisager un travail similaire avec les alluvions modernes de la Seine. Le Cénozoïque est également marqué par l'évolution du cours de la Seine, depuis le cours de la Paléo-Loire-Seine (dont l'âge et la fin sont encore discutés) jusqu'au cours actuel de la Seine caractérisé par un système de terrasses plus ou moins développées et des méandres hypertrophiés dans la Basse Vallée de Seine. Cette géomorphologie est le résultat des oscillations climatiques quaternaires, des fluctuations du niveau marin induites et du soulèvement général du Bassin de Paris. Le tracé du cours de la Seine dans la Basse Vallée de Seine a ainsi évolué par migration latérale lors de chutes du niveau marin inférieures à -70 m, d'une part, et par incision verticale lors de chutes du niveau marin supérieures à -70 m, lors des stades isotopiques 2, 6, 12, 16 et 22, d'autre part (mégacycles de Kukla et Cilek, 1996). Les méandres recoupés au cours du Quaternaire constituent autant de dépressions qui seront remplies de matériel sédimentaire à la faveur de la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène ; au cours de l'Holocène, certains méandres recoupés seront connectés au fonctionnement hydrologique de la Seine, comme le Marais Vernier, et d'autres seront déconnectés, comme la Mailleraye-sur-Seine, en fonction de l'altitude du méandre, et par extension de l'âge de son recoupement.

Avant l'inondation de la Basse Vallée de Seine, la zone est caractérisée par une paléotopographie contrastée, comprenant un large chenal peu profond et une gouttière profonde et incisée, et un dépôt de graves de fond servant de repère isochrone dans la région. Puis à la fin du Boréal, les premières influences saumâtres, premières influences de la remontée du niveau marin sur les environnements de dépôt, sont enregistrées dans la partie aval de la Basse Vallée de Seine (Vallée de la Lézarde et Marais Vernier). Puis, la remontée du niveau marin affecte progressivement les géosystèmes de la Basse Vallée de Seine, d'aval en amont, jusqu'à la fin de l'Atlantique où toute la Basse Vallée de Seine est inondée. La fin de l'Atlantique est marquée par l'établissement de tourbières à l'arrière de structures protectrices, notamment des levées fluviales dans la zone amont. La péjoration climatique globale de la transition Subboréal / Subatlantique se traduit dans certains environnements de la Basse Vallée de Seine par un retour à une sédimentation détritique (Boucle d'Anneville). Cette même période est marquée par des indices de plus en plus nombreux d'une influence des activités humaines sur les environnements de dépôt (indices de cultures, de déboisement, de défrichement), ce qui est en accord avec les données archéologiques pour la région (Bronze final).

Les travaux antérieurs sur les alluvions holocènes de la Basse Vallée de Seine avaient principalement mis en évidence, et de façon assez localisée, le rôle du climat et plus particulièrement de la remontée du niveau marin sur l'évolution des environnements de dépôt. Toutefois, ils n'avaient apporté aucune information sur l'origine du matériel déposé ni sur l'influence de l'héritage quaternaire sur l'évolution du remplissage. Ces aspects sont abordés dans les parties suivantes, dans le cas du Marais Vernier, méandre recoupé et hydrologiquement connecté à la Seine.

PARTIE 2 :
LITHOLOGIE ET EPAISSEUR
DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE
DANS LE MARAIS VERNIER

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 2

5. APPLICATION COMBINEE DE LA METHODE SLINGRAM ET DE SONDAGES POUR ETUDIER LA GEOMETRIE DU REMPLISSAGE D'UNE ZONE HUMIDE (MARAIS VERNIER, ESTUAIRE DE SEINE, FRANCE).	88
5.1. <i>Introduction</i>	88
5.2. <i>Matériel et Méthodes</i>	90
5.3. <i>Résultats</i>	91
5.3.1. Profil E.....	91
5.3.2. Profil W	92
5.4. <i>Discussion</i>	95
5.4.1. Conductivités apparentes vs remplissage holocene.....	95
5.4.2. Géométrie du remplissage holocène	96
5.5. <i>Conclusion</i>	98
6. INFLUENCE OF PALEOTOPOGRAPHY, BASE LEVEL AND SEDIMENTATION RATE ON ESTUARINE SYSTEM RESPONSE TO THE HOLOCENE SEA-LEVEL RISE : THE EXAMPLE OF THE MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE.	99
6.1. <i>Introduction</i>	99
6.2. <i>Material and Methods</i>	100
6.3. <i>Results and analysis</i>	101
6.3.1. Drilling data.....	101
6.3.2. Age-depth model.....	106
6.3.3. Paleotopography	107
6.4. <i>Discussion: Sea-level rise, accommodation and vertical accretion rate</i>	108
6.4.1. Age of formation of erosional surfaces.....	108
6.4.2. Holocene sediment dynamics of the Marais Vernier.....	109
6.4.3. Paleotopography, vertical accretion rate, and sea-level rise.....	110
6.5. <i>Conclusions</i>	113

Les premières études sur le remplissage sédimentaire du marais tourbeux du Marais Vernier ont été réalisées lors de la 2^{nde} Guerre Mondiale pour définir l'épaisseur de la tourbe sommitale afin d'utiliser cette matière organique comme combustible. Environ 400 sondages à la tarière à main ont alors été réalisés dans le marais tourbeux du Marais Vernier. Les informations obtenues d'après ces sondages ont permis alors de décrire la partie superficielle du remplissage sédimentaire. Elles indiquaient notamment une épaisseur différente de la tourbe sommitale entre la partie ouest, peu épaisse, et la partie est, épaisse, du marais tourbeux. Ces données et celles obtenues par l'étude paléobiologique du contenu des deux sondages atteignant les graves de fond (SMV2, situé dans la partie ouest, et SMV1, situé dans la partie est) ont ensuite été utilisées, dans les années 1980-1990, pour décrire les grandes étapes du remplissage de ce site.

La reconstitution alors proposée postulait que la topographie pré-holocène du Marais Vernier, méandre recoupé de la Seine, correspondait à la mise en place d'un chenal fluvial unique, progressivement comblé par des apports de matériel dus à la remontée du niveau marin (Huault et Lefebvre, 1983a; HYDRATEC, 1998). Cette reconstitution postulait également la mise en place d'un cordon sableux vers 6 000 ans cal BP (Huault et Lefebvre, 1983a; HYDRATEC, 1998), appuyé sur un dôme situé dans la partie centrale du Marais Vernier (Furon, 1952), à l'emplacement de la digue des Hollandais. Ce cordon sableux permettait d'expliquer la différence d'épaisseur de la tourbe sommitale entre les parties ouest (témoin d'une rupture de ce cordon) et est (protégée par un cordon pérenne) du marais tourbeux.

Au cours de ce travail de thèse, nous nous sommes interrogés sur la réalité de ces deux hypothèses (chenal unique et cordon sableux). En effet, la première hypothèse semble basée sur les descriptions de seulement 3 sondages atteignant les graves de fond. La seconde hypothèse permet, quant à elle, d'expliquer l'épaisseur différente de la tourbe, mais il n'existe aucun sondage référencé attestant la présence d'une telle structure. Nous avons alors entrepris une nouvelle série de sondages profonds afin de préciser les précédentes hypothèses. Le premier chapitre de cette deuxième partie, en marge de ce travail, présente des résultats préliminaires sur l'utilisation couplée de sondages et d'une méthode d'investigation électromagnétique, rapide et facile à mettre en place. Il s'agit, à terme, de pouvoir réaliser une cartographie du remplissage sédimentaire holocène du marais tourbeux en limitant le nombre de sondages. Le second chapitre présente l'ensemble des sondages réalisés lors de ce travail de thèse et les datations par le ¹⁴C sur les dépôts organiques de ces mêmes sondages pour proposer un modèle d'évolution du remplissage sédimentaire.

5. Application combinée de la méthode Slingram et de sondages pour étudier la géométrie du remplissage d'une zone humide (Marais Vernier, Estuaire de Seine, France).

M. FROUIN, C. FAUCHARD, A. DURAND ET B. LAIGNEL

Résultats préliminaires, *C.R. Géosciences*, in prep.

5.1. Introduction

Le Marais Vernier, situé à 15 km de l'embouchure de Seine dans un méandre recoupé, correspond à la plus grande tourbière de France (1600 ha ; Figure 5-1). A partir de travaux anciens (Dubois et Dubois, 1943; Furon, 1952) et de seulement 3 carottages profonds répartis sur le marais tourbeux, son évolution holocène a été reconstruite (Lefebvre *et al.*, 1974; Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985; HYDRATEC, 1998). La description de la géométrie du remplissage sédimentaire repose sur l'hypothèse d'un chenal fluvial unique entourant un dôme isolé, dont l'extension et la topographie demeurent inconnues (Furon, 1952; Lefebvre, 1988; HYDRATEC, 1998; Figure 5-2). Le remplissage holocène, qui résulte de la transgression flamandaise, comprend des sables et silts intercalés avec des niveaux tourbeux (Huault et Lefebvre, 1983a).

Néanmoins, ces précédents travaux n'ont pas permis de décrire la topographie du substratum, l'extension latérale des corps sédimentaires et les limites du dôme. Pour apporter des éléments de réponse à ces différents points, deux méthodes d'investigation ont été couplées. Dans la mesure où les sondages donnent une vue spatialement limitée du remplissage, des méthodes électromagnétiques (Slingram ou Géoradar) ont été considérées pour interpoler les informations entre les sondages. Ces méthodes se sont révélées efficaces pour localiser des objets enterrés (Tabbagh, 1986; Godio *et al.*, 2000) ou pour cartographier les dépôts de chenaux fluviaux (Guérin *et al.*, 1999; Neal et Roberts, 2000; Gourry *et al.*, 2003). La méthode du Géoradar étant plus efficace dans un milieu résistant (matériel grossier et dépourvu d'eau ; Neal et Roberts, 2000; Gourry *et al.*, 2003) et la méthode Slingram plus efficace dans un milieu conducteur, cette dernière a été choisie pour étudier le Marais Vernier, dont le remplissage comprend de fortes épaisseurs de matériel détritique fin et de tourbes, tous deux conducteurs.

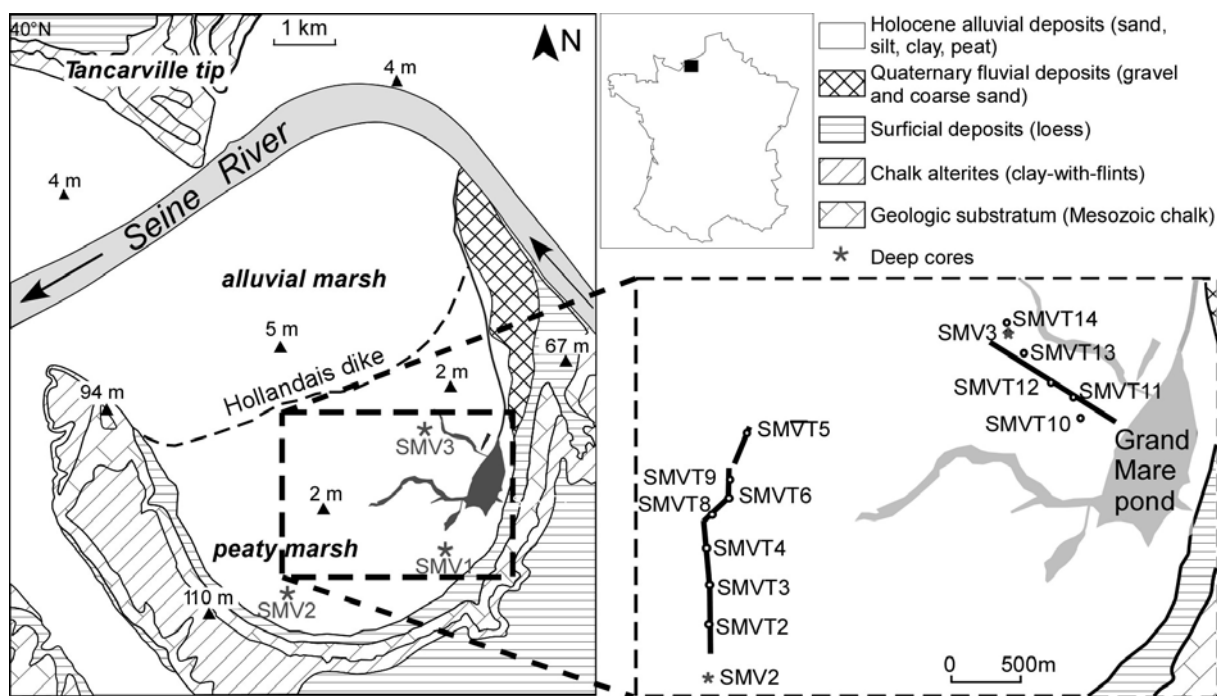


Figure 5-1: Le Marais Vernier, sa position actuelle et son contexte géologique. La position des deux profils E et W, et des sondages est indiquée sur le zoom.

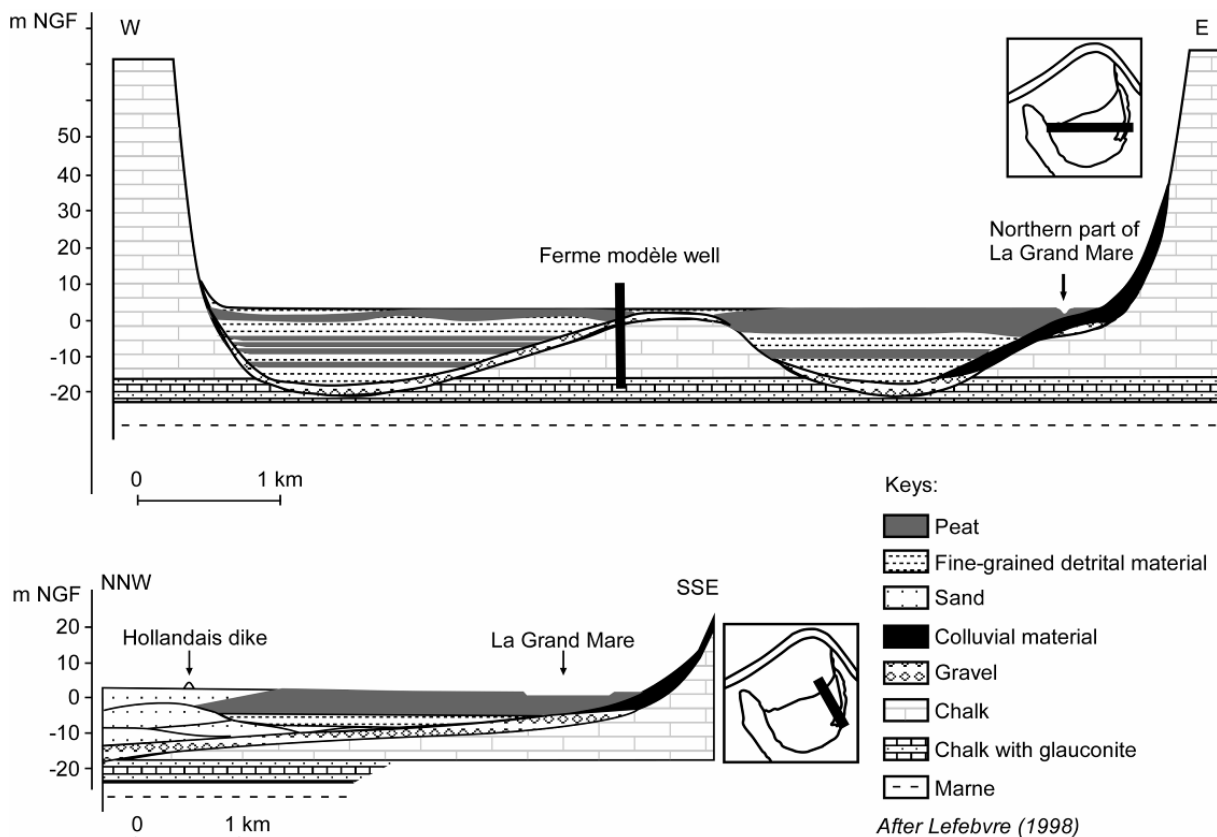
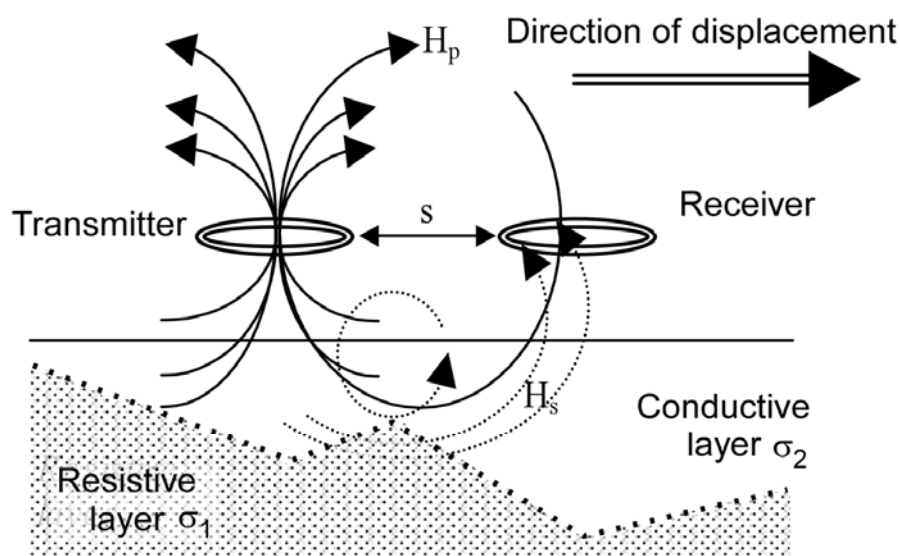


Figure 5-2: Coupes géologiques réalisées dans le Marais Vernier au cours des années 1990 (HYDRATEC, 1998).

5.2. Matériel et Méthodes

D'après le rapport Hydratec (1998), le marais tourbeux présente une sédimentation dominée par la tourbe dans sa partie orientale et dominée par des apports détritiques dans sa partie occidentale. Deux profils ont donc été définis, l'un dans la partie E du marais comprenant une épaisse tourbe sommitale et l'autre dans la partie W comprenant une fine tourbe sommitale. Les sondages ont été réalisés en octobre 2004 et juin 2005 à l'aide d'une sondeuse autotractée APAFOR 23 (APAGEO), qui nous permet de réaliser des sondages jusqu'à une profondeur de 20 m. Cette méthode étant destructive, nous n'avons pu observer de structures sédimentaires ; les sédiments ont donc été décrits lithologiquement et échantillonnés pour de futures analyses. Huit sondages ont été réalisés pour le profil W (T2 à T9) et cinq pour le profil E (T10 à T14). La description du carottage SMV3, prélevé à la fin des années 1970, nous a permis de compléter le profil E, entre les sondages T13 et T14.

a) Horizontal coils describing the VD mode



b) Qualitative representation of conductivity profile

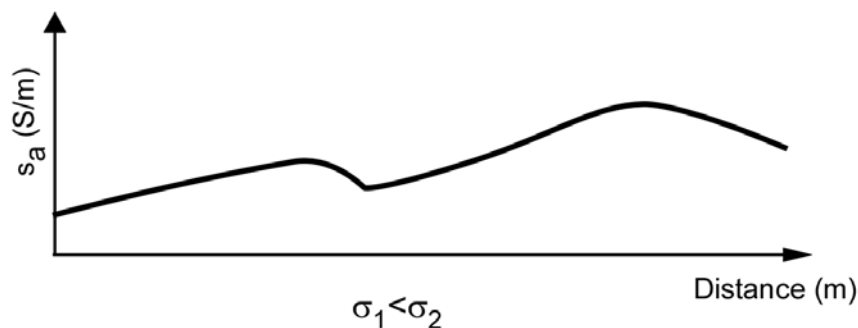


Figure 5-3: (a) Principe de fonctionnement de la méthode Slingram dans le cas d'un dipôle vertical (a) et représentation qualitative du profil de résistivité obtenu (b).

Tableau 5-1 : Synthèse des caractéristiques de l'EM34 et ordres de grandeur des conductivités apparentes pour différents types de matériaux. L'offset correspond à la distance entre les deux boucles. Les modes HD10 (dipôle horizontal) et VD10 (dipôle vertical) ont été utilisés dans le profil W. Les modes HD10, HD20 et HD40 ont été utilisés pour le profil E.

EM34			
Mode	Offset (m)	Fréquence (Hz)	Profondeur d'investigation (m)
HD	10.0	6400	7.5
VD	10.0	6400	15
HD	20.0	1600	15
VD	20.0	1600	30
HD	40.0	400	30
VD	40.0	400	60
Conductivité apparente			
Matériaux	Conductivité (mS.m ⁻¹)		
Gravier humide	0.2 – 1		
Sable humide	2.8 – 10		
Silt humide	5 – 50		
Tourbe	1.4 – 50		
Craie	3.3 – 10		

Les profils Slingram ont été réalisés à l'aide d'un conductivimètre EM34 (Geonics) au cours de l'été sec de 2005, lorsque le niveau de la nappe phréatique était bas dans la zone. En effet, ces mesures dépendent de différents paramètres, comme la quantité d'eau, la proportion d'argile et la salinité du milieu. L'appareil est composé de deux boucles (un émetteur et un récepteur ; Figure 5-3) qui permettent de mesurer la conductivité apparente du sol (McNeil, 1980). Différentes profondeurs d'investigation ont été étudiées en fonction de la composition du sous-sol et du mode de mesure utilisé (Tableau 5-1). Différents modes, différences de longueur entre les deux boucles, ont été utilisés pour chaque profil étudié afin de couvrir les profondeurs atteintes par les sondages.

5.3. Résultats

5.3.1. Profil E

Les six sondages présentent un remplissage sédimentaire holocène d'épaisseur variant entre 8 et 18 m (Figure 5-4). Le remplissage le moins épais (8 à 10 m) est observé dans la partie SSE, alors que le remplissage le plus épais (14 à 18 m) est observé dans la partie NNW. La tourbe sommitale, épaisse de 5 à 5,5 m, recouvre un dépôt composé de matériel fin intercalé avec un ou deux niveaux tourbeux, représentant une épaisseur de 2,5 à 6 m. Ces dépôts reposent directement sur les graves de fond

périglaciaires des sondages T10 à T12, alors qu'un dépôt sableux, épais de 2 à 6 m, est intercalé entre ces dépôts et les graves de fond entre les sondages T13 et T14.

Les conductivités apparentes varient entre 100 et plus de 250 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$. Chaque profil Slingram présente la même tendance. Jusqu'au point $X = 0,7$ km, chaque profil présente un plateau autour de 250 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$ pour les modes HD10 et HD20, et autour de 175 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$ pour le mode HD40. Ceci indique un corps moins conducteur entre 15 et 30 m de profondeur. Après $X = 0,7$ km, les mesures de conductivité apparente décroissent pour chaque profil.

5.3.2. Profil W

Les huit sondages présentent un remplissage sédimentaire holocène d'épaisseur variant entre 0,4 m et plus de 14 m (Figure 5-5). Le remplissage le moins épais (0,4 à 2 m) est observé dans la partie N du profil, un remplissage épais (4,5 à 6 m) est observé dans la partie médiane du profil, et le remplissage le plus épais (plus de 13 m) est observé dans la partie S. La succession des dépôts, qui est plus complexe que pour le profil E, présente également une tourbe sommitale. Son épaisseur augmente jusqu'au sondage T4, puis reste constante autour de 2,5 m. Elle recouvre soit directement les graves de fond, soit un dépôt épais de 1 m à plus de 12 m et composé de matériel plus ou moins fins intercalé avec des niveaux tourbeux. Un dépôt sableux est observé à la base du sondage T4 et au sommet du sondage T2. L'épaisseur totale du remplissage sédimentaire holocène pour les sondages T2 et T3 reste inconnue, dans la mesure où les graves de fond n'ont pas été atteintes.

Les conductivités apparentes varient entre 10 et 100 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$. Les deux profils Slingram indiquent de faibles valeurs de conductivité apparente jusqu'au point $X = 0,5$ km. Ensuite jusqu'au point $X = 0,75$ km, le profil du mode HD10 présente de plus fortes valeurs de conductivité apparente que celui du mode VD10, ce qui indique un dépôt plus conducteur dans les 7,5 premiers mètres de remplissage. Entre les points $X = 0,75$ km et $X = 1,35$ km, les deux profils, qui tout d'abord décroissent, augmentent progressivement. Après $X = 1,35$ km, les deux profils décroissent de nouveau pour atteindre un plateau vers 40 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$.

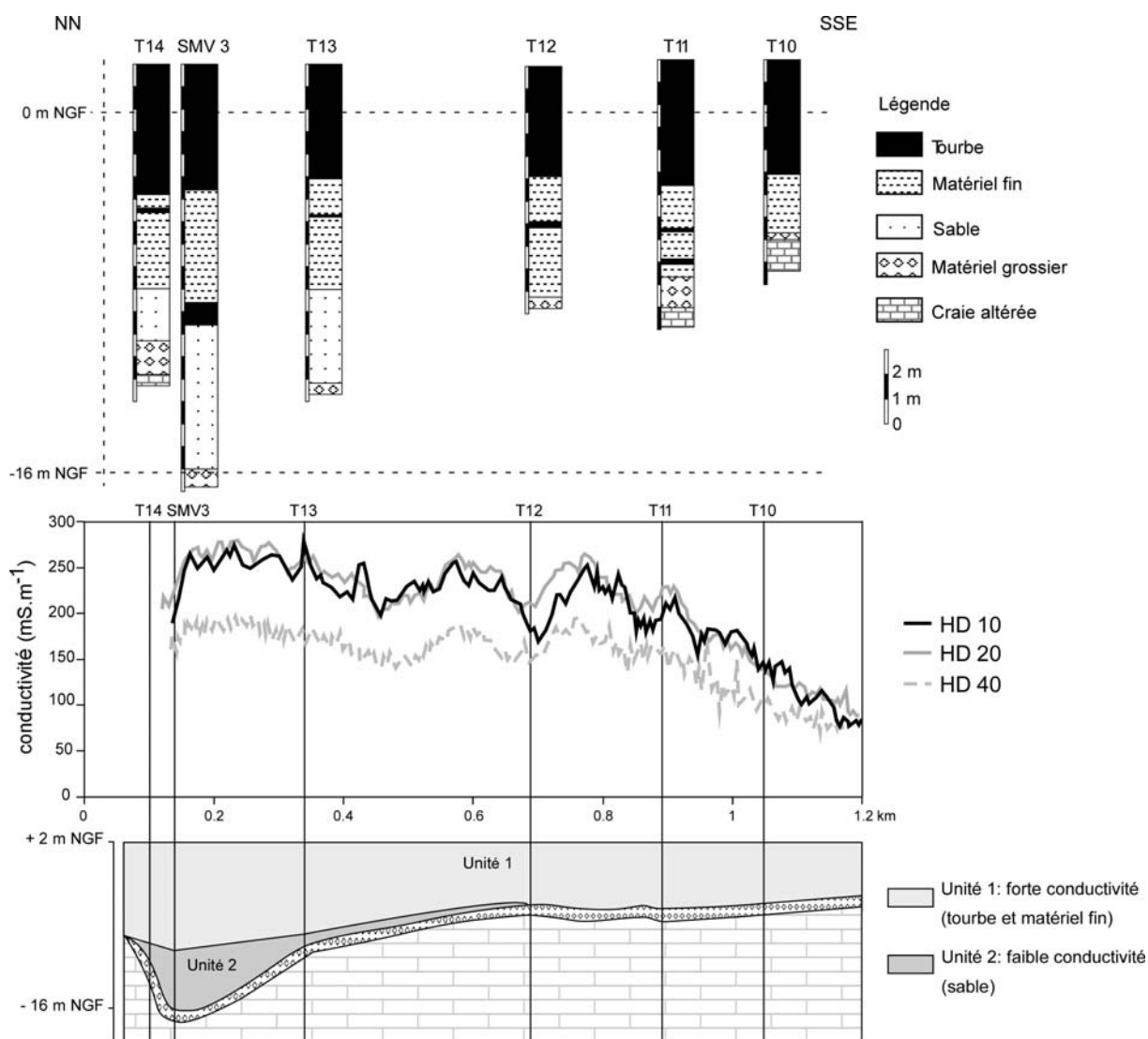


Figure 5-4: Sondages et profils Slingram pour le profil E. Ces données permettent de dessiner une topographie sous le remplissage holocène.

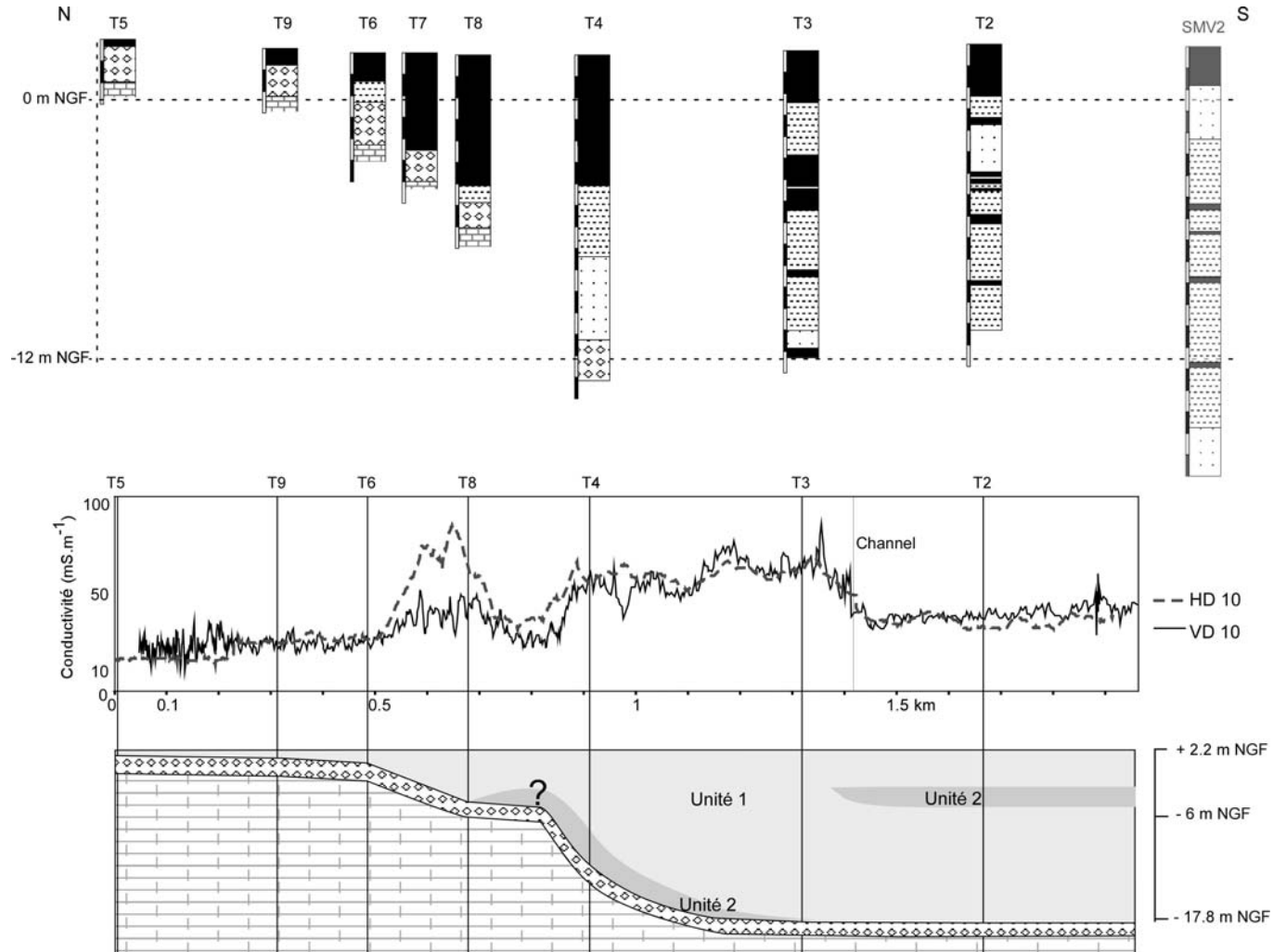


Figure 5-5: Sondages et profils Slingram pour le profil W. Ces données permettent de dessiner une topographie sous le remplissage holocène. La légende est la même que pour la Figure 5-4. Le point d'interrogation représente un manque d'information lithologique (sondage) à ce niveau permettant d'expliquer les moindres valeurs de conductivité apparente mesurées.

5.4. Discussion

5.4.1. Conductivités apparentes vs remplissage holocene

Les conductivités apparentes dans le Marais Vernier varient entre 10 et près de 300 mS.m⁻¹. Le remplissage du profil E semble plus conducteur que celui du profil W, qui présente des zones plus conductrices que d'autres. Dans le Marais Vernier, les variations de conductivité apparente résultent de dépôts de nature lithologique différente ou de variations de l'épaisseur de la couche conductrice. La comparaison entre les conductivités apparentes mesurées et l'épaisseur du remplissage holocène, issue des données de sondages, indique que ces deux paramètres sont plus ou moins bien corrélés (Figure 5-6). En général, la conductivité apparente augmente avec une épaisseur de remplissage croissante, et en particulier avec une épaisseur croissante des dépôts de la tourbe sommitale et des dépôts fins sous-jacents. Comme ces deux matériaux présentent des conductivités apparentes similaires (Tableau 5-1), ils sont considérés comme une seule et unique Unité 1 (Figure 5-4 et Figure 5-5). Les plus faibles valeurs de conductivité apparente mesurées dans la partie N du profil W peuvent être associées aux dépôts de graves de fond et au substratum crayeux sous-jacent, dans la mesure où le remplissage holocène est fin. L'augmentation des valeurs de conductivité apparente qui suit, peut être associée à l'augmentation de l'épaisseur de la tourbe sommitale dans les 6 premiers mètres. Les deux profils E et W présentent des valeurs de conductivité apparente décroissantes au S du sondage T3 ou un changement de tendance au N du sondage T12, qui ne sont pas attribués à des changements d'épaisseur de la couche conductrice d'après les données lithologiques.

En fait, la comparaison entre les deux sets de données indique que la présence de matériel sableux affecte les conductivités apparentes mesurées. Pour le profil E, les mauvais coefficients de corrélation pour les modes HD20 et HD40 (Figure 5-6) résultent de la présence de matériel sableux vers 10 m de profondeur dans la partie NNW du profil (Figure 5-4). Pour le profil W, le coefficient de corrélation devient mauvais lorsqu'on considère les données du sondage T2 (Figure 5-6). En effet, ce dernier présente un dépôt sableux vers 3,5 m de profondeur qui tend à faire diminuer la conductivité apparente mesurée (Figure 5-5). Il n'existe pas de description lithologique précise entre les sondages T8 et T4 pour expliquer la chute de conductivité apparente mesurée. Toutefois, le matériel sableux observé à la base du sondage T4 a peut être affecté la conductivité apparente mesurée (chute). Les dépôts sableux du Marais Vernier sont plus résistants que les dépôts tourbeux et détritiques fins. Chaque chute de la conductivité apparente mesurée, non corrélée avec une variation d'épaisseur de la couche conductrice (Unité 1), peut être ainsi associée à la présence d'un corps sableux (Unité 2, Figure 5-4 et Figure 5-5). Les profils Slingram permettent donc de définir l'extension latérale des corps sableux, ce qui aurait été approximatif si on n'avait que les données de sondages à disposition

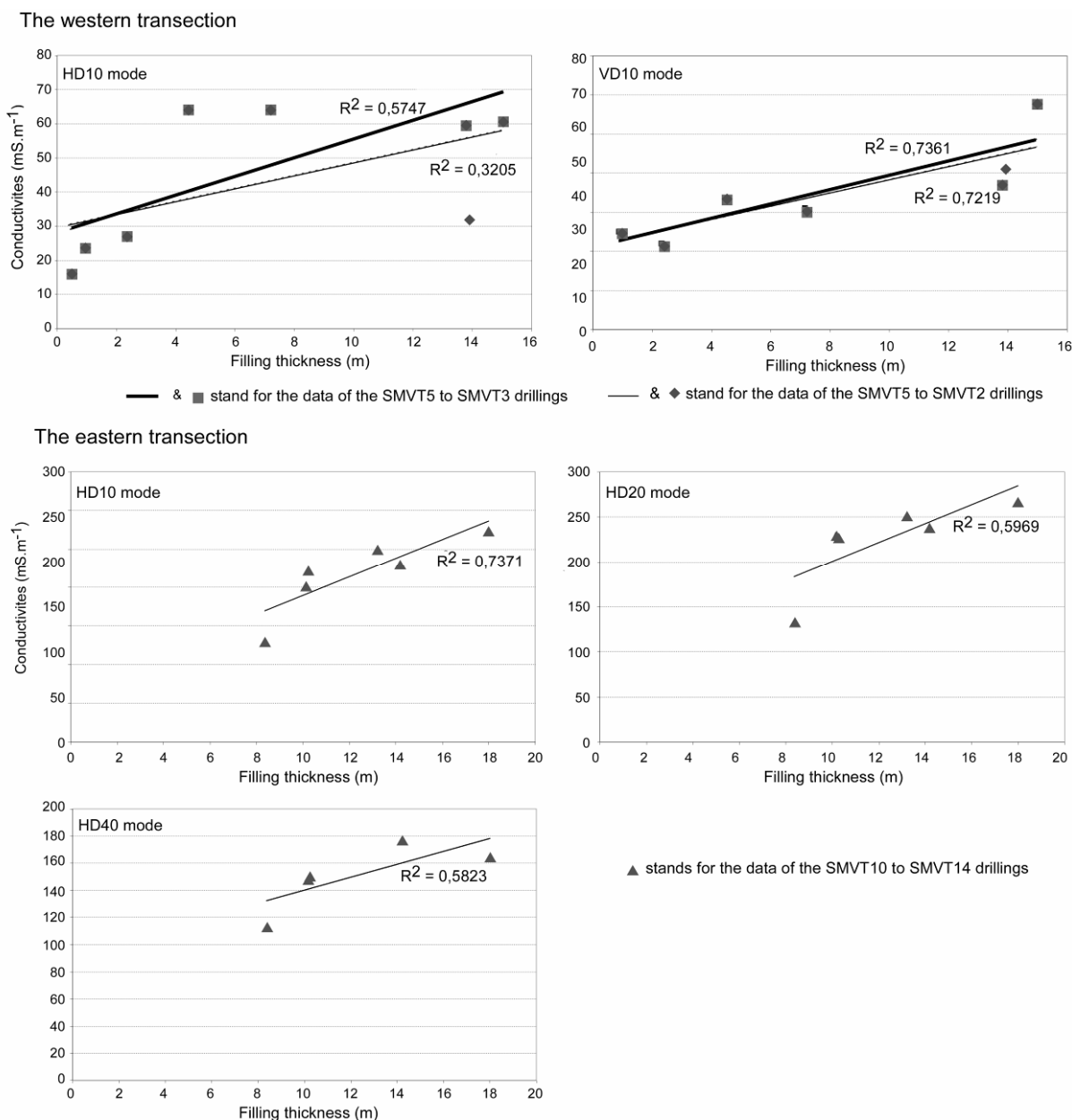


Figure 5-6: Comparaison entre les épaisseurs du remplissage sédimentaire holocène définies pour chaque sondage et les conductivités apparentes mesurées. Ces graphes indiquent qu'il existe une corrélation entre ces deux paramètres. La conductivité apparente augmente avec l'épaisseur cumulée des tourbes et dépôts détritiques fin et décroît lorsqu'un corps sableux apparaît.

Contrairement aux mesures par Géoradar, qui sont plus efficaces dans un contexte de matériel grossier (Neal et Roberts, 2000), les mesures Slingram semblent efficaces dans un contexte tourbeux et de matériel fin. La présence de ces deux dépôts ne modifie pas la profondeur d'investigation de la méthode permettant de comparer les mesures de conductivité apparente aux données de sondages. De plus, cette méthode permet d'identifier et de décrire les corps sableux plus résistants.

5.4.2. Géométrie du remplissage holocène

D'après ces résultats, on peut discuter de la géométrie du remplissage sédimentaire pour chaque profil. Le profil W présente trois parties différentes, comprenant des épaisseurs de remplissage différentes.

La partie N du profil présente une surface plane s'étendant sur environ 370 m et comprenant une tourbe sommitale très fine. La partie médiane du profil présente un remplissage dont l'épaisseur augmente pour atteindre 7 m. La partie S du profil présente le remplissage le plus épais (supérieur à 12 m). Le profil E présente deux parties. La partie SSE du profil présente un remplissage épais de 8 à 10 m, alors que la partie NNW du profil présente un remplissage d'épaisseur supérieure à 14 m. Le profil W présente donc trois niveaux d'épaisseur de remplissage, alors que le profil E en présente deux.

Les études sur la Basse Vallée de Seine (Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000) ont été considérées ici pour comprendre les processus à l'origine de ces différentes épaisseurs de remplissage. Pour cela, nous avons associé ces différentes épaisseurs à des surfaces d'érosion d'altitude différente et les avons comparé aux surfaces d'érosion associées au système des 8 terrasses décrites dans la Basse Vallée de Seine. Les deux dernières, d'âge Weichsélien, sont le résultat de chutes successives du niveau marin à -70 m au cours du Stade Isotopique Marin 3 et à -120 m au cours du Stade Isotopique Marin 2 (Lefebvre *et al.*, 1994). Ces chutes successives ont entraîné une érosion latérale du lit de la Seine, suivie d'une érosion verticale dans ce même lit. Cette double incision a été bien décrite dans la partie amont de la Basse Vallée de Seine (*e.g.* Méandre de Rouen ; Porcher, 1977; Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000). L'abandon du méandre du Marais Vernier s'est produit au cours du Weichsélien (Lefebvre, 1988). Les deux surfaces d'érosion du profil E et les deux surfaces d'érosion les plus profondes du profil W peuvent être associées à des terrasses, et plus particulièrement à celle de la double incision weichsélienne décrite dans le méandre de Rouen (Rouen I et Rouen II). La surface d'érosion la plus profonde observée dans le Marais Vernier peut être associée à l'incision verticale du Stade Isotopique Marin 2, donnant une surface d'érosion profonde d'environ 20 m. L'autre surface d'érosion peut être associée à l'incision verticale du Stade Isotopique Marin 3. La surface d'érosion la moins profonde, observée au N du profil W, représente un dôme de 370 m de long. Ce dôme étant considéré comme le reste du recoupement de la pointe de Tancarville (Lefebvre, 1988), il peut être associé à une terrasse plus ancienne (anté-Weichsélien). Il peut être associé à l'incision verticale du Stade Isotopique Marin 6, en considérant l'altitude des terrasses en amont de la Basse Vallée de Seine, la pente du profil longitudinal de la Seine et l'altitude du dôme dans le Marais Vernier (Lefebvre *et al.*, 1994). Le Marais Vernier présente donc un enregistrement aval de la double incision weichsélienne.

L'enregistrement de cette double incision implique que le dôme affleurerait au cours de la majeure partie de l'Holocène constituant une paléo-île. Cette double incision implique également un remplissage épais dans le Marais Vernier. Son épaisseur atteint environ 20 m au S du profil W (carotte SMV2 ; Huault et Lefebvre, 1983a), ce qui fait de l'enregistrement sédimentaire holocène du Marais Vernier, un des plus épais de la Basse Vallée de Seine. En effet, les remplissages sédimentaires en amont du Marais Vernier ne dépassent pas 15 m (Huault, 1979 et 1986; Sebag, 2002). Ces nouvelles données sur la géométrie et la succession des dépôts seront très utiles pour décrire l'évolution des

environnements de dépôt et pour éventuellement calculer le volume de matériel déposé dans le marais au cours de l'Holocène.

5.5. Conclusion

Le couplage d'une méthode électromagnétique de type Slingram et de sondages mécaniques nous a permis d'apprécier l'épaisseur du remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier selon deux profils E et W (2D). Les variations de l'épaisseur du remplissage sédimentaire sont mises en relation avec la géométrie de la paléotopographie sous-jacente. La paléotopographie du Marais Vernier est ainsi caractérisée par trois surfaces d'érosion d'altitude différente. La surface d'érosion, la moins profonde, correspond au dôme, déjà décrit dans la littérature, qui représenterait un reste de la pointe de Tancarville. Les deux surfaces, les plus profondes, infirment l'hypothèse d'un chenal unique. La géométrie de ces deux surfaces indique une phase d'incision verticale très importante, qui pourrait correspondre à l'incision verticale weichsélienne de la terrasse de Rouen I, uniquement décrite jusqu'alors dans la zone amont de la Basse Vallée de Seine (méandre de Rouen).

Les descriptions lithologiques des sondages mécaniques nous ont permis de comprendre et d'interpréter l'évolution des mesures de conductivité apparente, obtenues par la méthode Slingram, selon les deux profils E et W. La comparaison des deux sets de données indique que les valeurs de conductivité apparente tendent à décroître dès qu'un corps sableux ou graveleux apparaît et à croître dès que l'épaisseur cumulée des tourbes et dépôts détritiques fins augmente. Ceci nous a ainsi permis de définir l'extension latérale des dépôts sableux rencontrés sur les deux profils étudiés.

Néanmoins, la méthode Slingram correspond à une mesure indirecte des propriétés du sous-sol, qui décrit une valeur moyenne de conductivité pour une épaisseur donnée en fonction de la lithologie du sous-sol étudié. Il convient généralement de la comparer avec des méthodes mesurant directement les propriétés du sous-sol (méthode électrique, par exemple), pour déduire la part de chaque faciès lithologique sur le signal de conductivité apparente mesuré et modéliser ensuite le remplissage. Des profils électriques seront ainsi réalisés dans le Marais Vernier pour proposer, à terme, un modèle de remplissage à l'échelle du marais tourbeux.

6. Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise : the example of the Marais Vernier, Seine estuary, France.

M. FROUIN, D. SEBAG, A. DURAND, B. LAIGNEL, J.F. SALIEGE, B. J. MAHLER AND C. FAUCHARD

Sedimentary Geology, 2007, vol. 200, pp. 15-29

6.1. Introduction

Sequence stratigraphy was first applied to fossil marine and coastal environments that are mainly controlled by subsidence and sea-level variations (Vail *et al.*, 1977; Posamentier et Vail, 1988). Since then, the sequence stratigraphy of recent coastal systems (*i.e.*, formed during the Quaternary and Holocene) and fluvial environments has been investigated (Starkel, 1987; Zaitlin *et al.*, 1994; Allen, 1995; Knox, 1996; Blum et Tornqvist, 2000; Blum et Aslan, 2006). Estuarine environments represent a transition zone from the fluvial to the coastal domain. These environments are of interest for demographic, economic and ecologic reasons. Estuarine studies aid in understanding the evolution of estuaries and in modelling their anticipated response to global changes in the future. The sedimentary dynamics of estuarine systems depend on paleotopography, sediment supply, rates of relative sea-level changes, and climatic changes (Belknap et Kraft, 1981 et 1985; Shanley et McCabe, 1994; Blum et Tornqvist, 2000; Rodriguez *et al.*, 2005). To improve understanding of estuarine responses to allogenic controls, it is necessary to study as many estuarine systems as possible. Here we focus on the sedimentary evolution of the Seine estuarine system, in particular the response of one coastal marsh in this system to Holocene changes.

The Marais Vernier occupies an abandoned meander 15 km upstream from the mouth of the Seine Estuary (Figure 6-1). This area is part of the estuarine wetland network that developed in northwestern Europe during the Holocene in response to warming and sea-level rise (Allen, 2000b). In the region, the sea-level rise resulted in transgressive sedimentary bodies, notably at the Seine estuary mouth (Lefebvre *et al.*, 1974; Delsinne, 2005). Because of its low altitude (2 to 5m NGF) and its location at the interface between the marine and fluvial parts of the estuary, the Marais Vernier was affected not only by sea-level variations but also by climatic changes that greatly affected Holocene sedimentation (Frouin *et al.*, 2007b).

This study focuses on the filling of the Marais Vernier by Holocene sediments. In this type of environment, the sediment dynamics are controlled by the base-level, which in turn is controlled by the paleotopography, sea-level rise, and sediment supply. The question arises as to which factors, in addition to climate variability during the Holocene period (Lockwood, 2001; Mayewski *et al.*, 2004),

control the sedimentary evolution of the peat marsh. Drilling and coring were used to gain a general overview of the paleotopography and the sedimentary fill. The sedimentological evidence and ages of sediment accumulation were used to interpret the depositional history of the basin.

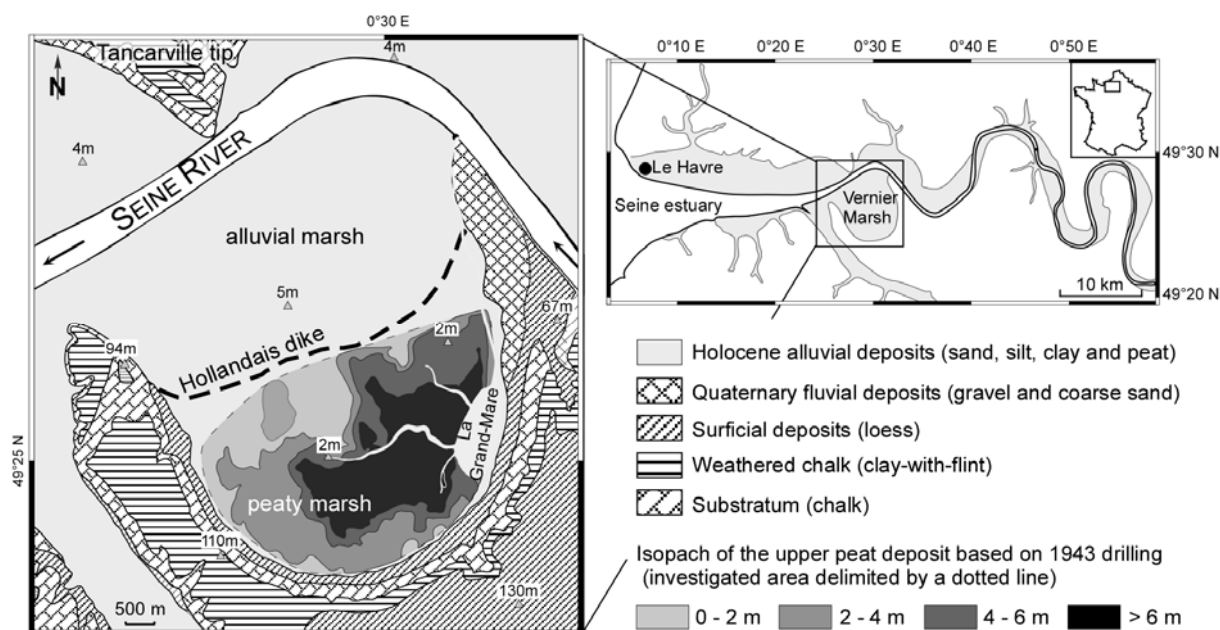


Figure 6-1: Location of the Lower Seine Valley and the Marais Vernier. The isopach of peat deposits is based on the description of the 1940s drilling campaign (Direction des Mines, 1949). The drilling demonstrated that the peat cover is thicker in the centre and eastern parts of the peat marsh and thinner in the western part. The elevations indicated on the map are expressed in m NGF.

6.2. Material and Methods

Two profiles (western and eastern, Figure 6-2) were investigated using mechanical drilling (Apafor 23 drill, Apageo) and electromagnetic measurements (EM34 conductivity meter). The drilling locations were chosen on the basis of existing knowledge of the peat marsh. The EM34 device is composed of two coils (an emitter and a receptor), which allow the continuous measurement of the apparent soil conductivity (McNeil, 1980). The data sets were used in a complementary way to draw continuous cross-sections of the Holocene fill.

During the period from 2003 to 2006, eight additional holes were drilled using the Apafor 23 drill on both sides of the western profile (Figure 6-3). In addition, a 7-m-long core (C1) was collected using a percussion core drill on the west side of the western profile. The data thus obtained provide a more detailed description of the fill and better constrain the paleotopography determined from previous studies.

Twenty-two samples of peat layers from 12 holes were dated by the Carbon-14 method either by scintillation (LOCEAN, Paris VI, France; Pa) or accelerator mass spectrometry (AMS, Poznan Radiocarbon laboratory, Poland; Poz), depending on the quantity of material available. Of these 22 samples, 20 correspond to the base of the peat layers and two are on material from within a peat layer (Figure 6-4 and Figure 6-5). The dates obtained were calibrated using the OxCal v3.5. program (Bronk

Ramsey, 2000) and expressed in years calibrated before 1950 with the full two standard deviation range (Table 6-1).

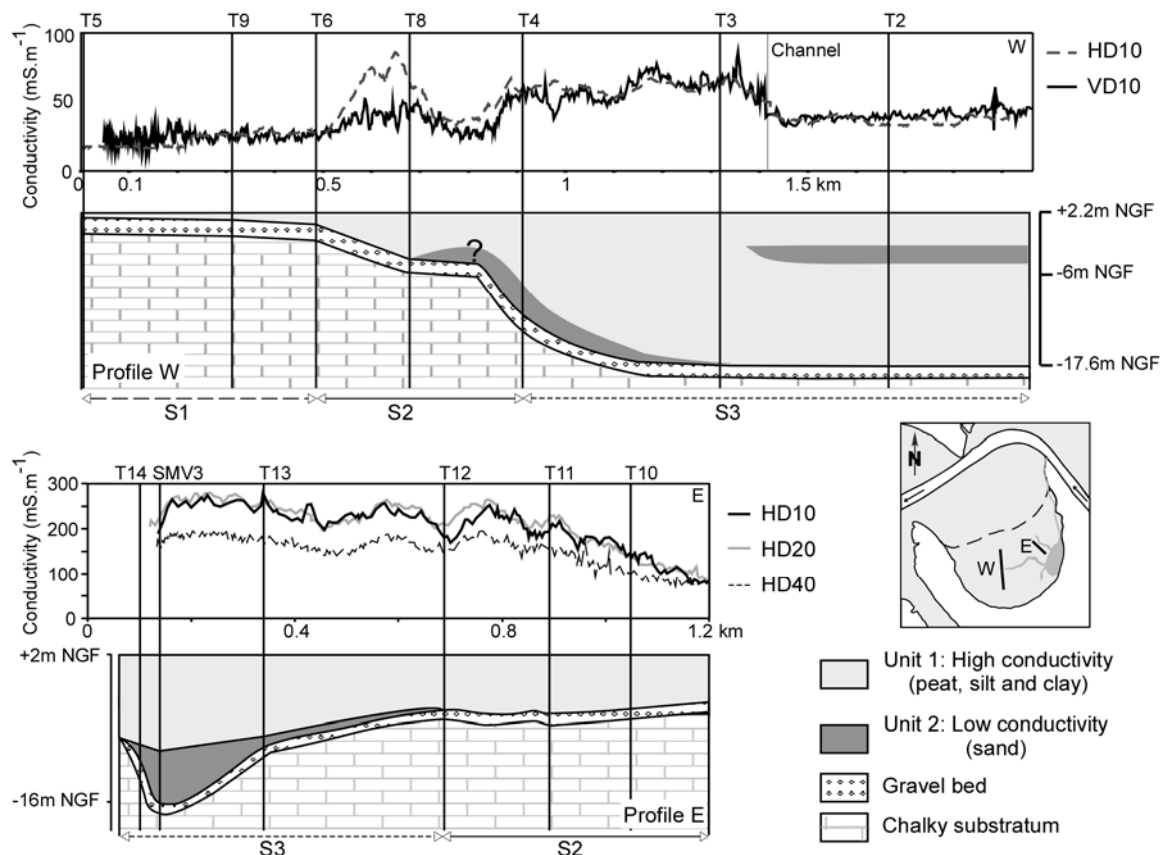


Figure 6-2: Electromagnetic data and the resulting interpretation obtained on the western and eastern profiles (*cf.* Figure 6-3 and Figure 6-4). The two coils separated by 10, 20, and 40 m were used as a horizontal dipole (HD) on the eastern profile. The coils separated by 10 m were used as horizontal and vertical dipoles (HD and VD, respectively) on the western profile. Electromagnetic data and drilling descriptions highlight three erosional surfaces. The S1 surface is the oldest and topographically highest; the S2 surface is younger, wider, and incised below the S1 surface; the S3 surface, the youngest of the three, is narrow and deeply incised.

6.3. Results and analysis

6.3.1. Drilling data

The eastern profile consists of five drillholes and a core drilled in the 1970s (SMV3). The thickness of the fill ranges from 8 m (SSE) to 18 m (NNW; Figure 6-4). The fill is composed of a nearly 5-m-thick upper peat deposit covering silt intercalated with one or two peat layers. To the SSE, these deposits directly overlie a gravel bed; to the NNW, they overlie a sandy deposit that in turn overlies the gravel bed

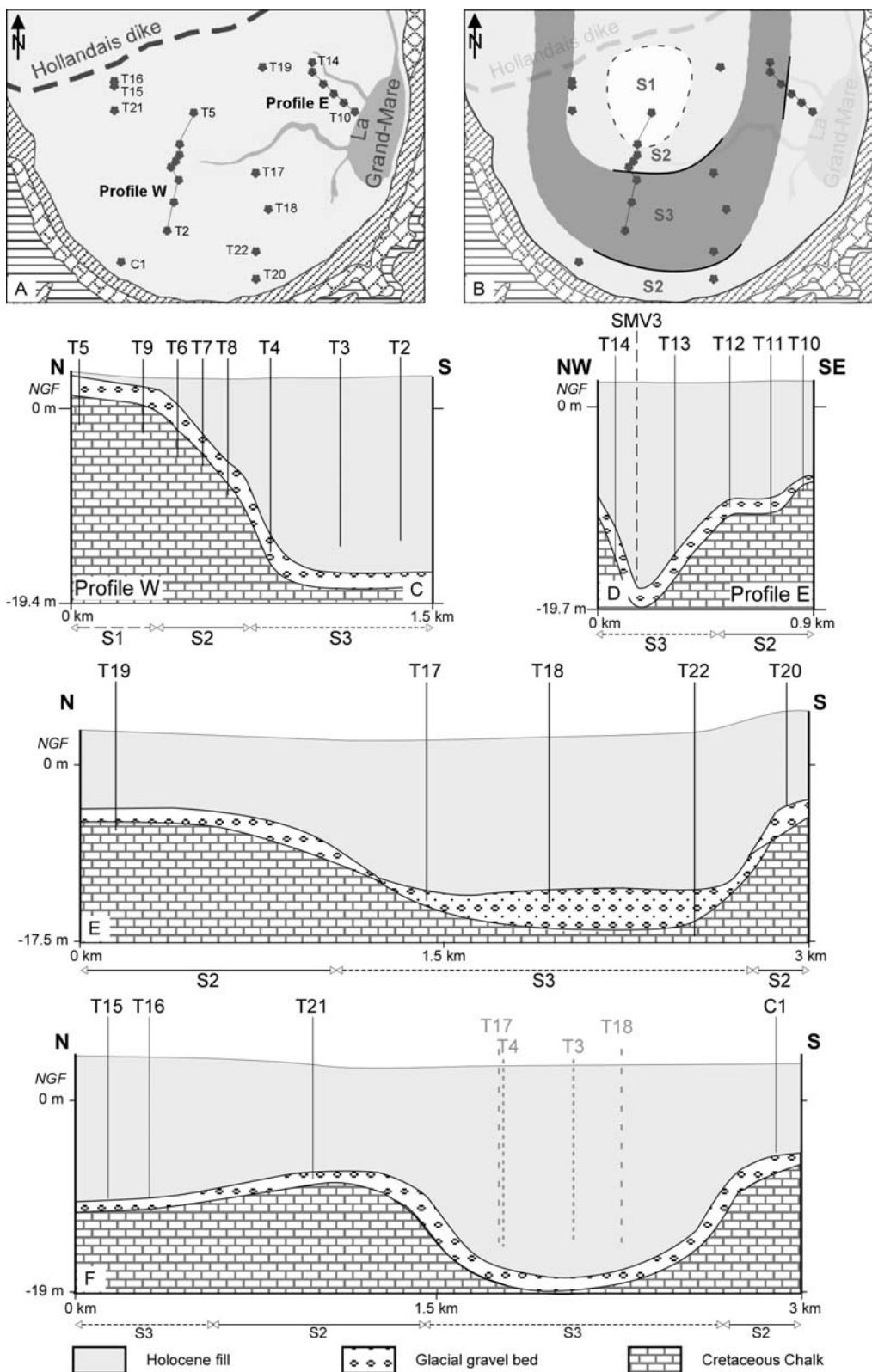


Figure 6-3: Location of the drillholes and the interpreted paleotopography of the Marais Vernier. Drilling descriptions and the interpreted Holocene fill are described in detail in figure 4 and 5. Map A shows the location of drillholes and cores. Map B shows the limits of the S1, S2, and S3 surfaces. Continuous lines indicate observed limits and dotted line supposed limits. The profiles C, D, E, and F consist of a description of the Holocene fill thickness in relation to the paleotopography. The S1, S2 and S3 surfaces are reported on each profile, where appropriate. Drillholes, which are represented in grey and dotted lines on the profile F, are projected onto the line of section.

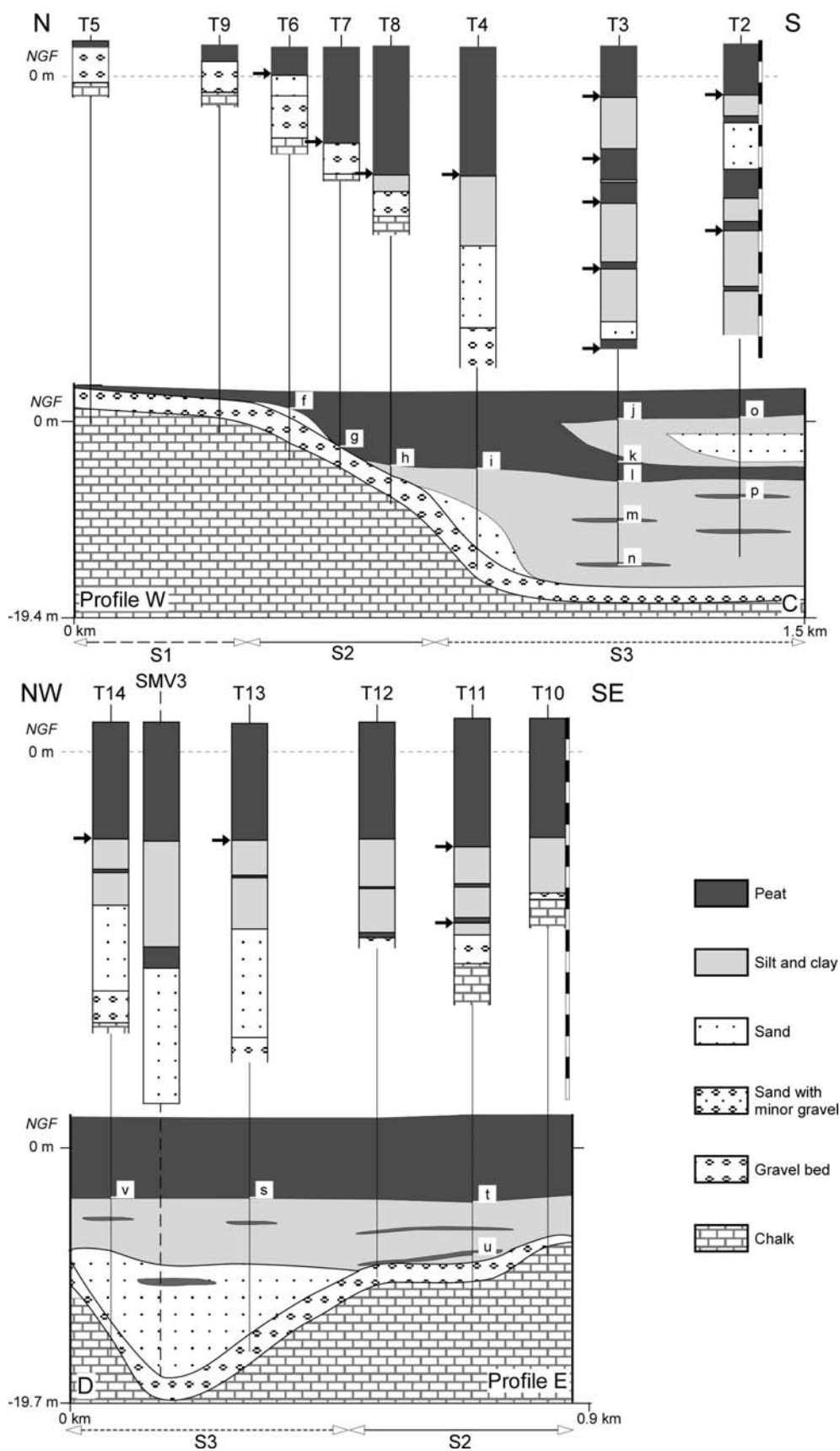


Figure 6-4: Drilling description and resulting interpretations of the Holocene fill of the western (C) and eastern (D) profiles. The arrows near the lithological log indicate the locations of the samples dated. The white squares also indicate dated samples, and the letter code is indexed to Table 6-1.

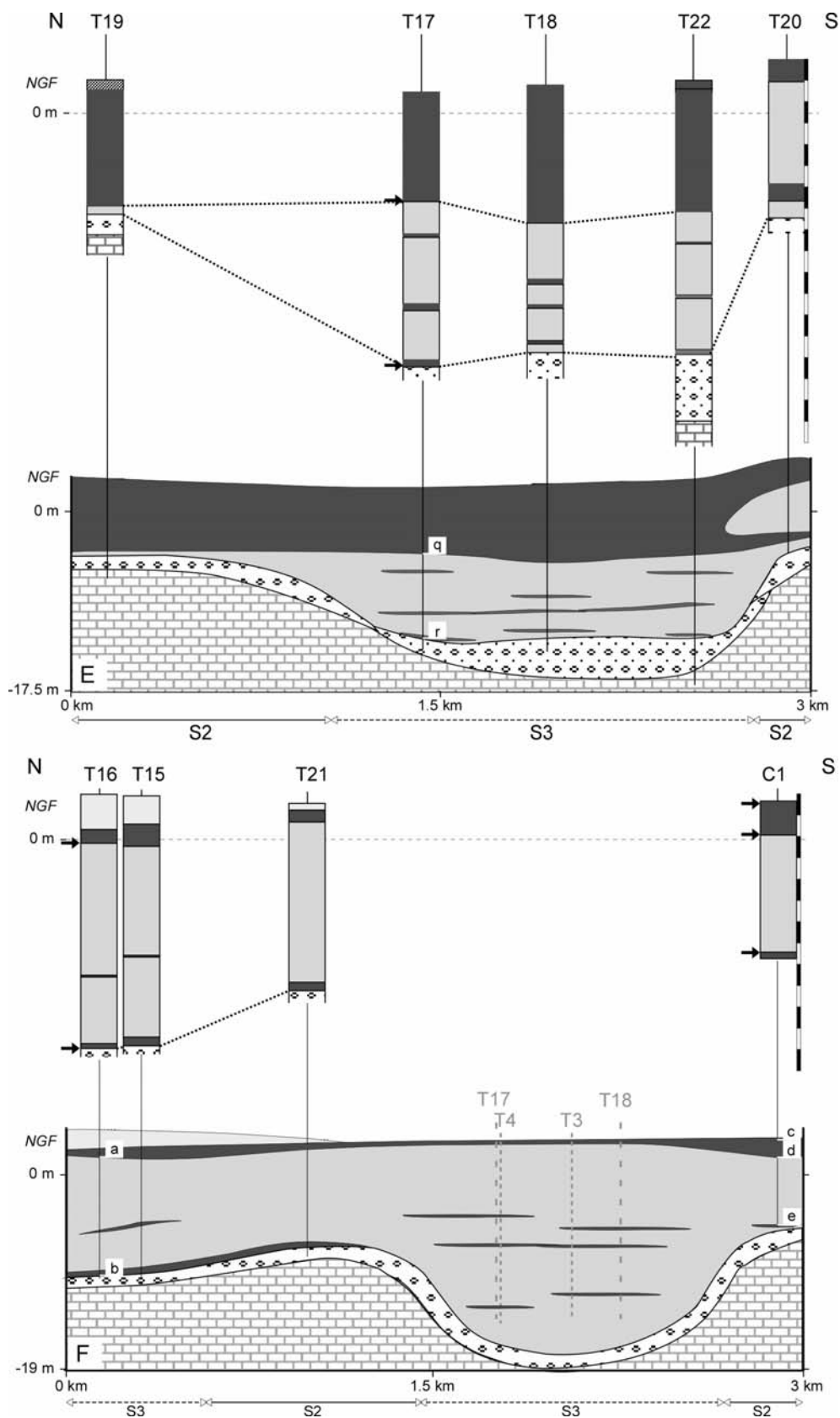


Figure 6-5 : Drilling description and resulting interpretations of the Holocene fill (profiles E and F). The arrows near the lithological log indicate the locations of the samples dated. The white squares also indicate dated samples, and the letter code is indexed to Table 6-1.

Table 6-1: Summary of the radiocarbon-dated samples in the Marais Vernier peat marsh. References to the figures 6-4 and 6-5 indicating their position are indicated in the column 2.

Lab code	Drillhole name (ref. figure 6-4 and figure 6-5)		Radiocarbon age (yrs BP)	Calibrated age 2σ (yrs cal BP)		Depth (m NGF)	Method
Pa2418	T16	a	3670 ± 50	3860	4150	1.2	Scintillation
Pa2383	T16	b	7375 ± 65	8030	8350	-8.5	Scintillation
Poz-14753	C1	c	2835 ± 30	2860	3070	2.7	AMS
Poz-14855	C1	d	4490 ± 40	4970	5300	1.4	AMS
Pa2414	C1	e	5195 ± 70	5750	6190	-4.1	Scintillation
Pa2373	T6	f	4910 ± 40	5580	5720	0.7	Scintillation
Pa2415	T7	g	5690 ± 65	6310	6640	-2.6	Scintillation
Pa2374	T8	h	6435 ± 65	7250	7470	-4.4	Scintillation
Pa2380	T4	i	5535 ± 50	6210	6440	-4.2	Scintillation
Pa2420	T3	j	4070 ± 40	4430	4810	-0.2	Scintillation
Pa2378	T3	k	4715 ± 41	5320	5590	-3.1	Scintillation
Poz-14754	T3	l	6170 ± 40	6490	7170	-5.6	AMS
Poz-14755	T3	m	7100 ± 40	7840	8010	-8.7	AMS
Pa2386	T3	n	7730 ± 50	8410	8600	-12.6	Scintillation
Pa2401	T2	o	4620 ± 55	5050	5600	0.2	Scintillation
Pa2416	T2	p	6680 ± 95	7420	7700	-6.4	Scintillation
Pa2382	T17	q	6130 ± 88	6790	7250	-3	Scintillation
Pa2402	T17	r	7610 ± 70	8210	8560	-11.3	Scintillation
Pa2403	T14	s	5120 ± 65	5710	6000	-4.2	Scintillation
Pa2385	T11	t	5605 ± 35	6300	6450	-3.3	Scintillation
Pa2421	T11	u	6900 ± 35	7660	7830	-7.5	Scintillation
Pa2381	T13	v	5230 ± 85	5750	6300	-3.4	Scintillation

The western profile consists of eight holes. The thickness of the fill increases in a southerly direction from less than 2 m in the north to more than 14 m in the south. The same upper peat deposit found along the eastern profile also is found along the western profile, but is thinner. Its thickness increases to the south as far as the T4 hole (Figure 6-4), to the south of the T4 hole the peat deposit retains a fairly constant thickness of about 2.5 m. The succession of deposits underlying this peat deposit is more complex along the western profile than along the eastern profile. The succession consists of silt intercalated with several peat layers

To the west of the western profile, four holes were drilled, one of which was cored (Figure 6-5). The thickness of the fill here ranges from 8.8 m to 12 m. The same upper peat deposit also is observed here. Near the Hollandais dike, the peat is covered by a sandy silt deposit. Near the former concave bank, the peat is thicker and exposed at the surface. A silt deposit intercalated with peat layers occurs between these sediments and the gravel bed.

To the east of the western profile, five holes were drilled. The thickness of the fill increases to the south from 5.8 m to 16.1 m, and then decreases to 7.5 m. A thick layer of the upper peat deposit is found in all holes, with the exception of T20. The peat overlies silt intercalated with peat layers. Both peat and detrital material overlie the gravel bed near the Hollandais dike and the former concave bank. Between these limits, both deposits overlie a coarse sand containing gravel.

6.3.2. Age-depth model

The samples dated were collected at depths ranging from -12.6 m NGF (T3) to 2.7 m NGF (C1). The dates range from 8.6 to 2.86 ka cal BP (Table 6-1). The “age vs. depth” model allows three groups to be distinguished (Figure 6-6). The first group corresponds to the oldest dates (> 7.4 ka cal BP; Pa2416) and the deepest samples (> -6.3 m NGF, Pa2416). In this group, the age of the samples increases with depth at a rapid rate (100 years represented by 55 cm). The second group consists of samples collected at depths of -4.4 to -2 m NGF, and represents the 7.5 to 5.3 ka cal BP interval. The last group consists of the shallowest samples (> 0 m NGF), which have the most recent dates (< 6 ka cal BP).

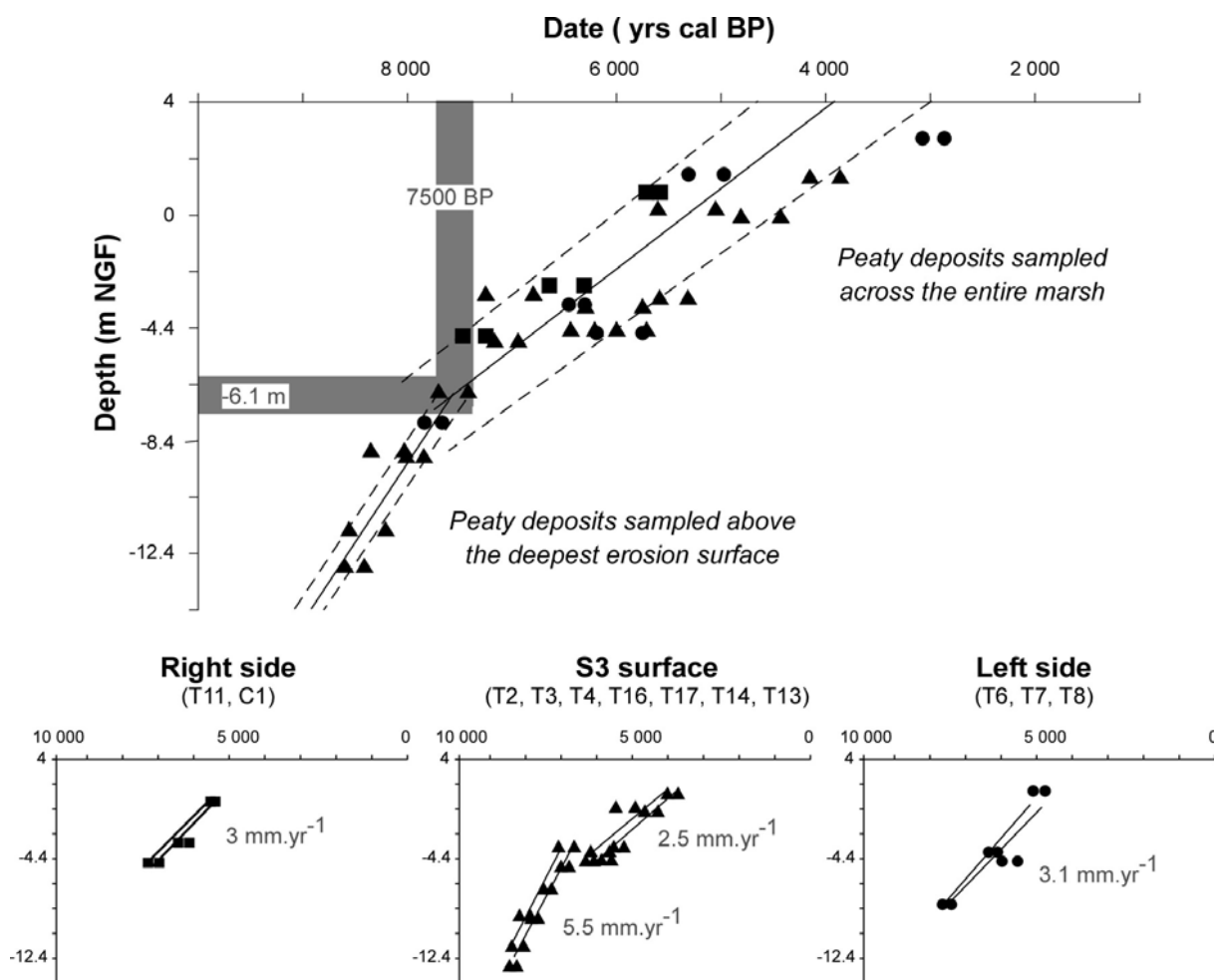


Figure 6-6: Age-depth model for the Marais Vernier peat marsh. The top graph indicates an age-depth relation based on all locations and all radiocarbon dates obtained. The lower graphs indicate an age-depth relation based on the geographical position of drillholes in relation to the S3 surface. The vertical accretion rates shown on the top graph were determined from the lower graphs. A marked change in vertical accretion rate occurs at 7.5 ka cal BP, at a depth about -6.1 m NGF, when accumulation began across in the entire peat marsh.

6.3.3. Paleotopography

Electromagnetic measurements and drilling descriptions were used to study the paleotopography of the peat marsh. The electromagnetic measurements were compared to the drilling descriptions of the profiles (*i.e.*, nature and thickness of sediments). The electrical conductivities increase with increasing thickness of both peat and detrital silt and clay, but decrease where sand, a resistive material, is present. The electromagnetic data and the drilling descriptions thus can be used together to describe the extent of sand bodies and the paleotopography along the profiles studied (Figure 6-2). The profiles indicate that the chalky substratum can be divided into at least three flat to gently inclined erosional surfaces separated by comparatively steep slopes: the S1 surface (< 2 m below surface) is the highest topographically; the S2 surface (7 - 10 m below surface) is wider and incised below the S1 surface; and the S3 surface (>12 m below surface) is narrow and deeply incised. All three surfaces are found along the western profile, whereas only the S2 and S3 surfaces are found along the eastern profile (Figure 6-2).

The fill thicknesses determined by the other drillhole records and the core hole were compared to the results for the western and eastern profiles, allowing us to better detail and extend the description of the paleotopography (Figure 6-3). The thickness of succession in the C1 core is unknown as the gravel bed was not reached. However, its location close to the former concave bank may indicate a fill thickness comparable to that of in T20. The fill thicknesses in T2, T3, T4, T13, T14, T15, T16, T17, T18 and T22 and the SMV3 core indicate that their drilling locations lie above the S3 surface, which is curvilinear in shape. The fill thicknesses in T6, T7, T8, T10, T11, T12, T19, T20 and T21 and the C1 core indicate that their drilling locations are above the S2 surface. The fill thicknesses in T5 and T9 indicate that their drilling locations are above the S1 surface. Further, the S2 surface borders both the inner and outer parts of the S3 surface (Figure 6-3B).

The S1 surface occupies a limited area in the northern part of the peat marsh and is 3 m NGF deep. Most of its former extent was eroded by what became the S2 surface. The S2 surface occupies a relatively wide area that extends from the Hollandais dike to the former concave bank and is -6.1 m NGF deep. The S2 surface, in turn, is incised by the curvilinear S3 surface. The S3 surface occupies a somewhat narrower area, with a depth greater than -6.1 m NGF. Thus the S3 surface corresponds to the youngest erosional surface and the S1 surface to the oldest.

6.4. Discussion: Sea-level rise, accommodation and vertical accretion rate

6.4.1. Age of formation of erosional surfaces

To date the periods of erosion, the S1, S2, and S3 erosional surfaces were compared to the regional description of the paleotopography (Porcher, 1975 et 1977; Masson et Evrard, 1979; Gibbard *et al.*, 1988; Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000). These authors showed that there are at least eight terraces and associated formations in the Lower Seine Valley related to Quaternary climate oscillations and tectonic activity. They also indicated that vertical down-cutting by the Seine River occurred only during extreme drops in sea level, whereas lateral migration of the Seine River occurred during moderate sea-level drops.

The timing of the cut-off of the Marais Vernier meander indicates that the S3 surface formed during the late Weichselian. The vertical incision that resulted in the S3 surface might be related to that observed in the Rouen meander (Porcher, 1977), which is upstream from the Marais Vernier. Because of the profile of the Seine River, the elevation of this surface in the Marais Vernier (around -17.5 m NGF) is lower than that in the Rouen meander (around -14 m NGF). Lefebvre *et al.* (1994) related this surface to the sea-level drop that occurred during the Marine Isotope Stage 2 (-120 m MSL; Fairbanks, 1989).

The elevation of the S2 surface (around -6.1 m NGF) is related to the -6.1 m NGF depth of a second erosional surface seen in the Rouen meander. By analogy with the Rouen surfaces, the S2 surface is probably also associated with the Weichselian. The S1 surface describes a shallow dome, like the

central dome described by Furon, 1952), that is older than Weichselian in age. The palaeogeography of the Marais Vernier thus records the same processes as those recorded in the upstream and downstream parts of the Lower Seine Valley.

6.4.2. Holocene sediment dynamics of the Marais Vernier

Paleotopography, lithology, and age-depth models can be used to describe the evolution of the Marais Vernier Holocene fill (Figure 6-6). The oldest deposits (> 8 ka cal BP) logically are located above the S3 surface in holes T2, T3, T4, T16, and T17, as it is the deepest. When plotted in an age-depth model, these oldest samples reflect a vertical accretion rate of close to 5.5 mm.yr^{-1} . After 7.5 ka cal BP, the vertical accretion rate decreased to 2.5 mm.yr^{-1} . In contrast, accumulation above the S2 surface, as reflected in holes T6, T7, T8, T11 and core C1, began later (after 8 ka cal BP) than that above the S3 surface. Above the S2 surface, peat deposits directly overlie the gravel bed or a very thin layer of silt. The age-depth models indicate similar vertical accretion rates (close to 3 mm.yr^{-1}) over the inner and outer parts of the S2 surface. Comparison of all drillholes above both the S2 and S3 surfaces shows a marked change in vertical accretion rate at a depth of about -6.1 m NGF, which occurred about 7.5 ka cal BP. This depth corresponds to the elevation of the S2 surface. This age, which coincides with the known timing of flooding of the Seine Estuary (Delsinne, 2005), is marked by a decrease in vertical accretion rate within the estuary from 6.8 to 2.2 mm.yr^{-1} (Delsinne, 2005).

The data indicate a significant change in local sediment dynamics that might be related to a regional response of depositional environments to sea-level rise. We thus propose a simplified evolution of the Marais Vernier sedimentary fill (Figure 6-7). At the beginning of the Holocene period, sea level was below the local paleotopography. The area, which was covered by a gravel bed, received sediment only from continental sources in response to climatic changes (Lefebvre *et al.*, 1974; Frouin *et al.*, 2007b). During the Boreal (10.5 - 7.8 ka cal BP; Roberts, 1998), the sea level rose to reach the lowest part of the area, resulting in the deposition of detrital estuarine sediments (Frouin *et al.*, 2007b) over the S3 surface. Between 8.5 and 7.5 ka cal BP, relative sea-level fluctuations in response to climato-eustatic changes were recorded at several European locations (Allen, 2000b; Keigwin et Boyle, 2000; Lockwood, 2001). In the Marais Vernier, these fluctuations resulted in the accumulation of peat along with detrital estuarine sediment above the S3 surface, whereas the S2 surface was largely unaffected. After 7.5 ka cal BP, sediment accumulated above both the S2 and S3 surfaces. At that time, which corresponded to the flooding of the Seine Estuary (Delsinne, 2005), peat accumulated above both the S2 and S3 surfaces in response to a high water-table level and the Climatic Optimum (9 - 6 ka cal BP; Roberts, 1998). From then on, peat has continued to accumulate in the eastern and central parts of the peat marsh (above parts of the S2 and S3 surfaces) controlled by sea-level rise. In contrast, in the western part of the peat marsh, peat deposits are intercalated with tidally-deposited detrital sediments, and are mainly above the S3 surface (Frouin *et al.*, 2006). These results highlight the control of paleotopography on the sedimentation dynamics.

6.4.3. Paleotopography, vertical accretion rate, and sea-level rise

Studies have shown clearly that Holocene estuarine dynamics and sedimentary patterns are influenced by sea-level rise, a concept that is consistent with the conceptual framework of sequence stratigraphy (e.g. Zaitlin *et al.*, 1994; Carter, 1998; Blum et Tornqvist, 2000). In addition, some works have emphasized other factors that alter or filter sea-level control, including sediment supply (Allen, 1995), tide and wind (Allen et Duffy, 1998; Allen, 2000a), and neotectonics (Granja, 1998). Some local factors also have been suggested such as the local topography (Belknap et Kraft, 1981 et 1985; Lobo *et al.*, 2003; Zinke *et al.*, 2003; Rodriguez *et al.*, 2005) and sediment compaction (Allen, 1990 et 1999).

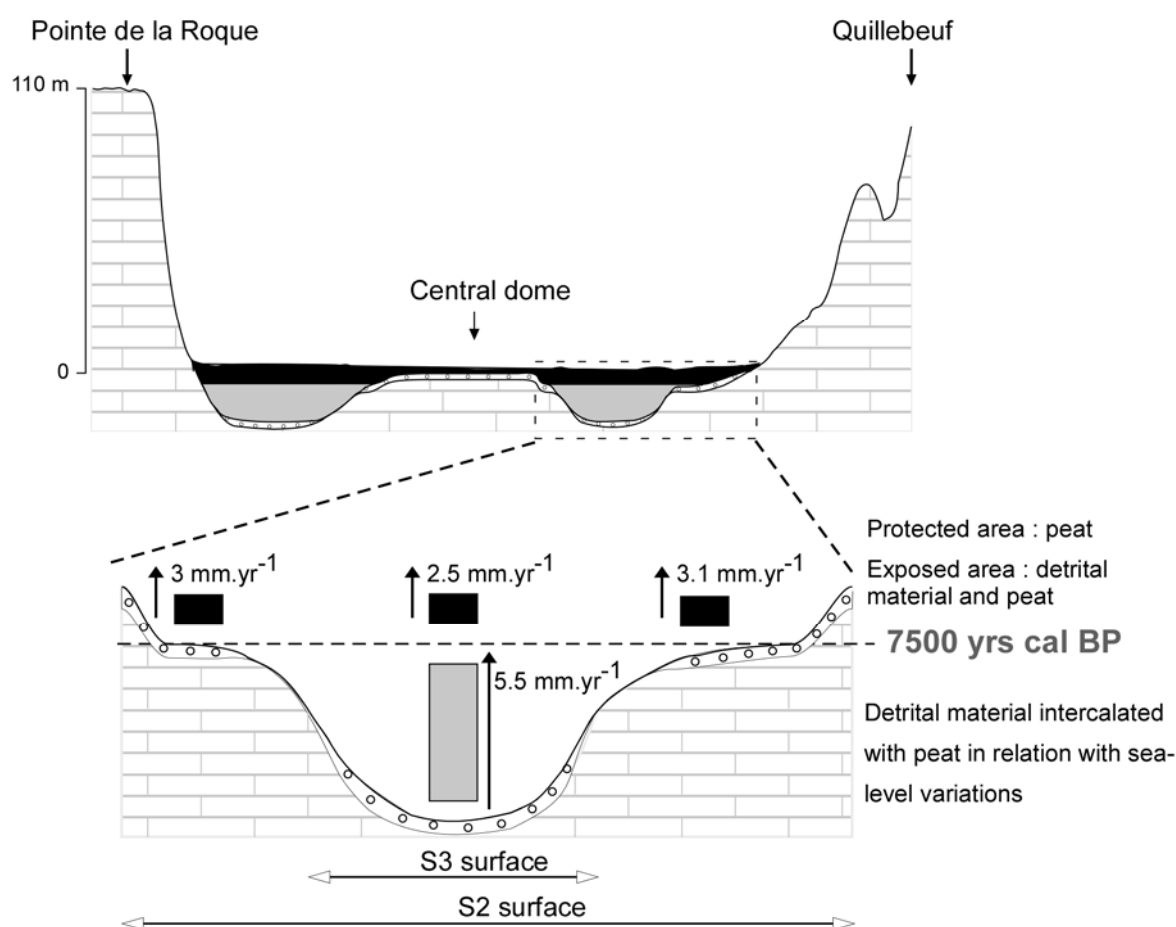


Figure 6-7: Schematic description of the depositional history in relation to sea-level rise and the local palaeotopography. The vertical accretion rates determined on Figure 6 are indicated. The vertical scale has been exaggerated to represent all deposits.

The Marais Vernier provides an illustration of the control of paleotopography on vertical accretion rate. In the Marais Vernier, the paleotopography, inherited from previous glacial periods (especially the Weichselian), defines the accommodation, as base-level is controlled directly by sea-level rise. For the Marais Vernier, we have shown that the local paleotopography is defined by the depth of the fluvial incisions and the width of the former channels. Three erosional surfaces with different geometries are identifiable; most importantly, the S3 surface delineates a narrow area, while the S2

surface delineates a wide area (Figure 6-7), determining accommodation during the following sea-level rise.

Prior to 7.5 ka cal BP, accommodation was restricted to the volume above the S3 surface (Figure 6-7), the only area sufficiently low in elevation to be affected by the sea-level rise (*i.e.*, below the base-level). Concurrently, the area delineated by the S2 surface was above the base-level, and thus received only terrigenous detrital sediment reworked from the watershed (Frouin *et al.*, 2007b). This period was marked by a high vertical accretion rate (5.5 mm.yr^{-1}). If we assume that the sediment supply was constant and the sea-level rise was steady, changes in paleotopography then directly control the apparent local vertical accretion rates, measured in m.yr^{-1} (Figure 6-8). Thus during this period, the rate of sea-level rise and actual sedimentation rate is difficult to evaluate on the basis of the vertical accretion rate. The confusion between sea-level rise, sedimentation rate and vertical accretion rate arises from the similar units of measurement (m.yr^{-1}). Sedimentation rate ideally should be expressed in volume per unit area per unit time ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$) in order to consider the variation in sediment supply on a volumetric basis as a function of the accommodation (in m^2). The accommodation depends on both the sea-level (or base-level) and the paleotopography and thus can change over time even if the rate of sea-level rise is constant. In contrast, vertical accretion rates measure the thickness of deposits per unit time (m.yr^{-1}) at a local scale, and can vary spatially even when the sedimentation rate is constant. When the available accumulation space is full, deposition occurs in another area. If this new depositional area has a greater areal extent than the previous one, the resulting vertical accretion rate will decrease, even though the rate of sea-level change and sediment supply remain constant (Figure 6-8). The high value calculated above the S3 surface (5.5 mm.yr^{-1}) has likely been affected by this phenomenon. If so, the calculated rate is of little value in the evaluation of the relative sea-level rise.

After 7.5 ka cal BP, shortly after the flooding of the Seine Estuary (Delsinne, 2005), the area delineated by the S2 surface was flooded. As a result, the accommodation was enlarged to the wide area delineated by the S2 surface. This period is marked by lower vertical accretion rates (about 3 mm.yr^{-1}), and there is evidence that the vertical accretion rates are related to the sea-level rise. Firstly, rates are comparable across the entire peat marsh, although the values are slightly lower above the S3 surface than above the S2 surface. The lower rate above the S3 surface results from the deposition of intercalated tidally-controlled silt (Frouin *et al.*, 2006), which in turn implies compaction of underlying deposits (Allen, 1990 et 1999), erosional processes (Allen et Duffy, 1998), and periods of non-deposition (Frouin *et al.*, 2006). Second, the accumulation of peat above the S2 surface is controlled by the local water-table level. The level of the water table is controlled by the sea-level rise, recognizing that there is a lag in the response of depositional environments to sea-level fluctuations (Allen, 1995).

The potential effects of compaction on vertical accretion rate in the Marais Vernier also must be considered. Allen (1999) showed that compaction of peat can lower the altitude of the stratigraphic

column, affecting apparent accretion rates. He pointed out that in valley fill systems, the basal peat retains its original elevation, whereas the elevation of the base of intercalated peat depends on the underlying deposits (Allen, 1999). Dates for the Marais Vernier sediment were obtained from basal peat, intercalated thin peat, and upper thick peat. The basal peat and upper thick peat overlie incompressible (*i.e.*, gravel bed or sand) to relatively incompressible (*i.e.*, silt) material. Their current elevations thus are comparable to their original elevations. However, compaction of basal peat and intercalated thin peat may have altered the thickness of the stratigraphic column, especially in the area above the S3 surface. This might have resulted in the creation of additional accommodation that, in turn, modified the vertical accretion rate observed. Thus compaction, as well as paleotopography, might have affected the sedimentation dynamics in the Marais Vernier.

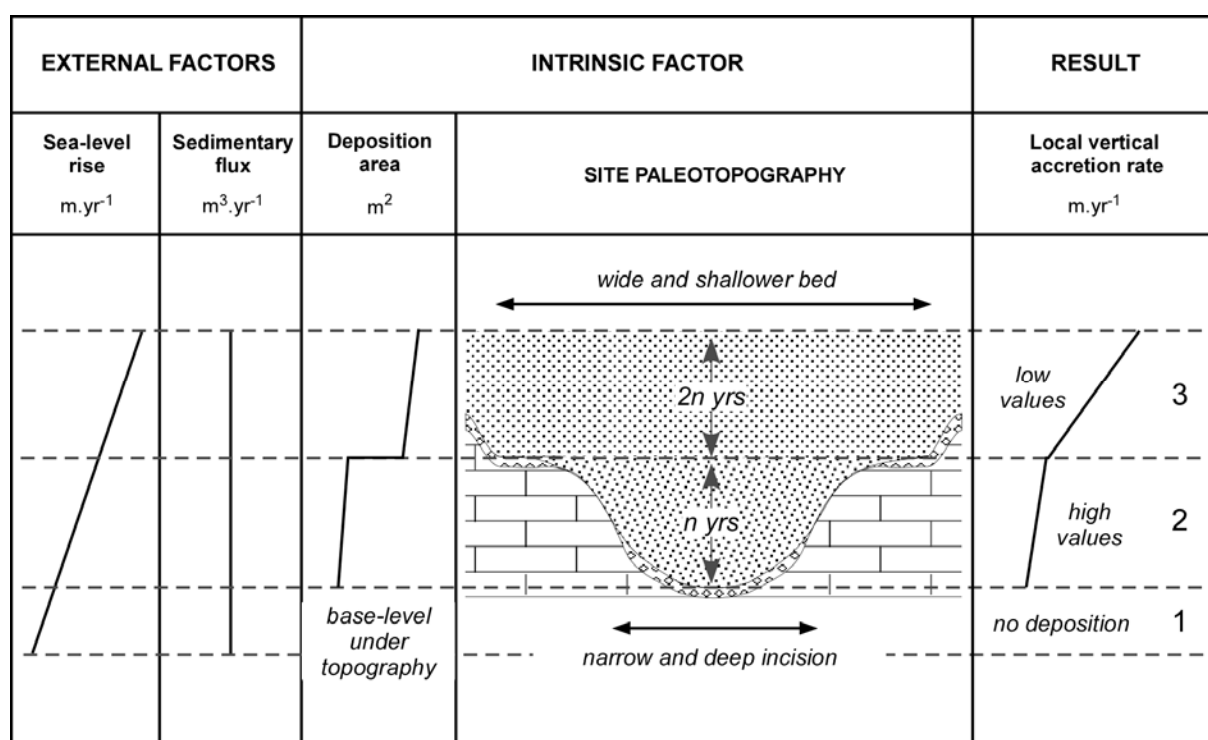


Figure 6-8: Schematic interpretation of local vertical accretion rate in response to the controls of sea-level rise, sedimentary flux and paleotopography. Sea-level rise and sedimentary flux were constant, whereas there is complex paleotopography. During the first stage, the base-level lay below paleotopography leading to no deposition in the system. During the second and third stage, the base-level was above paleotopography leading to deposition in the system. However sediments did not accumulate at the same rate in both stages because of the changing extent of the deposition area. A narrow depositional area (2nd stage) provided a higher local vertical accretion rate than a wide depositional area (3rd stage) in the same conditions of sea-level rise and sedimentary flux.

The effect of paleotopography on vertical accretion rate has important implications for the reconstruction of relative sea-level rise curves. In northwestern Europe, the paleotopography of large estuarine systems is inherited from the glacial-interglacial period alternation (Antoine *et al.*, 2000; Blum et Tornqvist, 2000), which resulted in the formation of both deep, narrow incisions and shallow, wide channels. The former provide small depositional areas that are the first to receive sediment

following a rise in sea-level, and the latter provide larger areas that are filled only later. Paleotopography and Holocene sea-level rise have been reported to be responsible for the distinct vertical sedimentary succession observed in the Humber estuary (Rees, 2006). In the case of the Humber Estuary, the relative control of the ancient topography on the sedimentation dynamics was emphasised more than that on the vertical accumulation rate, although they are related. In the Marais Vernier, the paleotopography appears to have controlled the depositional area and thus the vertical accretion rate. Several authors (Larsonneur, 1971; Ters, 1973; Lambeck, 1997), however, have suggested that sea-level rise during the Holocene was unsteady, with a high rate prior to the end of the Climatic Optimum (9 - 6 ka cal BP; Roberts, 1998) and a decreasing rate afterwards. The detrital sedimentation rate recorded in protected coastal areas mainly depends on sea level, accommodation, and sediment supply. The sea level in these areas is known on the basis of the elevation of basal peat, which is not affected by compaction (Allen, 1999). In the Marais Vernier, basal peat dates and elevations indicate a rate of sea-level rise of close to 4 mm.yr⁻¹ prior to 7.5 ka cal BP, which is lower than the corresponding vertical accretion rate. The influence of the sea-level rise thus was mitigated by paleotopography and compaction. It is therefore difficult to establish the relative control of sea-level rise, compaction and paleotopography on the sedimentation dynamics.

6.5. Conclusions

The paleotopography of the Marais Vernier is inherited from previous glacial periods, especially the Weichselian, and is a result of sea-level drops that eroded the chalky substratum to an elevation of -17 m NGF. We have identified at least three erosional surfaces, which are located at different depths and which describe the location of previous Seine River channels. The S1 surface is the oldest and topographically highest of the three; the S2 surface is younger, wider, and incised below the S1 surface; the S3 surface, the youngest of the three, is narrow and deeply incised. Radiometric dates were considered on the basis of their geographical position in relation to the S3 surface. The data were used to determine the depositional history of the peat marsh. When the sea level was below the paleotopography, sediment accumulated in response to climatic changes. During the Boreal (before 7.5 ka cal BP), sea level reached the lowest part of the peat marsh (*i.e.*, a narrow area delineated by the S3 surface), resulting in the deposition of estuarine material at a rate of 5.5 mm.yr⁻¹. Soon after the flooding of the Seine estuary (7.5 ka cal BP), sediment accumulated at a lower rate (3 mm.yr⁻¹) over the whole current peat marsh (above the S2 surface). The change in vertical accretion rate highlights the role of paleotopography, which controls the area of deposition or non-deposition in response to sea-level rise (base-level). Prior to flooding of the S2 surface, the area was mainly affected by deposition of estuarine detritus, the vertical accretion rate of which is related to local conditions determined by the rate of sea-level rise, local paleotopography, sediment supply, and compaction. In contrast, after the flooding, the principal process was the accumulation of peat, the vertical accretion rate (sediment thickness accumulated per unit time) of which might be directly related to the rate of

sea-level rise. The 5.5 m.yr^{-1} vertical accretion rate determined before 7.5 ka cal BP differs from that determined concurrently for the Seine Estuary (6.8 mm.yr^{-1}), indicating that it has only local significance and therefore should not be confused with a true sedimentation rate, represented by a volume of material deposited per unit area per unit time. Both the Marais Vernier and the Seine estuary might have been affected by the same sea-level rise control and had the same sediment supply. Therefore, the different vertical accretion rates might result from the local control of paleotopography and compaction.

The Marais Vernier example illustrates the importance of paleotopography in masking the impact of sea-level rise and sediment supply on such environments. However, it remains difficult to quantify the relative effect of paleotopography on sediment accumulation as opposed relation to those of sea-level rise, sediment supply and compaction

Le premier chapitre de cette partie décrit donc une technique d'exploration rapide et non destructive du remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier. La méthode électromagnétique sera une alternative à la multiplication des sondages pour décrire la géométrie d'un remplissage, une fois que la méthode sera calibrée par des outils de mesure directe des propriétés du sol.

Les campagnes de prospection réalisées dans le marais tourbeux du Marais Vernier (sondages, carottages et mesures électromagnétiques) permettent de définir l'épaisseur du remplissage sédimentaire holocène comme la résultante de la topographie pré-holocène. Contrairement à l'hypothèse précédemment admise, le marais tourbeux du Marais Vernier présente une paléotopographie contrastée, marquée par la présence de plusieurs surfaces d'érosion. La surface d'érosion peu profonde S1, apparentée à un dôme, est plus ancienne que la surface de profondeur moyenne S2, vaste et s'étendant de ce dôme centrale (S1) vers l'ancienne rive concave apparente dans le paysage du marais, et la surface profonde S3, étroite et incisant la surface de profondeur moyenne S2. La comparaison de ces surfaces d'érosion avec les terrasses de la Seine et la reconstruction de l'évolution du cours de la Seine (Figure 2-9) indiquent que les surfaces S2 et S3 peuvent être assimilées aux terrasses de Rouen II et Rouen I d'âge Weichsélien, et la surface S1 à une période antérieure. Le recoupement du méandre du Marais Vernier intervient après le surcreusement de la terrasse de Rouen II donnant la terrasse de Rouen I en forme de gouttière. L'âge de ce surcreusement est attribué à la chute du niveau marin de -70 à -120 m qui se produit entre les stades isotopiques marins MIS3 et MIS2. Ce recoupement du méandre a donc été attribué au pléniglaciaire du Weichsélien (Huault et Lefebvre, 1983a). Ce recoupement pourrait être intervenu plus tardivement, à savoir au début de la déglaciation où une réactivation des cours d'eau du NW de l'Europe a été décrite (Ménot *et al.*, 2006). L'histoire pré-holocène du Marais Vernier est donc complexe ; les trois surfaces d'érosion décrites en étant le résultat final.

Les nombreuses datations réalisées sur les tourbes basales et intercalaires du marais tourbeux permettent d'apprécier la chronologie de mise en place du remplissage sédimentaire. La remontée du niveau marin affecte d'abord les zones basses du marais ; le matériel sédimentaire s'accumule alors au-dessus de la surface S3 avec un taux d'accrétion vertical de 5,5 mm.an⁻¹. Puis vers 7500 ans cal BP, le niveau marin atteint l'altitude de la surface S2, et le marais tourbeux est entièrement inondé, à l'exception du dôme qui correspond alors à une île. La surface S2 étant assimilée à la terrasse de Rouen II, l'inondation générale du Marais Vernier coïncide avec l'inondation générale de l'embouchure de Seine. Le matériel sédimentaire s'accumule selon un taux d'accrétion vertical de 2,5 mm.an⁻¹ au-dessus de la surface S3 et d'environ 3 mm.an⁻¹ au-dessus de la surface S2.

Les nombreuses tourbes intercalaires observées dans les différents sondages ont des âges différents, voire des positions stratigraphiques différentes, indiquant un contrôle local des environnements de dépôt (comblement). La présence de matériel compressible laisse penser que la compaction de la colonne de sédiments peut également affecter le remplissage, néanmoins les modalités de son action restent à préciser.

Les sondages réalisés à proximité de la digue des Hollandais n'ont pas révélé une lithologie indiquant la présence d'un cordon sableux. Toutefois, il convient de rester prudent sur l'interprétation de ce fait, en l'absence de structures sédimentaires pouvant apporter des éléments de réponse. En effet, dans les sites en amont du Marais Vernier existent des structures protectrices, de type levée fluviale, à l'arrière desquelles se mettent en place des tourbières. La position du Marais Vernier dans l'estuaire le place à la limite entre les domaines continentaux et marins, et donc soumis aux influences fluviales et tidales. Le cordon sableux décrit dans les travaux précédents pourrait alors correspondre à une levée fluviale, comme dans les sites amonts.

Ce premier travail sur la lithologie et l'épaisseur du remplissage met en évidence différents facteurs de contrôle : certains globaux et évidents comme la remontée du niveau marin, et d'autres locaux et propres au géosystème étudié, comme la paléotopographie, le niveau de la nappe phréatique ou le comblement de la zone. Il indique également plusieurs étapes dans le remplissage du marais tourbeux, mais d'où vient le matériel qui s'est déposé et dans quelles conditions s'est-il déposé ?

PARTIE 3 :
ORIGINE ET CONDITION DE DEPOT
DU MATERIEL SEDIMENTAIRE
DANS LE MARAIS VERNIER

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 3

7. SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERIZATION AND ORIGIN OF THE DEPOSITS IN A HOLOCENE MARSH (MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE)	121
7.1. <i>Introduction</i>	121
7.2. <i>Material and Methods</i>	121
7.2.1. Detrital material description.....	122
7.2.2. Grain size analysis	123
7.2.3. Clay minerals	123
7.2.4. Carbonate content	123
7.3. <i>Results</i>	123
7.3.1. Observations	123
7.3.2. Grain size	125
7.3.3. Clay minerals	125
7.3.4. Carbonate content	126
7.3.5. Lithological synthesis	127
7.4. <i>Origin of the Vernier Marsh sediments</i>	127
7.4.1. Continental signature	127
7.4.2. Estuarine signature.....	128
7.4.3. Origin of the Vernier Marsh sediments.....	129
7.4.4. Depositional environments according to grain-size evidence	129
7.5. <i>Synthesis</i>	130
7.6. <i>Conclusion</i>	135
8. TIDAL RHYTHMITES OF THE MARAIS VERNIER, SEINE ESTUARY, FRANCE AND THEIR IMPLICATIONS FOR RELATIVE SEA-LEVEL	136
8.1. <i>Introduction</i>	136
8.2. <i>Spectral analysis of a laminated sequence</i>	137
8.2.1. Problematic	137
8.2.2. Materials and Methods.....	138
8.3. <i>Results</i>	140
8.4. <i>Overview of tidal characteristics</i>	140
8.4.1. Tidal cycles.....	142
8.4.2. Seine estuary current pattern.....	142
8.5. <i>Tidal record in the Marais Vernier</i>	143
8.5.1. Neap-spring cycles and anomalistic month.....	143
8.5.2. Semiannual and annual cycles	145
8.5.3. Record of marine material income	146
8.6. <i>Conclusion</i>	147

Cette partie a permis de décrire l'origine du matériel, en distinguant notamment des apports continentaux issus de l'érosion du bassin versant à des époques et contextes différents, d'apports estuariens/marins. Ce travail permet de confirmer la possibilité d'utiliser des marqueurs minéralogiques pour retrouver le compartiment primaire à l'origine du dépôt observé, comme cela avait déjà été démontré dans un karst de Haute-Normandie (Laignel *et al.*, 2004).

Ce travail correspond à la première étude entreprise sur le Marais Vernier dans le cadre de la thèse, dans la mesure où le matériel était déjà disponible pour les analyses. Les carottages SMV2 et SMV1 constituaient, lors ce travail, les seules informations sur le remplissage holocène du marais tourbeux, cohérentes avec l'hypothèse d'une paléotopographie marquée par la présence d'un chenal fluvial unique (HYDRATEC, 1998). La synthèse des données paléobiologiques de travaux antérieurs (Huault et Lefebvre, 1983a) et de ces nouvelles données sur l'origine du matériel sédimentaire nous ont alors permis d'ébaucher une première hypothèse sur l'évolution du remplissage sédimentaire du marais tourbeux. Cette première hypothèse présente, par conséquent, des approximations au regard des informations démontrées dans la partie 2 et des lectures qui ont suivies la rédaction de cet article. Ainsi, il est apparu, depuis, dans une édition spéciale de *Quaternary International* paru en 2005 (Baeteman et Gehrels, 2005) que la terminologie belge et hollandaise (Calaisien et Dunkerquois), décrite par Behre dans son article de 2004, devait être abandonnée au profit d'une étude sur la stratigraphie des dépôts organiques. Le cordon sableux a également été improprement qualifié de barrière côtière. Il aurait été plus prudent en l'absence de plus amples informations de parler d'une structure protectrice. Ces points sont éclaircis dans la partie qui suit, où cette fois la synthèse sur le Marais Vernier comprend des données acquises sur tous les sondages et carottages.

Une autre remise en question des travaux antérieurs est apparue avec l'étude des laminites. En effet, le carottage SMV2 comprend de nombreux dépôts laminés déposés dans des eaux saumâtres à marines d'après les assemblages de diatomées (Huault, 1985) et d'origine estuarienne d'après ce travail sur l'origine du matériel. L'étude du contenu en diatomées et l'interprétation qui en découla en 1985 postulaient que le remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier s'était fait de façon continue en relation avec la remontée du niveau marin. Les tourbes correspondaient alors à des phases régressives et la mise en place des dépôts détritiques intercalés à des phases transgressives, notamment marquées par un apport important de diatomées marines à saumâtres. Les nombreux travaux sur ce type d'environnements ont montré que la sédimentation est discontinue, ponctuée de périodes de dépôt, de non-dépôt et d'érosion. Nous nous sommes alors demandé ce que représentaient les 5 phases transgressives mises en évidence en 1985, et en particulier deux de ces

phases transgressives décrites pour un même dépôt laminé d'âge Subboréal. A cette période, se met en place un chenal détritique alimenté par du matériel estuarien dans la partie ouest et en relation probablement avec une rupture de la structure protectrice qui permet l'accumulation tourbeuse épaisse dans la partie est du marais tourbeux. La réponse à cette interrogation constitue le travail présenté dans le second chapitre de cette partie.

7. Sedimentological characterization and origin of the deposits in a Holocene marsh (Marais Vernier, Seine Estuary, France).

M. FROUIN, B. LAIGNEL, D. SEBAG, S. OGIER AND A. DURAND

Zeitschrift für Geomorphologie, 2007, vol 51, pp. 1-18

7.1. Introduction

In sedimentary petrology, the term provenance is used to encompass all factors related to the production of sediment, with specific reference to the composition of the parent rocks as well as the physiography and climate of the source area (Weltje et von Eynatten, 2004). Sedimentary sequences of Holocene tidal marshes are known to preserve an undisturbed record of environmental change because of a low rate of bioturbation coupled with a fairly high sedimentation rate (Chague-Goff *et al.*, 2000). Within this undisturbed record, mineralogical approaches are used to identify the provenance of sediments (Allen, 1991; Amorosi *et al.*, 2002; Alonzo-Azcarate *et al.*, 2005). This mineralogical approach, which was already successfully used in the studied region for assessing sediment provenance in a karstic infilling (Laignel *et al.*, 2004), was applied here to study the origin of detrital marsh sediments.

Previous works in the lower Seine valley provided information about the palaeobiological content (*i.e.* pollens, diatoms, foraminiferae, vegetation) and conditions of deposition of the Holocene sediments (Huault, 1979 et 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1988). No data are available, however, concerning the origin of the detrital material (*i.e.* either area or formation of supply) or the mode of particle transfer. Because of the Vernier Marsh position within the lower Seine Valley (Figure 7-1), its sedimentation was influenced by the Holocene sea-level fluctuations, tidal cycles (Frouin *et al.*, 2004) and the Seine river currents.

The purpose of this study is first to characterize the sediments of the Vernier Marsh from various analyses (*i.e.* grain-size, clay mineral and carbonate content). The comparison of the clay mineral contents of the marsh sediments and their likely sedimentary sources (*i.e.* continental or estuarine) was then carried out to determine the origin of the marsh sediments. Finally the sediment characterization allowed the discussion of the probable Holocene depositional environments within the Vernier Marsh.

7.2. Material and Methods

The 20 m thick core analysed in this study (Figure 7-2) was drilled in 1977 in the southern part of the peaty marsh and consists of a succession of peaty and detrital materials. This core was previously used by Huault *et al.*(1983a) to describe the palaeobiological content and determine radiocarbon ages of the

sampled material. These radiocarbon ages were calibrated using the OxCal 3.5 program (Bronk Ramsey, 2000). Both the ^{14}C and the calibrated ages, expressed in year calibrated before Christ (yr cal BC) upon the full two standard deviation range, will be given in the text. As peat develops in situ and includes little detrital material, it was not included in this work, and sampling was therefore only carried out on the detrital sediments.

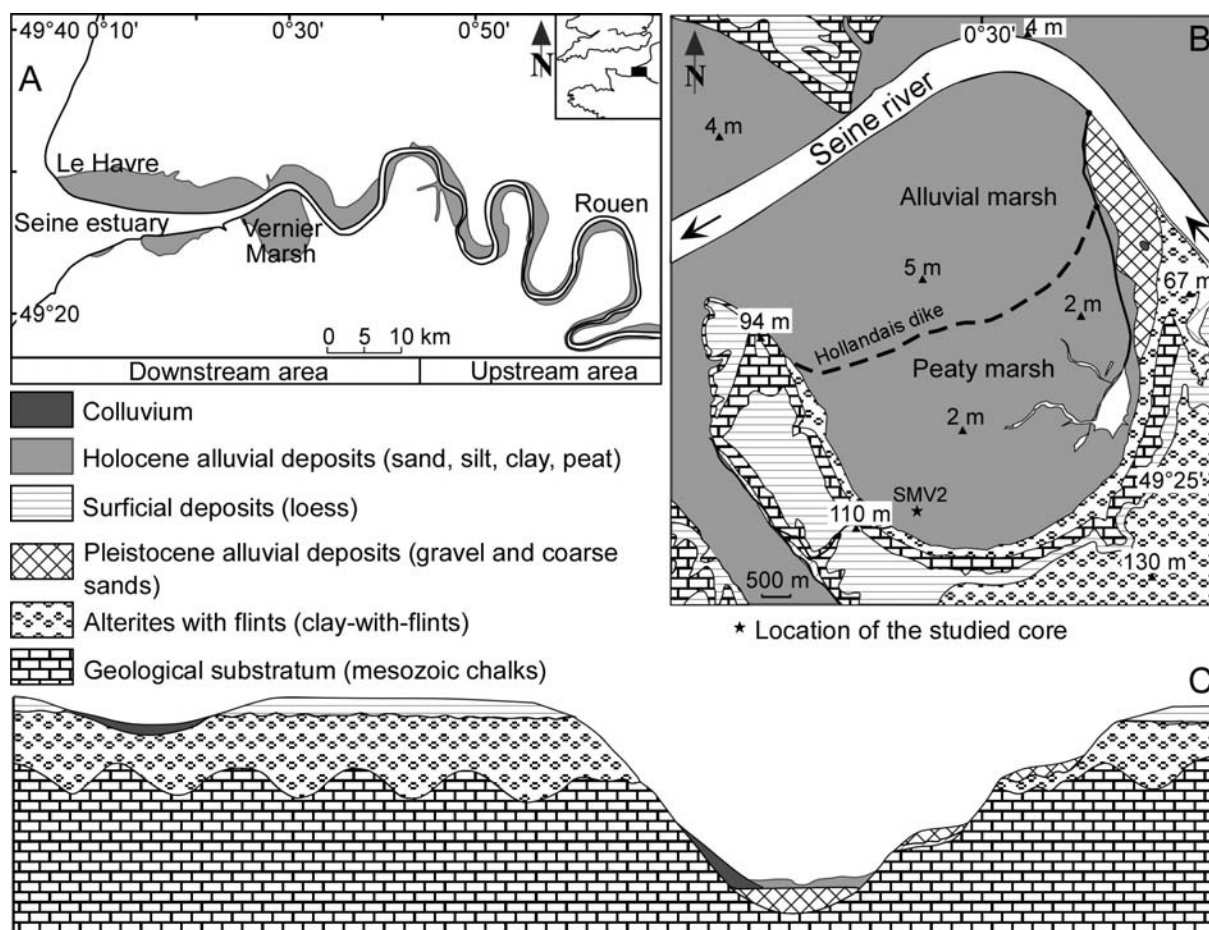


Figure 7-1: Geographical and geomorphological situation of the Vernier Marsh. (A) Location of the Vernier Marsh within the Lower Seine Valley. (B) Location of the studied core SMV 2 within the Vernier Marsh, coastal barrier and distribution of alluvial and peaty marsh. (C) Oversimplified cross-section of the western Paris basin showing the location of surficial Quaternary deposits (Laignel, 2003).

7.2.1. Detrital material description

The macroscopic and microscopic observations of the detrital material allowed the distinction of different facies according to: (i) texture (*i.e.* clayey, silty or sandy material); (ii) sedimentological structures (*e.g.* bioturbation, lamination); (iii) identification and quantification of the coarser particles (*i.e.* presence or absence of minerals).

Samples were then taken at 20 cm intervals in this detrital part with additional samples near the main lithological changes. Around 100 samples were thus analysed.

7.2.2. Grain size analysis

The grain-size distribution was determined by using sieves for the fraction $> 63 \mu\text{m}$ and a particle counter COULTER MULTISIZER[®] for the fraction $< 63 \mu\text{m}$. The data expressed as ponderal equivalent enabled the drawing of cumulative curves from which the one-percentile C_1 and the median M were graphically determined. Both percentiles were replaced in the CM diagram of Passega (Passega, 1957). As this diagram only takes into account the clastic sedimentary fraction, the biogenic content had to be removed in some samples. For example, the relative mass of calcium carbonate precipitation present in the coarsest fraction ($> 25 \mu\text{m}$) was always significant and was thus not taken into account in the grain-size distributions. Conversely, the relative mass of shells was insignificant, and therefore no particular correction was necessary.

7.2.3. Clay minerals

The clay (*i.e.* $< 2 \mu\text{m}$) mineral assemblages were studied using X-ray diffraction on oriented mounts. For each sample, three X-ray analyses were performed: after air-drying, after a polyalcohol solvation and after heating at 480°C for 3 hours. The clay mineral identification was done according to the position of the d_{001} series of basal reflections on the X-ray diagrams (Brindley et Brown, 1980). The semi-quantitative evaluations, which are used to characterize the clay mineral assemblage, are based on the peak heights and areas summed to 100%, with the relative error being 5%.

The relative abundance of smectite compared to illite was estimated using the ratio between the intensity of the basal reflection of each mineral (*i.e.* respectively d_{001} at 17 \AA and d_{001} at 10 \AA).

7.2.4. Carbonate content

Some 30 samples were additionally taken and used to determine the carbonate content. The carbonate content was estimated on crushed samples by using the Bernard calcimeter.

7.3. Results

7.3.1. Observations

According to the texture (Figure 7-2), sandy deposits occur below 17.7 m depth and above 4.2 m depth, silty sediments being found between these depths. Peaty deposits alternates with these silty and sandy deposits starting from a depth of 14.6 m.

Below 19 m depth, the sandy deposit contains quartz particles, which are visible through a magnifying glass, and presents an interbedded thick clay facies with thin sand structures. This deposit is disturbed by several erosional surfaces (*i.e.* presence of flint or load structures) at each contact between sand and clay beds. Between the depths of 19 m and 17.7 m, the deposit, which also contains quartz particles, which are visible through a magnifying glass, comprises numerous sandy lenses.

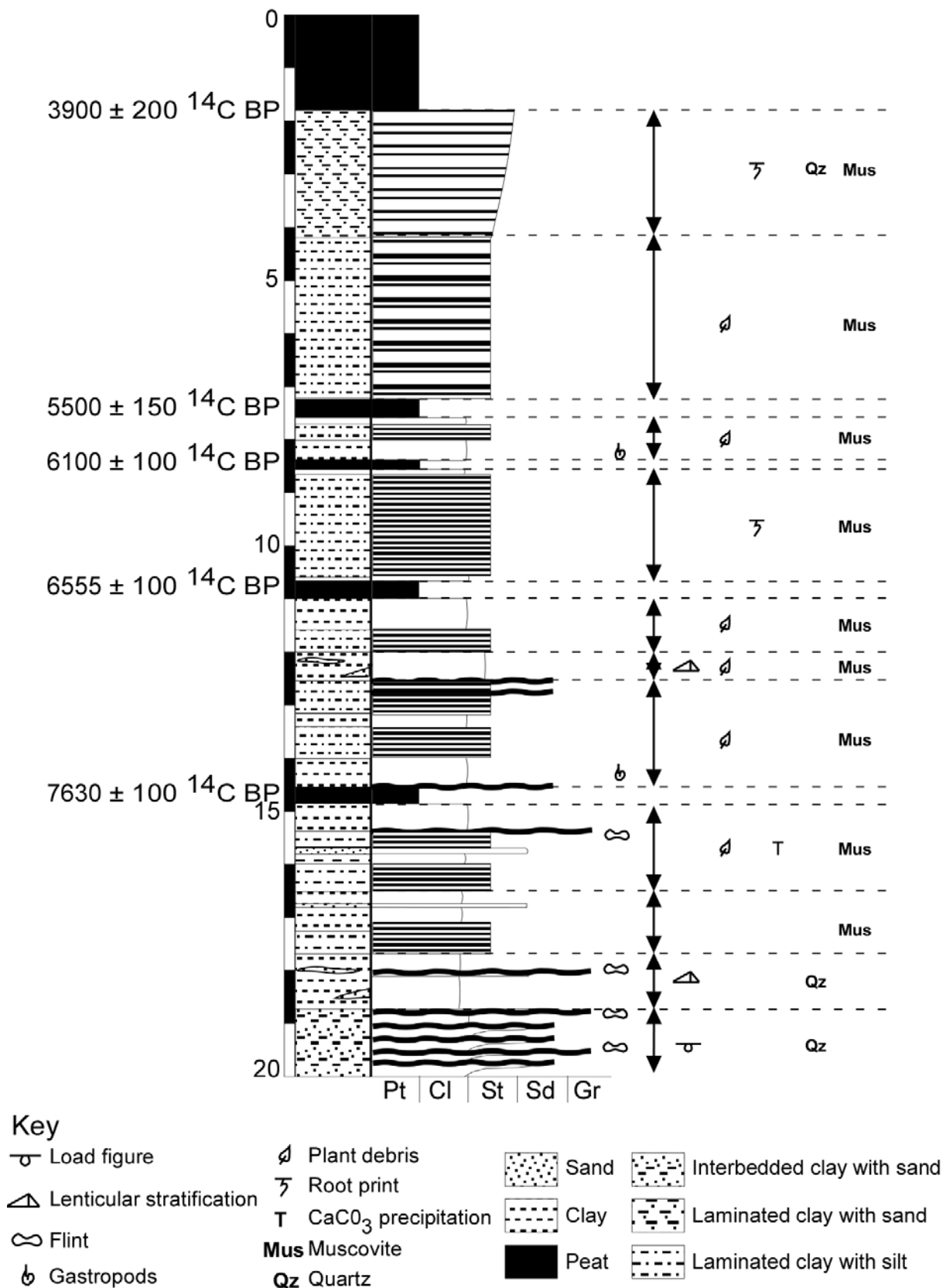


Figure 7-2: Description of the SMV2 core drilled in the SW part of the Vernier Marsh. Quartz and muscovite particles were observed through a magnifying glass. (Pt: Peat, Cl: Clay; St: Silt, Sd: Sand, Gr: Gravel)

Between the depths of 17.7 m and 4.2 m, the deposit consists of silty sediments alternating with four peat beds (each of 40 cm thick). Within the silty sediments, texturally homogeneous deposits alternate with laminated clay with silt deposits. Macroscopic observations within these deposits enabled the identification of (i) calcium carbonate precipitation between the depths of 16.5 m and 14.9 m; (ii) flints at 15.2 m depth; (iii) gastropod shells between the depths of 14.6 m and 14.2 m and at 8 m depth; (iiii) rootprints or rootlets between the depths of 15.8 m and 4.2 m. Observations through a magnifying glass within these deposits allowed the identification of muscovite particles.

Between the depths of 4.2 m and 1.8 m, the deposit contains both quartz and muscovite particles, which are both visible through a magnifying glass, and consists of laminated clay with sand structures. This last detrital deposit is disturbed by: (i) the presence of a few rootprints between the depths of 4.2 m and 2 m; (ii) the presence of many rootlets between the depths of 2 m and 1.8 m.

7.3.2. Grain size

The grain-size distribution is mostly represented by the fine fraction $< 63 \mu\text{m}$ ($> 70 \%$; Figure 7-3). The mode mostly corresponds to the coarse silt size fraction (close to $40 \mu\text{m}$), while the coarse fraction $> 63 \mu\text{m}$ is less represented. The highest percentages of this coarse fraction were identified below 14.6 m depth ($> 20 \%$) and above 7.1 m depth ($> 10 \%$). Between the depths of 14.6 m and 7.1 m, the proportion of the coarse fraction varies from 0 to 10 %.

The median M is almost homogeneous and inferior to $100 \mu\text{m}$ in the entire core, whereas the one-percentile C_1 presents great variations. A few samples below 17.7 m depth and one at 15.2 m depth present a one-percentile $C_1 > 1000 \mu\text{m}$ which is related to the presence of flints. In the rest of the core, the one-percentile C_1 is either inferior to $100 \mu\text{m}$ or comprised between 100 and $1000 \mu\text{m}$ depending on the proportion of sand.

7.3.3. Clay minerals

According to the X-ray diagrams, the clay fraction (*i.e.* $< 2 \mu\text{m}$) is composed of both phyllosilicate minerals (*e.g.* chlorite, illite, smectite and kaolinite) and non phyllosilicate minerals (*e.g.* quartz, feldspaths). The clay mineral assemblage is mainly composed of illite (20 to 55 %), smectite (15 to 60 %), kaolinite (15 to 40 %) and either a lower amount of chlorite ($< 20 \%$) or no chlorite (Figure 7-3). The higher proportions of smectite were observed below 17.7 m depth and above 4.2 m depth, where the ratio $R_{17/10}$ is greater than 1. Between the depths of 17.7 and 4.2 m, illite is the dominant mineral of the clay assemblages ($R_{17/10} > 1$). The proportion of kaolinite tends to decrease from the bottom (40 %) to the top (15 %) of the core. Chlorite is absent below 17.7 m depth and remains in some parts ($< 20 \%$) upward.

7.3.4. Carbonate content

The carbonate content ranges from 17 % to 30 % with an average value close to 23 % in the main part of the core (Figure 7-3). The carbonate content is greater than 30 % below 17.8 m, whereas it tends to zero near the upper peaty deposit (1.8 m).

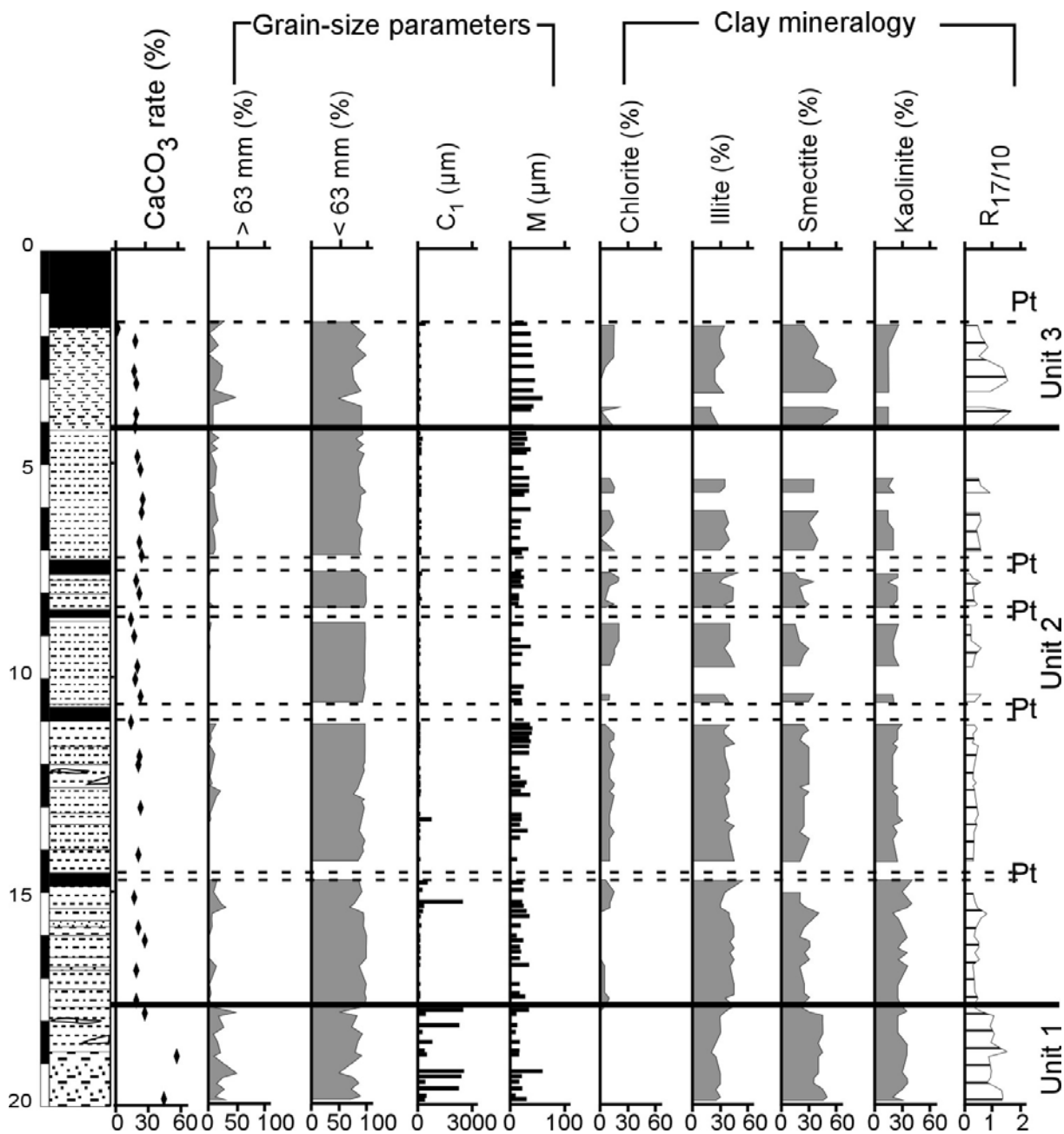


Figure 7-3: Carbonate content, grain-size distribution and clay mineral content of the Vernier Marsh sediment. (Pt: Peat.)

7.3.5. Lithological synthesis

The lithological characterization of the core sediments of the Vernier Marsh enables the distinction of three main stratigraphic units (Figure 7-2 and Figure 7-3): (i) Unit 1, below 17.7 m depth, is characterized by sandy deposits, the presence of flints ($C_1 > 1000 \mu\text{m}$) and quartz particles, which are visible through a magnifying glass, the preponderance of smectite, the absence of chlorite and a high carbonate content ($> 30 \%$); (ii) Unit 2, between the depths of 17.7 m and 4.2 m, is characterized by an alternance of silty deposits either laminated or texturally homogeneous and peats, the presence of muscovite particles, which are visible through a magnifying glass, the preponderance of illite and a mean carbonate content about 23 %; (iii) Unit 3, above 4.2 m depth, consists of sandy laminated sediments which are characterized by muscovite and quartz particles, which are both visible through a magnifying glass, a preponderance of smectite and a decreasing carbonate content close to the upper peat.

7.4. Origin of the Vernier Marsh sediments

Because of its location within the Seine estuary, the sedimentary dynamics of the Vernier Marsh are controlled by both marine and fluvial processes (Elhai, 1959; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985; Frouin *et al.*, 2004). According to the geological context, the sedimentary material may have either a continental (*i.e.* loess, clay-with-flints, chalk) or an estuarine origin (*i.e.* suspended particle matter, Seine bay deposits). However, due to the mixed nature of an estuary, especially one as large as the Seine, it is generally difficult to distinguish between tidal (*i.e.* marine/estuarine origin) and fluvial sediments (*i.e.* continental origin; Luternauer *et al.*, 1995). Nevertheless, previous works in the region have shown that the mineralogical signature of the estuarine sediments is different from the one characterizing continental sediments (Laignel, 2003). Data obtained from the marsh sediments were thus compared to data of the likely sources of material gathered from the literature.

7.4.1. Continental signature

The erosion of continental formations may provide flints (pebble-size particles), which occur within chalk and clay-with-flints. In addition, chalk formations may provide great carbonate content. The erosion of surficial deposits may also provide a significant sediment load constituted of silt-size particles of quartz. In the lower Seine watershed, the extent and thickness of loess (*i.e.* aeolian 4 deposit; Lautridou, 1985) make of it the principal regional source of quartz material. In the Seine estuary, the particles of quartz originate from either a primary erosion of loess or a reworking of loessic material already deposited in the valley.

According to the clay mineral content of the continental formations (Laignel *et al.*, 1998a; Laignel, 2003), smectite, kaolinite and illite appear as the dominant minerals in the clay assemblages and were thus plotted on a ternary diagram (Figure 7-4a). Terrigenous formations present a higher proportion of smectite ($> 70 \%$) than of illite ($< 30 \%$). Cretaceous chalk presents the higher proportion of smectite

and the lower proportion of kaolinite, unlike the clay-with-flints. Thus Cretaceous chalk and their derived clay-with-flints present a gradient approximated by the kaolinite/smectite ratio (Laignel *et al.*, 1998a). Compared to the other continental formations, loess, which presents a relatively high proportion of smectite, is relatively rich in illite. Chlorite, which is not plotted in the diagram, marks in the region the difference between the pre-Weichselian loess (*i.e.* no chlorite) and the Weichselian loess (*i.e.* presence of chlorite; Lebret, 1984; Lautridou, 1985; Laignel, 2003).

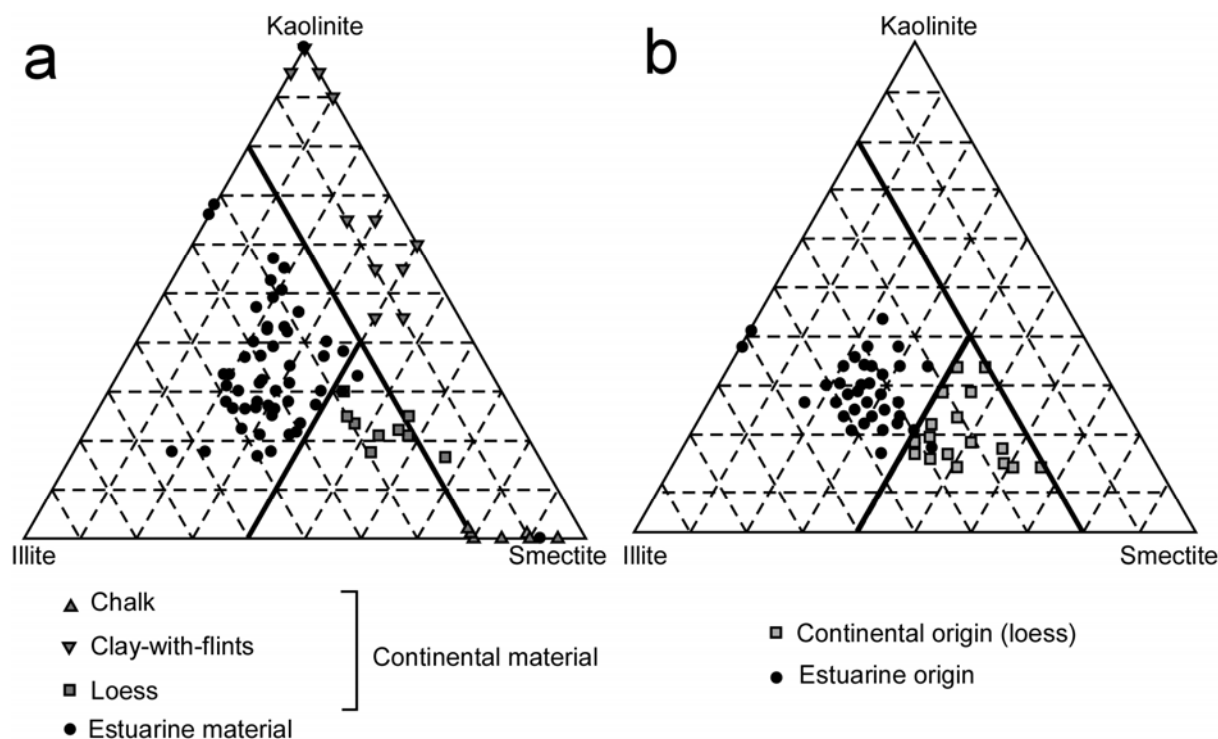


Figure 7-4: Ternary plot of the clay mineral content (illite/smectite/kaolinite) of (a) the estuarine and continental materials (Laignel, 2003) and (b) the Vernier Marsh deposits. The estuarine material presents the greater proportion of illite, whereas the continental material presents the greater proportion of smectite and kaolinite. According to both plots, a loessic and an estuarine signatures are recorded in the Vernier Marsh deposits.

7.4.2. Estuarine signature

Estuarine inputs provide mainly silt-size particles (*i.e.* suspended particle matter; Lesourd, 2000). The carbonate content of the Seine estuary sediments is close to 30 % (Avoine, 1981). Micaceous particles having been described in the lower Seine estuary (Lefebvre, 1975), the presence of muscovite particles could therefore be indicative of estuarine inputs.

According to several studies on clay mineral content of estuarine materials (Germaneau, 1968; Avoine, 1981; Lesourd, 2000; Garnaud, 2003), smectite, kaolinite and illite also appear as dominant minerals in the clay assemblage and were thus plotted on the same ternary diagram (Figure 7-4a). The clay content of estuarine materials collected from the Seine Bay to Rouen presents a proportion of smectite ranging from 20 % to 40 % and a proportion of illite ranging from 30 % to 50 % (Lesourd, 2000; Garnaud, 2003). This higher proportion of illite may be explained by marine inputs from the

North Atlantic and the North Sea, which are enriched in illite (> 60%; Windom, 1976; Irion et Zollmer, 1999; Zuther *et al.*, 2000).

Regarding the clay mineral content, the smectite/illite ratio may be used to distinguish the estuarine from the continental materials.

7.4.3. Origin of the Vernier Marsh sediments

The grain-size distribution of the marsh sediments is dominated by the silt-size particles (*i.e.* mode close to 40 μm), which may result from either terrigenous or estuarine inputs. Only the presence of few flints below 15 m depth clearly indicates a terrigenous input (*i.e.* clay-with-flints or a chalk erosion). The carbonate content of the Vernier Marsh sediments is close to 23 % between the depths 17.8 m and 1.8 m. This value is close to the one observed in present estuarine deposits. The greater carbonate content (*i.e.* > 30 %) below 17.8 m depth may possibly be explained by the erosion of the formations of the watershed. The presence of quartz particles, which are visible through a magnifying glass, in Unit 1 and 3 suggests terrigenous inputs (*i.e.* loess erosion), whereas the presence of muscovite particles, which are visible through a magnifying glass, in Unit 2 and 3 indicates estuarine inputs.

The clay assemblages of the Vernier Marsh sediments were plotted on the same ternary diagram to compare them to assemblages from both continental and estuarine samples (Figure 7-4b). Our data split into two main groups. A first group presents a clay mineral signature similar to loess. Samples from this group occur in unit 1 and 3 (Figure 7-3). The unit 1 deposits being characterized by the absence of chlorite, they probably derive from the reworking of pre-Weichselian loess. This formation, which is overlain by Weichselian loess, only outcrop in restricted areas such as stream incisions or colluvium fans. Concentrated linear erosion was thus necessary for reworking the pre-Weichselian loess, which occurs at some depth below the surface. The unit 3 deposits contain chlorite, and may therefore result from the reworking of Weichselian loess. Because the Weichselian loess outcrops at the surface, their reworking is due to runoff and surficial erosion on the surrounding plateau. A second group, characterized by the unit 2 samples (Figure 7-3), presents a clay mineral signature similar to the estuarine material (Figure 7-4b).

7.4.4. Depositional environments according to grain-size evidence

Grain-size data plotted on the CM diagram (Figure 7-5), were compared to the depositional environments described by Passega (1957). A median M lower than 100 μm on the CM diagram of Passega (1957) indicates a transfer of the sediment in suspension and thus a settling by decantation. These processes had been associated with a tidal flat environment. The occurrences of one-percentile C_1 higher than 100 μm in some samples indicate that coarse particles were sometimes brought to the tidal flat. Based on the variations in one-percentile C_1 values, three different groups have been distinguished.

Group A presents a one-percentile C_1 lower than $100 \mu\text{m}$, which indicates that the entire material was transferred in suspension. This group fits into the specific tidal flat field described by Passega (1957). The two other groups still present a median M indicating a transfer in suspension, whereas the one-percentile C_1 suggests an input of coarse material by another mode of transfer. This additional coarse input explains why these groups do not fit into a known field of the CM diagram. The greater the one-percentile C_1 , the stronger is the flow necessary for transporting the coarse particles. Group B presents a one-percentile C_1 comprised between $100 \mu\text{m}$ and $1000 \mu\text{m}$. The presence of such particles requires a saltation process associated with an aeolian input (*i.e.* presence of quartz; loessic originated deposit) or a traction process associated with a turbid input (*e.g.* greater river discharge or stronger tidal currents). Group C presents a one-percentile C_1 higher than $1000 \mu\text{m}$ due to the presence of flint. Such pebble-size clasts were probably transported in traction in response to strong currents (*i.e.* riverine input).

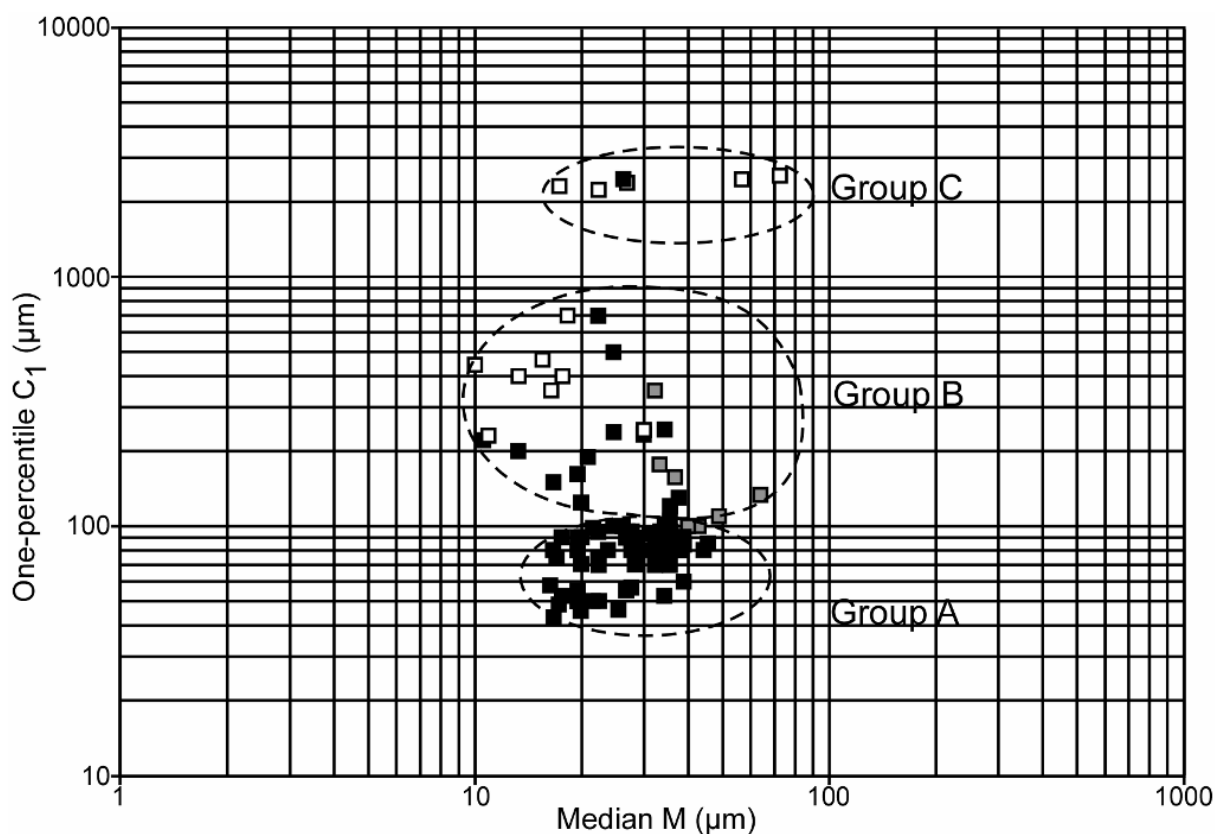


Figure 7-5: Location of the Vernier Marsh sediments within the CM diagram of Passega. The samples of Unit 1, 2 and 3 were distinguished on this plot. White square stands for the unit 1 material, black one for the unit 2 material and grey one for the unit 3 material.

7.5. Synthesis

All the sedimentological data acquired are used here to discuss the Vernier Marsh depositional environments (Figure 7-6). Below 17.7 m depth, sediments belong to unit 1 and occur in the group B (*i.e.* sand) and C (*i.e.* flint) described above. Diatoms enabled Huault (1985) to describe at this depth a freshwater marsh without communication with the sea. The colluvium fans occurring in the

surrounding areas (Lefebvre, 1998) may have supplied the marsh in carbonate rich, smectite rich and chloriteless sediments (*i.e.* pre-Weichselian loess; Figure 7-7). The fine particles transported in suspension and the coarse components were presumably brought to the marsh whenever the climatic conditions enabled an efficient erosion (*i.e.* strong current) of the colluvium fans. During the main part of the Boreal period (*i.e.* before 7630 ± 100 yr ^{14}C BP; 6650-6230 yr cal BC), no sea-level rise influence was recorded in the Vernier Marsh. In the same way, no sea-level rise influence was recorded in wetlands upstream the lower Seine valley where terrigenous inputs were documented (Sebag, 2002) or in the coastal area of the eastern Seine Bay where a floodplain environment developed (Garnaud *et al.*, 2003).

Above 17.7 m depth, sediments correspond to unit 2. Most samples from this unit occur in group A, but a few below 14.6 m depth belong to group B or C. The first occurrence of muscovite particles at 17.7 m depth marks the first identified estuarine inputs. This interpretation is supported by the change in the clay content (*i.e.* dominance of illite; Figure 7-6). Below 14.6 m depth (bottom of the lowest peat layer), most diatoms still indicate a freshwater marsh; the very few marine diatoms are interpreted to only result from a transfer by birds due to the proximity of the shore (Huault, 1985). The laminae deposited below 14.6 m depth thus developed in a freshwater marsh.

Above 14.2 m depth (top of the lowest peat layer), the sudden increase in marine and brackish diatoms marks the change to a brackish marsh at the end of the Boreal period (Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985). In this context, the laminae deposited above 14.2 m may thus develop in a tidal marsh. At the regional scale, the first sea-level rise influence was thus recorded at the end of the Boreal period in the eastern Seine Bay (after 7990 ± 40 yr ^{14}C BP; 7060-6750 yr cal BC; Garnaud *et al.*, 2003), in the Vernier Marsh (after 7630 ± 100 yr ^{14}C BP; 6650-6230 yr cal BC; Huault et Lefebvre, 1983a; Figure 7-7) and in the Heurteauville Marsh (before 6750 ± 250 yr ^{14}C BP; 6000-4900 yr cal BC; Huault, 1986 et 1988). The delay in the record of these estuarine influences may be attributed to the lag time between the sea-level fluctuation and both the induced effect on the baselevel upstream and the related sedimentation. On the other hand, in the upper part of the lower Seine valley, deposits before the end of the Atlantic do not record a significant estuarine influence (Sebag, 2002).

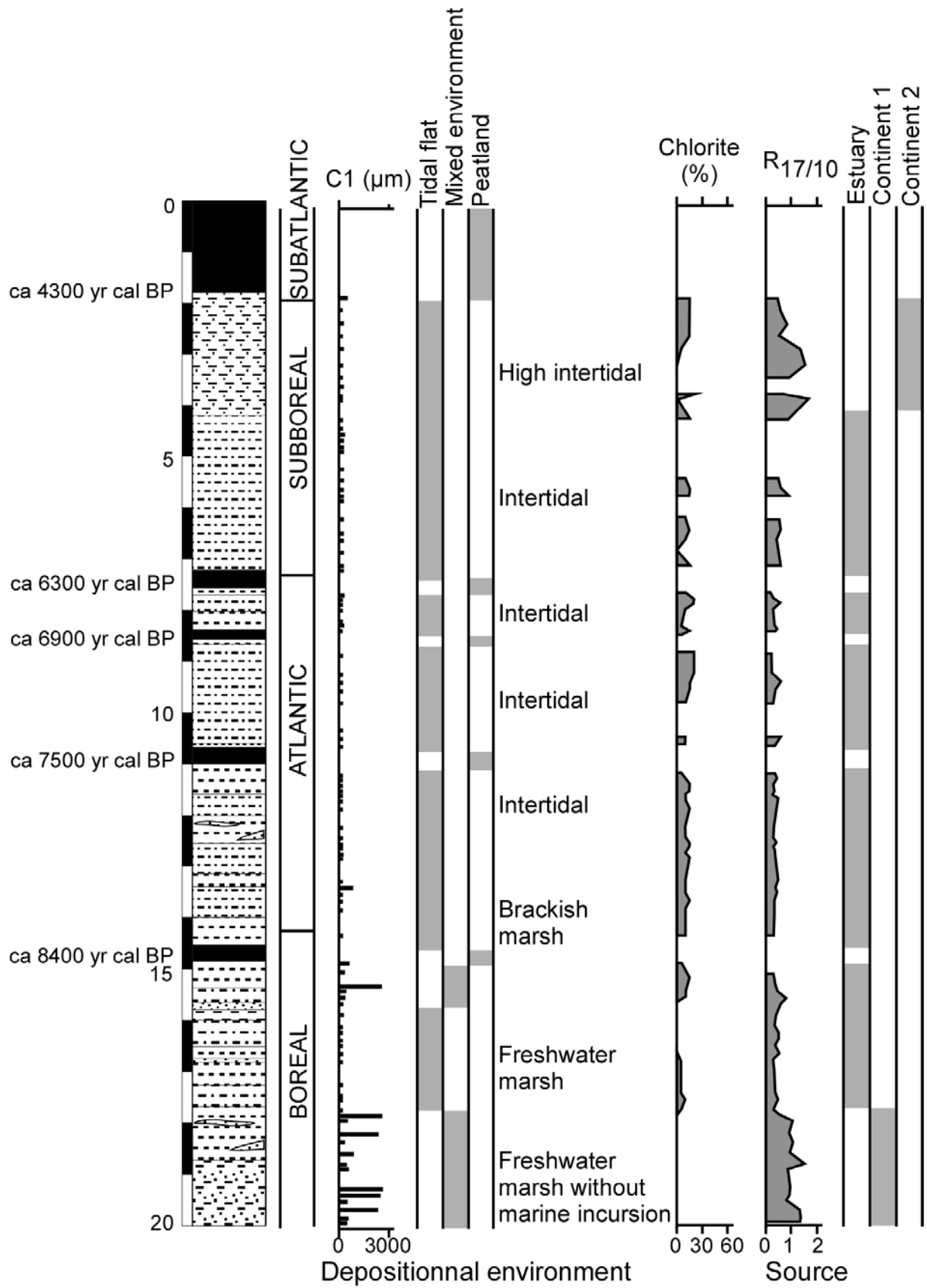


Figure 7-6: Synthesis of the sedimentological data on the Vernier Marsh Holocene deposits

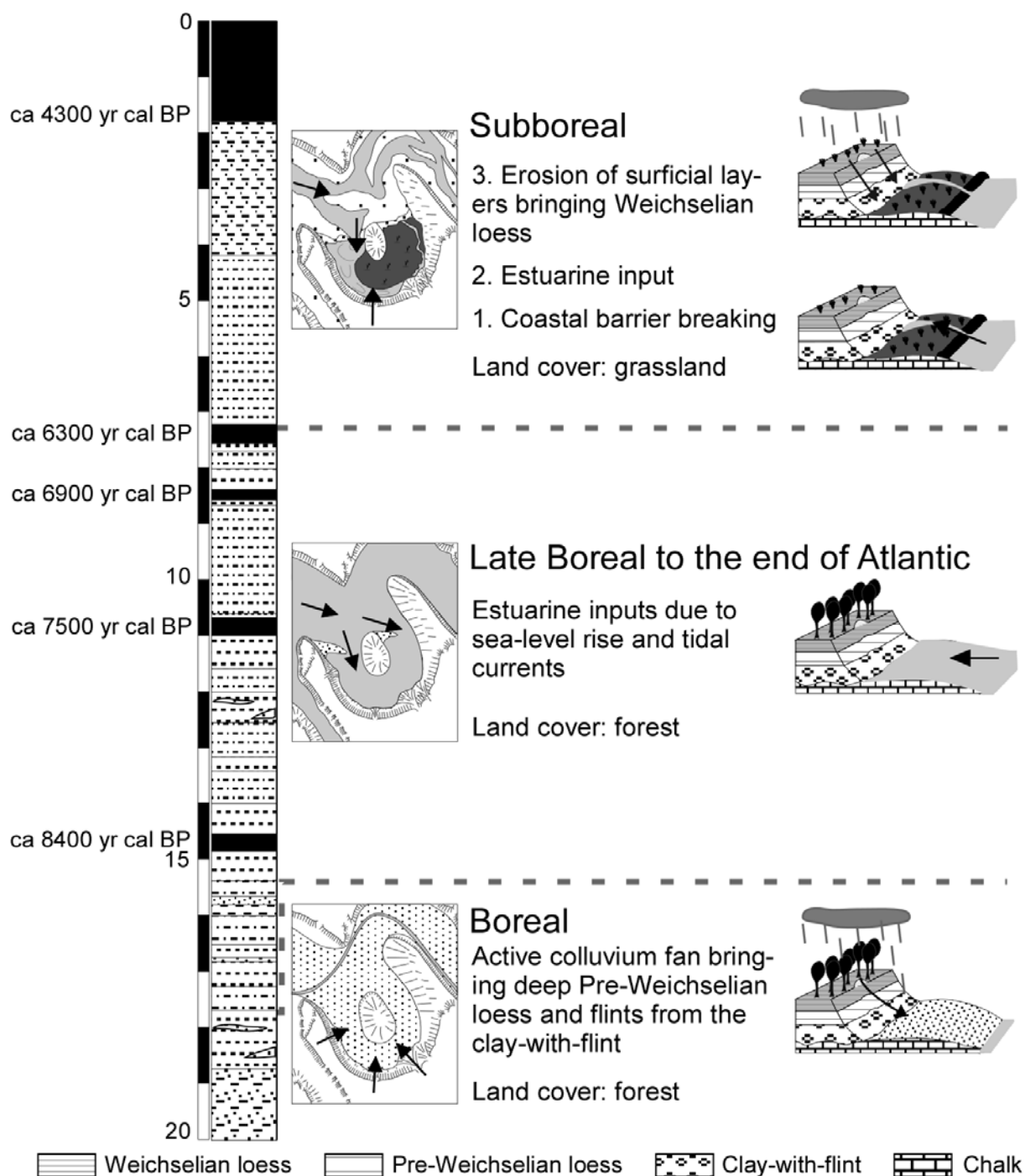


Figure 7-7 : Sedimentary dynamics and depositional environments of the Vernier Marsh during the Holocene.

Between the depths 14.2 m and 4.2 m, the diatom assemblages indicate tidal flat environments (Huault, 1985), which developed through the deposition of detrital estuarine sediments, which alternated with peatlands (*i.e.* four intercalated peat layers; Figure 7-6). This detrital/peaty alternation may result from different processes associated with either local or regional conditions (Baeteman *et al.*, 1999; Allen, 2000b). Locally, in a marsh partly covered by plants, the presence of peat layers may be the result of the colonization by plants of either an abandoned tidal channel or a filled channel. The presence of detrital deposit may be the result of a peat compaction, due for example to a dewatering of

the area. This compaction will induce the creation of accommodation space and thus mimic a relative sea-level rise. These processes may at a local scale explain the detrital/peaty alternation. For changes recorded at a regional scale, relative sea-level fluctuations must be considered to be responsible for the detrital/peat alternation (Allen, 2000b). Peat formation may be considered as a response to a relative sea-level lowering or a stop in the relative sea-level rise, whereas detrital deposit will occur in response to a relative sea-level increase.

In the studied core, during the Atlantic, there are four episodes of detrital sedimentation: a first one between 7630 ± 100 yr ^{14}C BP (6650-6230 yr cal BC) and 6555 ± 100 yr ^{14}C BP (5660-5320 yr cal BC); a second one between 6555 ± 100 yr ^{14}C BP (5660-5320 yr cal BC) and 6100 ± 100 yr ^{14}C BP (5300-4750 yr cal BC); a third one between 6100 ± 100 yr ^{14}C BP (5300-4750 yr cal BC) and 5500 ± 150 yr ^{14}C BP (4700-3950 yr cal BC); the last one after 5500 ± 150 yr ^{14}C BP (4700-3950 yr cal BC). In the region, there is no evidence of active tectonics or subsidence during the Holocene (Lautridou *et al.*, 1999). They both do not appear to be the cause of the alternation of peaty and detrital deposits. On the other hand, it is interesting to note that these episodes of detrital sedimentation range within the transgressive intervals identified on the coastal zones of northwestern Europe (Calais I to IV in the Belgian-Dutch terminology of the subdivision of the Holocene marine sequence; in BEHRE, 2004). According to these correlations, the variations of the marine influence in the Seine estuary may thus be associated with the sea-level fluctuations of the North Sea and thus be related to a glacio-isostatic readjustment.

Considering the peat formation episodes, Huault *et al.*(1983) observed, before each peat layers, a decrease of the marine and brackish diatom content, which was attributed to a lowering or a stop of the relative sea-level rise. In fact, the development of peats around 7630 ± 100 yr ^{14}C BP (6650-6230 yr cal BC) and 5500 ± 150 yr ^{14}C BP (4700-3950 yr cal BC) in the Vernier Marsh may be correlated (1) to fluctuations of the water-table level upstream of the lower Seine valley (Sebag, 2002); (2) to *Chenopodiaceae* pollen increases in the eastern Seine Bay (Garnaud, 2003). These fluctuations related to relative sea-level changes were thus recorded at a regional scale. On the other hand, the peats that developed between both dates may only be the result of local processes, as they seem to be only recorded in the Vernier Marsh.

Above 4.2 m depth, sediments belong to unit 3 and occur in group B. The tidal flat environment inferred from diatoms Huault, 1985 turned from an intertidal to a supratidal environment with the presence of a significant sandy fraction and the presence of plant remains. The loessic source of the material may result from erosive conditions on the plateau leading to a higher river discharge (Figure 7-7). Upstream of the lower Seine valley, this period corresponded to the beginning of new detrital inputs, which still occur (Sebag, 2002). This increase in the detrital sedimentary load of the river may be related to a significant human impact at a regional scale, within a climatic context favourable to the runoff erosion of the surficial formations.

During the upper Subboreal, the southern part of the Vernier Marsh previously opened to estuarine inputs turned to the present semi-enclosed peatland environment protected by a sandy bar. The presence of this sandy bar allowed since 3900 ± 200 yr ^{14}C BP (3000-1700 yr cal BC) the development of a peaty backswamp, which still exists today. On the other hand, in the eastern Seine Bay, the coastal environment, which was no more protected, evolved as an opened estuarine environment which sedimentation records tidal cycles (Garnaud *et al.*, 2003).

7.6. Conclusion

The sedimentological characterisation of the sediments of the Vernier Marsh showed that they are mainly composed of silts and few sands and flints, which alternate with peat layers. The mineralogical comparisons of the Vernier Marsh sediments with the likely sources (estuarine material, loess, clay-with-flint, chalk) show that it is possible to distinguish an estuarine material in origin from a continental one. By considering the origin of the material, the mode of transport of the particles and the existing palaeobiological data, an evolution of the sedimentary dynamics was proposed in response to climatic variations and sea-level fluctuations. Before the end of the Boreal, the freshwater marsh was supplied by firstly continental and then estuarine material in association with erosive climatic conditions and the influence of the sea-level rise. From the end of the Boreal to the upper Subboreal, estuarine material supplied an intertidal environment that alternates with peatlands. Since the upper Subboreal, the Vernier Marsh passed from a supratidal environment supplied by continental material resulting from the erosion of surficial formations to a continental environment, which still exists.

Our results were also compared to studies carried out upstream of the lower Seine valley and in the eastern Seine Bay. Certain coherence appears on the evolution of the Seine system during the Holocene. Regional events such as some relative sea-level fluctuations are broadly recorded in the Seine system and are marked by changes in the sedimentation or in the palaeobiological content. This approach is not specific to the studied area. Its application on other areas may lead to draw a synthesis on the evolution of the sedimentary dynamics in a whole region.

8. Tidal rhythmites of the Marais Vernier, Seine estuary, France and their implications for relative sea-level

M. FROUIN, D. SEBAG, B. LAIGNEL, S. OGIER, ERIC P. VERRECCHIA AND A. DURAND

Marine Geology, 2006, vol 235, pp. 165-175

8.1. Introduction

Since the Last Glacial Maximum, the Flandrian transgression induced by a global climatic warming has profoundly affected coastal landscapes. Studies in northwestern Europe have described the influence of this transgression on the depositional environments (*i.e.* wetland network development) and the sedimentation (*i.e.* alluvial prism settlement) in vast fluvial corridors (Allen, 2000b). More recently, these environments have also been affected by the increasing development of human activities (Lafite et Romaña, 2001; Berglund, 2003).

The Vernier Marsh, which is located within the lower Seine Valley, lies in an abandoned meander (Figure 8-1). As part of a study to understand the Holocene evolution of the Vernier Marsh, a 20 m thick core was drilled in the southwestern part of the marsh. This core is composed of alternating detrital and peaty deposits (Figure 8-1). Palaeoecological markers (Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1985) and radiocarbon dates (Huault et Lefebvre, 1983a) obtained from this core provided important information on the Holocene evolution of the marsh. These studies showed that the peaty deposits are likely associated with either relative decreases in sea-level or periodic pauses in the Flandrian transgression, whereas the detrital deposits can be correlated with relative sea-level increases. Huault (1985) interpreted changes in the influx of allochthonous marine diatom valves as a marker of the record of relative sea-level increases in the marsh during the Holocene.

The present work aims to decode the processes, which controlled the sedimentological features in the median part of the core, which is dominated by laminated silt and clay. Laminated sediments can result from a succession of random events (*e.g.* storms, floods) or a periodical process (*e.g.* tidal cycles). To check the likelihood of both hypotheses, the deposits were examined to see if lamina thicknesses varied in a systematic way. This approach helped us to determine the time represented by the detrital laminated deposits and thus put into question some relative sea-level increases previously described by Huault (1985).

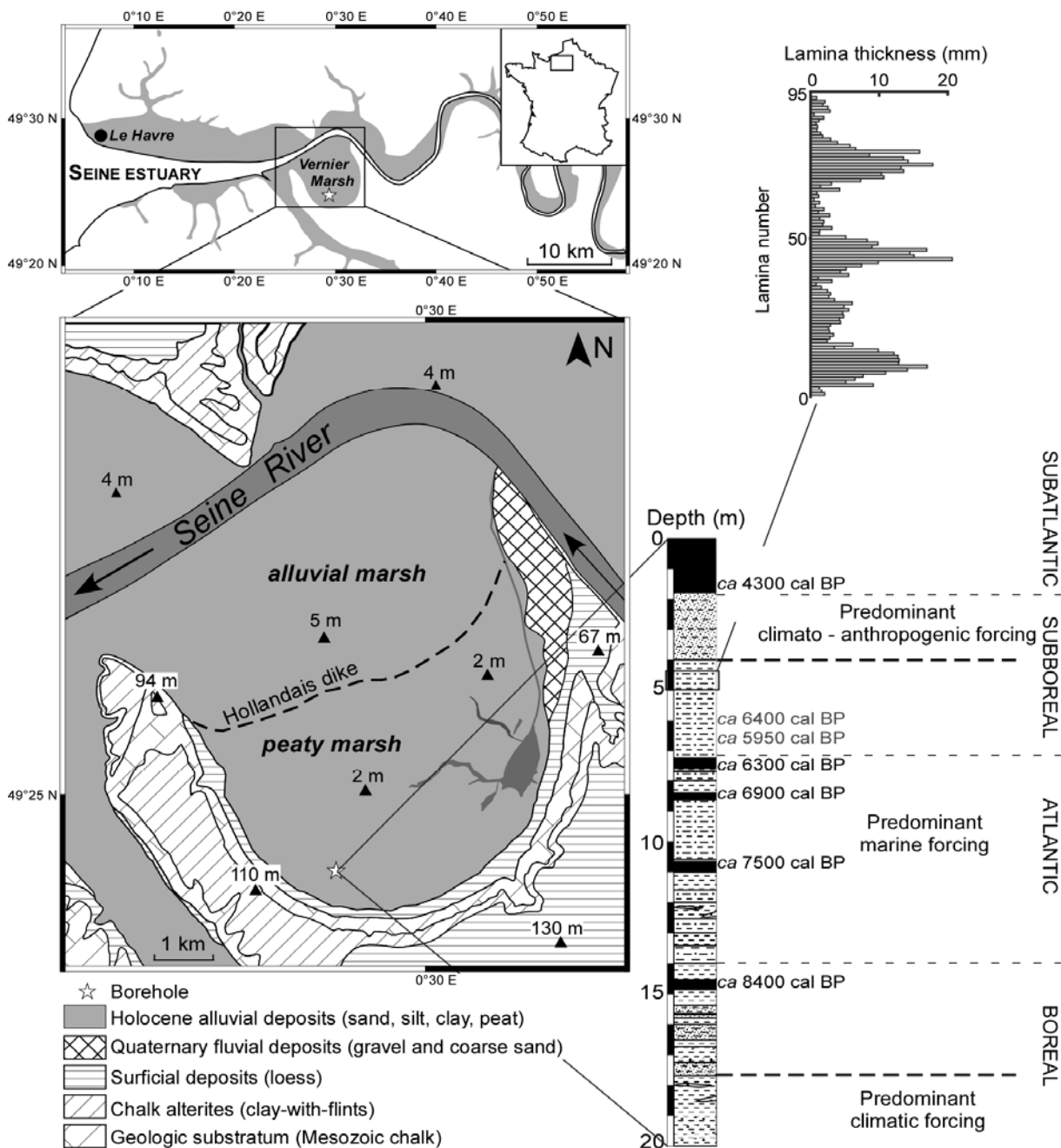


Figure 8-1: Maps showing the location of the Vernier Marsh in the lower Seine Valley of France and a graphic log of the 20 m core described for this study. The bar chart reflects the lamina thicknesses of the laminated sediments studied. See text for discussion and Figure 7-2 for legends.

8.2. Spectral analysis of a laminated sequence

8.2.1. Problematic

Previous studies on the diatom content of the Vernier Marsh core (Huault, 1985) assumed that regional transgressive events were the cause of the detrital material deposition. In fact, the sedimentological analysis carried out on the same core showed that these detrital deposits originated from an estuarine source (sediment enriched in illite; Frouin *et al.*, 2003; Frouin *et al.*, 2007b). The estuarine origin of the sedimentary material thus attests to the marine character of these detrital deposits; however, the

material origin does not necessarily directly imply regional transgressive events. Sediments might have been brought into the marsh because of other processes. For example, peat compaction, caused by dewatering, results in the creation of accommodation space and thus can mimic a regional sea-level rise (Allen, 1999; Baeteman, 2005).

By the time the peat layer developed in the Vernier Marsh (5500 ± 150 years 14C BP, *i.e.* ca 6300 year cal BP, end of Atlantic period), coastal barriers formed across northwestern Europe (Beets *et al.*, 1992; Long *et al.*, 1996). These constructions took place during the climatic optimum (*i.e.* period of the highest moisture and mildest winters around 6000 yr cal BP; Roberts, 1998). The climatic changes, and the associated sea-level fluctuations that followed, caused the break-up of these barriers, thus enabling the re-entrance of detrital material (Beets *et al.*, 1992; Long *et al.*, 1996).

The remnants of the coastal barrier, on which the Hollandais dyke is built in the Vernier Marsh (Figure 8-1), may also have originated during the climatic optimum. The record of detrital material within the marsh likely indicates a break in the coastal barrier. This break can be related to either climatic changes (*e.g.* storms) or the associated relative sea-level fluctuations recorded in several sites across northwestern Europe (Beets *et al.*, 1992; Long *et al.*, 1996). A spectral analysis of the fine-grained laminae present in the intermediate and thickest part of the core was thus conducted in order to determine which process (*i.e.* periodical or not) is more likely responsible for the material deposition.

8.2.2. Materials and Methods

This work focused on a 3.2 m thick portion of a laminated sequence of the core, dated as Subboreal in age according to pollens (Figure 8-1). This sequence shows a rhythmic succession of silt laminae, which includes organic matter, covered by clay laminae (Figure 8-2). The laminae varying in thickness from 30 to 0.3 mm exhibit a vertical pattern of thickening and thinning of the organic-silt / clay lamina bundles.

Within the 3.2 m thick interval, spectral analysis was conducted on lamina thickness variability within a 55.45 cm long segment of the core. This segment preserves the longest unbroken and best developed rhythmites.

The thickness of each organic-silt and clay lamina was measured using a calliper to an accuracy of 0.01 mm (Damnati et Taieb, 1995). Almost 95 lamina couplets (*i.e.* organic-silt and clay laminae) were measured (Figure 8-3A). Their thicknesses formed a raw signal from which a mobile variance (*i.e.* 10 couplets considered at once) was calculated.

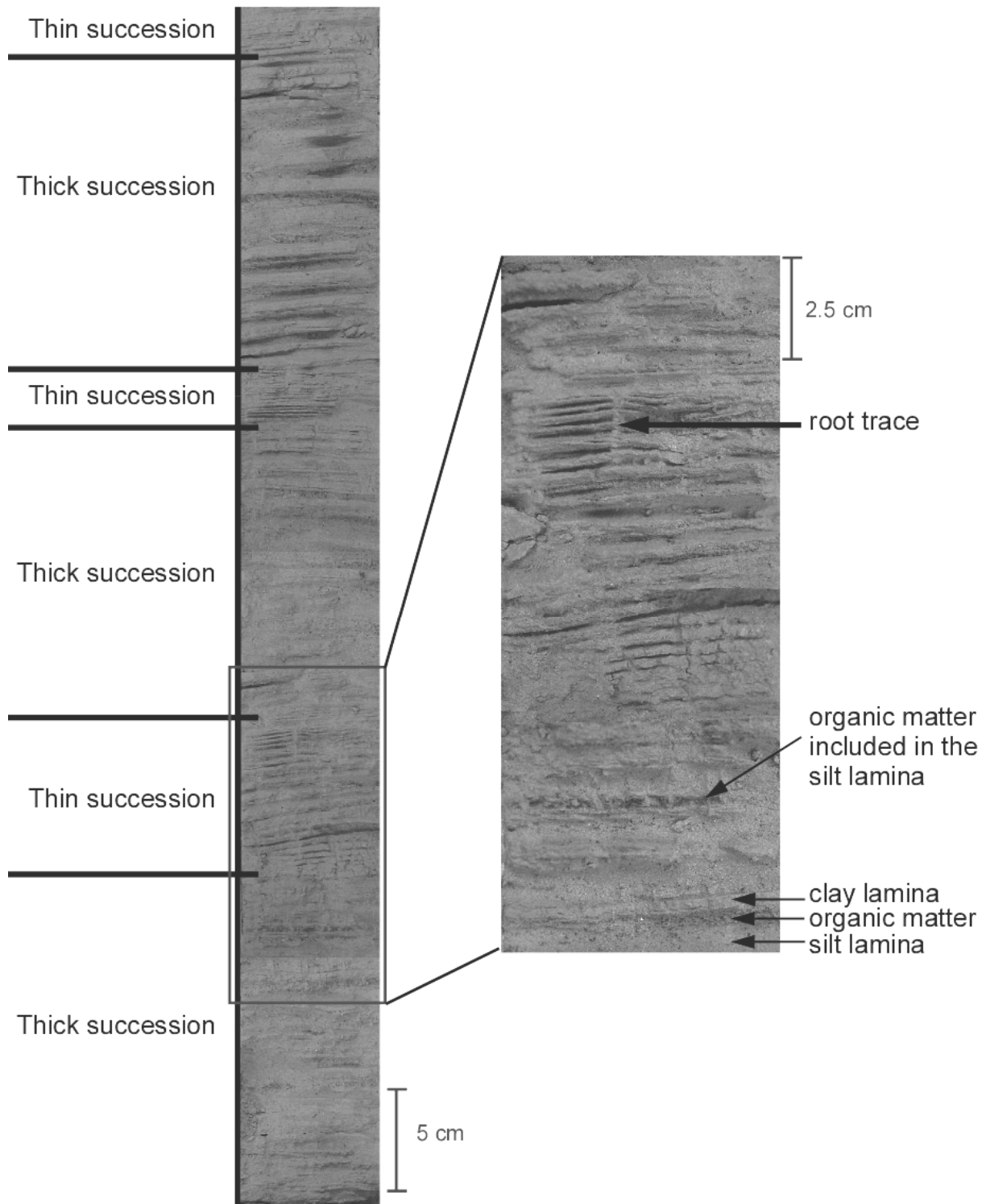


Figure 8-2: Photographs of the studied sequence. Interval dominated by relatively thick laminae and thin laminae are noted. The clay laminae, which are in relief, appear as the light layers, whereas the silt laminae, which lie in depressions, appear as the darker layers. The enlarged photo, on which the organic matter present in the silt lamina may be distinguished as the black material, shows features described in the text.

The first step of the rhythmite spectral analysis was the identification and removal of a linear trend using a 1st order polynomial fitting (Figure 8-3B). In fact, the Fourier series are based on the assumption that the time series is periodic. The analysis of a data set results in the characterization of a series that matches that data but then repeats the series periodically beyond the measured data set. A trend can modify a data set in such a way that the series may not be repeated correctly beyond the measured set, which explains the need for removal of any trend before applying a Fourier analysis. However, it is important to note that a long record of tidal rhythmite deposition may show a regular deviation from the predicted tidal cycles that may be equated to palaeoclimatic influences (Kvale *et al.*, 1999).

A fast Fourier transform (FFT) was then performed on the trendless signal. The FFT required a data set of an order of magnitude of 2^n , with n being a positive integer. The trendless signal was oversampled to achieve 128 values (*i.e.* 2^7 , Figure 8-3C), instead of being supplemented by zeros, which modifies the raw signal. According to the Fourier spectrum obtained, the main harmonics (*i.e.* the highest amplitude) and the trend previously removed were then used to rebuild a signal. The comparison between the rebuilt signal and the raw signal enables the determination of the quantity of information contained within this rebuilt signal. The remainder obtained from the removal of this rebuilt signal from the raw signal was also analysed to determine whether or not it contained information.

8.3. Results

The signal presents an important variability and thus provides enough information to carry out a spectral analysis (Figure 8-3A; Davis, 2002; Stupples, 2002). The spectral analysis resulted in the identification of a linear trend (Figure 8-3B) and two main periods (lamina number per cycle) at 32 and 16 (Figure 8-3C). The 32 and 16 periods have the greatest amplitudes (1.06×10^5 and 3.6×10^4 , respectively) and were used as well as the linear trend to rebuild a signal. This signal represents more than 80% of the information contained in the raw signal. The remaining signal corresponds to white noise that may be attributed to the error margin of the analysis ($\approx 5\%$).

8.4. Overview of tidal characteristics

The identified spectral cycles indicate that tidal cycles may have been responsible for the observed lamination. To understand this it is necessary to first provide an overview of the potential tidal cycles that may have been recorded. Then the deposition of the organic-silt and clay laminae will be discussed in regards to the current tidal processes operating in the Seine estuary.

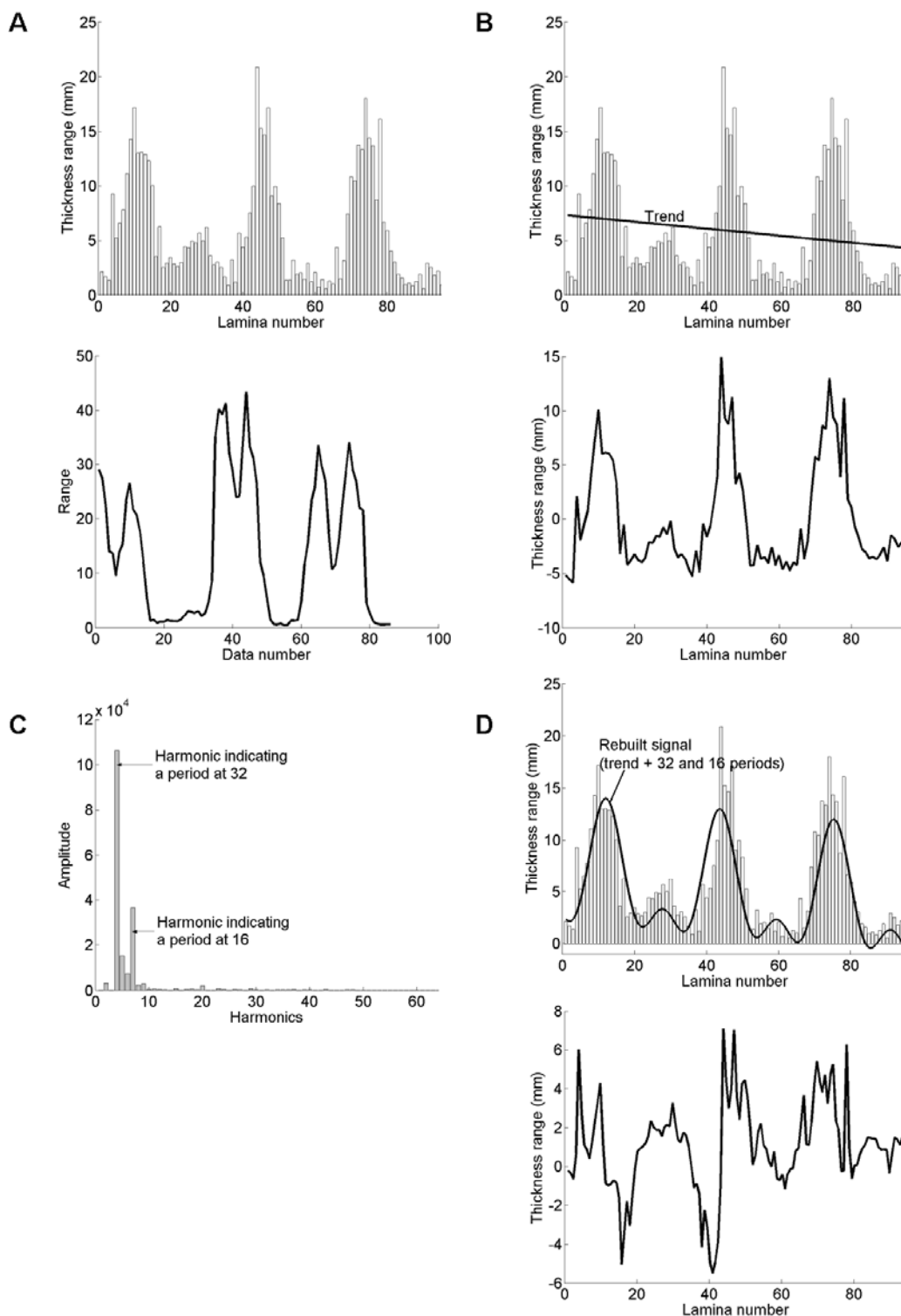


Figure 8-3 :Graphs representing the successive phases of the spectral analysis carried out here. **Before the spectral analysis:** (A) The bar chart represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. The line chart represents the calculated variance of the signal expressed in the thickness variation, where 10 organic-silt and clay couplets were considered at once. (B) The bar chart, on which the line indicates the trend identified, represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. The line chart beneath shows the trendless signal, on which the FFT was performed. **Spectral analysis:** (C) The bar chart represents the Fourier spectrum of the trendless signal, on which two periods at 16 and 32 were determined according to their amplitudes. (D) The bar char, on which the rebuilt signal that comprises both periods and the trend was superimposed, represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. This rebuilt signal represents more than 80 % of the raw signal. The line chart beneath represents the remaining signal that corresponds to white noise.

8.4.1. Tidal cycles

The oceanic tides result from the gravitational fields of the moon and sun and vary with the positions and distances of those bodies with respect to the earth (Kvale *et al.*, 1999). Though many tidal cycles having periods ranging from semidaily to multiyearly have been described (Kvale *et al.*, 1995; Kvale *et al.*, 1999; Mazumder et Arima, 2005), the most common tidal periods identified in the rock record span half-days to months (Kvale *et al.*, 1999). The half-day period, or semidiurnal cycle, can be explained in the context of equilibrium tidal theory. In this model, semidiurnal tides are the result of the rotation of the earth through two tidal bulges formed on opposite sides of the earth produced by the combined gravitational attraction of the moon and sun on the earth (Kvale *et al.*, 1995; Kvale *et al.*, 1999; Mazumder et Arima, 2005).

The most familiar half-month period, the so-called half-synodic month, is a result of the phase changes of the moon. When the earth, moon, and sun are aligned, higher tides known as spring tides are produced. When the alignment of the moon and earth is at a right angle to the alignment of the sun and earth, smaller tides known as neap tides are produced. Another semi-monthly period to consider is the so-called half-tropical month, the result of changes in the moon's declination in its orbit around the earth. The interval of time required for the moon to move from its maximum northerly declination to its maximum southerly declination and return is called the tropical month. It causes the diurnal inequality of the tides in semidiurnal systems. The effect of this tide in northern France is minimal.

Tides can be affected by a monthly tidal cycle that results from changes in the earth-moon distance caused by the slightly elliptical orbit of the moon. This change in earth-moon distance produces spring tides of unequal magnitude (*i.e.* high-spring and low-spring tide). The period of time required to go from one high-spring tide to the next is called the anomalistic month (Archer, 1996; Kvale *et al.*, 1999). Tides can also be influenced by a semiannual tidal cycle. Twice a year, the monthly periods constructively amplify each other and induce a maximum in the tidal forces. In northern France, the semiannual tidal maxima occur around the equinox periods.

8.4.2. Seine estuary current pattern

To understand the processes responsible for the lamina formation, the current behaviour of the macrotidal Seine estuary was studied. As the tidal wave propagates upstream in the relatively shallow system, it is deformed and a marked ebb-flood asymmetry occurs. It results in a short-term (4 to 5 hours) flood with high current velocities and a long-lasting ebb (7 to 8 hours) with lower current velocities (Avoine, 1981). Deloffre et al (2004) showed that sedimentation at a semidiurnal scale takes place during the late flood and slack period when the shear stress is low.

During a tidal cycle (*i.e.* flood/ebb), silt was likely supplied to tidal channels in the Vernier Marsh during the flood period. To understand the origin of the organic matter included in the silt laminae, two laminae 1.2 m apart were dated by an Accelerator Mass Spectrometry (AMS). The AMS analysis

(Figure 8-1) provided two dates 5745 ± 35 years ^{14}C BP (*ca* 6400 years cal B.P.) around 5.7 m depth and 5250 ± 35 years ^{14}C BP (*ca* 5950 years cal B.P.) at 6.7 m depth. Both dates fall within the age range of the underlying peat. The organic matter included in the silt laminae may thus have originated from the reworking of the surrounding peat by the flow. This kind of organic-silt laminae has also been described in Holocene tidal channels of the Belgian coastal lowlands (Baeteman, 2005). As the oldest date was found in the shallower part of the laminated deposit, the reworking of the underlying peat was progressive. The clay laminae that draped the organic-silt laminae probably settled during the slack water period, which followed the flow. During the ebb period, the flow was not strong enough to erode the deposited clay. Thus, the organic-silt and clay laminae likely formed during a single tidal cycle (*i.e.* flood/ebb).

8.5. Tidal record in the Marais Vernier

8.5.1. Neap-spring cycles and anomalistic month

Based on an understanding of the various tidal cycles, the thin-thick succession shown in Figure 2 may have resulted from tidal cycles ranging from semidaily to multiyearly. However, the rhythmite analysis helps to constrain which of the cycles are likely recorded within the rhythmite succession. The lamina deposition during the Subboreal in the Vernier Marsh may have been the result of a tidal system characterized by either a semidiurnal (2D) or a diurnal (1D) tide and a half-month (2M), a month (1M), a semiannual (2Y) tidal cycle or a combination of these. To assess the likelihood for preservation of each tidal period, we determined the time span represented by the laminated deposit studied (55.45 cm), the periods recorded (*i.e.* time unit per cycle) and a mean sedimentation rate. A time span was also extrapolated for the entire laminated sequence (320 cm; Figure 8-1). No erosion was assumed in the calculations.

The current tidal pattern of the modern Seine estuary is semi-diurnal with neap-spring cycles controlled by the synodic month. The number of laminae deposited during a neap-spring cycle and the anomalistic month would thus be around 29 and 55, respectively, if one assumed no deposition on the ebb tide and that every flood tide resulted in a deposit. Yet, the cycles identified by our analysis from the Vernier Marsh correspond to 16 and 32 depositional events. However, it has been shown that the deposition on the northern mudflat of the Seine estuary mouth takes place only during the highest spring tides (Deloffre *et al.*, 2004). If Seine estuarine tides were similar during the deposition of the Vernier Marsh rhythmites, then, the studied succession of lamina record only the strongest flood tides that entered the marsh (*i.e.* high- and low-spring tides). Neap tides are therefore likely not recorded at this site.

The incomplete record of the tidal cycle may also be the result of disturbances of the flood tides in the marsh. In fact, some authors (de Boer *et al.*, 1989; Stupples, 2002) have shown that a basin's natural resonance enhanced by random events may disturb the semidiurnal cycle. For example, the ebb tide

T_n , perhaps enhanced by an increase in rain fed fluvial discharge, might disturb the flood tide T_{n+1} and not allow its entry into the marsh. If the next ebb tide T_{n+2} is a more normal tide, then the following flood tide T_{n+3} would normally enters into the marsh and so on. Thus even some semidiurnal tides of the highest spring tide period may also not be recorded.

Table 8-1: Summary of calculated parameters for each tidal cycle such as the hypothetical time span represented by the sequence studied (55.45 cm), the cycles recorded (according to the periods at 16 and 32), a mean sedimentation rate and the time span represented by the entire laminated deposit (320 cm). CD: cycle length; TS1: time span represented by the sequence studied (55.45 cm); 1st spectral period: 32 laminae per cycle; 2nd spectral period: 16 laminae per cycle; MSR: mean sedimentation rate; TS2: time span represented by the entire laminated deposit (320 cm)

Tidal record		CD	TS1	1 st period	2 nd period	MSR (cm.yr ⁻¹)	TS2
Semidiurnal	2D	0.5 d.	48 d.	16 d.	8 d.	422	≈ 0.76 y.
Diurnal	1D	1 d.	96 d.	32 d.	16 d.	211	≈ 1.5 y.
Fortnight	2M	14 d.	≈ 3.7 y.	≈ 1.2 y.	≈ 0.6 y.	15	≈ 21.3 y.
Lunar month	1M	28 d.	≈ 7.3 y.	≈ 2.4 y.	≈ 1.2 y.	8	≈ 40 y.
Semiannual	2Y	182.6 d.	≈ 48 y.	≈ 16 y.	≈ 8 y.	1	320 y.

As a result of changes in the earth-moon distance during the anomalistic month there is a difference in water height between high-spring tides and low-spring tides (Figure 8-4) at the Seine estuary mouth. As a consequence, Deloffre et al. (2004) described a higher bed elevation during high-spring tides and a lower bed elevation during low-spring tides in the northern mudflat located at the mouth of the Seine estuary. Thus thicker lamina couplets are potentially deposited during high-spring tides than during low-spring tides (Figure 8-5).

In the case of a neap-spring cycle and anomalistic month, the time spans represented by the studied deposit and the entire laminated sequence are 96 days and 1.5 years, respectively (Table 8-1). The deposition occurred in a short-term period and as a result the sedimentation rate is 211 cm/yr. The linear trend removed from the signal before the Fourier processing would thus reflect part of the semiannual (2Y) cycle. The neap-spring cycle and the anomalistic month may thus be a good explanation to the lamina succession observed in the intertidal environment described by Huault and Lefebvre (1983). The presence of root trace indicating the development of plants involves either the final stage of the infilling or a lower sedimentation rate than the one calculated here. In the second case, longer term cycles involving a lower sedimentation rate will thus be considered.

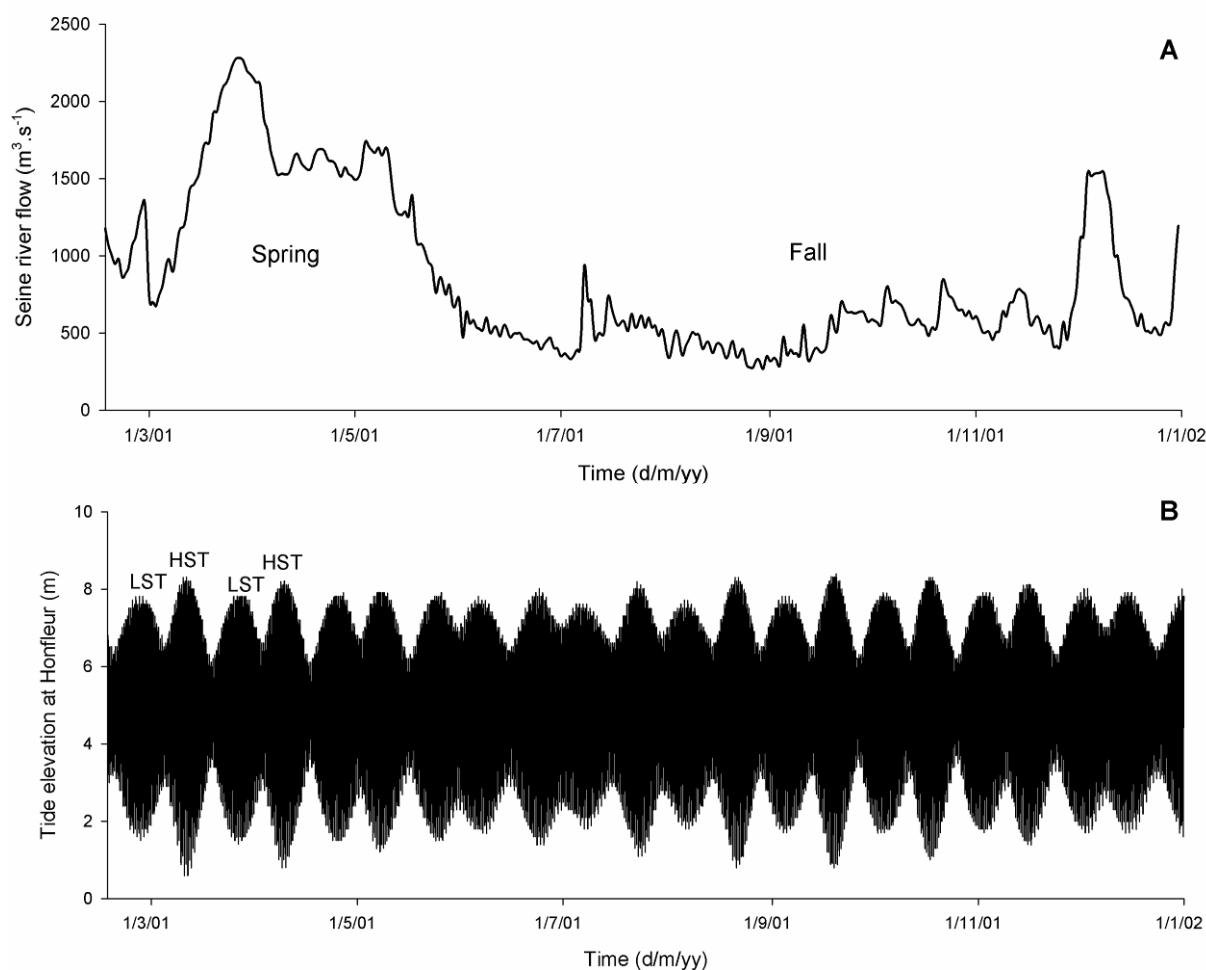


Figure 8-4 : Graphs showing (A) the Seine river flow near Honfleur (Seine estuary mouth, France) and (B) showing a nearly one year record (2002) of tide elevation. Note the seasonal increase in fluvial discharge from March-May. Also note the unequal amplitudes of spring tides associated with the anomalistic month and the minimal diurnal inequality of the semidiurnal tides. HST: high-spring tide; LST: low-spring tide.

8.5.2. Semiannual and annual cycles

In fact, the expressed periods may also be the result of semiannual and annual cycles. This interpretation depends, in part, on the position of the sediment on the tidal flat. Tessier (1998) showed that deposition is likely to occur only on the upper intertidal to supratidal zone during the highest equinoxial tides. The diatom content of the rhythmites, includes some species that tolerate temporary emersions (Huault, 1985), thus suggesting an intertidal environment. Moreover, the lithological succession after the peat dated 5500 ± 150 year ^{14}C BP indicates a shallowing upward succession as indicated by the progressive upward increase in the number of the rootlets preserved in the core followed by the formation of a peat. The presence of root traces in the studied deposit (Figure 8-2) suggests an upper intertidal position. This further suggests that the lamina couplets were deposited only during the equinox tides (spring and fall), when the tidal forces reached a maximum in the Seine estuary (Figure 8-5).

In the case of semiannual and annual cycles, the time spans represented by the studied deposit and the entire laminated sequence are 3.7 years and 21.3 years, respectively (Table 8-1). The deposition

results in a sedimentation rate close to 15 cm/yr, comparable to the one observed today in the sheltered Authie Bay (Deloffre *et al.*, 2004). The linear trend may thus reflect a gradual infilling of the marsh basin as observed today in Authie Bay.

The unequal amplitude between spring and fall equinoxes may be related to the Seine river flows (*e.g.* flood and low water periods) according to the timescale involved. During spring, the turbidity maximum zone is expelled to the Seine bay because of the high Seine river flow (Figure 8-4), what disturbed the sedimentation during spring equinox tides (thin couplets; Figure 8-5). During fall, the turbidity maximum zone lies in the Seine estuary mouth as the Seine river flow is low (Figure 8-4), thus enabling the sedimentation to occur normally during fall equinox tides (thick couplet; Figure 8-5). This pattern reflects the nowadays situation in the Seine estuary. Sedimentation phases mainly occur during low water periods downstream the lower Seine Valley (*i.e.* where the Vernier Marsh lies) in the northern mudflat of the Seine estuary mouth (Deloffre *et al.*, 2004).

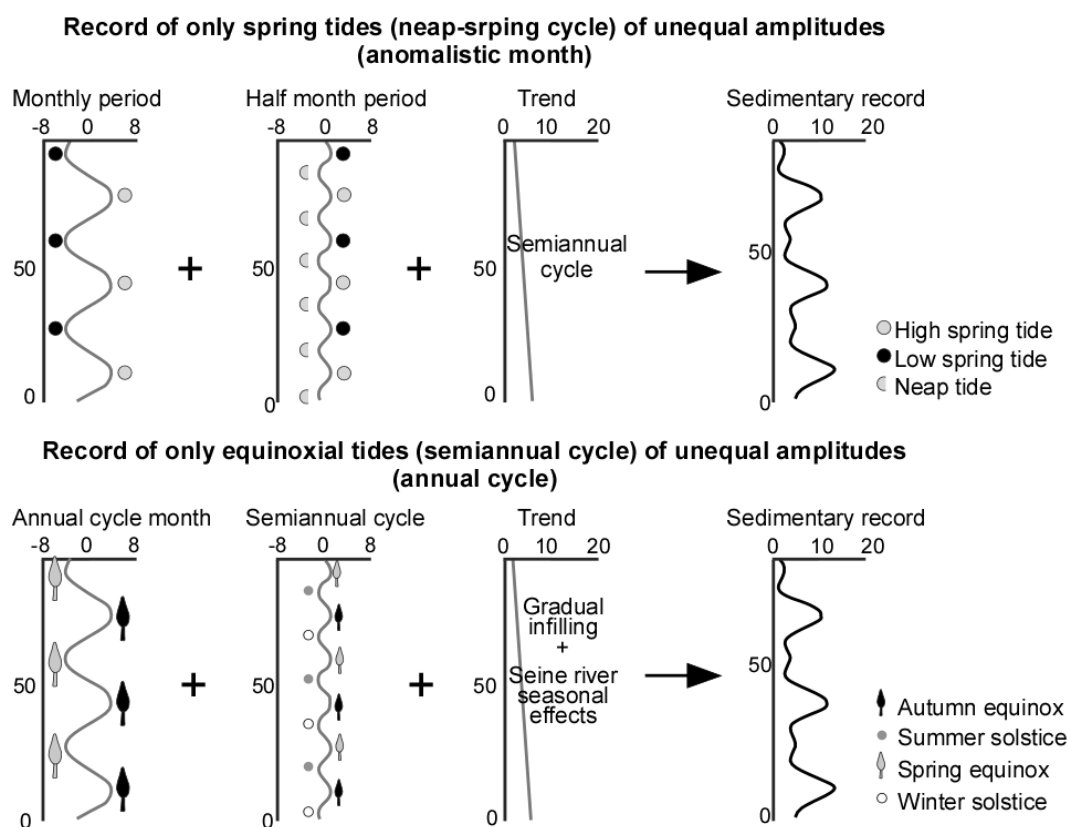


Figure 8-5 : Representation of each different spectral cycle observed in our deposit and the trend in regards to our hypotheses. In each graph, the x-axis indicates the expected variation in the lamina thickness (in mm) in respect to the considered processes and the y-axis represents the studied lamina number. In the first case, the rebuilt signal represents the spring tides of the synodic neap-spring cycle and the anomalistic month and probably reflects a part of the semiannual cycle. In the second case, the rebuilt signal represents the equinoxial tides and a gradual infilling, and perhaps contains a seasonal contribution of the Seine River.

8.5.3. Record of marine material income

According to both above-mentioned hypotheses, the depositional time span is less than 22 years for the entire laminated deposit. This time span represents only a tenth of the time span between the last

two peats (based on AMS dating of the peats). In the deposit studied, the diatom record indicates two marine influxes interpreted by the authors as transgressive onlaps (Huault, 1985). Considering the time span for deposition based on the rhythmite analysis, the transgressive hypothesis appears unlikely, as it would imply very short timescales for each relative sea-level fluctuation. In fact, Roth et Reijmer (2005) concluded that the timescale of Holocene sea-level fluctuations is of several millennia (*i.e.* 3000 to 3500 years), based on data coming from both sides of the Atlantic Ocean. Thus both marine influxes indicated by diatoms within the studied deposit likely reflect the result of the breaking of the coastal barrier at least twice.

8.6. Conclusion

To conclude, the variation in the lamina thicknesses enables the study of a sedimentary signal recorded in a part of the Subboreal laminated deposit. Spectral analysis suggests that short-term tidal cycles controlled sedimentation. The sedimentation cycles can be favourably compared to the current tidal pattern of the Seine estuary. This comparison indicates that tidal cycles (neap-spring and anomalistic month or semiannual and annual cycles) are a plausible explanation for what processes controlled lamina deposition.

Future studies should include an investigation to determine if the deposition of the entire Subboreal clastic sequence has been continuous or not and if the tidal cycles identified in our small sequence have been constant through time or if there has been any change in the tidal dynamics. They should also include a study of the diatom content at the lamina scale to discriminate the neap-spring cycle and anomalistic month from the semiannual and annual cycles. In the case of a quick filling (1st hypothesis), the diatom content should remain almost the same in the entire sequence. In the case of a longer period of time (2nd hypothesis), the diatom content should indicate seasonal variations.

Finally, the study of this laminated deposit puts into question the likelihood of the transgressive events previously described, as the time span involved in the lamina deposition indicates a too short period to account for two eustatic sea level rises.

Dans ce chapitre, l'analyse spectrale des variations d'épaisseur des lamines constituant la partie inférieure du dépôt détritique d'âge Subboréal a montré des cycles comparables aux cycles tidaux connus. Elle a mis également en évidence le fait que le dépôt étudié présente un enregistrement incomplet (période de non-dépôt) ou tronqué (reprise et érosion) mais néanmoins périodique. La carotte SMV2 comprend d'autres dépôts laminés pour lesquels le même type d'analyse pourrait être envisagé, toutefois leur état de préservation ne le permettait pas. Ce travail met ainsi en évidence un contrôle tidal des environnements de dépôt, sans pour autant déterminer de façon précise les cycles impliqués (hypothèse 1 : cycles semi-lunaire et lunaire avec un comblement du milieu ; hypothèse 2 : cycles solstices/équinoxes et équinoxes avec un comblement du milieu modulé par le régime hydraulique de la Seine, crue / étiage). Quelle que soit l'hypothèse correcte (des travaux sont en cours sur le contenu des lamines pour apporter une réponse), la mise en place du dépôt laminé se produit sur un court laps de temps, ce qui est incompatible avec les deux phases transgressives précédemment décrites.

L'étude du carottage SMV2 a donc permis ainsi de discuter l'origine du matériel sédimentaire constituant le remplissage holocène (voire tardiglaciaire ?), des conditions hydrodynamiques relatives à la mise en place des dépôts et des processus à l'origine des structures sédimentaires observées. Ces diverses informations mettent en évidence des facteurs de contrôle différents agissant de façon prépondérante à des époques ou à des pas de temps différents. Les signatures minéralogiques indiquant l'origine du matériel sédimentaire nous ont permis de différencier un contrôle climatique des environnements de dépôt au cours du Boréal (péjoration climatique à l'origine d'une érosion linéaire apportant des loess pré-weichséliens), un contrôle marin de la fin du Boréal à la fin du Subboréal (apport de matériel estuarien en relation avec la remontée du niveau marin et mise en place de dépôt laminé sous l'action de la marée) et un contrôle climato-anthropique à la fin du Subboréal (dénudation des sols par les pratiques humaines, érosion superficielle des sols apportant des loess weichséliens).

La partie 2 de ce mémoire a ainsi permis d'illustrer l'influence de facteurs de contrôle locaux/régionaux comme la paléotopographie (localisation des zones de dépôt) et la nappe phréatique (mise en place d'accumulation tourbeuse lorsque la zone de dépôt est comblée). La partie 3 permet, elle, d'illustrer l'influence de facteurs de contrôle globaux comme le climat (origine du matériel) et la remontée du niveau marin (origine du matériel et faciès lithologique). Ces deux parties montrent également que l'influence de ces facteurs de contrôle est enregistrée de façon prépondérante à des époques différentes.

La comparaison des informations présentées dans les parties 2 et 3 avec les données sur le contenu paléobiologique du remplissage sédimentaire permet d'envisager une synthèse sur

l'évolution paléoenvironnementale du marais tourbeux au cours de l'Holocène. Ce travail, constituant l'aboutissement de plus de 60 ans de travaux sur le marais tourbeux, fait l'objet de la partie suivante.

PARTIE 4 :
EVOLUTION SEDIMENTAIRE HOLOCENE
DU MARAIS VERNIER
ET
IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX
FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 4

9. SEDIMENTATION HOLOCENE DANS UNE ZONE HUMIDE BORDANT L'ESTUAIRE DE SEINE (MARAIS VERNIER, FRANCE) ET FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES	153
9.1. <i>Introduction</i>	153
9.2. <i>Matériel et Méthodes</i>	155
9.2.1. Cartographie et lithologie.....	155
9.2.2. Caractérisation des dépôts.....	156
9.2.3. Paléoécologie.....	157
9.2.4. Datations.....	157
9.3. <i>Résultats et interprétation</i>	157
9.3.1. Description du remplissage holocène.....	157
9.3.2. Origine du matériel sédimentaire	161
9.3.3. Conditions de depot	163
9.3.4. Cadre chronologique et Paléoenvironnements	164
9.3.5. Faciès et environnements de dépôt associés.....	166
9.4. <i>Discussion</i>	169
9.4.1. Evolution post-glaciaire du Marais Vernier	169
9.4.2. Facteurs de contrôle externes et internes et chronologie de leur influence relative.....	173
9.5. <i>Conclusion</i>	175

9. Sédimentation holocène dans une zone humide bordant l'estuaire de Seine (Marais Vernier, France) et facteurs de contrôle associés

M. FROUIN, A. DURAND, D. SEBAG, B. LAIGNEL, S. OGIER, E. P. VERRECCHIA, D. LEFEBVRE ET M-F. HUAULT

En préparation pour The Holocene

9.1. Introduction

Les vallées incisées sont des milieux sensibles à l'évolution du niveau de base : elles présentent une érosion fluviale lors des phases de chute et de bas niveaux marins et une accumulation sédimentaire lors des phases de remontée et de hauts niveaux marins (Zaitlin *et al.*, 1994; Blum et Tornqvist, 2000). Elles constituent ainsi des enregistreurs privilégiés des oscillations climatiques quaternaires et des variations du niveau marin induites. Leur fonctionnement actuel dépend ainsi de cet héritage quaternaire et des changements climatiques (réchauffement) et eustatiques (remontée du niveau marin) suivant le Dernier Maximum Glaciaire.

La remontée du niveau marin induite a permis la mise en place dans les grands corridors fluviaux du NW de l'Europe de prismes sédimentaires estuariens et de réseaux de zones humides (*e.g.* Allen, 2000b). Le système fluviale de la Seine se situe en bordure méridionale de cet ensemble du NW de l'Europe, qui est caractérisé par une plateforme continentale vaste et peu profonde sous les mers du Nord et de la Manche. Ce système fluviale présente à son embouchure un prisme sédimentaire estuarien et un réseau de zones humides associées dont le Marais Vernier est un exemple (Figure 9-1 ; Lefebvre *et al.*, 1974; Huault *et al.*, 1975; Lefebvre, 1975 et 1977a).

Le Marais Vernier occupe un ancien méandre de la Seine (Figure 9-1) dont le recoupement semble être intervenu lors du Pléniglaciaire (Huault et Lefebvre, 1983a; HYDRATEC, 1998). Ce méandre recoupé, localisé dans l'estuaire moyen actuel de la Seine, se situe à l'interface entre les domaines continental et marin, permettant d'envisager un contrôle mixte des environnements de dépôt holocènes.

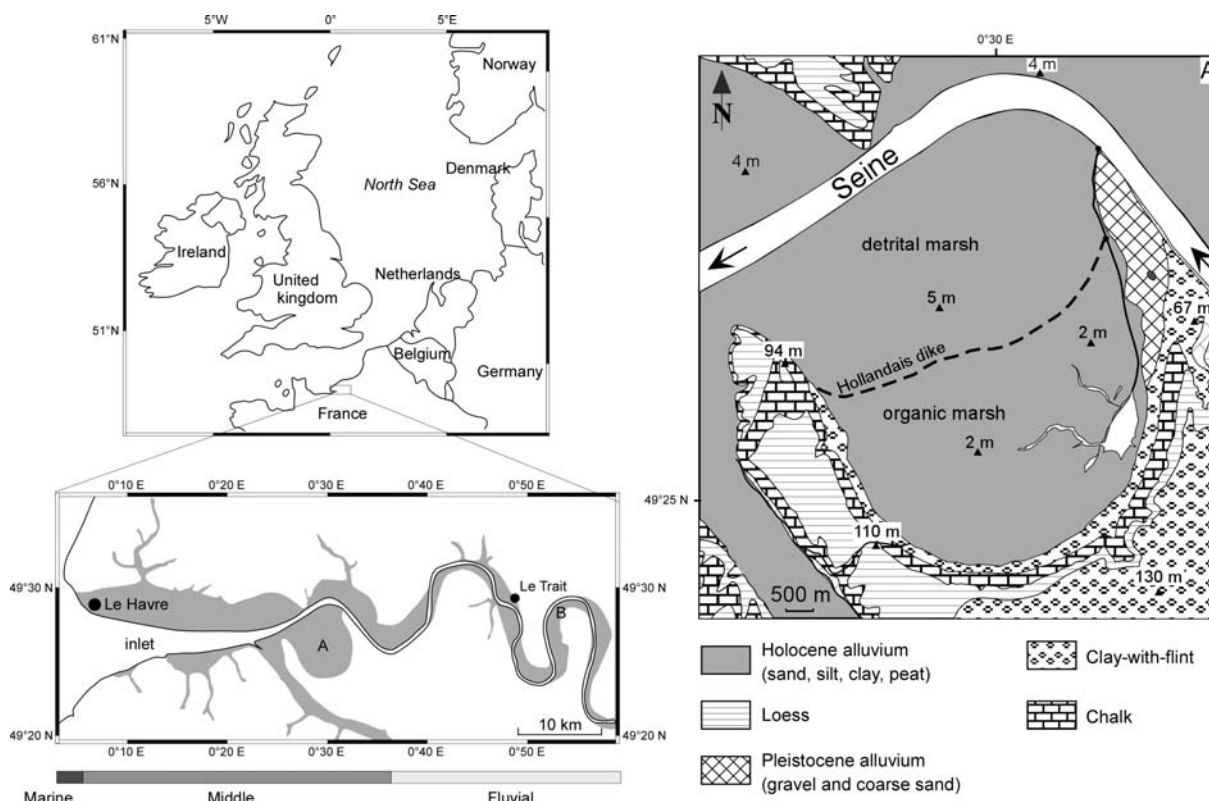


Figure 9-1 : Localisation géographique de la Basse Vallée de Seine en bordure méridionale du NW de l'Europe, contexte hydrodynamique de l'estuaire de Seine et présentation du Marais Vernier. Les lettres A et B dans la présentation de la Basse Vallée de Seine indiquent l'emplacement respectif du Marais Vernier, en aval, et de Berville, en amont.

De nombreuses études ont été menées sur le marais tourbeux, toutefois il n'existe pas de synthèse des résultats acquis qui permette d'apprécier l'évolution holocène du Marais Vernier. Les reconstitutions antérieures considéraient la mise en place des dépôts détritiques comme le résultat de mouvements transgressifs, et les tourbes comme le résultat de mouvements régressifs. Au regard des connaissances actuelles sur l'évolution holocène des zones humides du NW de l'Europe, ce travail de thèse permet de compléter les connaissances précédemment acquises et de revoir les interprétations alors énoncées. La synthèse de ces données vise à proposer une évolution holocène du marais tourbeux, à dégager les principales étapes de cette évolution, et à identifier les facteurs de contrôle et leurs influences sur le remplissage étudié. Pour mener ce travail à bien, nous disposons d'informations sur la lithologie et l'épaisseur du remplissage (définition de la topographie pré-holocène ; Direction des Mines, 1949; Frouin *et al.*, 2007a), le contenu palynologique (description du couvert végétal ; Elhai, 1959 et 1963; Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a), le contenu en diatomées (description de la qualité des eaux ; Elhai, 1963; Huault, 1985), la granulométrie et la minéralogie des dépôts (description de l'origine du matériel et des conditions de dépôt ; Frouin *et al.*, 2007b) et de nombreuses datations par le ^{14}C pour cadrer ce travail (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a).

9.2. Matériel et Méthodes

9.2.1. Cartographie et lithologie

La description du remplissage (épaisseur et lithologie) est issue de deux campagnes de prospection réalisées à des époques différentes et avec des objectifs différents. Au début des années 1940, une campagne de sondages a été réalisée pour définir l'épaisseur de la tourbe en vue de son exploitation. Les 400 sondages réalisés dans le marais tourbeux (Figure 9-2 b) permettent d'obtenir une cartographie précise de l'épaisseur et de la lithologie du remplissage superficiel, comprenant la lithologie et l'épaisseur de la découverte et de la tourbe, et la lithologie du dépôt sous-jacent (Figure 9-2 c-d). La comparaison avec un MNT de la zone permet de décrire la topographie des dépôts détritiques sous la tourbe (Figure 9-2 e).

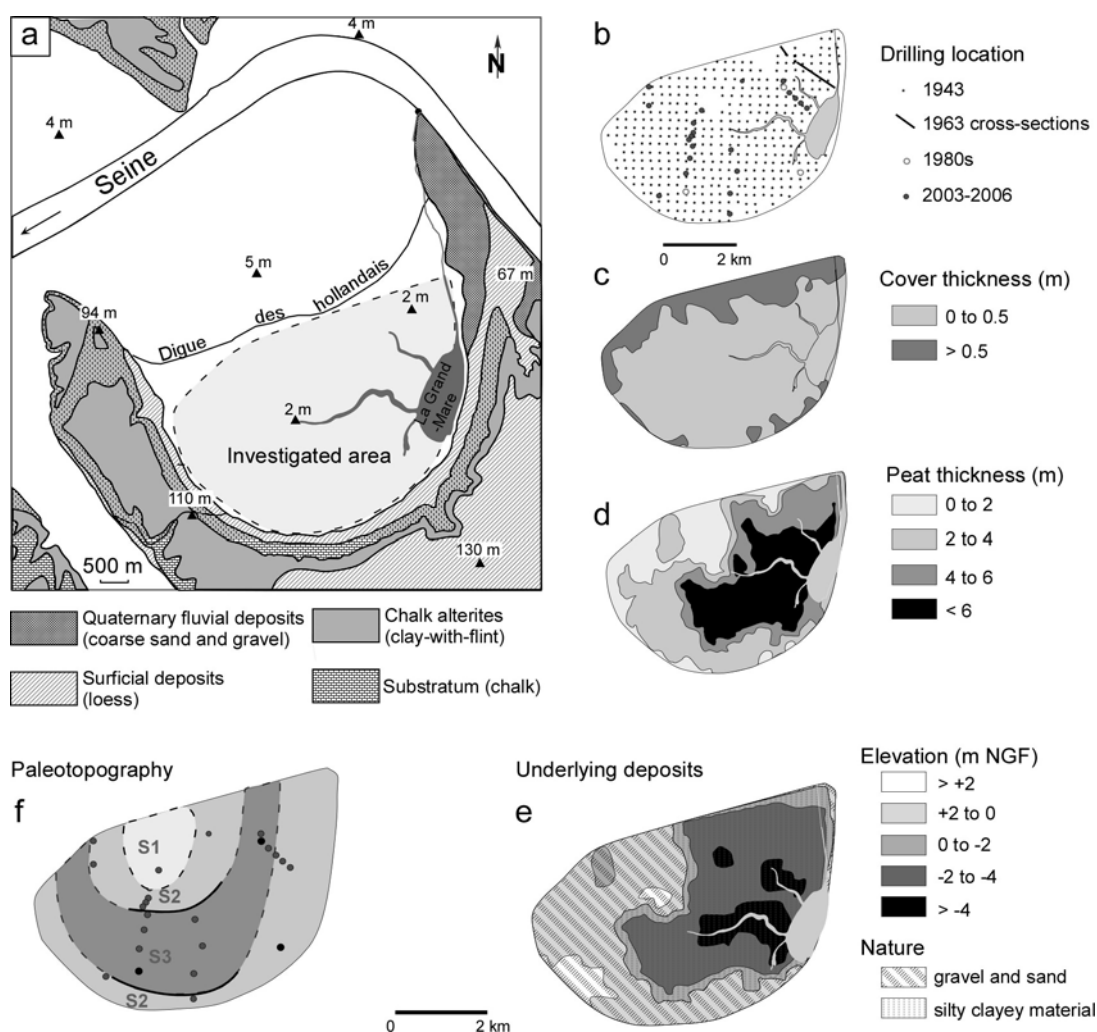


Figure 9-2 : Présentation du contexte géologique du Marais Vernier (a) et des campagnes de sondages réalisées dans ce dernier (b). Les cartes (c), (d) et (e) sont issues de la compilation des données de la campagne de sondages de 1943 (Direction des Mines, 1949) et des données du MNT de la région. Elles permettent de décrire, respectivement, l'épaisseur de la découverte, celle de la tourbe sommitale et l'altitude du toit des dépôts détritiques sous-jacents. La carte (f) est issue d'une synthèse des données de sondages profonds réalisés dans les années 1980 et 2000 (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a). Elle permet de définir l'extension géographique des surfaces d'érosion reconnues sous le remplissage (Frouin *et al.*, 2007a).

A la fin des années 1970 et au cours des années 2000, des sondages et carottes ont été réalisés dans le marais tourbeux (Figure 9-2 b) pour définir l'épaisseur et la lithologie du remplissage sédimentaire surmontant les graves de fond périglaciaires. Ces sondages et carottes permettent de définir la topographie pré-holocène sur des transects d'orientation différente. Le nombre plus réduit de sondages, par rapport à la campagne de 1940, ne permet d'obtenir une cartographie précise, néanmoins l'allure du tracé de cette topographie peut être reconstruite (Figure 9-2 f ; Frouin *et al.*, 2007a). Ces sondages profonds nous ont également permis d'obtenir du matériel sédimentaire de lithologie variée, à partir duquel nous avons caractérisé les dépôts holocènes du marais tourbeux.

9.2.2. Caractérisation des dépôts

Les dépôts du marais tourbeux ont été caractérisés par leur taux de carbonates, la taille des particules et la minéralogie des dépôts détritiques, et la géochimie élémentaire des dépôts organiques. Les résultats nouveaux ou publiés de ces analyses serviront ensuite à décrire des faciès et les environnements de dépôt associés.

Un calcimètre de Bernard a été utilisé sur des échantillons secs et finement broyés (de nature détritique et organique) pour définir le taux de carbonates. Le taux de carbonates des formations du bassin versant de la Seine et des sédiments estuariens (MES) est très variable (100 % pour les craies, 0 % pour les argiles à silex et environ 30% pour les MES). Ce taux permet, en première approximation, d'identifier l'origine du matériel.

Un diffractomètre RX a permis de décrire la minéralogie des argiles. Après une mesure au naturel, une après saturation à l'alcool et une après chauffage, les minéraux argileux ont été identifiés d'après leur réflexion basale sur les diffractogrammes (Brindley et Brown, 1980). Des proportions semi-quantitatives ont été déterminées d'après la hauteur et la surface des pics, avec une erreur relative de 5 % (Holtzapffel, 1985). Les minéraux argileux peuvent être utilisés, entre autres, pour déterminer la provenance du matériel sédimentaire (*e.g.* Chapron *et al.*, 2002; Weltje et von Eynatten, 2004).

Un micro-granulométrie laser a permis de définir la granulométrie des sédiments. Ces nouveaux résultats ont été utilisés pour décrire la texture du sédiment d'après un diagramme ternaire Argile-Silt-Sable, les principaux constituants des dépôts étudiés. Ces textures ont été comparées à celles de dépôts d'environnements actuels de la Basse Vallée de Seine (plage, vasière subtidale et vasière intertidale) pour définir les conditions hydrodynamiques à l'origine des dépôts observés.

Un analyseur élémentaire CHNS a permis de déterminer les proportions en C_{org} et N sur des échantillons décalcifiés et finement broyés. Le rapport entre ces deux éléments (C_{org}/N) peut donner des informations sur l'origine de la matière organique (Meyers, 1994; Lamb *et al.*, 2006), le degré d'altération biologique ou diagénétique de la matière organique (Tyson, 1995). Ces nouvelles données sont utilisées ici pour caractériser la matière organique et définir son origine.

9.2.3. Paléocologie

Une brève synthèse des principaux résultats et interprétations relatifs à l'étude des diatomées (Elhai, 1963; Huault, 1985) est proposée pour indiquer la qualité des eaux pour les environnements de dépôt décrits.

Les résultats des diagrammes polliniques établis pour les carottes SMV1 et SMV2 dans les années 1980 (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a) sont ré-interprétés sur la base de nouvelles associations polliniques reflétant et caractérisant les environnements de dépôt, comme par exemple : une ripisylve, une prairie humide ou une roselière (Sebag, 2002).

9.2.4. Datations

Toutes les datations ^{14}C obtenues pour le remplissage holocène du marais tourbeux depuis 30 ans ont été calibrées à l'aide du logiciel OxCal v3.5. (Bronk Ramsey, 2000) et exprimées en âge calendaire BC/AD (2σ ; Tableau 9-1).

9.3. Résultats et interprétation

9.3.1. Description du remplissage holocène

▪ *Lithologie et épaisseur*

Les sondages et carottes des années 1980 et 2000 permettent d'apprécier l'épaisseur du remplissage holocène du marais tourbeux (Figure 9-3 ; Frouin *et al.*, 2007a). Cette épaisseur varie de 2 à 20 m ; la plus fine (< 1 m) se situant au centre-Nord (sondages T5 et T9). D'autres sondages indiquent un remplissage d'épaisseur comprise entre 6 et 12 m (T6, T7, T8, T10, T11 et T12, par exemple). Cette épaisseur de remplissage est observée aussi bien autour de la zone peu épaisse, qu'à proximité de l'ancienne rive concave. La carotte SMV2 indique la présence, localement, d'un remplissage épais de 20 m. Ce remplissage d'une épaisseur supérieure à 12 m (T2, T3, T4, T14, T13, par exemple) est intercalé avec le remplissage d'épaisseur comprise entre 6 et 12 m ; il s'observe au NW, dans la partie est du marais tourbeux (transect NW-SE ; Figure 9-3), alors qu'il est observé au S, dans la partie ouest (transect N-S ; Figure 9-3).

La comparaison des données des campagnes de 1943 (Figure 9-2), des années 1980 et 2000 (Figure 9-3) permet de décrire de façon synthétique la lithologie et l'épaisseur du remplissage, différentes selon la zone géographique considérée. Ce remplissage holocène comprend, à sa base, un dépôt localement sableux dans la partie la plus épaisse du remplissage (> 12 m ; T4, T13, T13) et plus généralement argilo-silteux à sablo-silteux alternant ou non avec des tourbes. Ces dépôts sont surmontés par une tourbe sommitale plus ou moins épaisse (0,6 à 6,4 m, selon la zone géographique), parfois recouverte de dépôts détritiques fins (T15, T16 et T21 ; Figure 9-4).

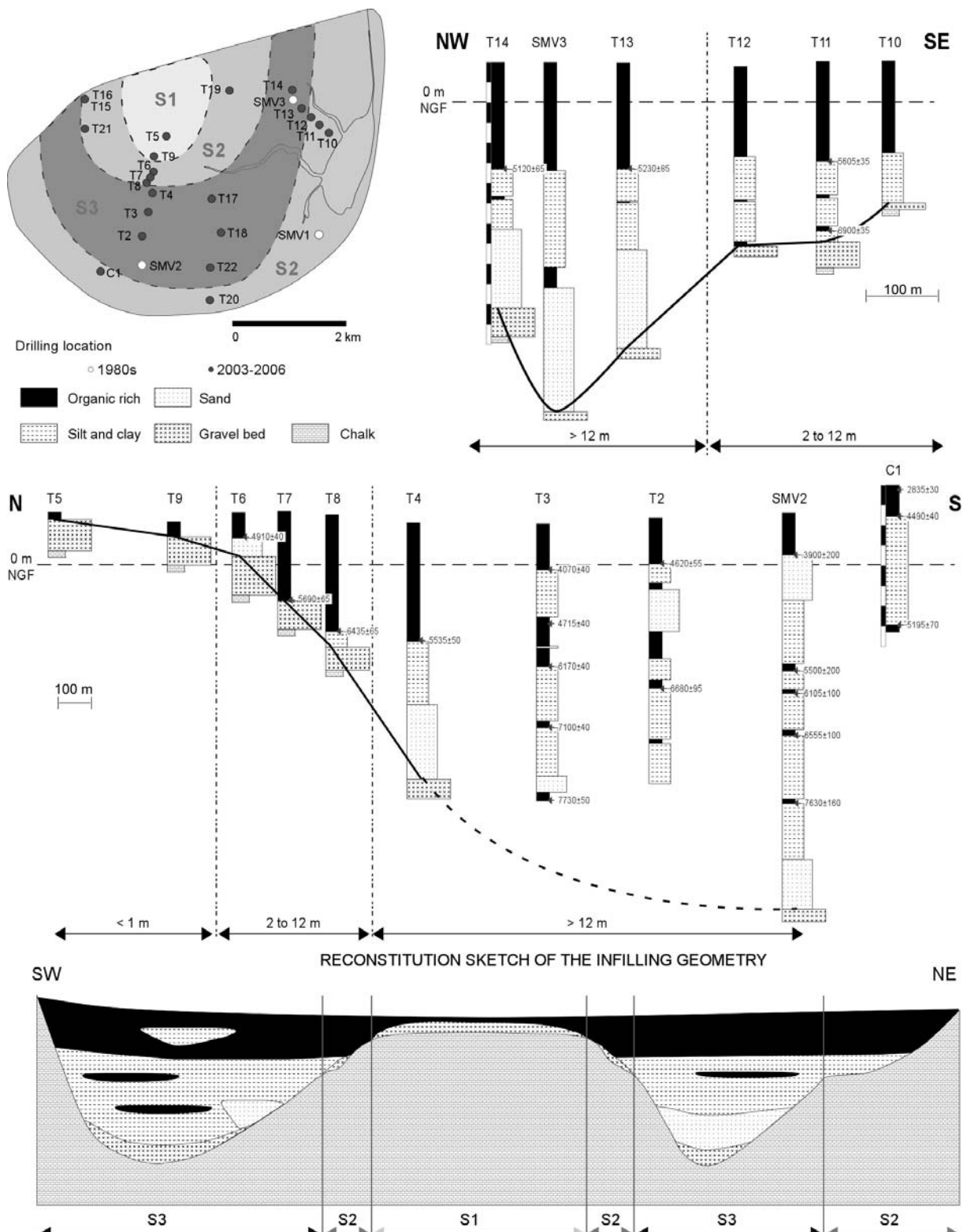


Figure 9-3 : Localisation, description lithologique et datations de sondages réalisés lors des campagnes de 1980 et 2000 décrivant un transect occidental et un transect oriental et l'interprétation de l'épaisseur du remplissage et de la paléotopographie associée (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a).

Tableau 9-1 : Synthèse de toutes les datations ^{14}C obtenues sur le site du Marais Vernier depuis plus de 30 ans.

Code laboratoire	Sondages	Age ^{14}C (ans ^{14}C BP)	Age calibré (2σ) (ans cal BC)		Profondeur (m NGF)	Méthode
Pa2418	T16	3670 ± 50	2200	1890	1,2	Scintillation
Pa2383	T16	7375 ± 65	6400	6070	-8,5	Scintillation
Poz-14753	C1	2835 ± 30	1130	900	2,7	AMS
Poz-14855	C1	4490 ± 40	3350	3030	1,4	AMS
Pa2414	C1	5195 ± 70	4230	3800	-4,1	Scintillation
Pa2373	T6	4910 ± 40	3780	3640	0,7	Scintillation
Pa2415	T7	5690 ± 65	4690	4360	-2,6	Scintillation
Pa2374	T8	6435 ± 65	5520	5290	-4,4	Scintillation
Pa2380	T4	5535 ± 50	4490	4250	-4,2	Scintillation
Pa2420	T3	4070 ± 40	2860	2470	-0,2	Scintillation
Pa2378	T3	4715 ± 41	3640	3370	-3,1	Scintillation
Poz-14754	T3	6170 ± 40	5280	4490	-5,6	AMS
Poz-14755	T3	7100 ± 40	6060	5840	-8,7	AMS
Pa2386	T3	7730 ± 50	6650	6460	-12,6	Scintillation
Pa2401	T2	4620 ± 55	3650	3100	0,2	Scintillation
Pa2416	T2	6680 ± 95	5740	5470	-6,4	Scintillation
Pa2382	T17	6130 ± 88	5300	4840	-3	Scintillation
Pa2402	T17	7610 ± 70	6610	6260	-11,3	Scintillation
Pa2403	T14	5120 ± 65	4050	3700	-4,2	Scintillation
Pa2385	T11	5605 ± 35	4500	4350	-3,3	Scintillation
Pa2421	T11	6900 ± 35	5850	5710	-7,5	Scintillation
Pa2381	T13	5230 ± 85	4350	3800	-3,4	Scintillation
3375	SMV1	3900 ± 120	2900	1950	-0,9	Scintillation
3166	SMV1	4280 ± 250	3700	2200	-4,5	Scintillation
3146	SMV1	5445 ± 120	4500	3950	-5,3	Scintillation
3151	SMV1	6090 ± 120	5300	4700	-5,9	Scintillation
3568	SMV2	3900 ± 200	2900	1700	0,7	Scintillation
3538	SMV2	5500 ± 200	4800	3800	-5	Scintillation
3495	SMV2	6105 ± 100	5300	4750	-6,2	Scintillation
	SMV2	6555 ± 100	5670	5310	-8,5	Scintillation
3460	SMV2	7630 ± 160	7050	6050	-12,1	Scintillation

Ces différentes épaisseurs de remplissage sont le résultat de la topographie pré-holocène qui présente trois surfaces d'érosion d'altitude différente (S1, S2 et S3 ; Figure 9-3) ; ces dernières ont été comparées avec l'histoire quaternaire de la Seine (Frouin *et al.*, 2007a). Ce travail met en évidence l'enregistrement dans la topographie pré-holocène du Marais Vernier d'au moins trois terrasses du système de la Basse Vallée de Seine (Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999). Les deux plus profondes S2 (-6,1 m NGF) et S3 (-17,5 m NGF), et donc les plus récentes, sont attribuées au Weichsélien (Frouin *et al.*, 2007a). Ces deux terrasses ont été comparées, d'après leur altitude et leur géométrie, aux terrasses de Rouen I (S3) et Rouen II (S2), décrites jusqu'à présent uniquement en amont de la Basse Vallée de Seine (Porcher, 1977).

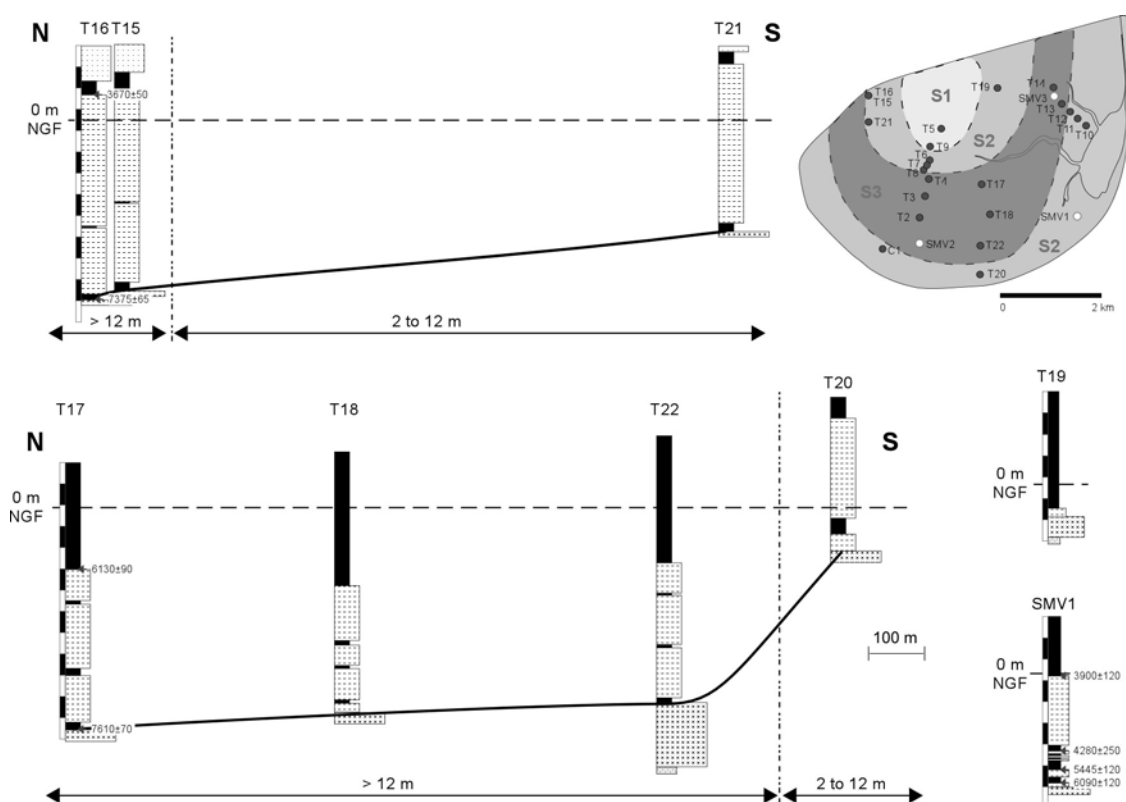


Figure 9-4 : Localisation, description lithologique et datations des autres sondages réalisés lors des campagnes de 1980 et 2000, notamment ceux à proximité de la digue des Hollandais.

▪ *Datations et modalités du remplissage*

La distribution des âges ^{14}C au sein d'un même sondage suit la stratigraphie ; les âges les plus anciens étant observés à la base et les âges les plus récents au sommet (Figure 9-3 et Figure 9-4 ; Tableau 9-1). Ceci semble indiquer que les tourbes prélevées sont, a priori, en place au sein d'un même sondage. La distribution de ces âges ^{14}C semble globalement suivre la stratigraphie des dépôts à l'échelle des transects présentés. Toutefois, on note un âge ^{14}C plus jeune pour la base de la tourbe sommitale au sondage T4 qu'au sondage T8 voisin et, pour une profondeur donnée, des tourbes intercalaires plus jeunes au-dessus de la surface S3 (T3, T2, SMV2) que les tourbes basales au-dessus de la surface S2

(T8). Ceci semble indiquer des modalités de remplissage différentes en fonction de la topographie pré-holocène.

La comparaison des âges ^{14}C avec la position géographique des sondages par rapport à la surface S3 a montré qu' : (1) avant 5500 ans cal BC, des dépôts holocènes organiques et détritiques se mettent en place uniquement au-dessus de la surface S3 avec un taux d'accrétion verticale de $5,5 \text{ mm.an}^{-1}$; (2) autour de 5500 ans cal BC, des dépôts holocènes détritiques se mettent en place au-dessus des surfaces S3 et S2 ; (3) après 5500 ans cal BC, les dépôts holocènes se mettent en place avec un taux d'accrétion verticale allant de $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$ (chenal détritique dans la partie ouest, Figure 9-3) à 3 mm.an^{-1} (accumulation tourbeuse ailleurs) (Frouin *et al.*, 2007a). Au cours de cette dernière étape, la surface S1 est progressivement recouverte par des dépôts holocènes organiques ; son altitude suggérant qu'elle a constitué un îlot central au cours de l'holocène (Furon, 1952).

9.3.2. Origine du matériel sédimentaire

La caractérisation des sédiments du marais tourbeux (taux de carbonate, minéralogie des argiles et géochimie élémentaire) permet d'identifier des signatures différentes au sein du matériel détritique et organique, qui peuvent être comparées à des sources potentielles.

▪ *Signature minéralogique / matériel détritique*

Les mesures du taux de carbonates des dépôts du carottage SMV2 ont permis de distinguer un matériel riche en carbonate ($> 30 \%$) à la base du remplissage, d'un matériel ayant ensuite un taux de carbonates moyen de 23% (Frouin *et al.*, 2007b). Les nouvelles mesures sur les sondages des années 2000 indiquent un taux moyen de 25% pour le matériel fin et un taux largement supérieur à 25% pour le matériel grossier (matériel proche des graves de fond ou graves de fond). Ce taux de $23 - 25 \%$ est comparable à celui des dépôts en Baie de Seine et pourrait alors indiquer une origine marine du matériel (Frouin *et al.*, 2007b). Le taux supérieur à $25 - 30 \%$ marque, lui, un enrichissement en carbonates, pouvant résulter d'apports depuis le continent (érosion des craies du bassin versant ; Frouin *et al.*, 2007b). Toutefois ces interprétations restent incertaines car la relation entre la zone source et la zone de dépôt est souvent complexe (précipitation in situ possible). Pour cette raison, nous avons étudié les assemblages argileux pour lesquels la relation source-dépôt est plus simple.

Les assemblages de minéraux argileux rencontrés sur la carotte SMV2 étaient principalement composés de smectite, illite et kaolinite dans des proportions variables et de la chlorite en moindre proportion voire absente. Trois principaux types d'assemblages ont été rencontrés : (1) pré-dominance de la smectite et absence de chlorite à la base ; (2) pré-dominance de l'illite dans la partie médiane ; (3) pré-dominance de la smectite et présence de chlorite au sommet (Frouin *et al.*, 2007b). La comparaison de ces assemblages avec ceux des formations du bassin versant (craie, argile à silex et loess ; Lebret, 1984; Lautridou, 1985; Laignel, 2003) et des sédiments estuariens (MES ; Lesourd, 2000; Garnaud, 2003) (Figure 9-5) avait permis de les associer à trois origines différentes, en fonction

des proportions respectives en illite et smectite, et de l'absence ou de la présence de chlorite : (1) une origine loessique pré-weichsélienne à la base ; (2) une origine estuarienne dans la partie médiane ; (3) une origine loessique weichsélienne au sommet (Frouin *et al.*, 2007b). Ces mêmes critères ont été utilisés pour définir l'origine du matériel sur quelques sondages des années 2000. Les résultats de la carotte SMV2 et de ces nouvelles analyses indiquent une origine loessique pré-weichsélienne des dépôts surmontant les graves de fond au-dessus des surfaces S2 (T7 et T11) et S3 (SMV2) ; une origine estuarienne pour la majorité des dépôts fins situés au-dessus des surfaces S2 et S3 ; une origine loessique weichsélienne dans la partie supérieure du chenal détritique perturbant la tourbe sommitale dans la partie ouest du marais (SMV2). Ces résultats permettent également de préciser la géométrie du dépôt sableux à la base du sondage T4, dont l'origine est estuarienne, comme un chenal tidal en lieu et place du dépôt de pied de pente représenté sur la Figure 6-4.

▪ ***Signature géochimique / matériel organique***

Les teneurs en C_{org} et N de la matière organique de la carotte C1 permettent de définir l'origine de la matière organique entourant le chenal détritique (W du marais tourbeux ; Figure 9-5). La position du Marais Vernier dans l'estuaire permet d'enregistrer des apports de matériel allochtone (fluvial ou estuarien) ou le dépôt de matériel autochtone (formation in situ). Le rapport C_{org}/N , caractéristique du matériel déposé ou formé, permet de différencier du matériel provenant de végétaux terrestres ($C/N > 12$), d'algues (< 10), de bactéries (4 – 6) ou du phytoplancton (5 – 7) (Figure 9-5 ; Meyers, 1994; Tyson, 1995). Ces mesures sur la carotte C1 permettent de différencier la matière organique de la base ($C/N < 12$) de celle du sommet ($C/N > 12$). Ces résultats indiquent un matériel organique issu de la dégradation de végétaux terrestres au sommet ; l'origine de la matière organique à la base est moins certaine et pourrait correspondre à un matériel altéré ou à une autre source de carbone (carbone organique dissous ; Lamb *et al.*, 2006). Ces deux dépôts se distinguent également par leur teneur en carbonates ; le dépôt à la base est riche en carbonates ($> 40\%$), alors que celui au sommet en est dépourvu. Le dépôt au sommet s'apparente donc bien à une tourbe (milieu acide caractérisé par l'accumulation de débris de végétaux), contrairement au dépôt à la base, qui caractérise un milieu aqueux riche en carbonate.

Ces analyses sur le matériel détritique et organique nous ont permis de mettre en évidence des signatures géochimiques et minéralogiques différentes, qu'il est possible de comparer à des référents pour déterminer ou préciser l'origine du matériel. Il est ainsi possible de reconnaître une origine autochtone (végétaux terrestres) ou allochtone (matière organique dissoute) pour la matière organique et une origine proche (formation du bassin versant) ou lointaine pour le matériel détritique (apport estuarien). Le matériel détritique, d'origines diverses, se caractérise par une granulométrie variable. Celle-ci, complétée par des informations sur les diatomées, permet de définir les conditions de dépôt du matériel (hydrodynamisme et qualité des eaux, respectivement).

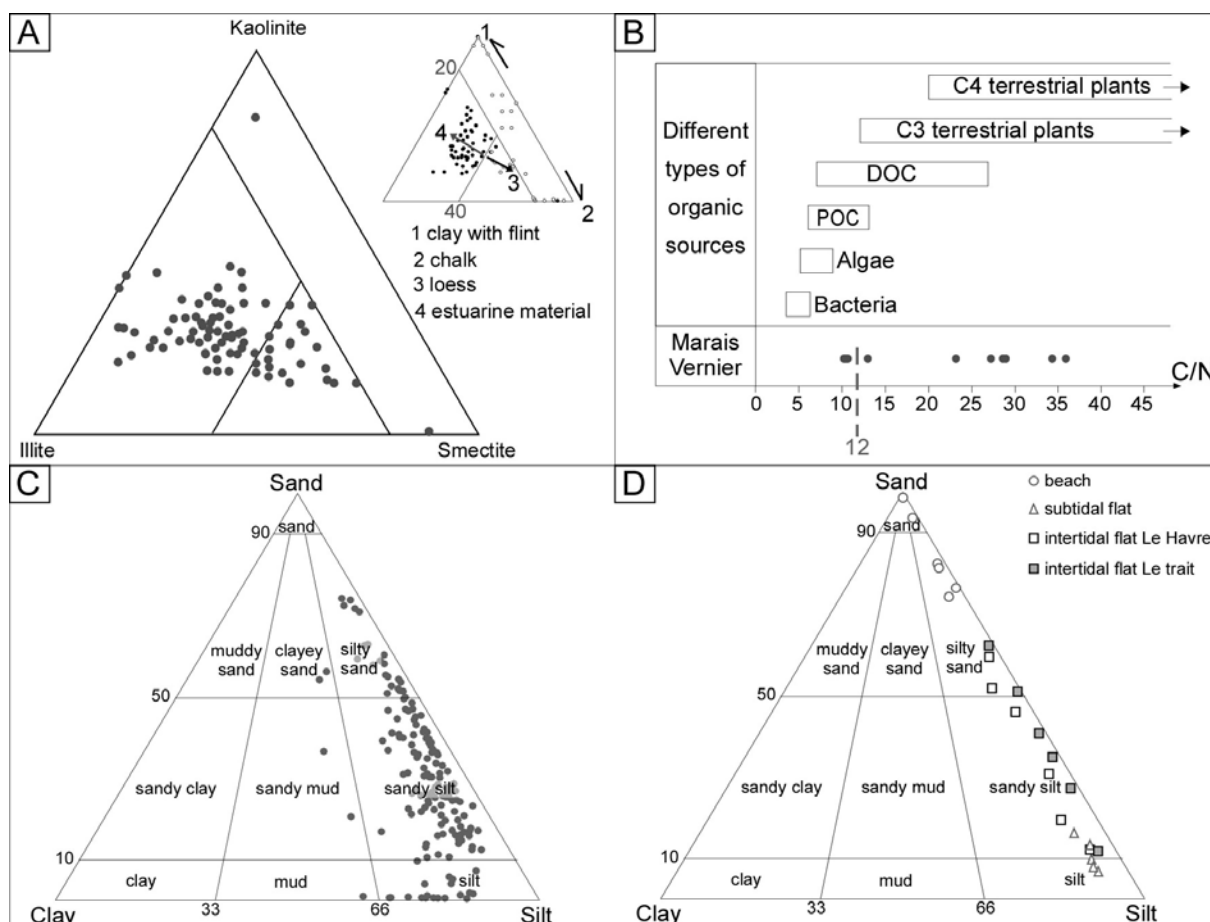


Figure 9-5 : Synthèse des informations acquises sur la dynamique sédimentaire holocène du Marais Vernier. d'après des données antérieures (Frouin *et al.*, 2006 et 2007b) et nouvelles. Ces informations permettent de définir l'origine du matériel sédimentaire (minéralogie des argiles – A - et géochimie élémentaire – B) et les conditions hydrodynamiques (granulométrie : C, données Marais Vernier ; D, données Basse Vallée de Seine de Deloffre, 2005 et C. Dubrulle, en cours). POC et DOC, dans le graphe C/N, correspondent respectivement à la matière organique particulaire et dissoute.

9.3.3. Conditions de dépôt

▪ Conditions hydrodynamiques

Pour définir les conditions hydrodynamiques relatives à la mise en place des dépôts du marais tourbeux, nous avons comparé la granulométrie de ces dépôts à celle de dépôts dans des milieux actuels de la Basse Vallée de Seine. Des échantillons ont été prélevés dans des environnements de plage, de vasière subtidale (au large du Havre) et de vasières intertidales (vasière du Havre et du Trait ; Figure 9-1). Replacés dans un diagramme Argile-Silt-Sable (Figure 9-5), le matériel de plage présente une texture globalement sableuse, le matériel de vasière subtidale présente une texture globalement silteuse et le matériel des vasières intertidales présente une texture sablo-silteuse à silto-sableuse. Les résultats des analyses sur la granulométrie des dépôts du marais tourbeux ont été reportés dans ce même diagramme ternaire pour définir leur texture et la comparer avec celle de ces environnements actuels. Le matériel sédimentaire du marais présente une texture sablo-silteuse à silto-

sableuse. La variabilité des textures est comparable à celles des environnements de vasière intertidales. Une grande partie des sédiments du marais tourbeux semble donc s'être déposée en milieu intertidal.

Le caractère tidal de ces conditions de dépôt a également été mis en évidence par l'étude du signal sédimentaire enregistré dans les variations d'épaisseur des lamines présentes dans une partie du dépôt détritique sous-jacent à la tourbe sommitale de la carotte SMV2 (Frouin *et al.*, 2006). L'épaisseur de ces lamines oscille selon des cycles comparables aux rythmes tidaux. Ces lamines peuvent ainsi correspondre à un enregistrement mensuel de la marée dans la zone intertidale ou à un enregistrement annuel de la marée dans la zone intertidale haute / supratidale (Frouin *et al.*, 2006). Ces résultats sur l'analyse du signal montrent que les dépôts laminés, qui constituent la majeure partie des dépôts observés sur les carottages, représentent une courte période, caractérisée par (1) l'ouverture du système aux apports détritiques, (2) la relation avec la marée, (3) le comblement progressif du système et (4) la mise en place d'une tourbière

▪ *Qualité des eaux*

Les assemblages de diatomées ont fait l'objet de deux études, l'une sur la découverte détritique en arrière de la digue des Hollandais (E du marais tourbeux ; Elhai, 1963), et l'autre sur la carotte SMV2 (W du marais tourbeux ; Huault, 1985). Les résultats de ces deux analyses indiquent que les dépôts au-dessus de la surface S3 sont dépourvus de diatomées à l'exception des dépôts sous-jacents au premier niveau tourbeux qui présentent majoritairement des diatomées d'eau douce (*Fragilaria brevistata*). Les assemblages de diatomées indiquent ensuite un environnement d'eau saumâtre à marine (*Melosira sulcata*, *Cocconeis scutellum*, *Dyploneis didyma*), avec des périodes marquées par des apports plus importants d'espèces saumâtres à marines. La présence d'espèces tolérantes aux périodes d'émersion (*Raphoneis amphiceros*) caractérise des environnements intertidaux à supratidaux. La découverte en arrière de la digue présente un assemblage d'eau douce (*Fragilaria brevistata*), qui pourrait indiquer un apport par les crues de la Seine (apports fluviatiles) et non par les grandes marées.

Les données sur la taille des particules et les assemblages de diatomées indiquent des conditions de dépôt allant de milieux d'eau douce, probablement fluviatiles, à des milieux saumâtres, probablement intertidaux à supratidaux.

9.3.4. Cadre chronologique et Paléoenvironnements

Les assemblages polliniques et les quelques datations des années 1980 (carottes SMV 1 et SMV2) ont permis de définir la première échelle temporelle (du Boréal, palynozone VI, à l'actuel) pour contraindre la mise en place du remplissage sédimentaire du marais tourbeux (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a).

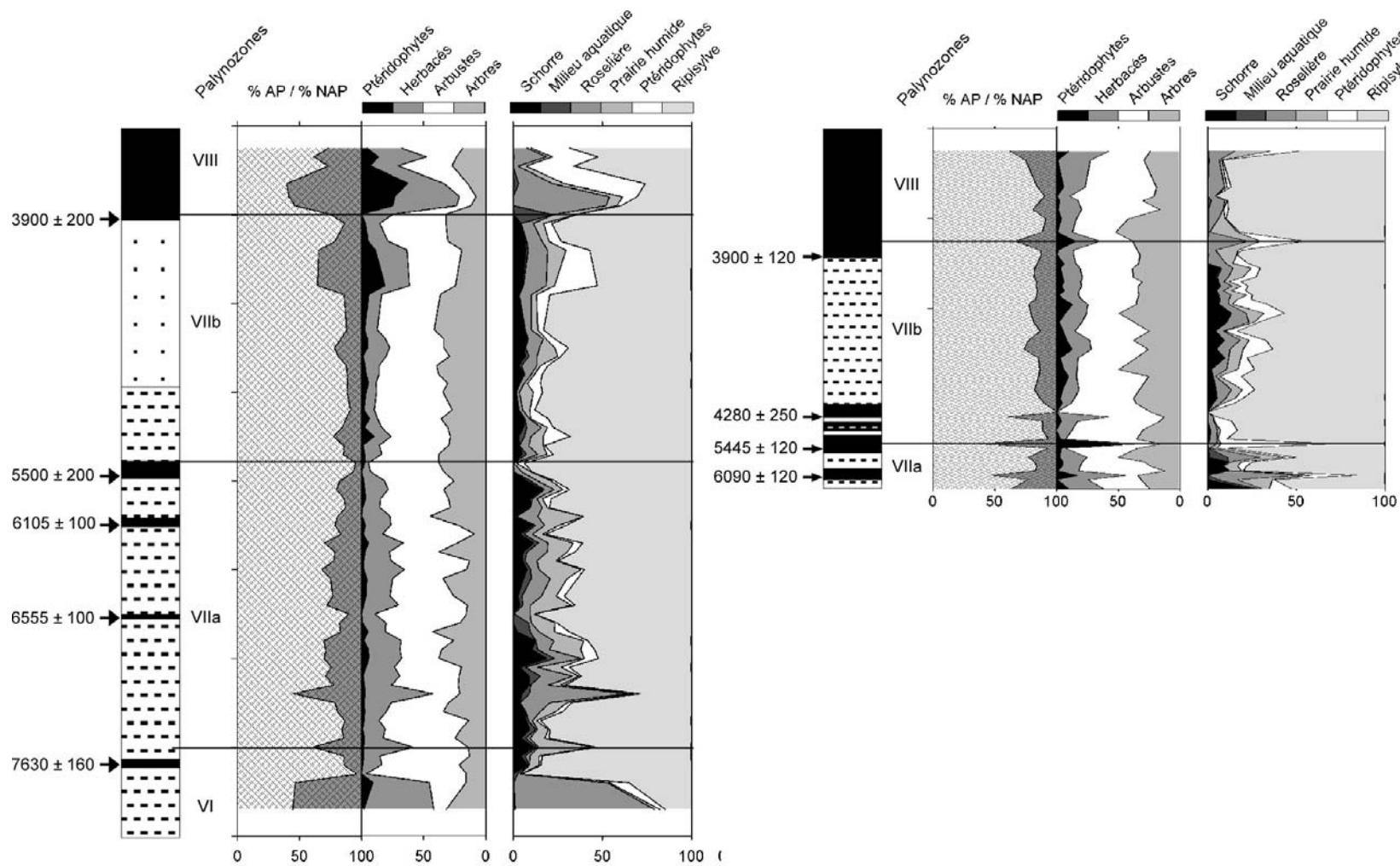


Figure 9-6 : Associations polliniques reflétant et caractérisant les environnements de dépôt des carottes SMV1 et SMV2, d'après Sebag, 2002. Les palynozones sont issues de précédents travaux (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a). VI : Boréal ; VIIa : Atlantique ; VIIb : Subboréal ; VIII : Subatlantique.

Les nouvelles associations polliniques proposées par D. Sebag (2002) permettent de réinterpréter ces données pour définir les paléoenvironnements locaux. Au-dessus de la surface S3 (SMV2), les dépôts sont dépourvus de pollens ; à l'exception de ceux sous-jacents à la tourbe datée à 7000 – 6000 ans cal BC et dominés par des pollens d'herbacées. Ces pollens indiquent ici un environnement de type cariçaie (Figure 9-6). Après 7000 – 6000 ans cal BC, les pollens d'espèces arbustives deviennent dominants dans les assemblages et indiquent la mise en place d'une ripisylve à l'Ouest (SMV2) comme à l'Est (SMV1) du marais tourbeux. Cette ripisylve perdure à l'Est du marais tourbeux jusqu'à l'actuel alors qu'un retour à une cariçaie (dominance des pollens d'herbacées) est enregistré à partir du Subatlantique à l'Ouest.

Il est intéressant de noter que des traces indirectes d'activités humaines (pollens de plantes rudérales) ont été retrouvées uniquement dans la partie ouest du marais tourbeux, pour la carotte SMV2 (Huault et Lefebvre, 1983a).

9.3.5. Faciès et environnements de dépôt associés

Les dépôts du marais tourbeux se distinguent principalement par la nature du matériel sédimentaire : détritique ou organique (Tableau 9-2). Ces deux lithologies indiquent des conditions et des environnements de dépôt différents. Au sein de ces deux lithologies, la nature des constituants, la taille des particules, la provenance du matériel, les structures sédimentaires, etc. permettent de décrire des faciès différents et par conséquent de caractériser des environnements différents.

Au sein du matériel organique, trois types de dépôt se distinguent de par leur constituant, structure et géochimie (Tableau 9-2). Le premier type est caractérisé par l'absence de débris de végétaux, une structure feuilletée, un fort taux de carbonates et un rapport $C/N < 12$. L'absence de débris de végétaux et les faibles valeurs du rapport C/N suggèrent un milieu ennoyé et riche en carbonates d'après le taux mesuré. Ce premier faciès FP1 caractérise un milieu lacustre ou lagunaire à sédimentation organique. Le second type présente des débris de végétaux de type roseaux, un taux de carbonates nul et un rapport $C/N > 12$. Les débris de roseaux et les fortes valeurs du rapport C/N suggèrent un environnement terrestre. Ce second faciès FP2 caractérise un milieu de roselière. Le troisième type présente des morceaux de bois, un taux de carbonates nul et un rapport $C/N > 12$. Les morceaux de bois et les fortes valeurs du rapport C/N suggèrent également un environnement terrestre. Ce troisième faciès FP3 caractérise un milieu boisé. Ces descriptions montrent une variabilité de faciès caractérisant différents environnements fluvio-palustres.

Au sein des dépôts détritiques, les dépôts se distinguent par la taille des constituants (silt, sable et gravier), par la provenance du matériel sédimentaire (continental ou estuarien), par des conditions de salinité différentes (marin-saumâtre ou eau douce), par les structures sédimentaires différentes (laminations, figures de charge, surfaces d'érosion) et la présence ou non de bioturbation (traces de racines, racines ou coquilles de gastéropodes) (Tableau 9-2).

Tableau 9-2 : Synthèse des différents faciès rencontrés dans le Marais Vernier avec leurs caractéristiques sédimentologiques et/ou paléobiologiques et les environnements de dépôt qui leur sont associés.

Nature des dépôts	Provenance du matériel	Paléoécologie	Lithologie	Caractéristiques sédimentaires	Faciès	Milieu	Interprétation
Organique	Ø	Ø	Ø	pas de débris de végétaux C/N : 10-15	FP1	Fluvio-palustre	Dépôt de lagune, marécageux
	Végétaux supérieurs			débris de roseaux C/N : 20-30	FP2		Dépôt de tourbière, milieu de roselière
				morceaux de bois C/N : 30-40	FP3		Dépôt de tourbière boisée
Détritique	Estuarien	Eau douce	Argilo-silteux	homogène débris de végétaux concrétions calcaires CaCO ₃ : 20 – 30 %	T1	Tidal	Dépôt de lagune, milieu marécageux
			Argilo-silteux	homogène coquilles possibles de gastéropodes CaCO ₃ : 20 – 30 %	T2		Dépôt de marais protégé (Fcf ; Miall, 1992)
		Eau marine à saumâtre	Sablo-silteux	lamination (doublet : sable très fin et silt) empreintes de végétaux et débris de plantes CaCO ₃ : 20 – 30 %	T3		Dépôt de milieu intertidal
			Sablo-silteux	lamination (triple : sable très fin, matière organique et silt) CaCO ₃ : 20 – 30 % la géométrie du dépôt représente la forme d'un chenal	T4		Dépôt de remplissage de chenal tidal
	Continental	Ø	Sablo-graveleux	pas d'information sur la structure CaCO ₃ > 30 % à la base du remplissage sédimentaire holocène	C1	Fluviatile	Dépôts de fond de rivière, reliquat de la dernière période glaciaire
			Sablo-argilo-silteux	litage et contacts irréguliers marqués par des graviers (Gms ; Miall, 1992) CaCO ₃ > 30 %	C2		Dépôt de remplissage de chenal fluviatile perturbé par des dépôts de coulées de débris
		Eau douce	Argilo-silteux	lentilles de sables débris de coquilles CaCO ₃ : 20 – 30 % recouvre la tourbe sommitale en arrière de la digue	C3		Dépôt de plaine d'inondation
		Eau marine à saumâtre	Sablo-silteux	lamination (doublet : sable fin et silt) nombreux débris de végétaux, en constante augmentation vers la tourbe sommitale CaCO ₃ : 20 – 30 %	C4		Dépôt de prés salés avec un apport sédimentaire fluviatile important

Les dépôts d'origine estuarienne présentent une texture plus ou moins fine, argilo-silteuse à sablo-silteuse, une structure laminée (rythmicité tidale ; Frouin *et al.*, 2006) ou homogène et des associations de diatomées indiquant une salinité d'eau douce à marine. Certains dépôts présentent des coquilles de gastéropodes et des débris ou empreintes de plantes, indiquant une continentalisation du milieu. Ces caractéristiques suggèrent des environnements à l'interface entre les domaines continental et marin, comme ceux typiques à un estuaire. Ces dépôts décrivent un faciès tidal, au sein duquel se distinguent plusieurs sous-faciès. Le sous-faciès T1 est caractérisé par une texture argilo-silteuse, de nombreux débris de végétaux et des concrétions calcaires. L'analyse palynologique indique un milieu de type cariçaie et l'analyse diatomique un milieu d'eau douce. Ces observations indiquent un milieu ennoyé riche en carbonates, caractéristique d'un environnement de type lagune ouverte (Reinson, 1992). Le sous-faciès T2 est caractérisé par une texture argilo-silteuse, une structure homogène, avec ou sans gastéropodes et des diatomées d'eau douce. Ces caractéristiques sont comparables au faciès Fcf (vase homogène avec des mollusques d'eau douce) décrit par Miall (1992). T2 est interprété comme un marais protégé. Le sous-faciès T3 est caractérisé par une texture sablo-silteuse, une structure laminée, des empreintes et débris de végétaux et la présence de diatomées tolérantes aux émergences. Ces observations sont interprétées comme un milieu intertidal. Le sous-faciès T4 est caractérisé par une texture sablo-silteuse, une structure laminée comprenant des lamines organiques (issues de l'érosion de la tourbière voisine entourant le chenal ; Frouin *et al.*, 2006) et des diatomées d'eau marine à saumâtre. La géométrie de ce sous-faciès décrit un chenal qui a localement perturbé la tourbe sommitale. Ces observations sont interprétées comme un milieu de type remplissage de chenal sous influence tidale.

Les dépôts d'origine continentale présentent une texture plus grossière, argilo-silteuse à graveleuse, une structure variable (litée, lenticulaire avec des contacts irréguliers). Certains dépôts ne présentent pas de diatomées, et certains dépôts des diatomées d'eau douce à marine. La texture et les structures sédimentaires de ces dépôts indiquent un hydrodynamisme plus fort que pour le faciès tidal ci-dessus. Ces dépôts sont associés à un faciès fluviatile, au sein duquel se distinguent plusieurs sous-faciès. Le sous-faciès C1 est caractérisé par une texture sablo-graveleuse. La granulométrie de ce sous-faciès, rencontré à la base des sondages, indique un transport des particules sur le fond. Ces observations indiquent un dépôt de fond de rivière, associé aux graves de fond périglaciaires reconnues dans la région. Le sous-faciès C2 est caractérisé par une texture sablo-argilo-silteuse, des contacts irréguliers marqués par la présence de graviers et des figures de charges. Ces caractéristiques sont comparables au faciès Gms de Miall (1977 et 1992), qui est interprété comme un dépôt de type coulées de débris (apport fluviatile important ou dépôts de pied de pente). Les figures de charges indiquent, elles, un milieu de décantation. Ce sous-faciès est interprété comme un dépôt de remplissage de chenal localement perturbé par des apports de colluvions (Huault et Lefebvre, 1983a; Lefebvre, 1998). Le sous-faciès C3, observé au-dessus de la tourbe sommitale à l'arrière de la digue des Hollandais,

présente une texture argilo-silteuse et des diatomées d'eau douce. Ces caractéristiques sont interprétées comme un dépôt de plaine d'inondation. Le sous-faciès C4 est caractérisé par une texture sablo-silteuse, une structure laminée et de nombreux débris de végétaux et des diatomées d'eau saumâtre tolérantes aux émergences. La bioturbation est croissante à mesure qu'on se rapproche de la tourbe sommitale, ce qui indique une continentalisation progressive du milieu. Ces caractéristiques sont interprétées comme un dépôt de prés salés principalement alimentés par du matériel sédimentaire fluvial, d'après l'origine du matériel.

9.4. Discussion

9.4.1. Evolution post-glaciaire du Marais Vernier

La morphologie du méandre du Marais Vernier a évolué au cours du Quaternaire au gré des modifications du profil d'équilibre de la Seine (Lefebvre, 1988). Au cours du post-glaciaire, le géosystème du Marais Vernier correspondait à un méandre recoupé, présentant une paléotopographie marquée par au moins trois surfaces d'érosion reconnaissables : S1 décrivant une surface plane et peu profonde, située à +3 m NGF ; S2 incisant S1 et décrivant une vaste surface curviligne, située vers -6,1 m NGF ; S3 incisant profondément S2 et décrivant une gouttière étroite, située à environ -17,5 m NGF (Frouin *et al.*, 2007a). Les surfaces S2 et S3 ont été comparées, d'après leurs altitudes respectives et le profil longitudinal de la Seine, aux terrasses de Rouen II et Rouen I, d'âge Weichsélien, observées dans le méandre de Rouen (Porcher, 1977).

Depuis le recoupement du méandre jusqu'à la fin du Boréal, le géosystème du Marais Vernier, tapissé par les graves de fond de la période glaciaire (sous-faciès C1, Figure 9-7 ; Lefebvre *et al.*, 1974), est alimenté en matériel sédimentaire par l'érosion de son bassin versant (lœss ancien ; Figure 9-5A et Figure 7-7 ; Frouin *et al.*, 2007b). Ces sédiments s'accumulent principalement dans la dépression délimitée par la surface S3, où leur épaisseur atteint localement 2,3 m (base du sondage SMV2, sous-faciès C2 ; Figure 9-7). Les lœss anciens n'affleurant pas dans la région, leur enregistrement suggère une érosion linéaire des plateaux voisins. Cette érosion linéaire serait le résultat de péjorations climatiques et apporterait du matériel depuis les éventails colluviaux décrits dans le paysage (coulée de débris du sous-faciès C2 ; Figure 9-8 ; Lefebvre, 1998 ; Frouin *et al.*, 2007b). Il n'existe pas de chronologie précise de ces dépôts du fait de l'absence de matériel datable (pollens, matière organique ou organismes carbonatés).

Vers la fin du Boréal (Figure 9-8), la zone de dépôt, restreinte à la dépression délimitée par la surface S3, présente un changement d'origine des apports sédimentaires, avec l'enregistrement d'une signature minéralogique estuarienne (Frouin *et al.*, 2007b). Ce changement de signature minéralogique dans les dépôts indique le début des influences de la remontée du niveau marin sur la zone. Pour cette même période, les diatomées indiquent un milieu d'eau douce. Les environnements de dépôt ont donc évolué vers des milieux d'eau douce affectés par des apports de matériel estuarien (sous-faciès T1 ;

Figure 9-7). La fin de cette période est caractérisée par une végétation dominée par les herbacées, indiquant une roselière. Les nombreux restes de végétaux du sous-faciès T1 indiquent une continentalisation progressive du milieu. Une tourbe basale se met alors en place, à divers endroits du marais tourbeux (T16, T3, SMV2 et T17), vers 7050 - 6050 ans cal BC (Tableau 9-1).

Avant 5500 ans cal BC (Figure 9-8), l'influence de la remontée du niveau marin n'affecte que la zone de dépôt délimitée par la surface S3 (apports de matériel estuarien notamment ; Frouin *et al.*, 2007b). Au cours de cette période, les environnements de dépôt alternent entre des milieux tidaux (sous-faciès T2 à T3) et des milieux pluvio-palustres (sous-faciès FP1 à FP3, datés vers 6060 – 5840, 5850 - 5710 ans cal BC) (Figure 9-7) en fonction de l'espace disponible. Ce dernier est fonction notamment de la paléotopographie, des variations relatives du niveau marin (Allen, 2000b) et des apports sédimentaires. Cette période est marquée par un taux d'accrétion verticale de $5,5 \text{ mm.an}^{-1}$, au-dessus de la surface S3 (Frouin *et al.*, 2007a). Dans le même temps, les zones de dépôt délimitées par les surfaces S1 et S2 présentent un matériel sédimentaire d'origine continentale (lœss ancien en T7 et T11 ; Figure 9-7).

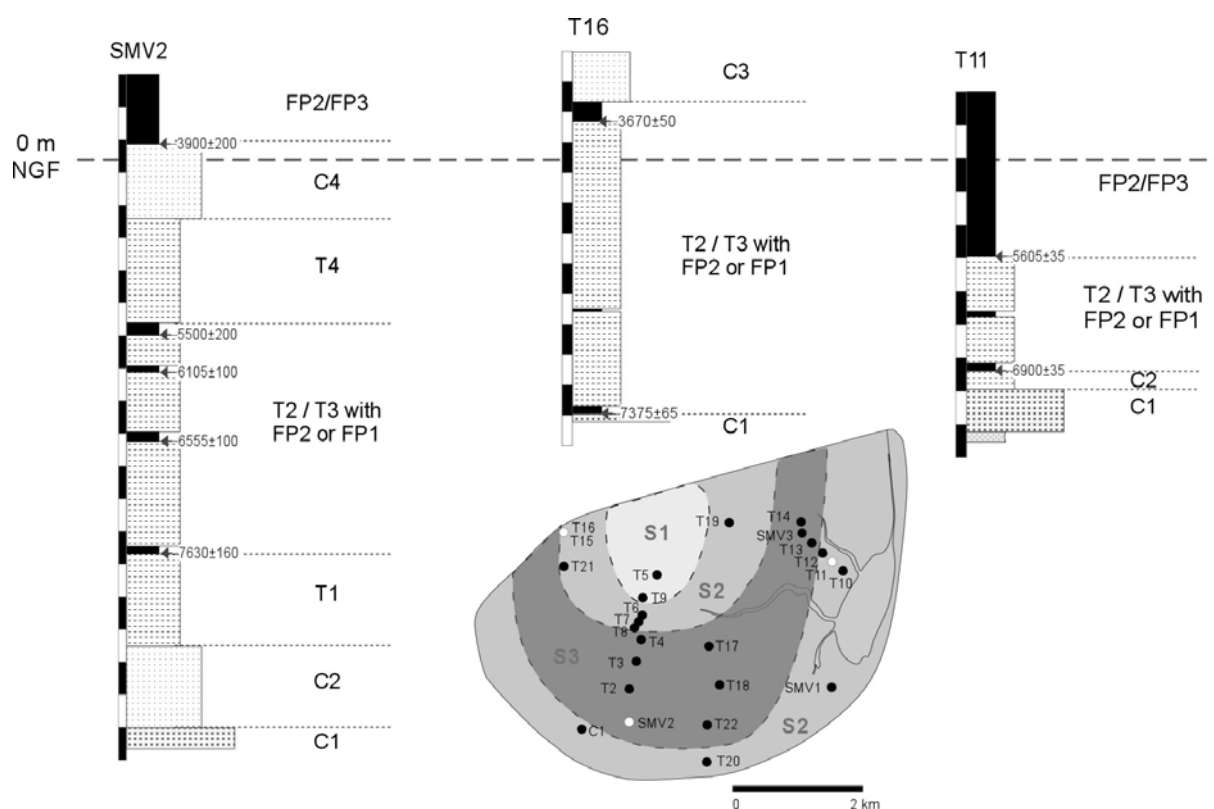


Figure 9-7 : Illustration des différents faciès rencontrés dans les sondages et carottes du marais tourbeux.

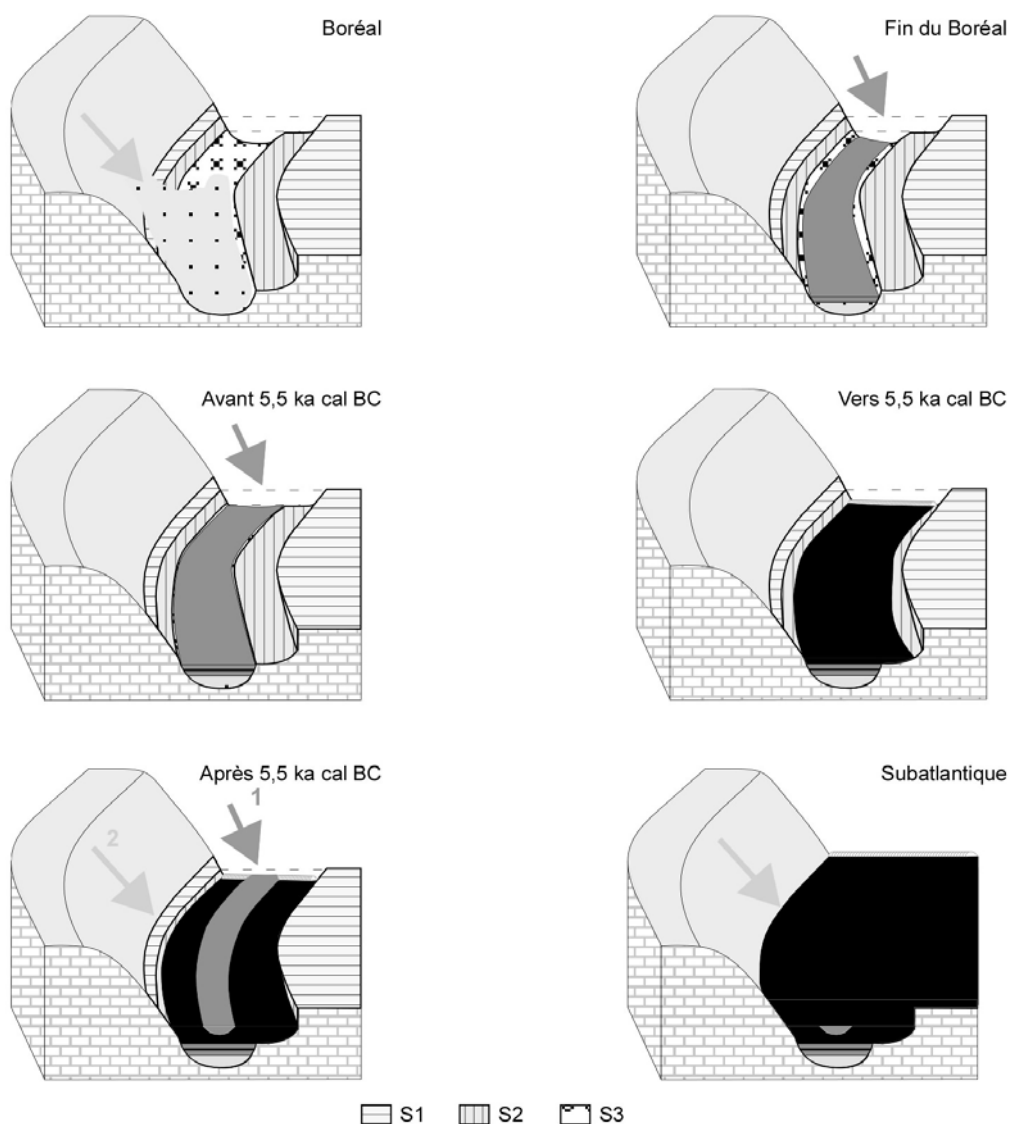
Autour de 5500 ans cal BC, l'embouchure de Seine est totalement inondée (Delsinne, 2005). Cette période coïncide avec le début des enregistrements de l'influence de la remontée du niveau marin au-dessus de la surface S2 dans le marais tourbeux (Figure 9-8 ; Frouin *et al.*, 2007a). Des sédiments détritiques d'origine estuarienne (sous-faciès T3 ; Figure 9-7 ; Frouin *et al.*, 2007b) se mettent alors en place au-dessus des surfaces S2 et S3, à l'exception de la zone proche de la surface S1 (sondages T6,

T7, T8 et T19) qui présente un dépôt détritique d'épaisseur faible voire inexistante, avant la mise en place d'un dépôt fluvio-palustre (sous-faciès FP1 à FP3, datés de 5520 - 5290 à 3780 - 3640 ans cal BC).

Après 5500 ans cal BC (Figure 9-8), une nouvelle alternance d'environnements tidaux et tourbeux apparaît jusqu'à l'établissement d'une tourbière sur toute la superficie du marais. L'alternance entre ces milieux tidaux et tourbeux dépend à nouveau de l'évolution du niveau de base, contrôlé ici principalement par le niveau marin, les apports sédimentaires et l'éventuelle compaction de la colonne de sédiment (Allen, 1999 ; Frouin *et al.*, 2007a). L'accumulation tourbeuse qui se met ensuite en place peut être le résultat d'une réduction de l'espace disponible ou, comme suggéré par de précédents travaux, de la mise en place probable d'une structure protectrice (cordon sableux appuyé sur le dôme constitué par la surface S1, Huault et Lefebvre, 1983a; Lefebvre, 1998). Cette structure permettait à ces auteurs d'expliquer la différence d'épaisseur de tourbe sommitale entre la partie orientale protégée (5 - 7 m) et la partie occidentale non-protégée (< 3 m). Le début de cette accumulation tourbeuse coïncide avec la fin de l'Optimum Climatique (Roberts, 1998) et se poursuit jusqu'à l'actuel, de façon continue dans les parties centrale sud et orientale et discontinue dans la partie occidentale où se met en place un chenal détritique (Figure 9-8). Ce chenal, qui emprunte le tracé de la dépression dessinée précédemment par la surface S3, repose sur un dépôt de lagune à sédimentation organique dominante (sous-faciès FP1). Il comprend les sous-faciès T4 et C4, indiquant respectivement un apport estuarien puis continental (Figure 9-7; Frouin *et al.*, 2006; Frouin *et al.*, 2007b). Le comblement de ce chenal s'accompagne d'une colonisation du milieu par les végétaux et le rétablissement d'une tourbière (sous-faciès FP2 et FP3). Ce comblement peut à la fois correspondre à une réduction de l'espace disponible ou à la fermeture de la structure protectrice. Les taux d'accrétion verticale déterminés au-dessus des surfaces S2 et S3 sont moindres qu'à la période précédente, 3 mm.an⁻¹ au-dessus de S2 et 2,5 mm.an⁻¹ au-dessus de S3 (Frouin *et al.*, 2007a).

A la transition Subboréal / Subatlantique, de nouveaux apports détritiques sont enregistrés à proximité de l'ancienne rive concave (graviers de silex dans la tourbe sommitale de C1), néanmoins ils ne sont pas suffisants pour un nouveau changement de sédimentation. A partir de 1100 ans cal BC, le marais tourbeux enregistre une influence croissante et indirecte des activités humaines d'après les pollens (pollens de plantes rudérales puis de plantes marquant un assèchement du marais tourbeux ; Huault et Lefebvre, 1983a). La zone à proximité de la digue des Hollandais présente de nouveau un enregistrement sédimentaire détritique qui correspond à des dépôts de crue typiques dans la plaine d'inondation de la Seine (sous-faciès F3 ; Figure 9-7).

Evolution du remplissage au cours du temps



Influence relative des forçages identifiés au cours du temps

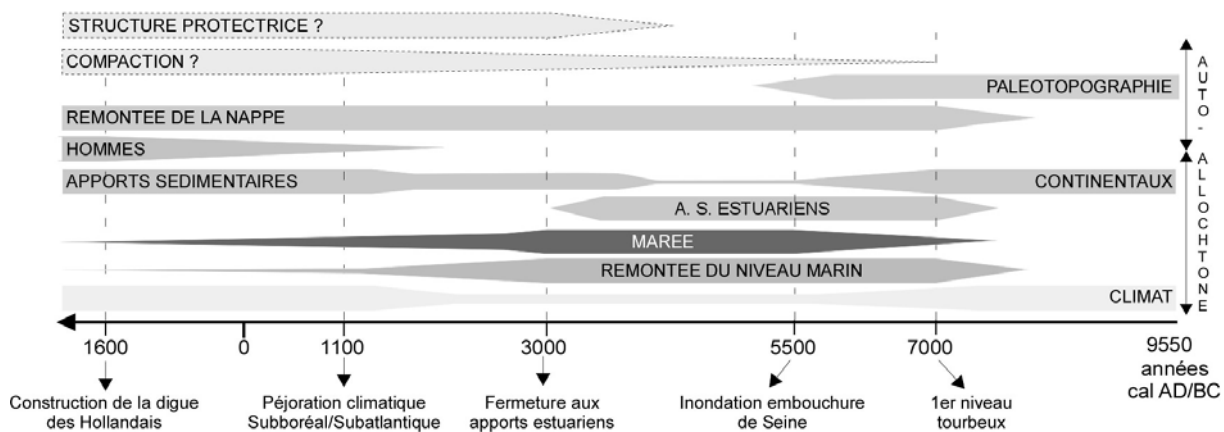


Figure 9-8 : Représentation schématique de l'évolution du remplissage sédimentaire du Marais Vernier au cours de l'Holocène et l'influence relative des forçages mis en évidence pour cette même période.

9.4.2. Facteurs de contrôle externes et internes et chronologie de leur influence relative

Les grandes lignes de l'évolution du remplissage sédimentaire du marais tourbeux mettent en évidence différents facteurs de contrôle affectant le géosystème de façon locale (facteurs internes) ou globale (facteurs externes). L'évolution du remplissage sédimentaire holocène résulte ainsi de la combinaison de l'influence de facteurs de contrôle externes (climat, remontée du niveau marin, apport sédimentaire, marée ou activités humaines) et internes (paléotopographie, compaction, niveau de la nappe). Les différents travaux réalisés jusqu'à présent sur ce géosystème permettent de proposer une chronologie relative voire absolue des influences relatives de chacun des facteurs de contrôle identifiés (Figure 9-8).

Au début de l'Holocène, le remplissage du marais tourbeux est principalement contrôlé par le climat et la paléotopographie ; les changements climatiques provoquant une érosion linéaire du bassin versant et un apport de matériel détritique constitué de lœss ancien (Frouin *et al.*, 2007b), la paléotopographie créant des zones de dépôt plus favorables que d'autres (profonde dépression en relation avec la surface S3 ; Frouin *et al.*, 2007a).

A la fin du Boréal, débute l'enregistrement de l'influence de la remontée du niveau marin (apport de matériel estuarien ; Frouin *et al.*, 2007b). La remontée du niveau marin et ses fluctuations relatives deviennent alors le facteur de contrôle principal pour expliquer l'évolution des environnements de dépôt. La paléotopographie joue encore à cette période un rôle important ; en effet, seule la dépression relative à la surface S3 présente un enregistrement de cette remontée du niveau marin. En relation avec un haut niveau de la nappe, les premières tourbes basales se mettent en place vers 7050 / 6050 ans cal BC dans le marais tourbeux, au-dessus de la surface S3 (T16 à proximité de la digue des Hollandais, T3 et SMV2 dans la partie occidentale et T17 dans la partie centrale ; Figure 9-3). Cette tourbe basale est ensuite recouverte par un dépôt détritique.

Entre 6050 et 5500 ans cal BC, les environnements de dépôt sont principalement contrôlés par la paléotopographie (dépôts d'origine estuarienne uniquement au-dessus de S3 ; Frouin *et al.*, 2007b), les fluctuations du niveau marin et les apports sédimentaires. La création d'espace permet l'accumulation de matériel détritique d'origine estuarienne, le comblement l'accumulation de matière organique. Intervient alors un contrôle local des environnements de dépôt qui permet d'expliquer les nombreux changements de sédimentation (passage d'une sédimentation détritique à organique) enregistrés à divers endroits du Marais Vernier et dont les âges sont différents d'un sondage à l'autre.

Vers 5500 ans cal BC, lors de l'inondation de toute l'embouchure de Seine (Delsinne, 2005), les facteurs de contrôle de la période précédente continuent d'affecter le milieu. Toutefois, la paléotopographie présente un changement majeur : un élargissement de la zone de dépôt (dépôt au-dessus de S2 ; Frouin *et al.*, 2007a).

Le nouvel espace disponible est alors rapidement comblé par les apports sédimentaires estuariens. La végétation colonise progressivement le milieu et une tourbière se met alors en place à la faveur du haut

niveau de la nappe au cours de l'intervalle 4500 - 3700 ans cal BC (T4 au centre, T11, T13 et T14 dans la partie occidentale ; Figure 9-3). Au cours de cet intervalle, surviennent des changements, d'une part externes au système avec la fin de l'Optimum Climatique (vers 4000 ans cal BC ; Roberts, 1998) et le ralentissement général de la remontée du niveau marin (*e.g.* Pirazzoli, 1991; Mörner, 1995) et, d'autre part, internes au système avec le changement volume à combler (S3 à S2 ; Frouin *et al.*, 2007a) et l'hypothétique mise en place d'une structure protectrice (Huault et Lefebvre, 1983a). L'hypothèse de cette structure protectrice a permis à ces auteurs d'expliquer la différence d'épaisseur de tourbe sommitale entre les parties orientale (protégée) et occidentale (marquée par l'ouverture d'une brèche et la mise en place d'un chenal détritique) du marais tourbeux. L'évolution des environnements de dépôt dépend alors des variations de l'espace disponible et/ou de l'ouverture et de la fermeture de cette structure protectrice (Huault et Lefebvre, 1983a; Lefebvre, 1998). Le chenal détritique, qui se met en place dans la partie occidentale, est alimenté par du matériel estuarien déposé sous l'effet de la marée (Frouin *et al.*, 2006; Frouin *et al.*, 2007b) puis par du matériel continental déposé sous l'effet conjoint de la marée et du fleuve (Frouin *et al.*, 2007b).

Vers 3000 ans cal BC, le système est complètement protégé des apports détritiques estuariens (Figure 9-8 ; Huault et Lefebvre, 1983a; Lefebvre, 1998). Les environnements de dépôt sont alors principalement contrôlés par des forçages autochtones, comme le niveau de la nappe.

Vers 1130-900 ans cal BC, apparaît dans la tourbe sommitale du carottage C1 des graviers de silex. La proximité de l'ancienne rive concave laisse supposer un apport de graviers depuis le versant. Ce même intervalle correspond à une péjoration climatique majeure, caractérisant la transition Subboréal / Subatlantique et enregistrée de façon globale (*e.g.* van Geel et Renssen, 1998; Chambers *et al.*, 2007). Les graviers de silex observés dans la tourbe sommitale du Marais Vernier pourraient correspondre à l'enregistrement de cette péjoration climatique globale (Figure 9-8). Cette péjoration climatique coïncide avec un retour à une sédimentation détritique dans la zone amont (boucle de Berville, Figure 9-1 ; Sebag, 2002). La présence d'une structure protectrice dans le Marais Vernier pourrait expliquer l'absence d'un retour à une sédimentation détritique après cet événement.

Le géosystème n'a été que tardivement affecté par l'Homme et ses activités. Les seules traces d'activités humaines enregistrées au début du Subatlantique (pollens de plantes rudérales) montrent une influence indirecte sur le milieu (proximité d'installations humaines). Les Hommes ont longtemps prêté à ce milieu toutes sortes de légendes, du fait de la brume abondante dans ce milieu humide (Penna, 2003) ; le Marais Vernier est resté, pour cette raison, longtemps à l'abri d'une influence humaine directe. Toutefois, la superficie importante de terres cultivables potentielles que représente le marais a finalement conduit à de nombreux travaux d'assèchement, notamment au 17^e siècle avec la construction de la digue des Hollandais et du réseau de drainage (Figure 9-8).

9.5. Conclusion

L'évolution holocène du marais tourbeux du Marais Vernier comprend cinq phases majeures pour lesquelles des forçages différents ont pu être mis en évidence. Au cours du Boréal, la sédimentation est principalement contrôlée par le climat et la paléotopographie du géosystème. Elle présente un matériel d'origine continentale, lié à l'érosion linéaire du bassin versant, qui s'accumule au-dessus de la surface d'érosion S3 (incision verticale profonde). A partir de la fin du Boréal, la dépression délimitée par la surface S3 est affectée par la remontée du niveau marin. La sédimentation dépend alors de l'évolution du niveau de base, qui est principalement fonction de la remontée du niveau marin, des apports sédimentaires et de la paléotopographie. Le remplissage au-dessus de S3 comprend une alternance de matériel détritique d'origine estuarienne et de tourbes (basales puis intercalaires). Autour de 5500 ans cal BC surviennent deux changements majeurs (inondation de la surface S2 impliquant la paléotopographie et un ralentissement général de la remontée du niveau marin) provoquant le dépôt de matériel au-dessus des surfaces S2 et S3. Après 5500 ans cal BC, en conséquence de ces changements majeurs et de la fin de l'Optimum Climatique, se développe progressivement une tourbière, localement perturbée par la dynamique tidale et fluviatile (mise en place d'un chenal avec apport de matériel détritique dans la partie occidentale). La fin de la période montre la fermeture du système aux apports estuariens, l'enregistrement d'un événement climatique majeur (la transition Subboréal / Subatlantique) et l'expression tardive, d'abord indirecte puis directe, de la présence humaine.

Le Marais Vernier présente un des enregistrements les plus longs de la Basse Vallée de Seine (fin du Boréal à l'actuel). L'accumulation sédimentaire n'est toutefois pas constante dans le temps. Elle est ponctuée par des périodes de dépôts détritiques, fonction de la création d'espace disponible, et des périodes de latence entre le comblement de cet espace, la colonisation de l'espace par les végétaux et la mise en place d'une tourbière. Elle est, en plus, contrainte depuis le 17^e siècle par la présence de la digue des Hollandais et, peut être bien avant, par l'ouverture et la fermeture de brèches dans une structure protectrice appuyée sur la surface S1 ; ceci constituant un contrôle local des environnements de dépôt. Ce géosystème ne permet pas, à lui seul, de définir l'évolution du remplissage sédimentaire holocène en Basse Vallée de Seine. Les facteurs de contrôle mis en évidence ont, pour certains, une valeur locale. Pour comprendre l'évolution du système Basse Vallée de Seine au cours de l'Holocène, il convient donc de dresser un bilan des connaissances acquises sur tous les milieux de sédimentation de la Baie à la zone amont de la Basse Vallée de Seine afin de distinguer les facteurs locaux (liés par exemple à la situation géographique particulière du site étudié) régionaux, voire globaux

PARTIE 5 :
EVOLUTION SEDIMENTAIRE HOLOCENE
DE LA BASSE VALLEE DE SEINE
ET
IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX
FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 5

10. EVOLUTION HOLOCENE DE L'ESTUAIRE DE SEINE DANS LE CONTEXTE NW EUROPEEN	179
10.1. <i>Introduction</i>	179
10.2. <i>Evolution holocène en Basse Seine</i>	181
10.2.1. Rétrogradation des environnements de dépôt	181
10.2.2. Comparaison des différentes unités et de l'évolution des géosystèmes	194
10.2.3. Reconstruction de la courbe du niveau marin en Basse Vallée de Seine.....	197
10.3. <i>Discussion</i>	198
10.3.1. Evolution holocène de la Basse Seine et facteurs de contrôle.....	198
10.3.2. Facteurs de contrôle : local (géosystème), régional (Basse Vallée de Seine) ou sous-continentale (NW Europe).....	202
10.4. <i>Conclusion</i>	205

10. Evolution holocène de l'estuaire de Seine dans le contexte NW européen

M. FROUIN, D. SEBAG, A. DURAND, B. LAIGNEL, D. LEFEBVRE, M.F. HUAULT, N. DELSINNE, S. GARNAUD, P. LESUEUR ET B. TESSIER

En préparation pour Quaternary Science reviews

10.1. Introduction

Au cours du Quaternaire, les systèmes fluviaux du NW de l'Europe, comme la Tamise, le Rhin ou la Somme, ont évolué en réponse aux oscillations climatiques, aux variations du niveau marin induites et aux mouvements tectoniques locaux (*e.g.* Antoine *et al.*, 2000; Bridgland, 2000). La combinaison de ces trois paramètres a contrôlé l'évolution du niveau de base régional (*e.g.* Blum et Tornqvist, 2000; Bridgland, 2000). Les changements climatiques et eustatiques se sont traduits par une aggradation lors des périodes interglaciaires (remontée du niveau marin) et par des érosions verticales successives lors de certaines périodes glaciaires, donnant lieu à la formation de larges systèmes de terrasses (Antoine, 1994; Maddy *et al.*, 1995; Boenigk et Frechen, 2006).

Lors de la transition vers l'interglaciaire actuel, les grands systèmes fluviaux du NW de l'Europe, affluents de la Manche et/ou axe de drainage majeur des calottes Fénno-scandinave ou Britannique (Lautridou *et al.*, 1999; Ménot *et al.*, 2006), correspondaient à de profondes vallées incisées avec une paléotopographie très contrastée. Le réchauffement climatique et la remontée du niveau marin (en 2 principales étapes : rapide puis lente ; Figure 10-1 ; Shennan, 1987; Mörner, 1995) suivant le dernier maximum glaciaire ont alors induit la mise en place de prismes sédimentaires estuariens et de vastes réseaux de zones humides dans les corridors de ces systèmes fluviaux (*e.g.* Long *et al.*, 1998; Allen, 2000b).

Le système fluvial de la Seine se situe à la limite méridionale de cet ensemble du NW de l'Europe et présente une vallée profondément incisée marquée par un système de terrasses (Chaput, 1924; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2003). Là aussi, en réponse aux changements climatiques et eustatiques suivant le dernier maximum glaciaire, se sont mis en place un prisme sédimentaire et un réseau de zones humides dans les dépressions bordant le chenal de la Seine dans la Basse Vallée de Seine (*e.g.* Huault et Lefebvre, 1974; Lefebvre *et al.*, 1974; Huault *et al.*, 1975; Lefebvre, 1977a). Les alluvions holocènes ont été très largement étudiées depuis les années 1940 sans qu'une réelle synthèse soit entreprise à l'échelle régionale (*e.g.* Dubois et Dubois, 1943; Porcher, 1975; Sebagn, 2002).

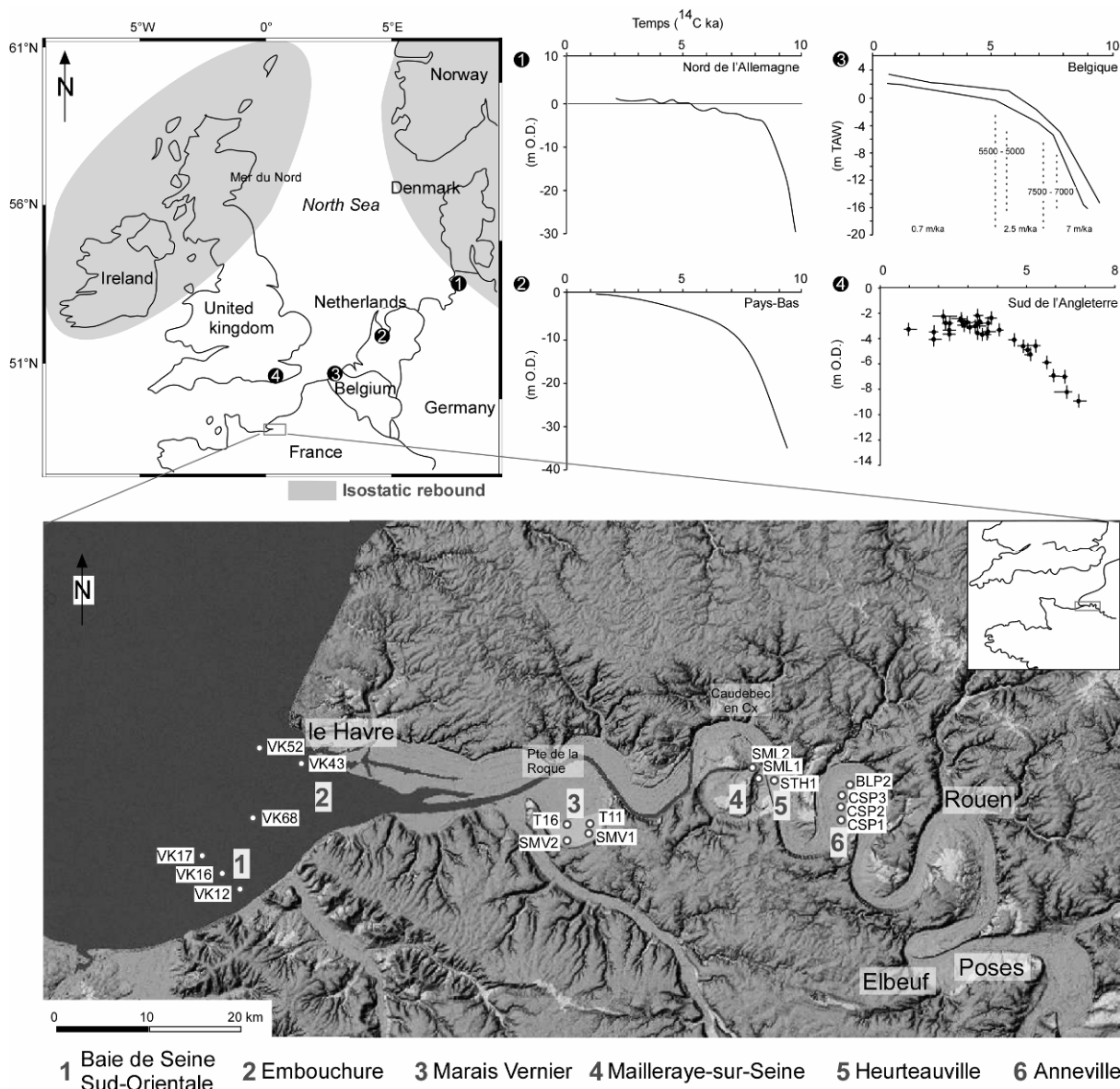


Figure 10-1: Présentation de la Basse Vallée de Seine replacée dans le contexte du NW de l'Europe. A la fonte des calottes Feno-scandinave et Britannique, le rebond glacio-isostatique induit a provoqué une accélération de la remontée du niveau marin, comme sur les côtes belges (Baeteman *et al.*, 1999), hollandaises ou allemandes (Shennan, 1987). La Basse Vallée de Seine, en position méridionale dans le NW de l'Europe présente un prisme sédimentaire estuarien (Baie de Seine Sud Orientale : VK12, VK16, VK17 ; Embouchure : VK52, VK43 et VK68) et un réseau de zones humides (Marais Vernier : SMV1 et SMV2 ; Mailleraye sur Seine : SML1 et SML2 ; Heurteauville : STH1 ; Anneville : CSP1, CSP2, CSP3 et BLP2).

Ce travail vise donc (1) à définir une séquence type de remplissage sédimentaire holocène pour la Basse Vallée de Seine ; (2) à identifier les facteurs de contrôle associés ; (3) à déterminer le caractère local (à l'échelle du géosystème), régional (Basse Vallée de Seine) ou continental (NW de l'Europe) des facteurs de contrôle identifiés. Pour atteindre ces objectifs, une synthèse a été entreprise sur les données acquises au cours des 60 dernières années. Nous avons considéré six géosystèmes répartis d'aval en amont de l'estuaire, depuis les conditions les plus marines (baie de Seine à proximité de l'embouchure) jusqu'aux plus fluviales (méandre d'Anneville ; Figure 10-1). A partir de la synthèse de ces travaux, seront définies pour chaque géosystème des unités lithologiques et/ou sismiques et sera

proposée une évolution du remplissage sédimentaire. Les informations obtenues ont été comparées les unes aux autres pour identifier les facteurs de contrôle associés à la mise en place des dépôts holocènes, puis comparées aux enregistrements sédimentaires du NW de l'Europe pour définir l'échelle d'influence des facteurs identifiés.

10.2. Evolution holocène en Basse Seine

10.2.1. Rétrogradation des environnements de dépôt

Baie de Seine Sud-orientale (Figure 10-2)

▪ *Unités lithologiques*

Quatre unités sédimentaires distinctes ont été décrites d'après une série de carottages (Garnaud, 2003; Garnaud *et al.*, 2005). L'unité BS1, observée à la base des sondages les plus profonds ou ceux situés au large, est caractérisée par un faciès très riche en matière organique végétale. Il comprend un dépôt d'argile blanche, contenant des nodules de calcaires millimétriques et des morceaux de silex, surmonté par un niveau très tourbeux. Le taux de carbonates diminue au sein de cette unité depuis la base (25 %) vers le sommet (0,5 %). L'unité BS2 est caractérisée par une argile gris-bleuté homogène contenant peu de structures sédimentaires, présentant des radicelles de végétaux et de nombreux débris ligneux ; ce dépôt est localement perturbé par la présence de niveaux sableux. Cette unité est caractérisée par un taux de carbonate homogène de 20 %. La limite entre les unités BS2 et BS3 est marquée par une surface d'érosion. L'unité BS3, au sommet de la séquence, est caractérisée par un faciès laminé silto-sableux à lamines parallèles planes ou sub-planes. Elle est caractérisée par un taux de carbonates compris entre 25 et 28 %. Cette unité est presque systématiquement sous-jacente à la couverture sédimentaire sableuse actuelle (unité BS4).

▪ *Cadre chronologique*

Ce cadre est basé sur 10 datations ^{14}C et sur l'étude des assemblages polliniques (Garnaud, 2003). Des datations ont été réalisées sur du matériel tourbeux, des morceaux de bois ou des coquilles issus d'au moins 6 carottes différentes. L'étude des pollens a été réalisée sur deux sondages différents et permet également de comparer les trois unités lithologiques.

L'unité BS1 comprend les dates les plus anciennes : 9070 ± 90 ans ^{14}C BP à la base et 9250 ± 100 ans ^{14}C BP au sommet, indiquant un âge PréBoréal et un probable remaniement de la tourbe. Le seul niveau datable de l'unité BS2 correspond à un niveau coquillier situé au sommet du dépôt indiquant le début des invasions marines vers 6820 ± 100 ans ^{14}C BP (Atlantique). La surface d'érosion entre les unités BS2 et BS3 est associée à un dépôt coquillier daté entre 6530 ± 100 ans ^{14}C BP et 6360 ± 110 ans ^{14}C BP. L'unité BS3, sous-jacente au dépôt actuel, présente peu de matériel datable, à

l'exception de quelques niveaux coquilliers datés à 4010 ± 100 ans ^{14}C BP à la base et à 1260 ± 60 ans ^{14}C BP au sommet.

L'unité BS1, attribuée à la limite PréBoréal / Boréal, présente des taxons d'arbres dominés par des pollens de *Pinus*, *Quercus*, *Corylus* et des pollens de *Tubiflorae* (typique de paysages de landes et dunes). L'unité BS2, attribuée au début de l'Atlantique, est dominée par une végétation halophile indiquant la proximité de la ligne de rivage. La base de l'unité BS3, attribuée à la fin de l'Atlantique, est dominée par les taxons arborés (*Quercus*, *Corylus*), alors que son sommet est marqué par l'extension des pollens de Graminées et Cypéracées, puis des taxons marqueurs d'activités humaines (pollens de céréales).

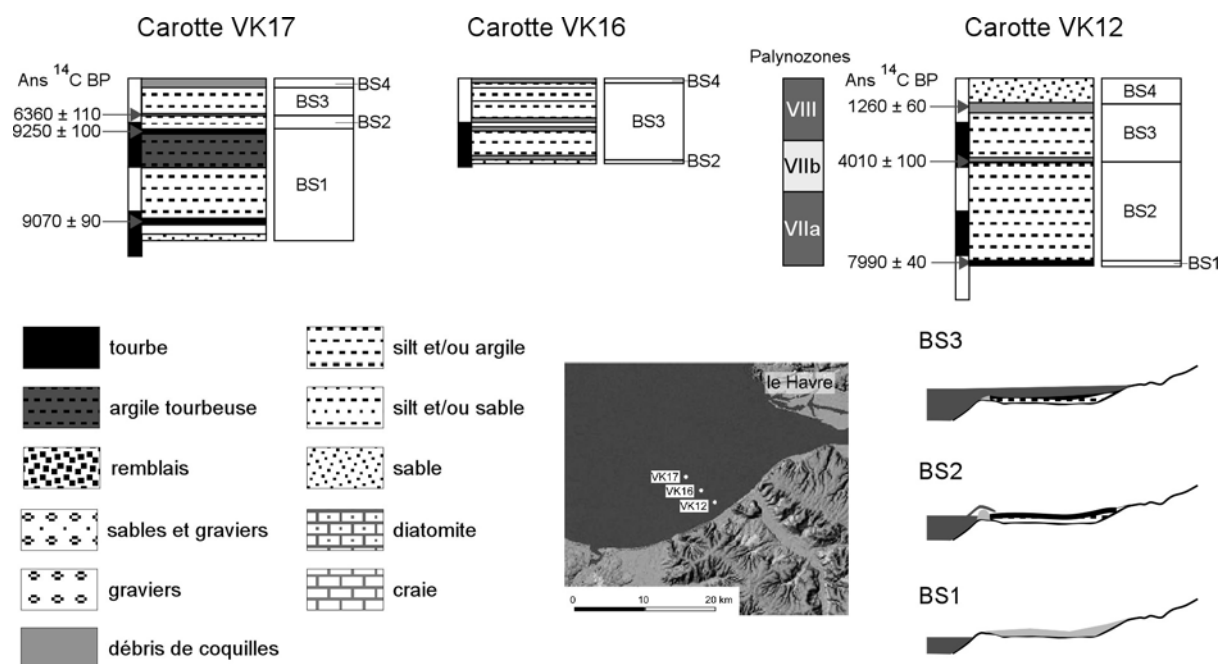


Figure 10-2 : Baie de Seine Sud-Orientale: présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Garnaud, 2003; Garnaud *et al.*, 2003) à partir desquelles des unités et l'évolution du remplissage ont été décrites.

▪ *Evolution de la dynamique sédimentaire*

L'unité BS1, d'âge PréBoréal / Boréal, correspond à des argiles très compactes. Les profils de sismique réflexion montrent qu'elle repose sur le substratum mésozoïque (Auffret et Ozouville, 1986). La richesse en matière organique de plus en plus grande vers le sommet est interprétée comme résultant du passage d'un milieu de type plaine d'inondation vers un milieu de type marécage (Garnaud, 2003). L'unité BS2, d'âge Atlantique, comprend des argiles gris-bleutés avec de nombreuses traces de végétation et des pollens de végétaux halophiles. Ces caractéristiques sont associées à la mise en place d'un marais maritime d'arrière-barrière, localement perturbé par des apports en sables coquilliers. La transition entre les unités BS2 et BS3, vers la fin de l'Atlantique, est associée à une surface d'érosion majeure marquant le passage vers un environnement ouvert influencé

par la dynamique tidale. L'unité BS3 comprend un dépôt laminé d'origine tidale, indiquant un milieu estuarien. Le sommet de cette unité présente des traces d'activités humaines. Elle est drapée par du matériel sédimentaire issu de la dynamique sédimentaire actuelle en Baie de Seine (unité BS4).

Embouchure de Seine (Figure 10-3)

▪ ***Unités sismiques et lithologiques***

Les profils de sismique très haute résolution ont permis de préciser l'organisation, selon un profil Nord-Sud, du remplissage sédimentaire à l'embouchure et de reconnaître 8 unités différentes, entrecoupées de 5 surfaces de discontinuités remarquables (Delsinne, 2005 et Figure 10-3). L'unité E1 décrit des réflecteurs de pendage NE et correspond à l'image du bedrock. Cette unité est surmontée par la surface Es1, qui marque ainsi la topographie du substratum avec au Nord une paléovallée et au Sud un replat adjacent. L'unité E2, au contact de E1 de façon discontinue et souvent indissociable de E1, correspond aux cailloutis de fond. La surface Es2 correspond à une surface de discordance sur laquelle les réflecteurs de l'unité E3 se terminent en onlap. Cette unité E3, localisée en bordure et dans l'axe de l'incision, comble la paléovallée (> -20 m NGF). L'analyse de carottes permet de préciser la lithologie de cette unité composée de dépôts détritiques fins dans l'axe de l'incision et de tourbes sur les bords de l'incision. Cette unité est surmontée de deux types de discontinuités : Es3, sur les bords de l'incision, décrit une surface érosive ; Es4, dans l'axe de l'incision, une surface d'érosion chenalisante. L'unité E4 apparaît principalement au Sud du profil et correspond à des sables fins verts ; elle est également reconnue au Nord par les carottages et correspond à des niveaux de galets, graviers et sables moyens coquilliers. Cette unité est surmontée par E5, s'épaississant du Sud vers l'axe de l'incision, et correspondant à des faciès sablo-vaseux typiques de chenaux. L'unité E6, reposant sur E5, représente des barres d'embouchures. L'unité E7 correspond aux dépôts de dragage actuels. L'unité E8 en discordance correspond à la dynamique actuelle de l'embouchure.

▪ ***Cadre chronologique***

Ce cadre est basé sur 13 datations ^{14}C et sur l'étude des assemblages polliniques (Delsinne, 2005). Les datations ont été réalisées sur du matériel coquillier (mc) et un niveau de tourbe (Vk52). L'étude des pollens a été réalisée sur le sondage Vk52.

Les unités E1 et E2, reconnues uniquement en forages, n'ont pu être datées ou étudiées. L'unité E3 comprend deux datations au Nord, une vers la base, 8570 ± 40 ans ^{14}C BP (mc), et une vers le sommet, 8020 ± 50 ans ^{14}C BP (tourbe). L'unité E4 comprend des datations très différentes ; au Nord, elle est datée vers 6470 ± 130 ans ^{14}C BP (mc) ; au Sud, deux âges inversés par rapport à la stratigraphie indiquent vers la base 3090 ± 35 ans ^{14}C BP (mc) et vers le sommet 3470 ± 35 ans ^{14}C BP (mc). La base de l'unité E5 est datée entre 2880 ± 30 ans ^{14}C BP (mc) et 2770 ± 30 ans ^{14}C BP (mc) au Sud du profil. La base de l'unité E8 est datée vers 605 ± 30 ans ^{14}C BP (mc).

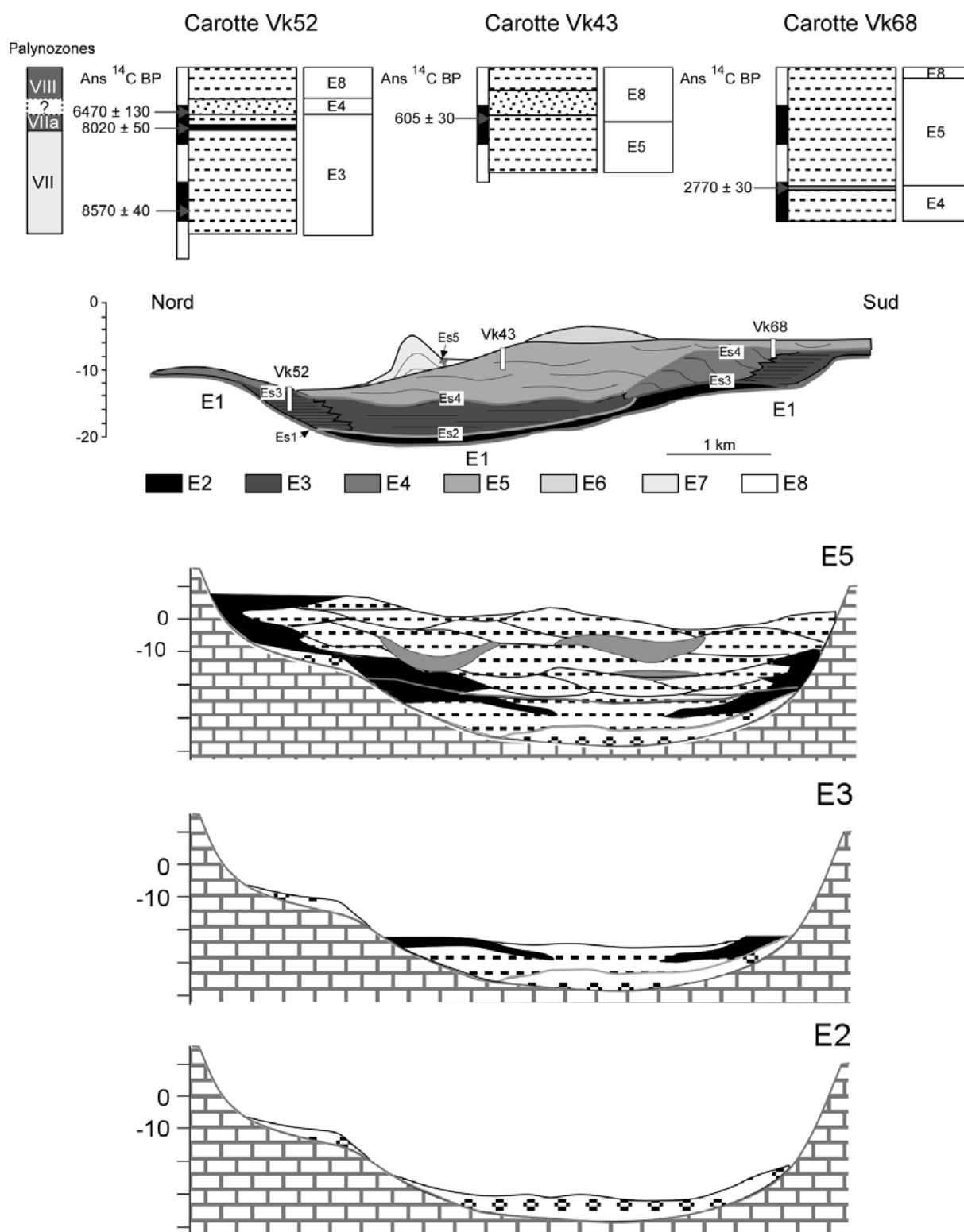


Figure 10-3 : Embouchure de Seine : présentation de données sismiques, lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Delsinne, 2005) à partir desquelles les unités, des surfaces (Es) et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques cf. Figure 10-2).

La base de l'unité E3, attribuée à la deuxième partie du Boréal, est dominée par des pollens d'arbres, indiquant une forêt composée de noisetiers et de chênes. Le sommet de l'unité E3, attribué au début de l'Atlantique, est dominé par des pollens d'arbres, comme *Corylus* et *Quercus*, mais enregistre l'extension des pollens de *Chenopodiaceae*, indiquant la proximité d'un schorre. Les unités E4, E5, E6 et E7 sont stériles en pollens, elles ne permettent donc pas de préciser le couvert végétal et l'échelle palynostratigraphique. L'unité E8 présente un enregistrement pollinique, attribué à la fin du Subatlantique, et dominé par des pollens d'arbres, comme *Alnus*, *Quercus* et *Pinus*.

▪ *Evolution de la dynamique sédimentaire*

L'unité E1 représente le substratum marno-calcaire dont la paléotopographie est héritée du Weichsélien (incision et replat ; Delsinne, 2005). L'unité E2 est composée de cailloutis, et correspond aux dépôts périglaciaires de fond de rivière (Lefebvre *et al.*, 1974). Cette unité représente le prisme de bas niveau marin (Delsinne, 2005). La surface Es2 marque une surface de transgression datée du Boréal. Les caractéristiques de l'unité E3 sont interprétées comme le résultat d'un environnement de type schorre / slikke dont les dépôts comblent la paléovallée (zone basse). Cette unité est assimilée à l'intervalle transgressif. Les surfaces Es3 et Es4 correspondent à une surface d'inondation maximale asynchrone du Nord vers le Sud. L'unité E4 est composée de sable fin, dont la structure indique un système de barrière, bien préservé au Sud de l'incision. L'unité E5, située dans l'axe de l'incision, est composée de dépôts sablo-vaseux, dont les caractéristiques sédimentaires indiquent un environnement tidal (chenaux de marée divaguants). Ces deux unités se mettent en place après le ralentissement général de la remontée du niveau marin observé vers 5000 ans cal BC (*e.g.* Pirazzoli, 1991). Les unités E6, E7 et E8 correspondent à des dépôts plus récents (fin Subatlantique pour E8) reflétant la dynamique actuelle du système.

Marais Vernier (Figure 10-4)

▪ *Unités lithologiques*

La description du remplissage sédimentaire holocène résulte de plusieurs campagnes de sondages (Direction des Mines, 1949; Elhai, 1959; Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a). L'épaisseur du remplissage est variable (entre 1 et 20 m) et dépend de la paléotopographie du substratum, qui présente trois surfaces d'érosion de géométrie et d'altitude différentes (Frouin *et al.*, 2007a). La surface d'érosion MVs1, située à +3 m NGF, décrit un dôme au centre du marais. La surface d'érosion MVs2, située à environ -6,1 m NGF, décrit une vaste surface qui s'étend depuis le dôme représenté par MVs1 jusqu'à l'ancienne rive concave. La surface d'érosion MVs3, située à -17,5 m NGF, décrit une gouttière incisant la surface MVs2.

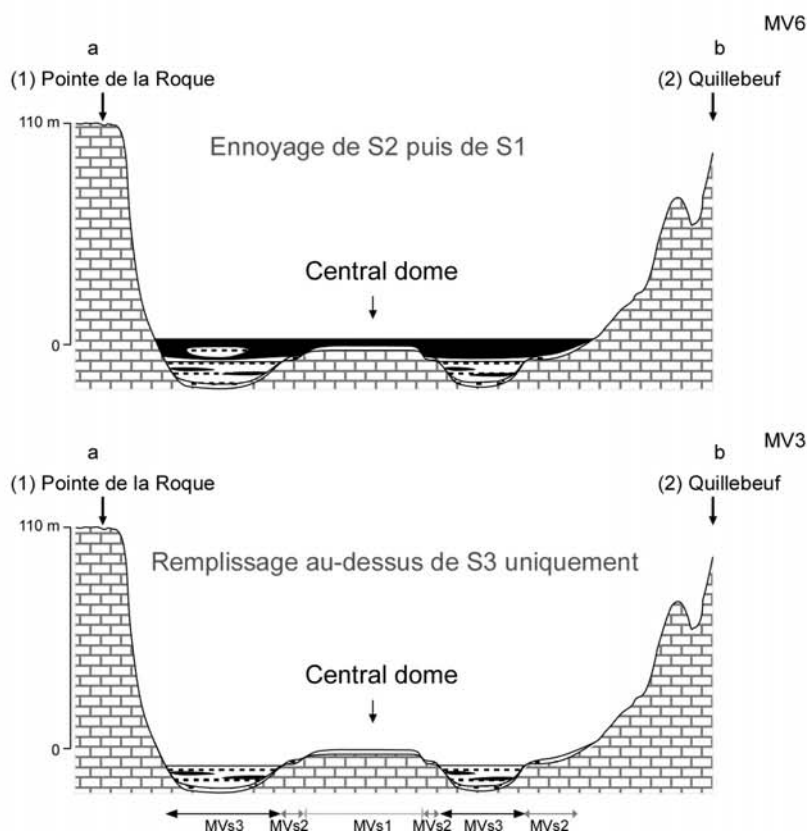
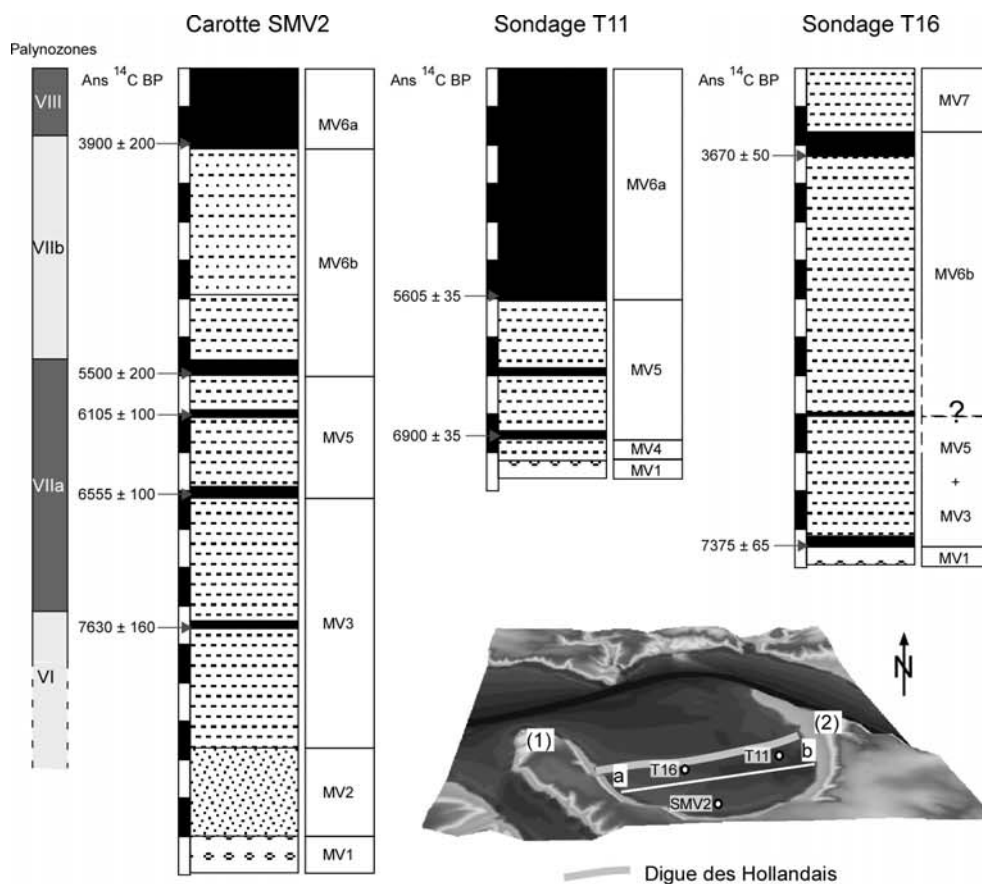


Figure 10-4 : Marais Vernier : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a; Frouin *et al.*, 2007b) à partir desquelles des unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques *cf.* Figure 10-2).

A partir de ces observations et de la lithologie des sondages, sept unités peuvent être définies, dont trois sont uniquement observées au-dessus de la surface d'érosion MVs3. L'unité MV1, à la base du remplissage, est composée de graviers de silex. L'unité MV2 est composée de matériel sablo-argileux, provenant de l'érosion du bassin versant d'après son cortège argileux (Frouin *et al.*, 2007b) et se déposant dans un milieu d'eau douce d'après les associations de diatomées (Huault, 1985). L'unité MV3 est composée d'une alternance de matériel détritique, de source estuarienne et déposé dans des conditions marines à saumâtres, et de tourbes. L'unité MV4, localisée au-dessus de MVs2, est composée de matériel argilo-silteux, provenant de l'érosion du bassin versant. L'unité MV5 est composée de matériel argilo-silteux, d'origine estuarienne et observé localement au-dessus de MVs2. L'unité MV6 comprend deux sous-unités : MV6a composée de tourbe et MV6b composée de tourbe interrompue par du matériel détritique, d'origine estuarienne puis continentale et déposé dans des conditions marines à saumâtres. L'unité MV7 est composée de matériel détritique principalement déposé en arrière de la digue des Hollandais dans un milieu d'eau douce (Elhai, 1963).

▪ *Cadre chronologique*

Ce cadre est issu de différents diagrammes polliniques établis notamment sur les carottages SMV1 et SMV2 (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a) et de 33 datations ^{14}C réalisées sur le matériel sédimentaire organique (tourbe ou dépôt riche en matière organique) (Frouin *et al.*, 2007a).

La base de MV3 est proche d'un âge ^{14}C de 7730 ± 50 ans ^{14}C BP. De nombreux niveaux de tourbes intercalaires ont ensuite été datés au sein de cette unité. La mise en place de MV6 est datée autour de 6170 ± 40 ans ^{14}C BP à l'Ouest et 5227 ± 85 ans ^{14}C BP à l'Est, celle-ci n'étant pas synchrone à l'échelle du marais. La mise en place du dépôt détritique au sein de MV6b est encadrée par quelques datations indiquant une ouverture du système aux apports détritiques s'étalant sur un axe Sud-Nord de 5195 ± 70 ans ^{14}C BP à 4715 ± 41 ans ^{14}C BP et une fermeture s'étalant sur un axe Sud-Nord de 4490 ± 40 ans ^{14}C BP à 3670 ± 41 ans ^{14}C BP.

La base de MV3, attribuée au Boréal, est riche en pollens d'herbacées et de *Pinus*. Les unités MV3, MV4 et MV5, attribuées à l'Atlantique, sont dominées par des pollens d'arbres (*Quercus*, *Corylus* et *Ulmus*). Au sein de l'unité MV6, le Subboréal est dominé par des pollens d'arbres (*Alnus*, *Quercus* et *Corylus*) et le Subatlantique présente une extension des pollens d'herbacées palustres (*Sphagnum* et *Ericaceae*).

▪ *Evolution de la dynamique sédimentaire*

L'unité MV1 représente les cailloutis de fond périglaciaires (Lefebvre *et al.*, 1974). Les caractéristiques de l'unité MV2, d'âge Boréal, indiquent un milieu d'eau douce et un environnement de comblement de fond de chenal (dépression délimitée par la surface d'érosion MVs3) alimenté par l'érosion du bassin versant (Frouin *et al.*, 2007b). Les caractéristiques de l'unité MV3, datée de la fin du Boréal au début de l'Atlantique, indiquent une alternance entre des milieux tidaux et des tourbières.

Ces informations indiquent le début de l'influence de la remontée du niveau marin dans le Marais Vernier ; le niveau marin dépasse l'altitude de la surface d'érosion MVs3. L'unité MV4, qui se dépose dans le même intervalle de temps que l'unité MV3, est caractérisée par du matériel sablo-argileux d'origine continentale. Ces caractéristiques indiquent que le niveau marin n'est pas suffisamment haut pour atteindre la surface d'érosion MVs2. Les caractéristiques de l'unité MV5, d'âge Atlantique et déposée au-dessus des surfaces d'érosion MVs3 et MVs2, indiquent, comme pour l'unité MV3, une alternance entre milieux tidaux et tourbières. Ces dépôts indiquent que le niveau marin a dépassé la surface d'érosion MVs2. L'unité MV6, datée de la fin de l'Atlantique à l'actuel, correspond à l'établissement d'une tourbière. La sous-unité MV6b, localisée dans la partie occidentale du marais, indique la mise en place d'un chenal tidal qui se comble progressivement. L'unité MV7 caractérise la dynamique actuelle de la Seine (dépôts de crues dans la plaine d'inondation).

Mailleraye sur Seine (Figure 10-5)

▪ *Unités lithologiques*

L'organisation du remplissage sédimentaire de cet ancien méandre est déduite de carottages réalisés dans les deux vallées, témoins des deux anciennes branches du méandre (SML1 dans la vallée Sud et SML2 dans la vallée Nord ; Huault et Lefebvre, 1983b). Les descriptions lithologiques de ces deux carottes permettent de distinguer 3 grandes unités lithologiques. L'unité MS1, à la base, est composée de cailloutis de fond. L'unité MS2 est composée de diatomite calcifiée, d'une épaisseur de 6,55 m dans la vallée Sud et de 4 m dans la vallée Nord. L'évolution des associations de diatomées permet de distinguer une sous-unité MS2a caractérisant un milieu d'eau douce, peu profond, légèrement alcalin et à teneur modérée en matière organique, et une sous-unité MS2b décrivant un milieu également d'eau douce, légèrement alcalin à légèrement acide et dont l'épaisseur de la tranche d'eau diminue progressivement. L'unité MS3, au sommet, est principalement composée de tourbe, épaisse d'environ 4 m au Sud et comprenant un niveau de sable intercalé au Nord. Cette différence entre les deux vallées permet de distinguer les sous-unités MS3a (tourbe) et MS3b (tourbe avec dépôt détritique intercalaire).

▪ *Cadre chronologique*

Ce cadre est issu de 4 datations ^{14}C et d'une étude palynologique du carottage SML1 (Huault et Lefebvre, 1983b). Les datations ont été réalisées sur du matériel de nature différente (tourbe, fraction organique de la diatomite, fraction carbonatée de la diatomite ou diatomite).

La base de l'unité MS2 est datée à 7220 ± 175 ans ^{14}C BP, celle de l'unité MS3 est datée à 3675 ± 60 ans ^{14}C BP. Entre ces deux niveaux datés, les fractions carbonatée et organique d'un même échantillon de la diatomite indiquent des âges absolus différents : 6840 ± 250 ans ^{14}C BP et 5050 ± 1250 ans ^{14}C BP, respectivement. Ces différences et l'incertitude sur la date rendent ces datations difficilement utilisables pour définir une chronologie absolue.

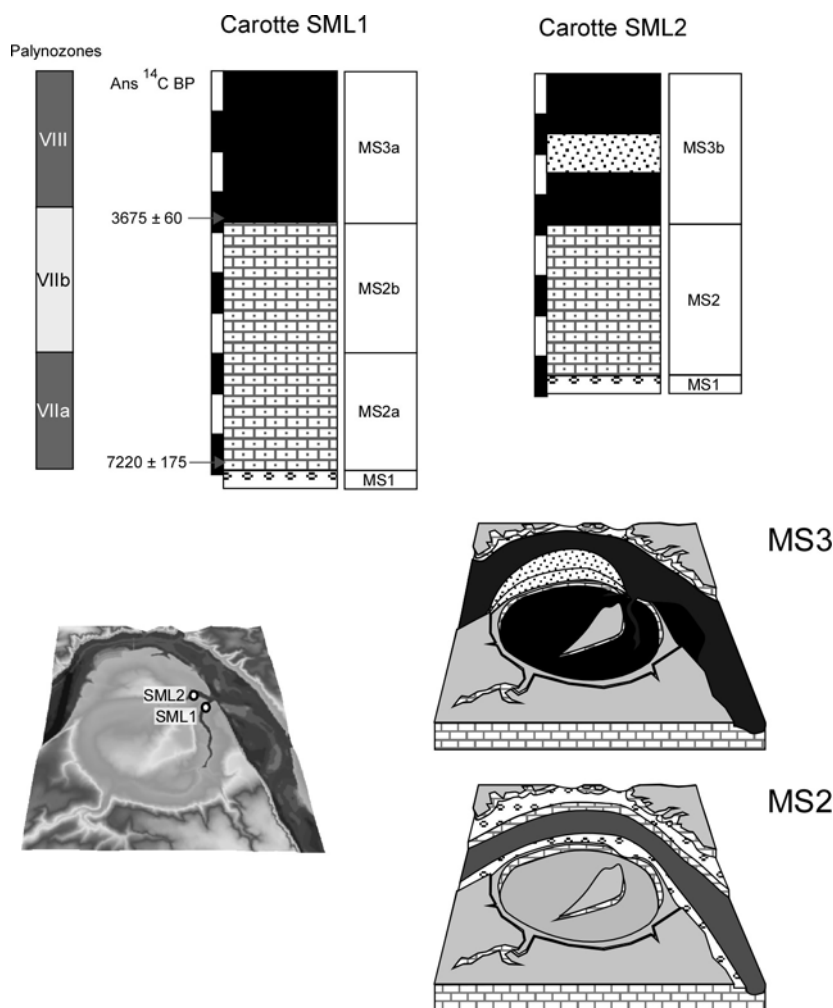


Figure 10-5 : Mailleraye-sur-Seine : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, 1983b) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques cf. Figure 10-2).

L'unité MS2 couvre tout l'Atlantique (MS2a) et le Subboréal (MS2b). La sous-unité MS2a, d'âge Atlantique, est dominée par des pollens d'arbres, comme *Corylus* et *Quercus*. La sous-unité MS2b, d'âge Subboréal, est également dominée par des pollens d'arbres, notamment *Corylus*, *Alnus* et *Quercus*. L'unité MS3, représentant la fin du Subboréal et le Subatlantique, est marquée par une forte extension des pollens de plantes non arbustives comme les Cypéracées.

▪ *Evolution de la dynamique sédimentaire*

L'unité MS1 représente les cailloutis de fond périglaciaires (Lefebvre *et al.*, 1974). L'unité MS2 correspond à la diatomite (Huault et Lefebvre, 1983b), au sein de laquelle l'évolution des associations de diatomées permet de distinguer les sous-unités MS2a et MS2b. La diatomite de la sous-unité MS2a, d'âge Atlantique, se dépose dans un environnement lacustre peu profond, créé à la faveur de la remontée du niveau de la nappe phréatique et de la topographie du géosystème (anciennes vallées). Cet environnement est entouré d'un couvert forestier dense. La diatomite de la sous-unité MS2b, d'âge

Subboréal, se dépose dans un milieu en comblement et enregistrant une extension des herbacées vers la fin de la période. L'unité MS3, composée principalement de tourbe, correspond à la dernière étape du comblement des vallées (continentalisation du milieu). Ce comblement indique une nappe phréatique relativement stable par comparaison avec la mise en place de la diatomite à l'Atlantique. Le matériel sableux de la sous-unité MS3b, identifiée uniquement dans la vallée Nord, indique une évolution différente des deux vallées du Subboréal à l'actuel.

Heurteauville (marais de la Harelle ; Figure 10-6)

▪ Unités lithologiques

La description du remplissage sédimentaire holocène à Heurteauville provient d'une ancienne campagne de sondages (Direction des Mines, 1949) et d'un carottage profond (STH1) réalisé dans les années 1980 (Huault, 1986 et 1988). Cette campagne de sondages permet de décrire la partie superficielle du remplissage (découverte, tourbe, et dépôts sous-jacents). L'épaisseur de la découverte varie entre 0,1 m (humus) et 1,5 m (terre argileuse). L'épaisseur de la tourbe varie entre 0,29 et 6,7 m ; les plus fortes épaisseurs étant localisées au Sud. Le carottage profond réalisé au centre Nord du marais de la Harelle (STH1) comprend 13 m de sédiments marqués par une alternance de matériel fin argilo-silteux et de niveaux tourbeux, reposant sur des sables et cailloutis. Ce carottage ne permet pas d'apprécier la variabilité du remplissage mais il permet de distinguer six unités. L'unité H1, à la base, est composée de cailloutis. L'unité H2 est composée de matériel détritique fin, et présente différentes associations de diatomées. La base de l'unité H2, dominée par des espèces d'eau douce, est brusquement surmontée d'un assemblage dominé par des espèces marines. L'abondance de ces espèces marines fluctue au sein de l'unité indiquant des variations géographiques de la ligne de rivage. L'unité H3 correspond à un niveau de tourbe. L'unité H4 est composée de matériel détritique fin, comprenant des associations de diatomées dominées par des espèces marines à saumâtres. Cette unité est caractérisée par de brusques variations du contenu en espèces marines indiquant des périodes d'apports marins plus marqués. L'unité H5 correspond à la tourbe sommitale. L'unité H6, observée localement, correspond aux dépôts détritiques de la découverte.

▪ Cadre chronologique

Ce cadre est issu de 4 datations ^{14}C et d'une étude palynologique du carottage STH1 (Huault, 1986 et 1988). La base de chacun des niveaux tourbeux a été datée et 2 datations intermédiaires ont été réalisées pour la tourbe sommitale.

La base de l'unité H3 est ainsi datée à 6570 ± 250 ans ^{14}C BP, celle de l'unité H5 à 4315 ± 170 ans ^{14}C BP. Les deux autres datations pour l'unité H5 indiquent un âge de 4390 ± 90 ans ^{14}C BP vers la base (-2,5 m NGF) et 3130 ± 70 ans ^{14}C BP au sommet.

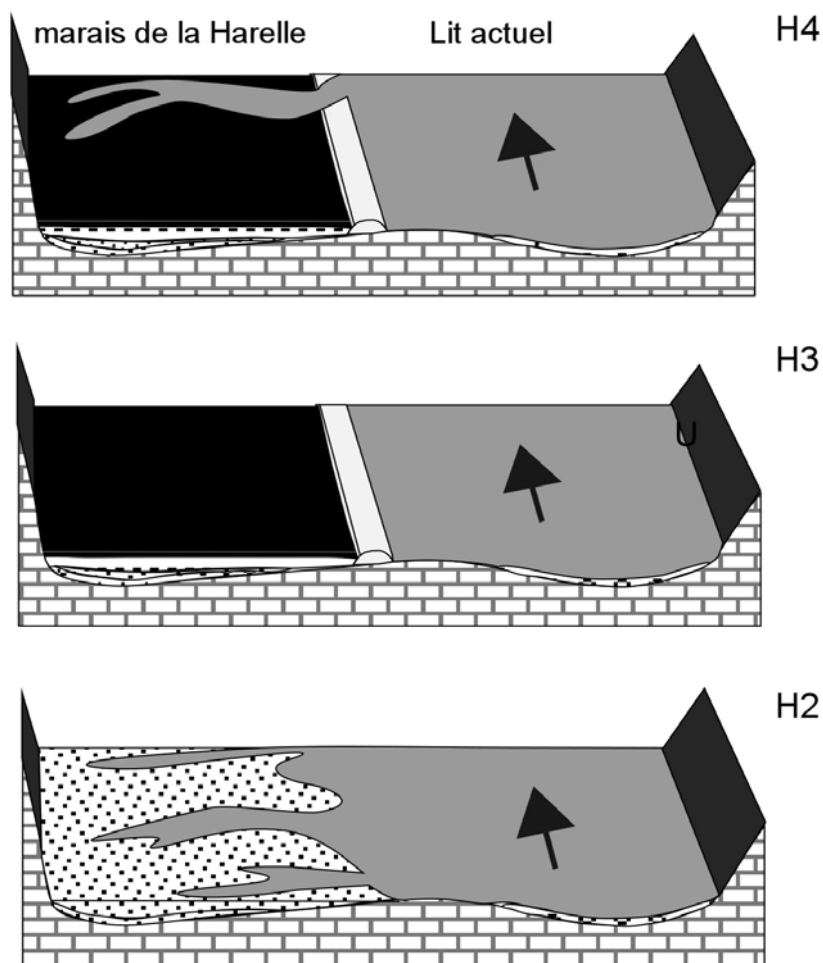
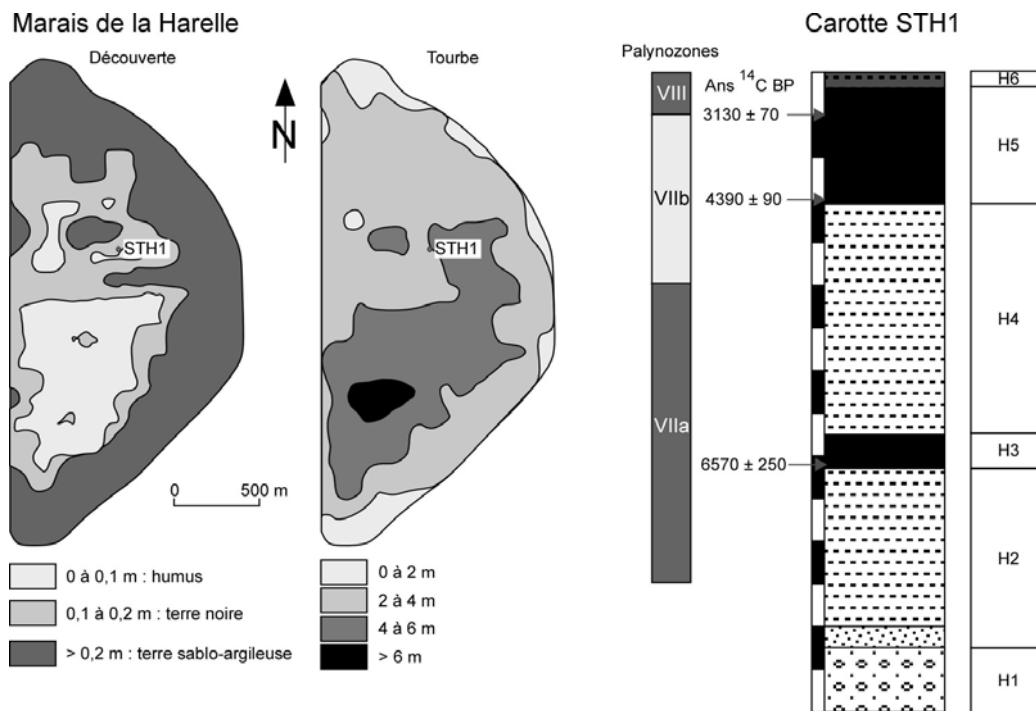


Figure 10-6 : Heurteauville : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault, 1986 et 1988) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques cf. Figure 10-2).

Les unités H2 et H3, attribuées à l'Atlantique, sont dominées par des pollens d'arbres (*Quercus*, *Corylus* et *Ulmus*). Ces deux unités se distinguent par la présence d'espèces halophiles en H2 et la disparition de ces mêmes espèces en H3 (mise en place d'espèces de milieux marécageux). L'unité H4, couvrant la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal, voit la réapparition des espèces halophiles, la régression des pollens de *Corylus* et *Ulmus* et l'extension des pollens de *Pinus*. L'unité H5, couvrant la fin du Subboréal et le Subatlantique, présente des indices d'activités humaines (pollens de céréales).

▪ *Evolution de la dynamique sédimentaire*

L'unité H1 représente les cailloutis de fond périglaciaires (Lefebvre *et al.*, 1974). L'évolution paléoécologique de l'unité H2, d'âge Atlantique, indique le passage d'un environnement d'eau douce à un environnement saumâtre, de type milieu intertidal (Huault, 1986 et 1988). Ceci indique le début de l'influence de la remontée du niveau marin. L'unité H3 correspond à un niveau de tourbe, indiquant la mise en place d'une tourbière autour de 6000 - 4800 ans cal BC. Les caractéristiques de l'unité H4, datée de la fin de l'Atlantique au début du Subboréal, indiquent un environnement marin à saumâtre, probablement intertidal. L'unité H5, datée de la fin du Subboréal à l'actuel, correspond à une accumulation de tourbe, indiquant l'établissement d'une tourbière. L'unité H6, correspondant aux dépôts détritiques de la découverte, décrit des dépôts de crues dans la plaine d'inondation de la Seine, et correspond à la dynamique actuelle du système.

Anneville (Figure 10-7)

▪ *Unités lithologiques*

Le remplissage sédimentaire comprend, d'après quatre carottages (CPS1, CPS2, CSP3 et BLP2) répartis selon un axe Nord-Sud dans la boucle d'Anneville, des dépôts détritiques fins et des niveaux tourbeux (Huault et Lefebvre, travaux non publiés ; Sebag, 2002). La composition et l'épaisseur du remplissage varient selon un axe Sud-Nord : au Sud (CSP1) environ 14 m de matériel principalement détritique, avec des niveaux tourbeux intercalés, et au Nord (BLP2) 5 m de matériel principalement tourbeux surmonté d'un dépôt détritique. Entre ces deux extrêmes, l'épaisseur du remplissage tend à décroître vers le Nord et à présenter des dépôts tourbeux de plus en plus épais.

Il est possible de distinguer 4 principales unités. L'unité A1, à la base, est caractérisée par un matériel sableux renfermant des graviers. L'unité A2 est caractérisée par du matériel détritique plus ou moins riche en matière organique. Le contenu en diatomées, mollusques, ostracodes et foraminifères indique un environnement d'eau douce localement perturbé par des influences saumâtres et en particulier au sommet de l'unité. L'unité A3 est caractérisée par un dépôt riche en matière organique et comprend deux sous-unités : A3a composée uniquement de matériel riche en matière organique (tourbe et/ou tourbe argileuse) et A3b comprenant une intercalation détritique. Le contenu paléobiologique de la

sous-unité A3b permet de caractériser un milieu d'eau douce localement perturbé par des apports saumâtres. L'unité A4 est caractérisée par du matériel de nouveau détritique. Son contenu paléobiologique permet d'identifier des apports saumâtres. Le cortège minéralogique de cette unité est dominé par la smectite au détriment de l'illite, ce qui indique une origine continentale du matériel sédimentaire (lœss récent) par comparaison avec les formations du bassin versant et les sédiments estuariens.

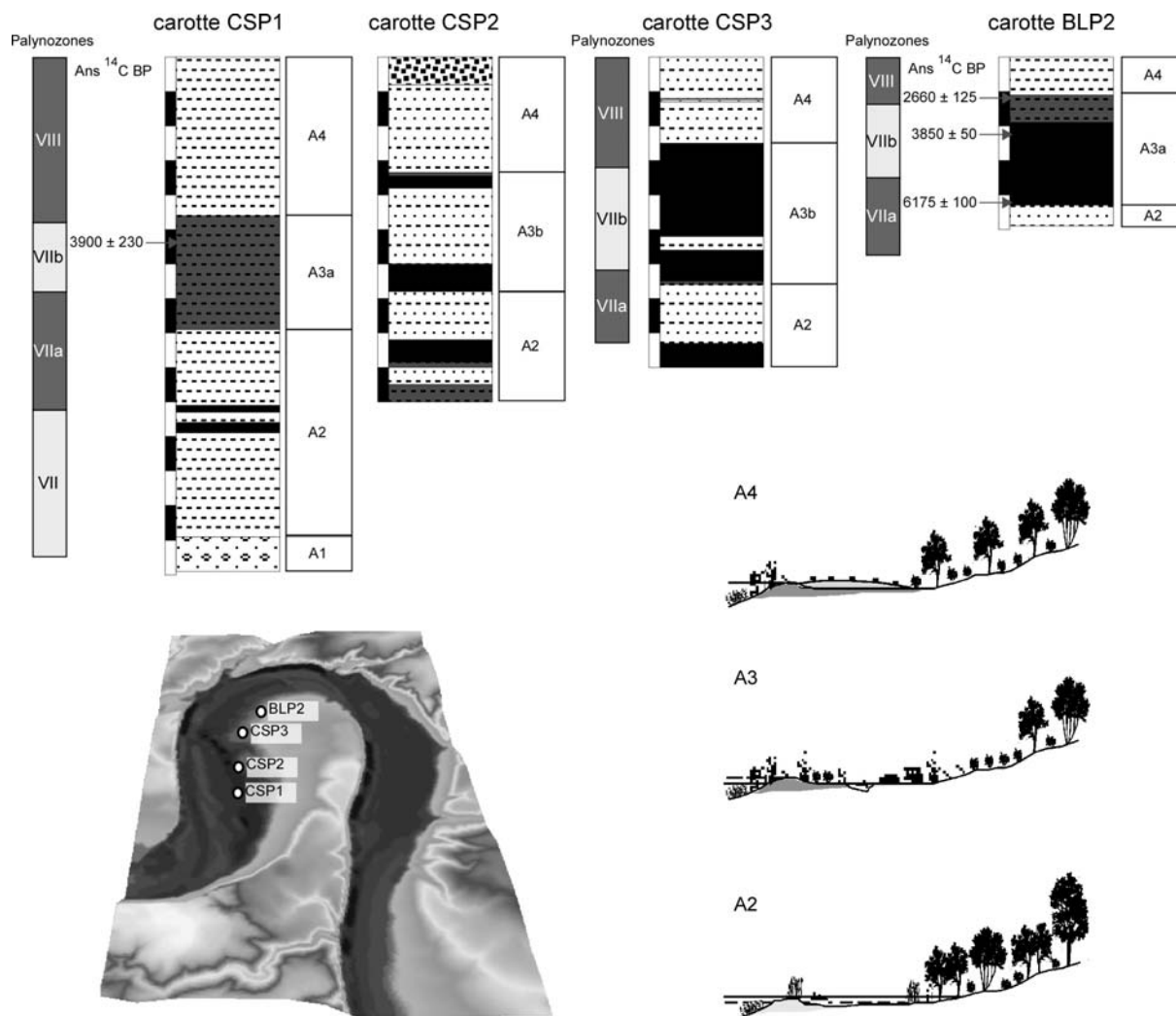


Figure 10-7 : Anneville : présentation des données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, travaux non publiés ; Sebag, 2002) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites. (légendes lithologiques *cf.* Figure 10-2).

▪ *Cadre chronologique*

Ce cadre est issu principalement des diagrammes polliniques établis pour les carottages CPS1, CPS3 et BLP2. Il n'existe pas de datations ^{14}C pour le carottage CPS3, par contre un niveau contenant un morceau de bois fut daté pour le carottage CSP1 (Huault et Lefebvre, travaux non publiés) et 7 niveaux riches en matière organique furent datés pour le carottage BLP2 (Sebag, 2002).

La seule datation du carottage CPS1 permet d'indiquer un âge pour la partie supérieure de l'unité A3, 3900 ± 230 ans ^{14}C BP. Les datations du carottage BLP2 permettent de dater le début de l'unité A3 (6175 ± 100 ans ^{14}C BP) et de préciser l'âge du sommet de cette unité (2660 ± 125 ans ^{14}C BP). Les autres datations réalisées sur l'unité A3 du carottage BLP2 correspondent à des modifications du degré d'altération de la matière organique mises en relation avec des phases d'atterrissement de la tourbière. Ces phases d'atterrissement traduisent des fluctuations relatives du niveau de la nappe phréatique (Sebag, 2002).

L'unité A1, attribuée au Boréal, est dominée par des pollens d'arbres (*Corylus*, *Quercus* et *Pinus* ; carotte CPS1). L'unité A2, attribuée à l'Atlantique, est dominée par des pollens d'arbres (*Quercus*, *Ulmus* et *Corylus*). L'unité A3, attribuée au Subboréal, est dominée par les pollens d'arbres, et notamment par *Alnus*. Cette unité présente toutefois des proportions en herbacées importantes dans la sous-unité A3a. L'unité A4, attribuée au Subatlantique, voit l'explosion des pollens d'herbacées, avec de fortes proportions en Cypéracées, spores monolètes et Poacées au Nord du profil et principalement de Poacées au Sud du profil.

▪ ***Evolution de la dynamique sédimentaire***

Il existe peu d'informations sur l'unité A1, la présence de graviers et de sables pourrait indiquer un remplissage en relation avec une dynamique fluviale. L'évolution paléobiologique de l'unité A2, d'âge Atlantique, caractérise un milieu de marais d'eau douce qui évolue progressivement vers un marais saumâtre, ce qui indique une influence croissante de la remontée du niveau marin sur le géosystème (Sebag, 2002). L'unité A3, d'âge Subboréal, comprend au Nord une accumulation tourbeuse (A3a), indiquant l'établissement d'une tourbière, et au Sud un dépôt riche en matière organique perturbé par un niveau détritique (A3b), indiquant un milieu marécageux organique parcouru par des chenaux tidaux détritiques (Huault et Lefebvre, travaux non publiés). Les caractéristiques de l'unité A4, d'âge Subatlantique et observée tout au long du profil, indiquent un environnement de plaine d'inondation sous influence estuarienne (hauts niveaux tidaux : marées de vives-eaux et/ou marées d'équinoxe).

10.2.2. Comparaison des différentes unités et de l'évolution des géosystèmes

Les remplissages sédimentaires holocènes, présentés dans le paragraphe précédent, reposent sur un lit de gravier (graves de fond, Figure 10-8) correspondant aux dépôts de fond de rivière de la période glaciaire précédente (Lefebvre *et al.*, 1974) ou directement sur le substratum crayeux du Bassin de Paris (Mégnién, 1980), comme en Baie de Seine Sud Orientale (géosystème éloigné de l'axe d'incision Figure 10-1).

Les plus anciens dépôts holocènes sont observés en Baie de Seine Sud-Orientale dès le PréBoréal, dans l'Embouchure et au Marais Vernier dès le Boréal (Figure 10-8). Dans la baie, ils se mettent en place dans un marécage à l'abri de l'influence de la remontée du niveau marin (unité BS1 ; Garnaud,

2003; Garnaud *et al.*, 2003). Dans l'embouchure, ils sont associés à un environnement de type slikkeschorre influencé par la remontée du niveau marin (unité E3 ; Delsinne, 2005). Dans le Marais Vernier, ils correspondent au comblement d'un chenal (zone basse). Les sédiments proviennent tout d'abord de l'érosion du bassin versant (unité MV2), puis de l'estuaire vers la fin du Boréal (unité MV3) en relation avec la remontée du niveau marin (Huault et Lefebvre, 1983a; HYDRATEC, 1998; Frouin *et al.*, 2007b; Frouin *et al.*, in prep.). Dans le même temps, les géosystèmes plus en amont ne présentent pas d'enregistrement pollinique de ces périodes.

Du Boréal jusqu'au début de l'Atlantique, les zones les plus basses (unité E3 et MV3 ; Figure 10-8), associées à l'incision profonde de Rouen I (Porcher, 1977; Frouin *et al.*, 2007a), sont comblées par du matériel fin détritique alternant avec des niveaux tourbeux. Ces changements de sédimentation sont associés à l'évolution du niveau de base, celui-ci dépendant du niveau marin, des apports sédimentaires et de la paléotopographie du géosystème (Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007a; Frouin *et al.*, in prep.).

Au cours de l'Atlantique, tous les géosystèmes d'amont en aval, proches ou non de l'axe de l'incision, présentent un enregistrement sédimentaire direct (unité BS2, E3, MV5, H2, A2) ou indirect (MS2a) de l'influence de la remontée du niveau marin (Figure 10-8 ; Huault et Lefebvre, 1983a et b; Huault, 1988; Sebag, 2002; Garnaud, 2003; Garnaud *et al.*, 2003; Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007a; Frouin *et al.*, 2007b). Ce changement majeur indique une inondation générale de la Basse Vallée de Seine, c'est-à-dire un niveau marin suffisamment haut pour envoyer la terrasse de Rouen II (surface d'érosion MVs2, dans le Marais Vernier) (Lefebvre *et al.*, 1974; Lefebvre, 1977a; Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007a). Cette inondation générale et le passage d'un seuil topographique ont des conséquences différentes sur les environnements de dépôt des zones en amont et en aval du Marais Vernier. Les géosystèmes en aval du Marais Vernier sont caractérisés par une sédimentation détritique sous influence tidale (unité BS3, E4 et E5 ; lamination, migration de chenaux tidaux ; Garnaud *et al.*, 2003; Delsinne, 2005). Les géosystèmes en amont du Marais Vernier enregistrent la mise en place de structures protectrices (levée fluviale, par exemple) à l'arrière desquelles se développent progressivement des tourbières épaisses (unité MV6a, H3, A3a ; Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1986 et 1988; Sebag, 2002; Frouin *et al.*, 2007a), à l'exception du géosystème de la Mailleraye-sur-Seine qui présente toujours une diatomite (Huault et Lefebvre, 1983b).

Au cours du Subboréal, la différence amont / organique autochtone (unité MV6 et A3) et aval / détritique tidal (unité BS3, E4 et E5) subsiste. Toutefois, on observe localement la mise en place de chenaux tidaux dans le Marais Vernier et en amont (unité MV6b, H4, A3b ; Huault, 1988; Frouin *et al.*, 2006 ; Huault et Lefebvre, travaux non publiés), indiquant des brèches dans les structures protectrices. Dans le même temps, le géosystème de la Mailleraye-sur-Seine est progressivement colonisé par la végétation (unité MS2b) et enregistre le développement d'une tourbière (MS3 ; Figure 10-8 ; Huault et Lefebvre, 1983b).

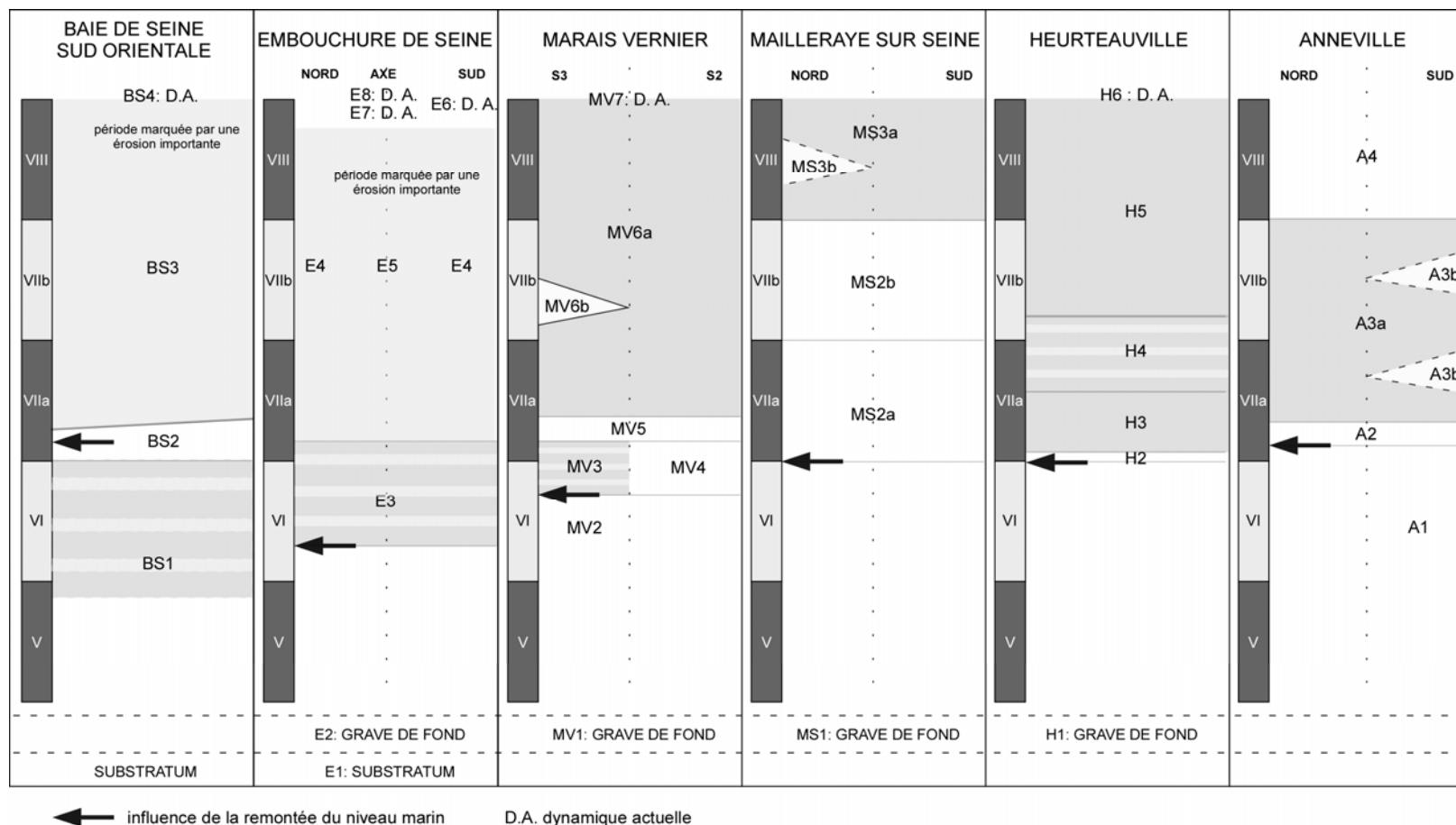


Figure 10-8 : Synthèse des différentes unités mises en évidence pour chaque géosystème étudié. Ces unités sont comparées entre elles afin de mettre en évidence l'évolution de la Basse Vallée de Seine. Les plus anciens enregistrements holocènes sont observés dans les géosystèmes en aval du Marais Vernier. A partir de l'Holocène tous les géosystèmes indiquent une influence de la remontée du niveau marin avec l'inondation générale du système. L'embouchure et la Baie de Seine Sud-Orientale présentent après l'inondation générale une sédimentation de domaine ouvert caractérisée par la dynamique tidale. Les géosystèmes en amont du Marais Vernier sont localement perturbés par cette dynamique tidale, avec la mise en place de chenaux de marée, mais sont en règle générale dominés par une sédimentation autochtone (tourbe et/ou diatomite).

Au cours du Subatlantique, le géosystème d'Anneville présente un retour à une sédimentation détritique de type plaine d'inondation (unité A4 ; Figure 10-8). Les géosystèmes du Marais Vernier, d'Heurteauville et de la Mailleraye-sur-Seine présentent également des influences détritiques (unité MV7, H6 et MS3b) insuffisantes néanmoins pour modifier de façon durable les tourbières en place (unité MV6a, MS3a et H5 ; Direction des Mines, 1949; Huault et Lefebvre, 1983b; Frouin *et al.*, in prep.). Dans les périodes les plus récentes, l'Homme modifie cet environnement par la construction de la digue des Hollandais dans le Marais Vernier ou par le dragage de l'embouchure de Seine (unité E7). La comparaison de ces différentes unités lithologiques à travers toute la Basse Vallée de Seine met en évidence (1) une préservation différente de la séquence de remplissage holocène (PréBoréal à Boréal en aval du Marais Vernier, Atlantique au Subboréal en amont du Marais Vernier, Subatlantique à Anneville) ; (2) des facteurs de contrôle différents influençant le remplissage à diverses échelles de temps et d'espace.

10.2.3. Reconstruction de la courbe du niveau marin en Basse Vallée de Seine

L'ensemble des travaux réalisés en Basse Vallée de Seine, de la Baie jusqu'au géosystème d'Anneville a permis d'obtenir environ une centaine de datations par le ^{14}C sur des matériaux de nature différente (tourbes basales, tourbes intercalaires, coquilles ; Annexe). Ces dates décrivent des changements d'environnements de dépôt tels qu'une accumulation coquillière, le passage vers une sédimentation organique ou détritique. Toutes ces datations sont représentées dans le graphe âge / profondeur (Figure 10-9) mais seules celles considérées comme des points indicateurs du niveau marin (altitude non modifiée a posteriori par des processus de compaction ; Allen, 1999; Boomer et Horton, 2006) sont utilisées pour reconstruire la courbe régionale du niveau marin en Basse Vallée de Seine.

Ces différents points permettent de décrire une rapide remontée du niveau marin au début de l'Holocène avec une vitesse de l'ordre de $5,3 \text{ mm.an}^{-1}$, un stationnement du niveau marin autour de 5000 - 4000 ans cal BC suivi d'un ralentissement du niveau marin pour atteindre une vitesse inférieure à $1,8 \text{ mm.an}^{-1}$. La courbe ici présentée est lissée, toutefois Sebag (2002) a montré cinq phases d'atterrissement au sein de la tourbière d'Anneville, vers 3800 - 3600, 3100 - 2900, 2750 - 2550, 2400 - 2200 et 900 - 600 ans cal BC (*cf.* Figure 3-16). Il met ces cinq phases en relation avec des battements de la nappe phréatique, certains pouvant être associés à des fluctuations relatives du niveau marin. Il reste donc à définir le caractère lisse ou fluctuant de la courbe régionale de la remontée du niveau marin.

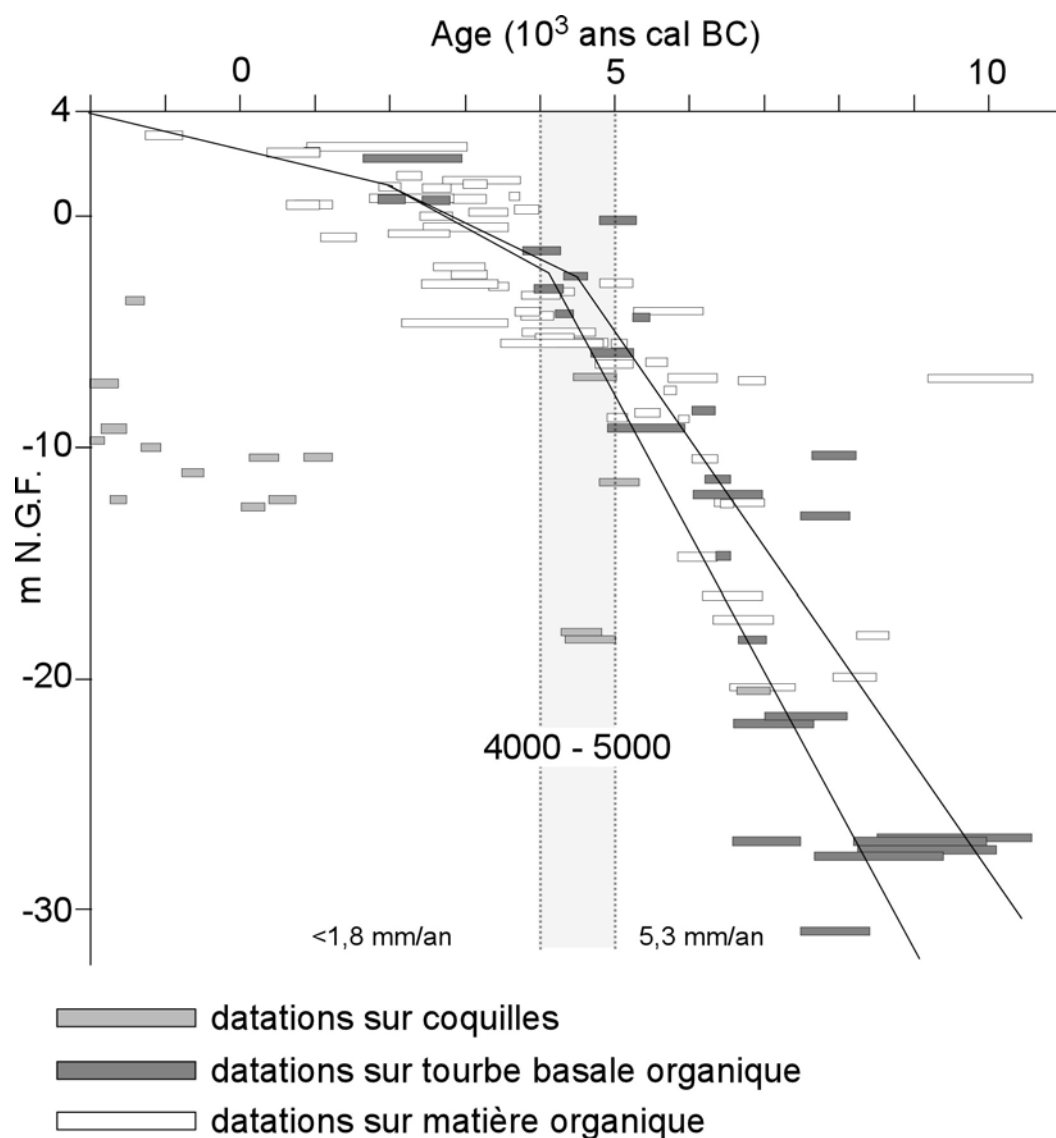


Figure 10-9 : Reconstruction de l'évolution de la courbe du niveau marin, d'après toutes les datations obtenues en Basse Vallée de Seine depuis environ 40 ans. Seules les datations réalisées sur des tourbes basales, dont l'altitude de la base n'est pas affectée par des phénomènes de compaction, ont été considérées pour définir la vitesse de remontée du niveau marin : de l'ordre de $5,3 \text{ mm.an}^{-1}$ avant 5000 ans cal BC ; entre 5000 – 4000 ans cal BC s'amorce un ralentissement de la remontée du niveau marin avec une vitesse inférieure à $1,8 \text{ mm.an}^{-1}$.

10.3. Discussion

10.3.1. Evolution holocène de la Basse Seine et facteurs de contrôle

Ces différents travaux indiquent une évolution sédimentaire contrôlée par des facteurs différents selon la position du géosystème par rapport à la côte et par rapport à l'axe d'incision principale du chenal de la Seine. Ces travaux mettent notamment en évidence des facteurs de contrôle globaux, comme la remontée du niveau marin ou les changements climatiques (Huault et Lefebvre, 1983a; Huault, 1986 et 1988; Sebag, 2002; Garnaud *et al.*, 2003; Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007b), et des facteurs de contrôle locaux ou régionaux, comme la remontée de la nappe phréatique ou la paléotopographie (Huault et Lefebvre, 1983b; Sebag, 2002; Frouin *et al.*, 2007a). Ces facteurs interviennent à des

échelles de temps et d'espace différentes (Figure 10-10). La comparaison de toutes ces informations indique quatre principales phases permettant de décrire l'évolution holocène de la Basse Vallée de Seine, les différences entre géosystèmes étant le résultat de facteurs de contrôle locaux.

Les quatre principales phases correspondent à (1) la période précédant l'inondation générale du système (avant 5500 ans cal BC), (2) la période d'inondation générale du système datée autour de 5500 ans cal BC en aval comme en amont (Huault, 1988; Sebag, 2002; Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007a), (3) la période succédant à l'inondation générale du système (5500 ans cal BC à 850 ans cal BC) et (4) la période la plus récente (après 850 ans cal BC) caractérisée par l'extension des influences humaines.

▪ ***Avant 5500 ans cal BC***

Au cours de cette première phase, on distingue les géosystèmes affectés par la remontée du niveau marin avant l'inondation générale (embouchure de Seine, Marais Vernier) et ceux non affectés (Baie de Seine Sud orientale, géosystèmes en amont du Marais Vernier). Cette différence résulte de la paléotopographie de ces mêmes géosystèmes. Cette paléotopographie, héritage de l'évolution du cours de la Seine lors de la dernière période glaciaire, comprend deux surfaces d'érosion / terrasses d'altitude (Rouen II : -6 m NGF et Rouen I : -14 m NGF, altitudes au méandre de Rouen) et de géométrie différentes (Rouen II : vaste chenal et Rouen I : chenal restreint et incisant Rouen II ; *e.g.* Porcher, 1977; Lefebvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999). Ces deux terrasses ont été reconnues dans l'embouchure de la Seine et dans le Marais Vernier en aval (Lefebvre *et al.*, 1974; Frouin *et al.*, 2007a) et dans le méandre de Rouen en amont (Porcher, 1977). La remontée du niveau marin a d'abord affecté la terrasse de Rouen I, c'est-à-dire les zones les plus basses. Elle a alors permis la mise en place d'un remplissage dans l'axe de l'incision à l'embouchure (E3) et au-dessus de la surface d'érosion MVs3 dans le Marais Vernier (MV3). L'alternance de matériel fin détritique de milieu saumâtre et de niveaux tourbeux, caractérisant ce remplissage, est le résultat de l'évolution du niveau de base, contrôlé à cette période par la remontée du niveau marin, la paléotopographie et les apports sédimentaires. Dans le même temps, la terrasse de Rouen II n'est pas affectée par la remontée du niveau marin. Les géosystèmes, dont la paléotopographie correspond à la terrasse de Rouen II, présentent un remplissage détritique issu de l'érosion du bassin versant (MV4, BS1). L'origine du matériel déposé (löss ancien pour MV4) suggère que ce remplissage est contrôlé par les changements climatiques qui permettent une érosion linéaire.

▪ ***Vers 5500 ans cal BC***

Au cours de cette deuxième phase, le niveau marin est suffisamment haut pour atteindre et dépasser l'altitude de la terrasse Rouen II (Delsinne, 2005; Frouin *et al.*, 2007a). L'influence de la remontée du niveau marin est alors marquée par un changement de sédimentation à l'échelle de toute la Basse Vallée de Seine (BS1/2, E3/4, E3/5, MV4/5, MS1/2a, H1/2, A1/2). Cette phase caractérise

l'inondation générale de la Basse Vallée de Seine qui associe la remontée du niveau et le franchissement d'un seuil topographique. Le franchissement de ce seuil topographique correspond au passage d'une zone de dépôt restreinte à la gouttière décrite par la terrasse Rouen I à une zone de dépôt plus vaste correspondant à la terrasse Rouen II. Ce changement topographique accroît de façon considérable l'espace disponible dans la Basse Vallée de Seine.

▪ ***De 5500 ans cal BC à 850 ans cal BC***

Au cours de cette troisième phase, la Basse Vallée de Seine présente un espace disponible plus vaste (Figure 10-10), la remontée du niveau marin marque un ralentissement général (*e.g.* Pirazzoli, 1991; Mörner, 1995) alors que l'Optimum Climatique se termine (Roberts, 1998). Les changements de sédimentation décrivent une évolution de faciès depuis un pôle tidal (détritique) vers un pôle continental (tourbière) et la lithologie du remplissage sédimentaire dépend notamment de la distance à la côte ou de l'altitude des géosystèmes. On distingue alors les géosystèmes ouverts aux influences estuariennes, comme la Baie de Seine Sud Orientale (BS3) ou l'embouchure de Seine (E4 et E5), les géosystèmes semi-protégés par la mise en place d'une structure protectrice ou du fait de leur éloignement par rapport à la côte (MV5 à MV6 pour le Marais Vernier, H3 à H5 pour Heurteauville et A3 à A4 pour Anneville) et les géosystèmes protégés des influences estuariennes du fait de leur altitude (unité MS2 à MS3, Mailleraye-sur-Seine). Les géosystèmes ouverts sont principalement contrôlés par la dynamique estuarienne (dépôts tidaux et chenaux de marée divaguant) induisant des processus érosifs importants masquant ainsi l'influence éventuelle d'autres facteurs de contrôle. Les géosystèmes semi-protégés sont caractérisés par la mise en place progressive de tourbières, dont l'évolution est principalement contrôlée par des facteurs locaux (niveau de la nappe, compaction, production végétale, ouverture et fermeture de la structure protectrice). Localement ces géosystèmes sont perturbés par la mise en place de chenaux de marée (MV5 et MV6b au Marais Vernier, H4 à Heurteauville, A3b à Anneville). Après comblement de ces chenaux, ces géosystèmes évoluent vers les tourbières actuellement observées, à l'exception du géosystème d'Anneville.

Le géosystème protégé de la Mailleraye-sur-Seine permet d'illustrer l'influence de la nappe phréatique sur l'évolution des environnements de dépôt. Ce géosystème, déconnecté du fonctionnement hydrologique de la Seine, présente une sédimentation autochtone reflétant l'évolution des conditions hydrologiques locales (fonction du niveau de la nappe et du climat). La remontée du niveau marin est suivie par la remontée du niveau de la nappe qui permet le développement d'un lac d'eau douce où s'accumulent les diatomées. Lorsque la remontée du niveau marin ralentit à la fin de l'Atlantique, le niveau de la nappe phréatique, lui, se stabilise d'après les associations de diatomées qui indiquent un comblement du milieu. Le passage à une sédimentation tourbeuse autochtone, au début du Subatlantique, correspond à la dernière phase de comblement du milieu (continentalisation du milieu). C'est également au cours de cet intervalle que l'Homme commence à se sédentariser dans le NW de la France (Néolithique). Il commence alors progressivement à modifier l'environnement.

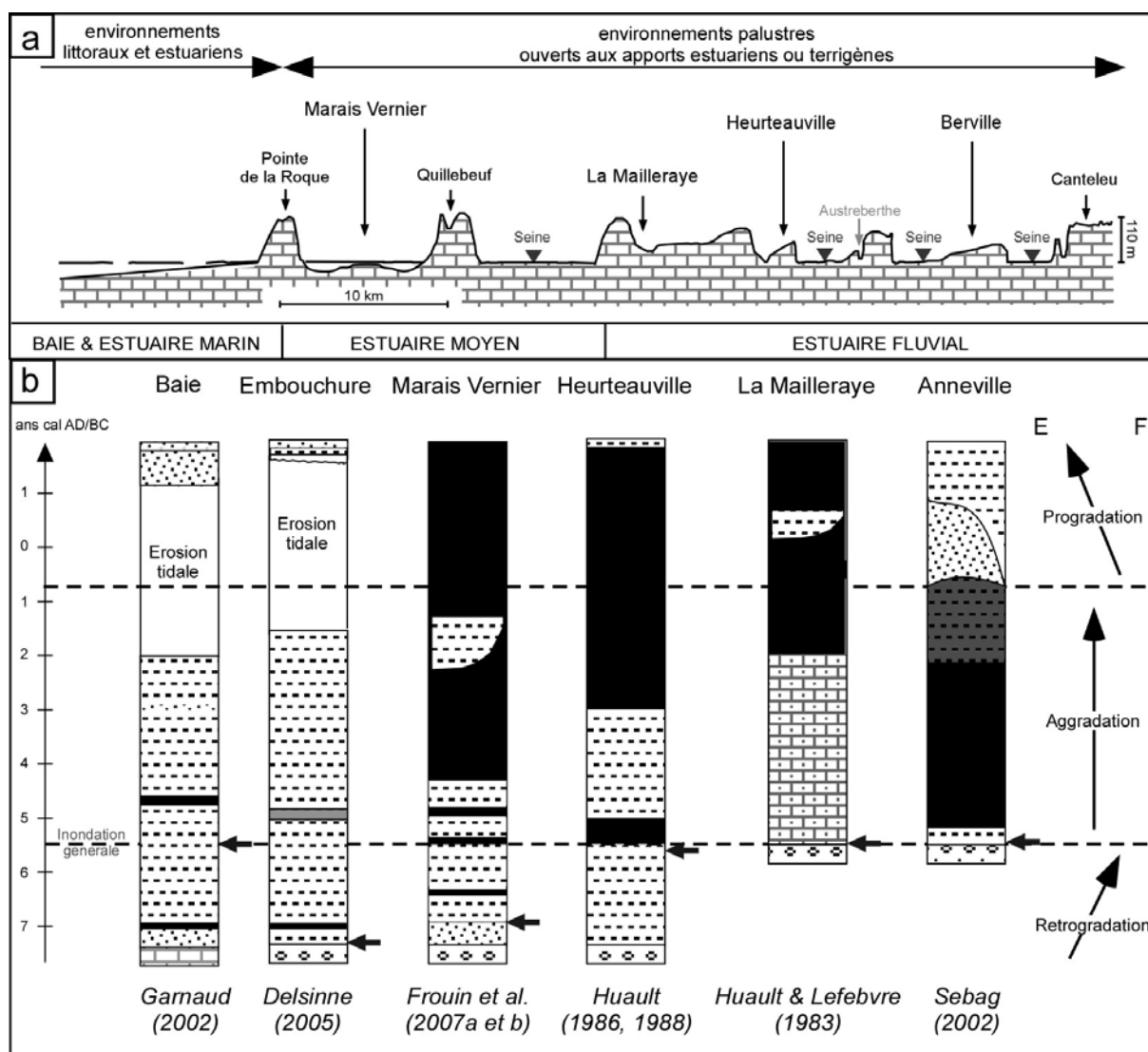


Figure 10-10 : Description synthétique de l'évolution sédimentaire de chaque géosystème (a et b). E et F représentent respectivement les environnements estuarien et fluvial. Les petites flèches sur les logs indiquent le début des influences de la remontée du niveau marin sur le milieu.

▪ **Après 850 ans cal BC**

La dernière phase de cette évolution correspond à la période la plus récente, où l'homme affecte de façon importante les environnements de dépôt (Age du Bronze). Au cours du Subatlantique, sa présence est visible de différentes façons : indirectement par la présence de pollens de plantes rudérales (*Plantago*, *Rumex* ; Huault et Lefebvre, 1983a) ou directement par la présence de plantes cultivables (céréales, lin ; Huault, 1986 et 1988) ou d'indice de déboisement (Huault et Lefebvre, 1983b; Sebag, 2002). Cette influence humaine est en partie responsable du changement de sédimentation au Subatlantique à Anneville (unité A4). Au cours des périodes historiques, des influences humaines sont rapportées, par exemple, dans le Marais Vernier avec la construction de la digue des Hollandais au 17^e siècle et dans l'embouchure de Seine avec le dragage du chenal de la Seine (E7).

Les 4 grandes phases de l'évolution holocène de la Basse Vallée de Seine peuvent être associées à : (1) une rétrogradation des environnements de dépôt avant 5500 ans cal BC, avec une migration de la zone de dépôt du milieu marin (aval) vers le milieu fluvial (amont) ; (2) l'inondation maximale de la zone vers 5500 ans cal BC ; (3) une aggradation des environnements de dépôt entre 5500 ans cal BC et 850 ans cal BC, période relativement stable qui permet à l'Homme de s'établir dans le milieu ; (4) une progradation des environnements de dépôt après 850 ans cal BC, avec une migration des dépôts depuis le milieu fluvial (amont) vers le milieu marin (aval) (Figure 10-10).

10.3.2. Facteurs de contrôle : local (géosystème), régional (Basse Vallée de Seine) ou sous-continental (NW Europe)

La séquence holocène type décrite pour la Basse Vallée de Seine est associée à des facteurs de contrôle dont l'influence relative évolue au cours du temps. Le paragraphe précédent a ainsi permis de différencier à une échelle régionale des facteurs externes, comme les changements climatiques, les variations du niveau marin ou la dynamique tidale, et des facteurs internes, comme la paléotopographie ou le niveau de la nappe phréatique. L'évolution de leurs influences au cours du temps est à l'origine de changements environnementaux remarquables dans la Basse Vallée de Seine (changements d'environnement ou de faciès) qui peuvent être enregistrés à plus grande échelle (NW de l'Europe). L'évaluation de leur aire d'influence nécessite une comparaison entre cet enregistrement avec ceux décrits dans d'autres localités du NW de l'Europe pour définir d'éventuels synchronismes.

Le début des enregistrements de l'influence de la remontée du niveau marin et la rétrogradation des environnements de dépôt associée, au cours de la première phase, sont également décrits dans de nombreuses localités du NW de l'Europe. Toutefois, l'enregistrement de l'influence de la remontée du niveau marin n'est pas synchrone à l'échelle du NW de l'Europe : au PréBoréal pour le Sud du Royaume Uni (Waller et Long, 2003), au Boréal pour les côtes belges (Denys et Baeteman, 1995; Baeteman *et al.*, 1999; Beets et van der Spek, 2000) et hollandaises (Beets et van der Spek, 2000), et à la transition Boréal/Atlantique pour l'Est du Royaume-Uni (Brew *et al.*, 2000; Metcalfé *et al.*, 2000; Plater *et al.*, 2000). Les courbes régionales du niveau marin décrites pour les côtes belges et à proximité des îles de la Frise indiquent, respectivement pour cette première phase, des vitesses de l'ordre de 7 mm.an⁻¹ (Denys et Baeteman, 1995) et de 16 mm.an⁻¹ (Beets et van der Spek, 2000). Ces vitesses supérieures à celle déterminée pour la Basse Vallée de Seine (5,3 mm.an⁻¹) sont le résultat d'un facteur de contrôle local, à savoir le rebond glacio-isostatique qui affecte une partie du NW de l'Europe (Shennan, 1987).

La chronologie d'enregistrement de l'influence de la remontée du niveau marin met en évidence le rôle de la paléotopographie de la Basse Vallée de Seine. Cette paléotopographie contrastée crée des zones basses (incision profonde de Rouen I) qui seront les premières affectées par la remontée du niveau marin, comme l'Embouchure et le Marais Vernier. Les autres géosystèmes éloignés de cette incision, comme la Baie de Seine, Heurteauville ou la Mailleraye, enregistrent l'influence de la

remontée plus tardivement. Au cours de cette phase, les tourbes se mettent en place à des époques différentes d'un géosystème à l'autre dans la Basse Vallée de Seine, ce qui indique un contrôle local des environnements de dépôt. Ceux-ci sont contrôlés par le niveau de base, qui dépend du niveau marin, de la paléotopographie et des apports sédimentaires. Toutefois, une tourbière se met en place dans le même intervalle (7000 – 6000 ans cal BC) dans l'Embouchure et le Marais Vernier, seuls sites affectés par la remontée du niveau marin. La mise en place de cette tourbière pourrait être le résultat de changements globaux (eustatiques et/ou climatiques), comme l'évènement climato-eustatique décrit dans le même intervalle (6200 ans cal BC ; Mayewski *et al.*, 2004).

L'inondation générale de la Basse Vallée de Seine décrite vers 5500 ans cal BC se produit dans le même intervalle (6000 – 4000 ans cal BC) qu'un changement environnemental notable (passage d'une sédimentation minérale à organique) dans le Sud de l'Angleterre (Waller et Long, 2003) ou sur les côtes belges et hollandaises (Baeteman *et al.*, 1999; Beets et van der Spek, 2000), par exemple. Cette inondation générale est associée avec un niveau marin plus haut que l'altitude de la terrasse Rouen II dans la Basse Vallée de Seine. L'exemple de la Seine illustre le franchissement d'un seuil topographique, également décrit pour l'inondation générale de l'estuaire de l'Humber (Metcalfé *et al.*, 2000; Rees, 2006).

Un ralentissement général de la remontée du niveau marin survient après cette seconde phase (*e.g.* Shennan, 1987; Pirazzoli, 1991; Mörner, 1995), les vitesses atteignent alors 2,5 mm.an⁻¹ après 5000 ans cal BC sur les côtes belges et 3 mm.an⁻¹ après 4000 ans cal BC sur les côtes hollandaises (Denys et Baeteman, 1995; Beets et van der Spek, 2000). Ces valeurs sont toujours supérieures à celle déterminée pour la Basse Vallée de Seine (< 1,8 mm.an⁻¹), suggérant un contrôle local de ces vitesses. Ce ralentissement général de la remontée du niveau marin s'accompagne d'un espace disponible plus vaste de par l'inondation générale de la Basse Vallée de Seine. Les sites proches de l'embouchure sont alors soumis de façon prépondérante à l'action de la marée, avec la mise en place de chenaux divaguants. A l'échelle du NW de l'Europe, une amplification du contrôle tidal est décrite dans de nombreuses localités (côtes belges, Baeteman *et al.*, 1999; Baeteman *et al.*, 2002 ; côtes hollandaises, Beets *et al.*, 2003 ; côtes Est du Royaume-Uni, Andrews *et al.*, 2000; Brew *et al.*, 2000; Metcalfé *et al.*, 2000; Plater *et al.*, 2000). La dynamique tidale est alors, pour les sites non-protégés ou proche de l'embouchure, le principal facteur de contrôle. Serait-ce le début du caractère macro-tidal des estuaires du NW de l'Europe ? Au cours de cette phase, les tourbes, qui se mettent en place dans le Marais Vernier ou à Heurteauville, sont la conséquence des divagations des chenaux tidaux, de l'évolution du niveau marin, des apports sédimentaires et de l'éventuelle compaction qui peut affecter la colonne de sédiment. Les sites plus éloignés de l'embouchure présentent des tourbières, à la faveur du haut niveau de la nappe phréatique et de structures protectrices (levée fluviale) qui se mettent progressivement en place. L'ouverture et la fermeture de brèches dans ces structures protectrices ont contrôlé localement

la dynamique sédimentaire de ces géosystèmes. C'est à la faveur de cette relative stabilité de la ligne de rivage que l'Homme s'est implanté dans la Basse Vallée de Seine.

Facteurs de contrôle

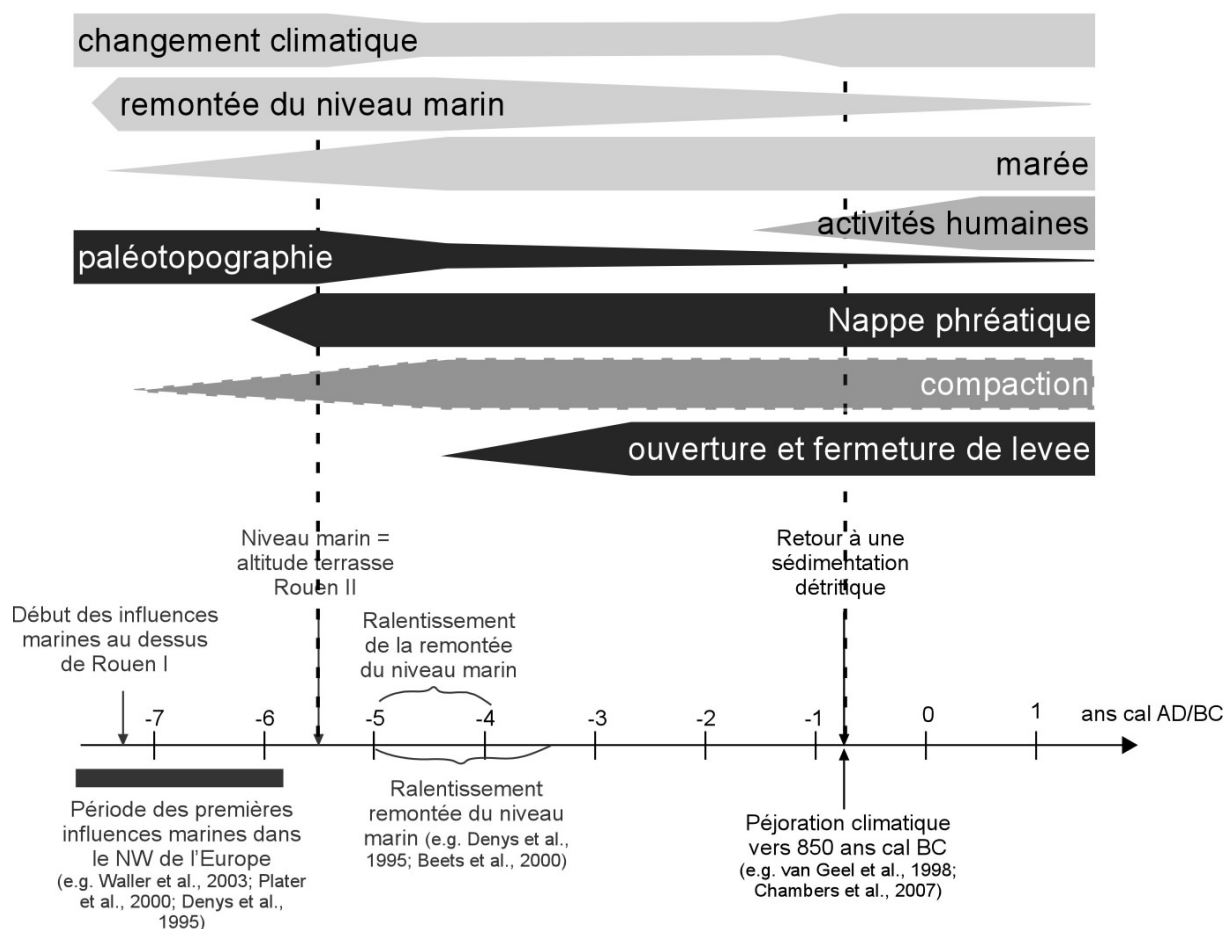


Figure 10-11 : Principaux facteurs de contrôle globaux (remontée du niveau marin, climat et marée) et locaux (paléotopographie et activités humaines, par exemple) mis en évidence pour la Basse Vallée de Seine et leur influence au cours du temps, celle-ci étant comparée avec des enregistrements du NW de l'Europe.

Au cours de la dernière phase, certains sites amont de la Basse Vallée de Seine sont marqués par des traces de détritisme (Marais Vernier) ou un retour à une sédimentation détritique (Anneville) vers 850 ans cal BC. Dans le même intervalle, de nombreux sites du NW de l'Europe présentent également un retour à une sédimentation détritique (côtes Est du Royaume-Uni, Brew *et al.*, 2000; Plater *et al.*, 2000 ; côtes Sud du Royaume-Uni, Long *et al.*, 1996; Waller et Long, 2003; Long *et al.*, 2006 ; côtes belges, Baeteman *et al.*, 1999). A l'échelle globale, cet intervalle correspond à une péjoration climatique (van Geel et Renssen, 1998; van Geel *et al.*, 2000; Speranza *et al.*, 2002; Chambers *et al.*, 2007), qui pourrait être un des moteurs des changements environnementaux dans le NW de l'Europe. Dans ce même intervalle, une influence croissante des activités humaines est enregistrée dans la Basse Vallée de Seine (Age du Bronze), comme dans le NW de l'Europe (Dellwig *et al.*, 2000; Behre, 2004; Streif, 2004). Cette influence humaine pourrait également être un des moteurs des changements environnementaux vers 850 ans cal BC. Par contre, il est notable que cette influence croissante aura

masqué ou modulé l'influence d'autres facteurs de contrôle reconnus à l'Holocène, comme les effets de l'Optimum Climatique Médiéval.

10.4. Conclusion

Ce travail a permis de faire le point sur plus de 40 années de travaux sur le système de la Basse Vallée de Seine. Ce système correspondait, lors du dernier maximum glaciaire, à une vallée profondément incisée, avec une paléotopographie contrastée (terrasse de Rouen II large et profonde, terrasse de Rouen I étroite et très profonde, incisant la terrasse de Rouen II). Pour chaque géosystème étudié, réparti d'un pôle marin (Baie de Seine Sud Orientale) à un pôle fluvio-palustre (méandre d'Anneville), ont été proposées des unités lithologiques et une évolution sédimentaire à partir de données lithologiques, sédimentologiques et chronologiques.

La comparaison de ces unités et de l'évolution sédimentaire de chaque géosystème permet de définir quatre grandes phases dans l'évolution holocène du système de la Basse Vallée de Seine. La première phase correspond aux enregistrements sédimentaires les plus anciens (avant 5500 ans cal BC) où seuls les géosystèmes du Marais Vernier et de l'Embouchure présentent un enregistrement de l'influence de la remontée du niveau marin (site présentant la terrasse de Rouen I). Au cours de cette même période, les autres géosystèmes sont contrôlés par la dynamique fluviale et/ou les changements climatiques (érosion du bassin versant). La seconde phase de cette évolution correspond à l'inondation générale du système vers 5500 ans cal BC (niveau marin au-dessus de la terrasse de Rouen II). Cet accroissement de l'espace disponible (modification de la paléotopographie) a conduit, dans une troisième phase (entre 5500 et 850 ans cal BC), à un comblement et une continentalisation des milieux dans les géosystèmes en amont du Marais Vernier (mise en place de tourbières et de structures protectrices comme des levées fluviales) alors que les géosystèmes en aval (Baie de Seine Sud Orientale et Embouchure) sont eux directement soumis à la dynamique tidale (tidalites, migration de chenaux tidaux). Certains géosystèmes en amont du Marais Vernier présentent localement au cours de cette phase une ouverture du système aux apports tidaux, avec la mise en place de chenaux de marée. La dernière phase (après 850 ans cal BC) est marquée par une reprise de la sédimentation détritique dans le méandre d'Anneville et surtout par l'expansion des activités humaines dans la région, marquée par la présence d'indices de culture, de défrichement, de déboisement ou plus récemment par le dragage du chenal de la Seine.

Cette évolution met en évidence différents facteurs de contrôle. La paléotopographie guide la mise en place des dépôts en réponse à la remontée du niveau marin. L'évolution du niveau de base, contrôlée par le niveau marin, la paléotopographie, les apports sédimentaires et une éventuelle compaction, permet de décrire les changements de sédimentation observés. Le haut niveau de la nappe permet localement l'établissement de tourbières. La marée devient le principal facteur de contrôle de la dynamique sédimentaire après l'inondation générale du système. Son influence est toutefois filtrée

dans la zone amont du système par la présence de structures protectrices (levées fluviales). La fin de l'Holocène est marquée par l'expansion des activités humaines qui masquent ou filtrent les effets des changements climato-eustatiques globaux. Les phases et les facteurs de contrôle mis en évidence dans la Basse Vallée de Seine apparaissent communs à d'autres systèmes du NW de l'Europe, notamment les deux phases dans la remontée du niveau marin et l'évolution des environnements de dépôts qui en découle.

CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES

Ce travail sur l'étude de l'évolution sédimentaire de la Basse Vallée de Seine à l'Holocène en réponse aux changements climato-eustatiques avait plusieurs objectifs majeurs :

- (1) établir une méthodologie pour identifier l'origine du matériel sédimentaire ;
- (2) caractériser les paléoenvironnements d'après leur lithologie, leur contenu sédimentologique et paléobiologique ;
- (3) proposer une évolution synthétique des environnements de dépôt en Basse Vallée de Seine à l'Holocène en utilisant les récents travaux réalisés sur le système (depuis 1999, thèse de D. Sebag) ;
- (4) déterminer les facteurs de contrôle à l'origine de la sédimentation, identifier leur caractère local (à l'échelle d'un géosystème), régional (à l'échelle de la Basse Vallée de Seine) et sous-continentale (à l'échelle du NW de l'Europe).

(1) Origine du matériel sédimentaire et évolution au cours du temps

Les signatures minéralogiques contrastées au sein des formations du bassin versant et des matières en suspension de l'estuaire permettent d'utiliser leurs cortèges argileux comme un indicateur de l'origine du matériel sédimentaire déposé dans la Basse Vallée de Seine. La comparaison de ces cortèges argileux avec ceux des dépôts holocènes du Marais Vernier et de Berville ont permis de distinguer une origine marine et des origines continentales du matériel. Des signatures de loess ancien ont été identifiées à la base du remplissage du Marais Vernier, avant 7800 ans cal BP, indiquant une érosion localisée et « profonde », dans un environnement avec un couvert forestier dense. Une signature de matériel estuarien a été identifiée dans la partie médiane du remplissage du Marais Vernier, entre 7800 ans cal BP et 5000 ans cal BP environ, indiquant un apport depuis l'estuaire. Une signature de loess récent a été identifiée au sommet du remplissage du Marais Vernier et de Berville, vers 5000 ans cal BP et 2800 ans cal BP, respectivement, indiquant une érosion de surface.

(2) Evolution des paléoenvironnements au cours de l'Holocène

Les changements climato-eustatiques holocènes ont conduit à une évolution des environnements de dépôt depuis un pôle fluvial ou tidal vers un pôle fluvio-palustre selon l'impact de la remontée du niveau marin sur les géosystèmes. La caractérisation des dépôts d'après leur faciès lithologiques, sédimentologiques et paléoécologiques a permis de décrire à la base du remplissage des faciès associés à des environnements fluviaux (comblement de fond de chenal) et/ou continentaux (colluvions). Dans la partie médiane ont été décrits des faciès associés à des environnements tidaux (intertidal à supratidal) et/ou fluvio-palustres (toubières). Au sommet du remplissage ont été décrits des faciès associés à des environnements de nouveau fluviaux (plaine d'inondation) dans les zones non-protégées et des environnements fluvio-palustres (tourbières) dans les zones protégées (en arrière d'une levée ou d'une digue).

(3) Evolution aval-amont de la Basse Vallée de Seine au cours de l'Holocène

La synthèse réalisée sur les géosystèmes de la Basse Vallée de Seine a permis de regrouper la centaine de datations obtenues par le ^{14}C . Les datations à la base des niveaux de tourbes basales ont ainsi pu être utilisées pour reconstruire la courbe du niveau marin régionale pour la Basse Vallée de Seine ; celle-ci décrit une remontée rapide ($5,3 \text{ mm.an}^{-1}$) jusqu'à 7500 ans cal BP suivie d'une décélération ($< 1,8 \text{ mm.an}^{-1}$). La comparaison des enregistrements sédimentaires sur un profil aval – amont en Basse Vallée de Seine a également permis de définir une unité lithologique d'évolution en quatre phases, en fonction de la distance à l'embouchure, de la distance par rapport à la terrasse Rouen I (axe de l'incision) et de l'altitude du géosystème. La première phase, avant 7500 ans cal BP, est caractérisée par l'enregistrement d'une influence de la remontée du niveau marin au-dessus de la terrasse Rouen I en aval du système ; les géosystèmes en amont ou éloignés de l'axe de l'incision présentent un enregistrement influencé par les changements climatiques (dynamique fluviale et/ou continentale). Au cours de cette phase, se produit une rétrogradation des environnements de dépôt. La seconde phase correspond à l'inondation générale du système vers 7500 ans cal BP ; la remontée du niveau marin dépasse la terrasse de Rouen II (franchissement d'un seuil topographique). Tous les géosystèmes d'aval en amont, proches ou non de l'axe de l'incision enregistrent des influences saumâtres à marines. La troisième phase, de 7500 ans cal BP à 2800 ans cal BP, est caractérisée par la mise en place de structures protectrices (bourellets, levées) et l'établissement, en arrière, de tourbières dans les géosystèmes en amont du Marais Vernier et de milieux tidaux ouverts dans les géosystèmes en aval du Marais Vernier, indiquant la position charnière de ce site. Les géosystèmes en amont du Marais Vernier sont localement perturbés par la dynamique tidale, indiquant l'ouverture de brèche dans les structures protectrices. Au cours de cette phase, se produit une aggradation des environnements de dépôt. La quatrième phase, de 2800 ans cal BP à l'actuel, est caractérisée par un retour à une sédimentation détritique de plaine d'inondation dans la zone amont (boucle de Berville), les autres géosystèmes conservant un milieu de tourbière grâce au maintien des structures protectrices. Cette période enregistre également l'influence croissante des activités humaines dans la région (culture, déboisement, défrichage, puis plus récemment endiguement et dragage). Au cours de cette phase, se produit une progradation des environnements de dépôt.

(4) Facteurs de contrôle local, régional et sous-continentale

Ces différents travaux permettent de distinguer des facteurs de contrôle propres au système, comme la paléotopographie, le niveau de la nappe ou la compaction de la colonne de sédiments, et externes au système, comme les changements climatiques, la remontée du niveau marin ou la dynamique tidale. Ces facteurs de contrôle interviennent de façon dominante sur l'évolution des environnements de dépôt, à des périodes différentes. La comparaison entre les géosystèmes de la Basse Vallée de Seine et des géosystèmes du NW de l'Europe a permis de définir une relative unité d'évolution sédimentaire à l'échelle du NW de l'Europe, dont les principaux facteurs de contrôle à cette échelle sont les

changements climatiques, la remontée du niveau marin, la paléotopographie et les activités humaines. Le début de l'influence de la remontée du niveau marin est enregistré du **Préboréal à la transition Boréal / Atlantique** selon la distance des systèmes à l'Océan Atlantique. Cette période est marquée par une rapide remontée du niveau marin (entre 5 et 6 mm.an⁻¹), affectée (côtes belges : 7 mm.an⁻¹) ou peu affectée (Basse Vallée de Seine : 5,3 mm.an⁻¹) par un rebond glacio-isostatique. Entre **8000 et 6000 ans cal BP**, une inondation générale des corridors fluviaux du NW de l'Europe est enregistrée, indiquant le franchissement d'un seuil topographique. Ce même intervalle est caractérisé par un ralentissement général de la remontée du niveau marin (1 à 3 mm.an⁻¹) et un changement climatique majeur, lors de la fin de l'Optimum Climatique Holocène. A la suite de ces changements majeurs, après **6000 ans cal BP**, se sont mis en place soit des structures protectrices (levée) à l'arrière desquelles se sont développées des tourbières ; soit une ouverture du milieu à la dynamique tidale (chenaux tidaux, lamination tidale). La remontée du niveau marin, à l'origine de changements de sédimentation avant l'inondation générale du système, perd de son influence au profit de la dynamique tidale qui est à l'origine de changements de faciès au sein des environnements de dépôt. Après **2800 ans cal BP**, de nombreux géosystèmes du NW présentent un retour à une sédimentation détritique. Ce changement peut être le fait de la péjoration climatique à la transition Subboréal / Subatlantique, mais également le fait de l'influence croissante des activités humaines dans ces géosystèmes.

Perspectives

Ce travail de synthèse sur le Marais Vernier, d'une part, et sur la Basse Vallée de Seine, d'autre part, a permis de mettre en évidence des similitudes dans l'évolution du remplissage avec d'autres systèmes fluviaux du NW de l'Europe. Les quatre phases décrites pour la Basse Vallée de Seine dans la cinquième partie de ce mémoire, sont-elles synchrones à l'échelle du NW de l'Europe ? Quels sont les facteurs de contrôle à l'origine de ce synchronisme ou à l'inverse de changements non synchrones ? Ce travail met notamment en évidence l'influence de la paléotopographie sur l'évolution du remplissage de la Basse Vallée de Seine. Cette influence est-elle aussi importante et marquée dans les autres systèmes fluviaux du NW de l'Europe ? Pour répondre à ces questions, il convient de poursuivre et préciser la comparaison entreprise dans la cinquième partie de ce mémoire, en se documentant de façon plus précise sur l'évolution d'un système fluvial donné au regard de sa paléotopographie.

Ce travail de synthèse a permis de rassembler tous les âges ¹⁴C obtenus dans la Basse Vallée de Seine afin de reconstruire la courbe régionale de remontée du niveau marin. Dans la cinquième partie du mémoire, elle a été représentée, de façon simplifiée, avec une allure lissée marquant une phase de remontée rapide et un ralentissement général (modèle de Shepard, 1963). Or, certains auteurs comme Fairbridge (1961) indiquent que la remontée du niveau marin est ponctuée de phases régressives et transgressives, donnant un caractère fluctuant à la courbe. On peut donc se demander, si dans le détail, la courbe régionale du niveau marin dans la Basse Vallée de Seine ne présente pas de fluctuations relatives. Les travaux de Sebag (2002) ont montré, à cet égard, des battements de la nappe phréatique

au sein de la tourbière d'Anneville. Ces battements, sont-ils le résultat de changements climato-hydrologiques locaux ou de fluctuations régionales du niveau marin ? Pour apporter des éléments de réponse, il serait intéressant d'étudier une autre tourbière épaisse de la Basse Vallée de Seine, selon le même procédé que celle d'Anneville. Dans le cas de fluctuations régionales, cela permettrait de préciser et d'améliorer la courbe régionale du niveau marin proposée ici.

A l'échelle du Marais Vernier, les travaux réalisés n'ont pas permis de déterminer l'existence d'une structure protectrice. Il reste donc tout un travail de terrain dans le marais tourbeux (à proximité de la digue) mais également dans le marais alluvionnaire pour espérer pouvoir affirmer ou infirmer cette hypothèse émise dans les années 1980-1990. Il reste également des perspectives d'ordres méthodologiques, dans le Marais Vernier, sur l'étude de la rythmicité des dépôts laminés (temps représentée) et la production à terme d'un modèle 3D de remplissage basé sur un couplage entre les méthodes géophysiques et les sondages.

Les travaux de synthèse sur le Marais Vernier, puis sur la Basse Vallée de Seine, ont finalement peu abordé le rôle de l'Homme sur les changements de sédimentation. En effet, il existe peu de vestige archéologique et pas d'enregistrement pollinique d'une occupation du principal site étudié dans ce mémoire, le Marais Vernier. Le rôle de l'Homme a donc été peu décrit dans la synthèse sur le Marais Vernier et sommairement décrit dans la synthèse sur la Basse Vallée de Seine, d'après quelques enregistrements polliniques ou changements récents attribuable à une action anthropique. Toutefois, les travaux de synthèse sur l'évolution des peuplements décrits dans la section 4.6 montrent une influence croissante depuis le Mésolithique. Certains sites ont donc été plus marqués par la présence humaine que d'autres sites, comme le Marais Vernier. On peut alors se demander quel site de la Basse Vallée de Seine pourrait constituer le meilleur enregistreur de cette influence humaine ; cela pourrait être, par exemple, le site fermé et présentant un enregistrement lacustre depuis l'Atlantique de la Mailleraye.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4-1 : Mesures réalisées par scintillation.	66
Tableau 4-2 : Quelques exemples de $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de différents matériaux (Polach, 1976; Stuiver et Polach, 1977).	68
Tableau 4-3 : Quelques exemples du vieillissement produit par l'effet réservoir (ΔR) en différents points du globe.	68
Tableau 5-1 : Synthèse des caractéristiques de l'EM34 et ordres de grandeur des conductivités apparentes pour différents types de matériaux. L'offset correspond à la distance entre les deux boucles. Les modes HD10 (dipôle horizontal) et VD10 (dipôle vertical) ont été utilisés dans le profil W. Les modes HD10, HD20 et HD40 ont été utilisés pour le profil E.	91
Table 6-1: Summary of the radiocarbon-dated samples in the Marais Vernier peat marsh. References to the figures 6-4 and 6-5 indicating their position are indicated in the column 2.	105
Table 8-1: Summary of calculated parameters for each tidal cycle such as the hypothetical time span represented by the sequence studied (55.45 cm), the cycles recorded (according to the periods at 16 and 32), a mean sedimentation rate and the time span represented by the entire laminated deposit (320 cm). CD: cycle length; TS1: time span represented by the sequence studied (55.45 cm); 1 st spectral period: 32 laminae per cycle; 2 nd spectral period: 16 laminae per cycle; MSR: mean sedimentation rate; TS2: time span represented by the entire laminated deposit (320 cm)	144
Tableau 9-1 : Synthèse de toutes les datations ^{14}C obtenues sur le site du Marais Vernier depuis plus de 30 ans	159
Tableau 9-2 : Synthèse des différents faciès rencontrés dans le Marais Vernier avec leurs caractéristiques sédimentologiques et/ou paléobiologiques et les environnements de dépôt qui leur sont associés.	167

LISTE DES FIGURES

- Figure 1-1: Bassin versant de la Seine, carte obtenue sur le site www.geoportail.fr. 7
- Figure 1-2 : Cadre géographique du Marais Vernier. Le Marais Vernier est un méandre recoupé par la Seine au cours de la dernière période glaciaire. Son paysage est marqué par un escarpement, témoin de l'ancienne rive concave. De faible altitude, il présente un marais alluvionnaire au Nord encore soumis aux apports détritiques issus des crues du fleuve et un marais tourbeux au Sud protégé de ces apports par la digue des Hollandais. 8
- Figure 1-3 : Exemple de chronique de débit de la Seine à Honfleur pour l'année 2001, marquée par une période de crue (débit > 1000 m³.s⁻¹) au printemps et une période d'étiage (débit ~ 500 m³.s⁻¹) en automne (Deloffre, 2005). 9
- Figure 1-4 : Présentation de la Basse Vallée de Seine (Guézennec *et al.*, 1999). 10
- Figure 1-5: Diagrammes représentant les températures et précipitations annuelles moyennes pour la période de 1971 à 2000 pour les stations météorologiques de Rouen-Boos (76) et d'Evreux (27). [données Météo France accessibles sur le site www.meteofrance.com] 10
- Figure 1-6 : Roses des vents annuelles moyennes déterminées au cap de la Hève pour la période 1976-1995, les deux diagrammes font référence à l'échelle de Beaufort (intensité des vents ; 1 à 4 ↔ 1 à 28 km.h⁻¹ ; 5 à 7 ↔ 29 à 61 km.h⁻¹ ; 8 à 12 ↔ 62 à >118 km.h⁻¹) et sont établis pour des échelles de probabilités différentes (LeHir et Silva Jacinto, 2001). 11
- Figure 1-7 : Principaux accidents tectoniques dans le NW du Bassin de Paris et SE du Bassin de Londres (Mansy *et al.*, 2003) et MNT ombré pour la Haute-Normandie sur lequel les principales directions de failles reconnues dans la région ont été reportées (d'après Itbirene, 2005, Wazi, 1988 et Hauchard *et al.*, 2002). 13
- Figure 1-8 : Coupe synthétique et carte géologique du substratum crayeux mésozoïque de l'Ouest du Bassin de Paris (d'après Lefebvre, 1988, Quesnel, 1997; Laignel, 2003). 14
- Figure 2-1 : Coupe de la Vallée de Seine présentant la position stratigraphique des formations étudiées (Laignel, 2003) ; Fx, indiquant des alluvions anciennes, Fy, les graves de fond, et Fz, les alluvions holocènes. 16
- Figure 2-2 : Cartes de répartition dans l'Ouest du Bassin de Paris : (A) des dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires; (B) des épaisseurs de résidu à silex ; (C) des épaisseurs de loess (Laignel *et al.*, 2002; Laignel, 2003). 18
- Figure 2-3 : Signatures minéralogiques des formations superficielles (lœss : 26 échantillons, argiles à silex (RS) : 27 échantillons, dépôts sablo-argileux tertiaires : 27 échantillons) et de leur substrat crayeux (14 échantillons) dans l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003). 21
- Figure 2-4 : Cartes indiquant les affleurements des sables de Lozère (gauche ; Larue et Etienne, 2002) et tracé déduit du cours de la Paléo-Loire-Seine (droite ; Sebag, 2002). 22
- Figure 2-5 : Disposition des nappes alluviales du Pléistocène moyen et supérieur dans les cours inférieur et moyen de la Seine, d'après Lefebvre *et al.*, 1994. 24
- Figure 2-6 : Profil synthétique des terrasses de la Basse Vallée de Seine près de Rouen d'après Antoine *et al.*, 2000. (1) dépôts holocènes ; (2) sables et graviers périglaciaires ; (3) dépôts estuariens de Tourville (200 et 300 ka) ; (4) paléosols bruns lessivés ; (5) tuf calcaire (St Pierre) ; (6) Lœss du Pléistocène inférieur de la

Londe ; (7) Argile à silex ; (8) Argile reuvérienne de la Londe ; (9) sable de St Eustache ; (10) sable de Lozère ; (11) dépôts oligocènes ; (12) sables tertiaires ; (13) localisation de la coupe.	24
Figure 2-7 : Mise en parallèle des courbes isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et des incisions en Basse Vallée de Seine (d'après Lefebvre <i>et al.</i> , 1994).	25
Figure 2-8 : MNT de la Basse Vallée de Seine, de la boucle d'Elbeuf jusqu'à l'estuaire. Des formes concaves se dessinent nettement sur la carte indiquant l'emplacement de précédents méandres. Figure modifiée de B. Van Vliet Lanöe (comm. pers.)	26
Figure 2-9 : Cours actuel de la Seine, reconstitution d'anciens cours de la Seine pour trois périodes glaciaires différentes et superposition des quatre cours d'après Lefebvre, 1988.	27
Figure 3-1 : Carte de localisation des principales études menées dans la Basse Vallée de Seine depuis les années 1970.	30
Figure 3-2 : Diagrammes polliniques établis pour le chantier Nord du quartier de l'Hôtel de Ville (Huault, 1989; Breton <i>et al.</i> , 1991).	32
Figure 3-3 : Diagrammes polliniques établis pour le chantier Sud du quartier de l'Hôtel de Ville (Huault, 1989; Breton <i>et al.</i> , 1991).	33
Figure 3-4 : Diagramme de répartition des diatomées pour le chantier Nord (Huault, 1989; Breton <i>et al.</i> , 1991).	34
Figure 3-5 : Diagrammes polliniques établis pour la vallée de la Lézarde (Huault, 1977).	36
Figure 3-6 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage SMV1 (d'après Huault, 1980).	38
Figure 3-7 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage SMV2 (d'après Huault et Lefebvre, 1983a)	39
Figure 3-8 : Zonation définie d'après les assemblages de diatomées benthiques pour le sondage SMV2 et les influx marins (niveau transgressifs) déduits (Huault, 1985).	41
Figure 3-9 : Diagrammes polliniques pour le sondage 1 (aval) réalisé à proximité de Lillebonne (Huault, 1979).	42
Figure 3-10 : Diagrammes polliniques pour le sondage 2 (amont, tourbière des Aulnes) réalisé à proximité de Lillebonne (Huault, 1979).	43
Figure 3-11 : Diagrammes polliniques du sondage C1 dans la Mailleraye-sur-Seine (Huault et Lefebvre, 1983b)	46
Figure 3-12 : Diagramme de répartition des diatomées du sondage C1 dans la Mailleraye-sur-Seine (Huault et Lefebvre, 1983b)	47
Figure 3-13 : Diagrammes polliniques pour le sondage STH1 à Heurteauville (Huault, 1986).	50
Figure 3-14 : Diagramme de répartition des diatomées du sondage STH1 à Heurteauville (Huault, 1988).	51
Figure 3-15 : Diagrammes polliniques établis pour le sondage BLP2 (d'après Clet-Pellerin, in Sebag, 2002).	53
Figure 3-16 : Variations du niveau relatif de la nappe établies à partir de l'étude géochimique et pétrographique de la matière organique (sondage BLP2 ; Sebag, 2002).	54
Figure 3-17 : Coupe régionale illustrant l'évolution sédimentologique des sites du Marais Vernier, estuaire moyen ; de la Mailleraye, d'Heurteauville et de Berville, estuaire fluvial.	55
Figure 3-18 : Comparaison des diverses datations obtenues pour tous les sites présentés. Le graphe présente les distributions gaussiennes des âges ^{14}C comparées aux palynozones de cette période. La couleur rosâtre,	

surlignant certaines datations, indique un matériel daté de nature autre que tourbeuse. La couleur marron, surlignant certaines datations, marque les épisodes continus d'accumulation tourbeuse.	57
Figure 4-1 : Cycle global du carbone simplifié (http://terre.haplosciences.com/cyclecarbone.html)	61
Figure 4-2 : Localisation et description des sondages du Marais Vernier dont les niveaux tourbeux ont fait l'objet de datations par le ^{14}C (méthode par scintillation).	65
Figure 4-3 : Courbe de calibration du ^{14}C déterminée d'après les cernes des arbres, les coraux, les varves, les spéléothèmes et la carotte GISP2 du Groenland (Fairbanks <i>et al.</i> , 2005)	70
Figure 4-4 : Exemples de distribution de probabilité pour deux datations réalisées dans le Marais Vernier.	71
Figure 4-5 : Exemple d'addition et de combinaison de distribution de probabilité pour les deux datations de la figure précédente.	71
Figure 4-6 : Exemples de calibration de deux échantillons de la Basse Vallée de Seine. L'échantillon du Havre présente une distribution calibrée aléatoire, alors que l'échantillon du Marais Vernier présente une distribution quasi-gaussienne mais très large.	73
Figure 4-7 : Illustration de la procédure de « wiggle-matching ». Le graphe (a) représente les différents niveaux datés par ^{14}C et la courbe de calibration. Le graphe (b) représente la même série de données après la procédure de « wiggle-matching », les âges ^{14}C ont été ajustés à la courbe de calibration (Blaauw <i>et al.</i> , 2004a).	74
Figure 4-8 : Explication schématique de la procédure numérique de Blaauw <i>et al.</i> , 2003; Blaauw <i>et al.</i> , 2004a. Des paramètres α et β différents donnent des ajustements différents.	74
Figure 4-9 : Carte de localisation des principaux sites archéologiques répertoriés par période dans la Basse Vallée de Seine (in Sebag, 2002).	77
Figure 5-1: Le Marais Vernier, sa position actuelle et son contexte géologique. La position des deux profils E et W, et des sondages est indiquée sur le zoom.	89
Figure 5-2: Coupes géologiques réalisées dans le Marais Vernier au cours des années 1990 (HYDRATEC, 1998).	89
Figure 5-3: (a) Principe de fonctionnement de la méthode Slingram dans le cas d'un dipôle vertical (a) et représentation qualitative du profil de résistivité obtenu (b).	90
Figure 5-4: Sondages et profils Slingram pour le profil E. Ces données permettent de dessiner une topographie sous le remplissage holocène.	93
Figure 5-5: Sondages et profils Slingram pour le profil W. Ces données permettent de dessiner une topographie sous le remplissage holocène. La légende est la même que pour la Figure 5-4. Le point d'interrogation représente un manque d'information lithologique (sondage) à ce niveau permettant d'expliquer les moindres valeurs de conductivité apparente mesurées.	94
Figure 5-6: Comparaison entre les épaisseurs du remplissage sédimentaire holocène définies pour chaque sondage et les conductivités apparentes mesurées. Ces graphes indiquent qu'il existe une corrélation entre ces deux paramètres. La conductivité apparente augmente avec l'épaisseur cumulée des tourbes et dépôts détritiques fin et décroît lorsqu'un corps sableux apparaît.	96
Figure 6-1: Location of the Lower Seine Valley and the Marais Vernier. The isopach of peat deposits is based on the description of the 1940s drilling campaign (Direction des Mines, 1949). The drilling demonstrated that	

-
- the peat cover is thicker in the centre and eastern parts of the peat marsh and thinner in the western part. The elevations indicated on the map are expressed in m NGF. 100
- Figure 6-2: Electromagnetic data and the resulting interpretation obtained on the western and eastern profiles (*cf.* Figure 6-3 and Figure 6-4). The two coils separated by 10, 20, and 40 m were used as a horizontal dipole (HD) on the eastern profile. The coils separated by 10 m were used as horizontal and vertical dipoles (HD and VD, respectively) on the western profile. Electromagnetic data and drilling descriptions highlight three erosional surfaces. The S1 surface is the oldest and topographically highest; the S2 surface is younger, wider, and incised below the S1 surface; the S3 surface, the youngest of the three, is narrow and deeply incised. 101
- Figure 6-3: Location of the drillholes and the interpreted paleotopography of the Marais Vernier. Drilling descriptions and the interpreted Holocene fill are described in detail in figure 4 and 5. Map A shows the location of drillholes and cores. Map B shows the limits of the S1, S2, and S3 surfaces. Continuous lines indicate observed limits and dotted line supposed limits. The profiles C, D, E, and F consist of a description of the Holocene fill thickness in relation to the paleotopography. The S1, S2 and S3 surfaces are reported on each profile, where appropriate. Drillholes, which are represented in grey and dotted lines on the profile F, are projected onto the line of section. 102
- Figure 6-4: Drilling description and resulting interpretations of the Holocene fill of the western (C) and eastern (D) profiles. The arrows near the lithological log indicate the locations of the samples dated. The white squares also indicate dated samples, and the letter code is indexed to Table 6-1. 103
- Figure 6-5 : Drilling description and resulting interpretations of the Holocene fill (profiles E and F). The arrows near the lithological log indicate the locations of the samples dated. The white squares also indicate dated samples, and the letter code is indexed to Table 6-1. 104
- Figure 6-6: Age-depth model for the Marais Vernier peat marsh. The top graph indicates an age-depth relation based on all locations and all radiocarbon dates obtained. The lower graphs indicate an age-depth relation based on the geographical position of drillholes in relation to the S3 surface. The vertical accretion rates shown on the top graph were determined from the lower graphs. A marked change in vertical accretion rate occurs at 7.5 ka cal BP, at a depth about -6.1 m NGF, when accumulation began across in the entire peat marsh. 107
- Figure 6-7: Schematic description of the depositional history in relation to sea-level rise and the local palaeotopography. The vertical accretion rates determined on Figure 6 are indicated. The vertical scale has been exaggerated to represent all deposits. 110
- Figure 6-8: Schematic interpretation of local vertical accretion rate in response to the controls of sea-level rise, sedimentary flux and paleotopography. Sea-level rise and sedimentary flux were constant, whereas there is complex paleotopography. During the first stage, the base-level lay below paleotopography leading to no deposition in the system. During the second and third stage, the base-level was above paleotopography leading to deposition in the system. However sediments did not accumulate at the same rate in both stages because of the changing extent of the deposition area. A narrow depositional area (2nd stage) provided a higher local vertical accretion rate than a wide depositional area (3rd stage) in the same conditions of sea-level rise and sedimentary flux. 112
-

-
- Figure 7-1: Geographical and geomorphological situation of the Vernier Marsh. (A) Location of the Vernier Marsh within the Lower Seine Valley. (B) Location of the studied core SMV 2 within the Vernier Marsh, coastal barrier and distribution of alluvial and peaty marsh. (C) Oversimplified cross-section of the western Paris basin showing the location of surficial Quaternary deposits (Laignel, 2003). 122
- Figure 7-2: Description of the SMV2 core drilled in the SW part of the Vernier Marsh. Quartz and muscovite particles were observed through a magnifying glass. (Pt: Peat, Cl: Clay; St: Silt, Sd: Sand, Gr: Gravel) 124
- Figure 7-3: Carbonate content, grain-size distribution and clay mineral content of the Vernier Marsh sediment. (Pt: Peat.) 126
- Figure 7-4: Ternary plot of the clay mineral content (illite/smectite/kaolinite) of (a) the estuarine and continental materials (Laignel, 2003) and (b) the Vernier Marsh deposits. The estuarine material presents the greater proportion of illite, whereas the continental material presents the greater proportion of smectite and kaolinite. According to both plots, a loessic and an estuarine signatures are recorded in the Vernier Marsh deposits. 128
- Figure 7-5: Location of the Vernier Marsh sediments within the CM diagram of Passega. The samples of Unit 1, 2 and 3 were distinguished on this plot. White square stands for the unit 1 material, black one for the unit 2 material and grey one for the unit 3 material. 130
- Figure 7-6: Synthesis of the sedimentological data on the Vernier Marsh Holocene deposits 132
- Figure 7-7 : Sedimentary dynamics and depositional environments of the Vernier Marsh during the Holocene. 133
- Figure 8-1: Maps showing the location of the Vernier Marsh in the lower Seine Valley of France and a graphic log of the 20 m core described for this study. The bar chart reflects the lamina thicknesses of the laminated sediments studied. See text for discussion and Figure 7-2 for legends. 137
- Figure 8-2: Photographs of the studied sequence. Interval dominated by relatively thick laminae and thin laminae are noted. The clay laminae, which are in relief, appear as the light layers, whereas the silt laminae, which lie in depressions, appear as the darker layers. The enlarged photo, on which the organic matter present in the silt lamina may be distinguished as the black material, shows features described in the text. 139
- Figure 8-3 :Graphs representing the successive phases of the spectral analysis carried out here. Before the spectral analysis: (A) The bar chart represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. The line chart represents the calculated variance of the signal expressed in the thickness variation, where 10 organic-silt and clay couplets were considered at once. (B) The bar chart, on which the line indicates the trend identified, represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. The line chart beneath shows the trendless signal, on which the FFT was performed. Spectral analysis: (C) The bar chart represents the Fourier spectrum of the trendless signal, on which two periods at 16 and 32 were determined according to their amplitudes. (D) The bar char, on which the rebuilt signal that comprises both periods and the trend was superimposed, represents the thickness variation of the organic-silt and clay couplets. This rebuilt signal represents more than 80 % of the raw signal. The line chart beneath represents the remaining signal that corresponds to white noise. 141
- Figure 8-4 : Graphs showing (A) the Seine river flow near Honfleur (Seine estuary mouth, France) and (B) showing a nearly one year record (2002) of tide elevation. Note the seasonal increase in fluvial discharge from March-May. Also note the unequal amplitudes of spring tides associated with the anomalistic month
-

and the minimal diurnal inequality of the semidiurnal tides. HST: high-spring tide; LST: low-spring tide.

145

Figure 8-5 : Representation of each different spectral cycle observed in our deposit and the trend in regards to our hypotheses. In each graph, the x-axis indicates the expected variation in the lamina thickness (in mm) in respect to the considered processes and the y-axis represents the studied lamina number. In the first case, the rebuilt signal represents the spring tides of the synodic neap-spring cycle and the anomalistic month and probably reflects a part of the semiannual cycle. In the second case, the rebuilt signal represents the equinoxial tides and a gradual infilling, and perhaps contains a seasonal contribution of the Seine River. 146

Figure 9-1 : Localisation géographique de la Basse Vallée de Seine en bordure méridionale du NW de l'Europe, contexte hydrodynamique de l'estuaire de Seine et présentation du Marais Vernier. Les lettres A et B dans la présentation de la Basse Vallée de Seine indiquent l'emplacement respectif du Marais Vernier, en aval, et de Berville, en amont. 154

Figure 9-2 : Présentation du contexte géologique du Marais Vernier (a) et des campagnes de sondages réalisées dans ce dernier (b). Les cartes (c), (d) et (e) sont issues de la compilation des données de la campagne de sondages de 1943 (Direction des Mines, 1949) et des données du MNT de la région. Elles permettent de décrire, respectivement, l'épaisseur de la découverte, celle de la tourbe sommitale et l'altitude du toit des dépôts détritiques sous-jacents. La carte (f) est issue d'une synthèse des données de sondages profonds réalisés dans les années 1980 et 2000 (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a). Elle permet de définir l'extension géographique des surfaces d'érosion reconnues sous le remplissage (Frouin *et al.*, 2007a). 155

Figure 9-3 : Localisation, description lithologique et datations de sondages réalisés lors des campagnes de 1980 et 2000 décrivant un transect occidental et un transect oriental et l'interprétation de l'épaisseur du remplissage et de la paléotopographie associée (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin *et al.*, 2007a). 158

Figure 9-4 : Localisation, description lithologique et datations des autres sondages réalisés lors des campagnes de 1980 et 2000, notamment ceux à proximité de la digue des Hollandais. 160

Figure 9-5 : Synthèse des informations acquises sur la dynamique sédimentaire holocène du Marais Vernier. d'après des données antérieures (Frouin *et al.*, 2006 et 2007b) et nouvelles. Ces informations permettent de définir l'origine du matériel sédimentaire (minéralogie des argiles – A - et géochimie élémentaire – B) et les conditions hydrodynamiques (granulométrie : C, données Marais Vernier ; D, données Basse Vallée de Seine de Deloffre, 2005 et C. Dubrulle, en cours). POC et DOC, dans le graphe C/N, correspondent respectivement à la matière organique particulaire et dissoute. 163

Figure 9-6 : Associations polliniques reflétant et caractérisant les environnements de dépôt des carottes SMV1 et SMV2, d'après Sebag, 2002. Les palynozones sont issues de précédents travaux (Huault, 1980; Huault et Lefebvre, 1983a). VI : Boréal ; VIIa : Atlantique ; VIIb : Subboréal ; VIII : Subatlantique. 165

Figure 9-7 : Illustration des différents faciès rencontrés dans les sondages et carottes du marais tourbeux. 170

Figure 9-8 : Représentation schématique de l'évolution du remplissage sédimentaire du Marais Vernier au cours de l'Holocène et l'influence relative des forçages mis en évidence pour cette même période. 172

Figure 10-1: Présentation de la Basse Vallée de Seine replacée dans le contexte du NW de l'Europe. A la fonte des calottes Feno-scandinave et Britannique, le rebond glacio-isostatique induit a provoqué une

accélération de la remontée du niveau marin, comme sur les côtes belges (Baeteman <i>et al.</i> , 1999), hollandaises ou allemandes (Shennan, 1987). La Basse Vallée de Seine, en position méridionale dans le NW de l'Europe présente un prisme sédimentaire estuarien (Baie de Seine Sud Orientale : VK12, VK16, VK17 ; Embouchure : VK52, VK43 et VK68) et un réseau de zones humides (Marais Vernier : SMV1 et SMV2 ; Mailleraye sur Seine : SML1 et SML2 ; Heurteauville : STH1 ; Anneville : CSP1, CSP2, CSP3 et BLP2).	180
Figure 10-2 : Baie de Seine Sud-Orientale: présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Garnaud, 2003; Garnaud <i>et al.</i> , 2003) à partir desquelles des unités et l'évolution du remplissage ont été décrites.	182
Figure 10-3 : Embouchure de Seine : présentation de données sismiques, lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Delsinne, 2005) à partir desquelles les unités, des surfaces (Es) et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques <i>cf.</i> Figure 10-2).	184
Figure 10-4 : Marais Vernier : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, 1983a; Frouin <i>et al.</i> , 2007a; Frouin <i>et al.</i> , 2007b) à partir desquelles des unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques <i>cf.</i> Figure 10-2).	186
Figure 10-5 : Mailleraye-sur-Seine : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, 1983b) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques <i>cf.</i> Figure 10-2).	189
Figure 10-6 : Heurteauville : présentation de données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault, 1986 et 1988) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites (légendes lithologiques <i>cf.</i> Figure 10-2).	191
Figure 10-7 : Anneville : présentation des données lithologiques et chronologiques acquises sur la zone (Huault et Lefebvre, travaux non publiés ; Sebag, 2002) à partir desquelles les unités et l'évolution du remplissage ont été décrites. (légendes lithologiques <i>cf.</i> Figure 10-2).	193
Figure 10-8 : Synthèse des différentes unités mises en évidence pour chaque géosystème étudié. Ces unités sont comparées entre elles afin de mettre en évidence l'évolution de la Basse Vallée de Seine. Les plus anciens enregistrements holocènes sont observés dans les géosystèmes en aval du Marais Vernier. A partir de l'Holocène tous les géosystèmes indiquent une influence de la remontée du niveau marin avec l'inondation générale du système. L'embouchure et la Baie de Seine Sud-Orientale présentent après l'inondation générale une sédimentation de domaine ouvert caractérisée par la dynamique tidale. Les géosystèmes en amont du Marais Vernier sont localement perturbés par cette dynamique tidale, avec la mise en place de chenaux de marée, mais sont en règle générale dominés par une sédimentation autochtone (tourbe et/ou diatomite).	196
Figure 10-9 : Reconstruction de l'évolution de la courbe du niveau marin, d'après toutes les datations obtenues en Basse Vallée de Seine depuis environ 40 ans. Seules les datations réalisées sur des tourbes basales, dont l'altitude de la base n'est pas affectée par des phénomènes de compaction, ont été considérées pour définir la vitesse de remontée du niveau marin : de l'ordre de 5,3 mm.an ⁻¹ avant 5000 ans cal BC ; entre 5000 – 4000 ans cal BC s'amorce un ralentissement de la remontée du niveau marin avec une vitesse inférieure à 1,8 mm.an ⁻¹ .	198

Figure 10-10 : Description synthétique de l'évolution sédimentaire de chaque géosystème (a et b). E et F représentent respectivement les environnements estuarien et fluvial. Les petites flèches sur les logs indiquent le début des influences de la remontée du niveau marin sur le milieu. 201

Figure 10-11 : Principaux facteurs de contrôle globaux (remontée du niveau marin, climat et marée) et locaux (paléotopographie et activités humaines, par exemple) mis en évidence pour la Basse Vallée de Seine et leur influence au cours du temps, celle-ci étant comparée avec des enregistrements du NW de l'Europe. 204

ANNEXE :

**Tableau synthétique regroupant toutes les datations
obtenues pour l'estuaire de Seine depuis les années 1960**

Les âges ont été calibrés en années BP (avant 1950, évolution à long-terme) et en années B.C. (-) / A.D. (+ ; référence au calendrier historique). Les datations réalisées sur des coquilles sont indiquées dans le tableau ci-dessous, néanmoins certaines dates ne sont pas calibrées du fait de l'absence d'informations sur le milieu de vie de ces coquilles.

Les datations non calibrées ne sont d'ailleurs pas utilisées pour reconstruire la courbe du niveau marin présentée dans la partie 5. Les astérisques sur les codes laboratoire indiquent les tourbes basales.

Code laboratoire	Nom du sondage	Type de matériel	Profondeurs (m NGF)	Age yr ¹⁴ C	Age calibré yr Cal BP (2σ)	Age calibré yr Cal BC (2σ)	Auteurs
MARAIS VERNIER							
Poz-6700	SMV2	Matière organique	-4,2	5250 ± 35	6180 / 5920	-4230 / -3970	Ce travail
Poz-6699	SMV2	Matière organique	-3,2	5745 ± 35	6650 / 6440	-4700 / -4490	Ce travail
Poz-14753	C1 c	Tourbe	2,7	2835 ± 30	3080 / 2850	-1130 / -900	Ce travail
Poz-14855	C1 d	Tourbe	1,4	4490 ± 40	5300 / 4980	-3350 / -3030	Ce travail
Pa2414	C1 e	Matière organique	-4,2	5195 ± 70	6180 / 5750	-4230 / -3800	Ce travail
Pa2401	T2 o	Tourbe	0,2	4620 ± 55	5600 / 5050	-3650 / -3100	Ce travail
Pa2416	T2 p	Tourbe	-6,3	6680 ± 95	7690 / 7420	-5740 / -5470	Ce travail
Pa2420	T3 j	Tourbe	-0,1	4070 ± 40	4810 / 4420	-2860 / -2470	Ce travail
Pa2378	T3 k	Tourbe	-3	4715 ± 41	5590 / 5320	-3640 / -3370	Ce travail
Poz-14754	T3 l	Tourbe	-4,5	6170 ± 40	7230 / 6940	-5280 / -4990	Ce travail
Poz-14755	T3 m	Tourbe	-8,6	7100 ± 40	8010 / 7790	-6060 / -5840	Ce travail
Pa2386	T3 n	Tourbe	-12,5	7730 ± 50	8600 / 8410	-6650 / -6460	Ce travail
Pa2380	T4 i	Tourbe	-4,1	5535 ± 50	6440 / 6200	-4490 / -4250	Ce travail
Pa2373 *	T6 f	Tourbe	-0,8	4910 ± 40	5730 / 5590	-3780 / -3640	Ce travail
Pa2415 *	T7 g	Tourbe	-2,5	5690 ± 65	6440 / 6310	-4690 / -4360	Ce travail
Pa2374 *	T8 h	Tourbe	-4,3	6435 ± 65	7470 / 7240	-5520 / -5290	Ce travail
Pa2385	T11 t	Tourbe	-3,2	5605 ± 35	6450 / 6300	-4500 / -4350	Ce travail
Pa2421	T11 u	Tourbe	-7,4	6900 ± 35	7800 / 7660	-5850 / -5710	Ce travail
Pa2381	T13 v	Tourbe	-3,3	5230 ± 85	6300 / 5750	-4350 / -3800	Ce travail

Pa2403	T14 s	Tourbe	-4,1	5120 ± 65	6000 / 5650	-4050 / -3700	Ce travail
Pa2418	T16 a	Tourbe	1,3	3670 ± 50	4150 / 3840	-2200 / -1890	Ce travail
Pa2383 *	T16 b	Tourbe	-8,4	7375 ± 65	8350 / 8020	-6400 / -6070	Ce travail
Pa2382	T17 q	Tourbe	-2,9	6130 ± 88	7250 / 6790	-5300 / -4840	Ce travail
Pa2402 *	T17 r	Tourbe	-11,4	7610 ± 70	8560 / 8210	-6610 / -6260	Ce travail
3460 *	SMV2	Tourbe	-12,1	7630 ± 160	9000 / 8000	-7050 / -6050	Huault et Lefebvre, 1983a
3568	SMV2	Tourbe	0,7	3900 ± 200	4850 / 3650	-2900 / -1700	Huault et Lefebvre, 1983a
3538	SMV2	Tourbe	-5	5500 ± 200	6750 / 5750	-4800 / -3800	Huault et Lefebvre, 1983a
3495	SMV2	Tourbe	-6,2	6105 ± 100	7250 / 6700	-5300 / -4750	Huault et Lefebvre, 1983a
	SMV2	Tourbe	-8,5	6555 ± 100	7620 / 7260	-5670 / -5310	Huault et Lefebvre, 1983a
3146	SMV1	Tourbe	-5,3	5445 ± 120	6450 / 5900	-4500 / -3950	Huault, 1980
3375	SMV1	Tourbe	-0,9	3900 ± 120	4850 / 3900	-2900 / -1950	Huault, 1980
3151 *	SMV1	Tourbe	-5,9	6090 ± 120	7250 / 6650	-5300 / -4700	Huault, 1980
3166	SMV1	Tourbe	-4,5	4280 ± 250	5650 / 4150	-3700 / -2200	Huault, 1980

BAIE DE SEINE

	Asnelles	Argile tourbeuse	2,4	600 ± 95	730 / 480	1220 / 1470	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Argile tourbeuse	2,6	710 ± 95	900 / 520	1050 / 1430	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe saumâtre	2,1	2700 ± 100	3150 / 2450	-1200 / -500	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe saumâtre	1,9	3400 ± 130	4000 / 3350	-2050 / -1400	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	1,8	3950 ± 140	4850 / 3950	-2900 / -2000	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	1,6	5650 ± 150	6800 / 6000	-4850 / -4050	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	0,1	5680 ± 250	7250 / 5850	-5300 / -3900	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Argile tourbeuse	-0,5	7000 ± 170	8200 / 7500	-6250 / -5550	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	1,4	7450 ± 170	8600 / 7950	-6650 / -6000	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	-0,8	8320 ± 200	9750 / 8550	-7800 / -6600	Larsonneur, 1969

	Asnelles	Tourbe d'eau douce	0,8	8600 ± 200	10250 / 9300	-8300 / -7100	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Argile tourbeuse	1,2	8700 ± 200	10250 / 9300	-8300 / -7350	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Argile tourbeuse	-1,2	8710 ± 350	10750 / 8750	-8800 / -6800	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Tourbe d'eau douce	-1,4	10100 ± 230	12650 / 11050	-10700 / -9100	Larsonneur, 1969
	Asnelles	Argile	-1,7	11450 ± 270	13850 / 12850	-11900 / -10900	Larsonneur, 1969
Gif1019 *	12km W du Havre	Tourbe eau douce	-27	8130 ± 190	9500 / 8550	-7750 / -6600	Larsonneur, 1971
Gif1238 *	28km W du Havre	Tourbe eau douce	-31	8850 ± 200	10450 / 9450	-8500 / -7500	Larsonneur, 1971
	Vk12	Tourbe	-7,1	7990 ± 40	9010 / 8650	-7060 / -6700	Garnaud, 2003
	Vk12	Coquilles marines	-4,9	4010 ± 100	4300 / 3700	-2350 / -1750	Garnaud, 2003
	Vk12	Coquilles marines	-3,7	1260 ± 60	920 / 680	1030 / 1270	Garnaud, 2003
	Vk17	Coquilles marines	-18	6360 ± 110	7150 / 6550	-5200 / -4600	Garnaud, 2003
	Vk17	Tourbe	-18,2	9250 ± 100	10690 / 10210	-8740 / -8260	Garnaud, 2003
	Vk17	Tourbe	-20	9070 ± 90	10500 / 9900	-8550 / -7950	Garnaud, 2003
	2188	Coquilles marines	-7	6530 ± 100	7250 / 6780	-5300 / -4830	Garnaud, 2003
	Vk16	Coquilles marines	-11,4	6820 ± 100	7520 / 7150	-5570 / -5200	Garnaud, 2003
	Vk13	Bois	-13	8680 ± 120	10200 / 9450	-8250 / -7500	Garnaud, 2003
*	2678	Tourbe	-10,4	8870 ± 100	10250 / 9600	-8300 / -7650	Garnaud, 2003
ESTUAIRE DE SEINE							
	Face à Honfleur	Coquilles dans cailloutis	-14	2615 ± 230			Lefebvre <i>et al.</i> , 1974
	Face à Honfleur	Coquilles dans sable grossier	-12,5	3150 ± 75			Lefebvre <i>et al.</i> , 1974
	Vk30	Coquilles marines	-9,1	930 ± 30	590 / 480	1360 / 1470	Delsinne, 2005
	Vk36	Coquilles marines	-11,1	2040 ± 40	1700 / 1510	250 / 440	Delsinne, 2005
	Vk37	Coquilles marines	-10,3	2880 ± 30	2740 / 2540	-790 / -590	Delsinne, 2005
	Vk37	Coquilles marines	-10,9	3470 ± 35	3430 / 3260	-1480 / -1310	Delsinne, 2005
	Vk37	Coquilles marines	-12,3	3090 ± 35	2940 / 2760	-990 / -810	Delsinne, 2005

	Vk39	Coquilles marines	-10	1520 ± 30	1150 / 980	800 / 970	Delsinne, 2005
	Vk43	Coquilles marines	-10,8	605 ± 30	300 / 140	1650 / 1810	Delsinne, 2005
*	Vk52	Tourbe	-18,4	8020 ± 50	9030 / 8650	-7080 / -6700	Delsinne, 2005
	Vk52	Coquilles marines	-20,6	8570 ± 40	9600 / 8850	-7650 / -6900	Delsinne, 2005
	Vk57	Coquilles marines	-7,2	830 ± 30	510 / 425	1440 / 1525	Delsinne, 2005
	Vk68	Coquilles marines	-12,8	2770 ± 30	2650 / 2350	-700 / -400	Delsinne, 2005
	Vk69	Coquilles marines	-12,2	970 ± 30	620 / 510	1330 : 1440	Delsinne, 2005
	Vk27	Coquilles marines	-18,3	6470 ± 130	7250 / 6650	-5300 / -4700	Delsinne, 2005

LE HAVRE

	Nouvelle écluse	Coquilles de Cardium	-12,4	2250 ± 100			Ters, 1971
Gif1406	Nouvelle écluse	Tourbe eau douce	-17,5	7820 ± 170	9150 / 8300	-7200 / -6350	Ters, 1971
Gif1403	Nouvelle écluse	Tourbe eau douce	-20,5	8050 ± 170	9450 / 8500	-7500 / -6550	Ters, 1971
Gif1402 *	Nouvelle écluse	Tourbe eau douce	-21,8	8470 ± 170	9950 / 8950	-8000 / -7000	Ters, 1971
*	Nouvelle écluse	Tourbe	-27	9600 ± 300	12050 / 10150	-10100 / -8200	Michel 1968
	Hôtel ville Nord	Tourbe	0,4	2710 ± 80	3100 / 2700	-1150 / -750	Breton <i>et al.</i> , 1991
	Hôtel ville Nord	Tourbe	-0,4	4070 ± 80	4830 / 4400	-2880 / -2450	Breton <i>et al.</i> , 1991
	Hôtel ville Sud	Tourbe	0,4	2800 ± 107	3220 / 2740	-1270 / -790	Breton <i>et al.</i> , 1991
	Hôtel ville Sud	Tourbe	-0,6	4400 ± 204	5650 / 4350	-3700 / -2400	Breton <i>et al.</i> , 1991
*	Hôtel ville Sud	Tourbe	-1,4	5250 ± 80	6300 / 5750	-4350 / -3800	Breton <i>et al.</i> , 1991
	Place Gambetta	Tourbe saumâtre	-2,2	4304 ± 90	5300 / 4550	-3350 / -2600	Breton <i>et al.</i> , 1991
*	Place Gambetta	Tourbe saumâtre	-3,1	5360 ± 100	6310 / 5920	-4360 / -3970	Breton <i>et al.</i> , 1991

VALLEE DE LA LEZARDE

2801		Tourbe	-5,4	5370 ± 300	6950 / 5450	-5000 / -3500	Huault, 1977
2802		Tourbe	-5,5	5740 ± 150	6650 / 5900	-4700 / -3950	Huault, 1977
2815		Tourbe	-7	10110 ± 200	12650 / 11150	-10700 / -9200	Huault, 1977

TANCARVILLE								
		Coquilles dans cailloutis	-11	6340 ± 100		Huault et Lefebvre, 1974		
		Tourbe saumâtre	-14,6	7270 ± 140	8400 / 7800	-6450 / -5850	Huault et Lefebvre, 1974	
		Argile tourbeuse saumâtre	-16,5	7680 ± 150	9000 / 8150	-7050 / -6200	Huault et Lefebvre, 1974	
	31b	Tourbe eau douce	-8,7	6145 ± 50	7210 / 6800	-5260 / -4850	Huault et Lefebvre, 1974	
	31b	Argile tourbeuse	-10,6	7400 ± 80	8380 / 8020	-6430 / -6070	Huault et Lefebvre, 1974	
	*	31b	Tourbe eau douce	-14,7	7640 ± 60	8590 / 8340	-6640 / -6390	Huault et Lefebvre, 1974
QUILLEBEUF								
	3a	Tourbe saumâtre	-12,4	7780 ± 150	9050 / 8300	-7100 / -6350	Huault et Lefebvre, 1974	
TOURBIERE DES AULNES								
2849		Tourbe	3	3620 ± 400	5050 / 2850	-3100 / -900	Huault, 1979	
2863 *		Tourbe	1,5	4600 ± 200	5750 / 4650	-3800 / -2700	Huault, 1979	
MAILLERAYE – SUR – SEINE								
	C1	Tourbe	0,8	3675 ± 60	4160 / 3830	-2210 / -1880	Huault et Lefebvre, 1983b	
	C1	Diatomite, fraction carbonatée	-4	6840 ± 250	8200 / 7250	-6250 / -5300	Huault et Lefebvre, 1983b	
	C1	Diatomite, fraction organique	-4	5050 ± 1250	8450 / 2450	-6500 / -500	Huault et Lefebvre, 1983b	
	C1	Diatomite	-7	7220 ± 175	8400 / 7650	-6450 / -5700	Huault et Lefebvre, 1983b	
HEURTEAUVILLE								
	STH1	Tourbe	-1	3130 ± 70	3480 / 3160	-1530 / -1210	Huault, 1986	
	STH1	Tourbe	-2,5	4390 ± 90	5300 / 4830	-3350 / -2880	Huault, 1986	
	STH1	Tourbe	-2,9	4315 ± 170	5450 / 4350	-3500 / -2400	Huault, 1986	
	*	STH1	Tourbe	-9,2	6570 ± 250	7950 / 6750	-6000 / -4800	Huault, 1986
BERVILLE								
Pa1893	BLP2	Tourbe	3,53	1060 ± 100	1230 / 730	720 / 1220	Sebag, 2002	
Pa1895	BLP2	Tourbe	2,65	2660 ± 125	3100 / 2350	-1150 / -400	Sebag, 2002	

Pa2019	BLP2	Tourbe	1,83	3850 ± 50	4420 / 4090	-2470 / -2140	Sebag, 2002
Pa2018	BLP2	Tourbe	1,23	4100 ± 50	4830 / 4440	-2880 / -2490	Sebag, 2002
Pa2011	BLP2	Tourbe	0,83	4395 ± 80	5290 / 4830	-3340 / -2880	Sebag, 2002
Pa2006	BLP2	Tourbe	0,23	5105 ± 60	5990 / 5710	-4040 / -3760	Sebag, 2002
Pa1891 *	BLP2	Tourbe	-0,25	6175 ± 100	7300 / 6750	-5350 / -4800	Sebag, 2002

BIBLIOGRAPHIE

A

- Alduc, D., Auffret, J. P., Carpentier, G., Lautridou, J. P., Lefebvre, D. et Porcher, M., 1979. Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 16: 27-34.
- Allard, D. et collaborateurs, 2001. Tracéologie des industries lithiques néolithiques, Rapport de PCR, SRA Haute-Normandie, Rouen.
- Allen, J. R. L., 1990. Salt-marsh growth and stratification: A numerical model with special reference to the Severn Estuary, southwest Britain. *Marine Geology*, 95(2): 77-96.
- Allen, J. R. L., 1991. Fine sediment and its sources, Severn Estuary and inner Bristol Channel, southwest Britain. *Sedimentary Geology*, 75(1-2): 57-65.
- Allen, J. R. L., 1995. Salt-marsh growth and fluctuating sea level: implications of a simulation model for Flandrian coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves. *Sedimentary Geology*, 100(1-4): 21-45.
- Allen, J. R. L., 1999. Geological impacts on coastal wetland landscapes: some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *The Holocene*, 9: 1-12.
- Allen, J. R. L., 2000a. Late Flandrian (Holocene) tidal palaeochannels, Gwent Levels (Severn Estuary), SW Britain: character, evolution and relation to shore. *Marine Geology*, 162(2-4): 353-380.
- Allen, J. R. L., 2000b. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1155-1231.
- Allen, J. R. L. et Duffy, M. J., 1998. Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn Estuary, SW Britain: the role of wind and tide. *Marine Geology*, 150(1-4): 1-27.
- Alonzo-Azcarate, J., Rodas, M., Barrenechea, J. F. et Mas, J. R., 2005. Clay minerals as provenance indicators in continental lacustrine sequences: the Leza Formation, early Cretaceous, Cameros Basin, northern Spain. *Clay minerals*, 40(1): 79-92.
- Alvarez, A., Bertrand, A. M. et Frogner, I., 1986. Influence de la mer sur le système hydraulique du Marais Vernier (Eure). Université Paris VII.
- Ameghino, 1881. Le quaternaire de Chelles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(9): 242-257.
- Amorosi, A., Centineo, M. C., Dinelli, E., Lucchini, F. et Tateo, F., 2002. Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. *Sedimentary Geology*, 151(3-4): 273-292.
- Andrews, J. E., Boomer, I., Bailiff, I., Balson, P., Bristow, C., Chroston, P. N., Funnell, B. M., Harwood, G. M., Jones, R., Maher, B. A. et Shimmield, G. B., 2000. Sedimentary evolution of the north Norfolk barrier coastline in the context of Holocene sea-level change. In: Shennan, I. et Andrews, J. (Editors), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*. Geological Society, London, pp. 197-217.
- Antoine, P., 1994. The Somme Valley terrace system (Northern France): a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. *Terra Nova*, 6: 453-464.
- Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P. L., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P. et Ozouf, J.-C., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4): 227-243.
- Antoine, P., Lautridou, J. P. et Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33: 183-207.
- Archer, A. W., 1996. Reliability of lunar orbital periods extracted from ancient cyclic tidal rhythmites. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4): 1-10.

-
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M. et Tribouvillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15(3): 420-428.
- Auffret, J.-P. et Ozouville, L., 1986. Cartographie du prisme sédimentaire holocène en Baie de Seine Orientale par sismique réflexion à haute résolution, La baie de Seine (GRECO-MANCHE). IFREMER, Université de Caen, pp. 109-116.
- Auffret, J. P., Alduc, D., Larsonneur, C. et Smith, A. J., 1980. Cartographie du paléoréseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Ann. Inst. Oceanogr.*, Paris, 56: 21-35.
- Auffret, J. P., Horn, R., Larsonneur, C., Curry, D. et Smith, A. J., 1982. La Manche orientale, carte des paleovallees et des bancs sableux. BRGM edit.
- Avoine, J., 1981. L'estuaire de la Seine: sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse 3e cycle, Université de Caen, 236 pp.

B

- Baeteman, C., 2005. How subsoil morphology and erodibility influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: case studies from the Belgian coastal lowlands. *Quaternary Science Reviews*, 24(18-19): 2146-2162.
- Baeteman, C., Beets, D. J. et Strydonck, M. V., 1999. Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Quaternary International*, 56(1): 3-13.
- Baeteman, C. et Gehrels, R., 2005. Preface. *Quaternary International*, 133-134: 1-6.
- Baeteman, C., Scott, D. B. et Van Strydonck, M., 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6): 547-559.
- Beck, J. W., Richards, D. A., Edwards, R. L., Silverman, B. W., Smart, P. L., Donahue, D. J., Herrera-Osterheld, S., Burr, G. S., Calsoyas, L., Jull, A. J. T. et Biddulph, D., 2001. Extremely large variations of atmospheric ¹⁴C concentration during the last glacial period. *Science*, 292: 2453-2458.
- Beets, D. J., De Groot, T. A. M. et Davies, H. A., 2003. Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millenia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology*, 158: 117-144.
- Beets, D. J. et van der Spek, A. J. F., 2000. The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Geologie en Mijnbouw*, 79(1): 3-16.
- Beets, D. J., van der Valk, L. et Stive, M. J. F., 1992. Holocene evolution of the coast of Holland. *Marine Geology*, 103(1-3): 423-443.
- Behre, K.-E., 2004. Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany. *Quaternary International*, 112(1): 37-53.
- Belgrand, E., 1869. Histoire générale de Paris. La Seine. I Le Bassin Parisien aux âges anté-historiques.
- Belknap, D. F. et Kraft, J. C., 1981. Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf. *Marine Geology*, 42(1-4): 429-442.
- Belknap, D. F. et Kraft, J. C., 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier system. *Marine Geology*, 63(1-4): 235-262.
- Bennett, K. D. et Fuller, J. L., 2002. Determining the age of the mid-Holocene *Tsuga cana densis* (hemlock) decline, eastern North America. *The Holocene*, 12(4): 421-429.
- Benoit, P. et Grisoni, J. M., 1995. Tectonique rissienne et fini-würmienne/holocène dans la basse terrasse alluviale (5-10 m du Riss) de la rivière Aube (Longueville-sur-Aube, sud-est du Bassin parisien, France). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 32(2): 7-11.

-
- Berglund, B. E., 2003. Human impact and climate changes - synchronous events and a causal link? *Quaternary International*, 105(1): 7-12.
- Bernard, V., 1997. Etude dendrochronologique - chantier du métrobus de Rouen, Rapport d'étude, SRA Haute-Normandie, Rouen.
- Bernard, V., 1998. L'homme, le Bois et la Forêt dans la France du Nord entre le mésolithique et le haut Moyen âge. *International Séries*, 733, BAR, 190 pp.
- Beyens, L. et Denys, L., 1982. Problems in diatom analysis of deposits: allochthonous valves and fragmentation. *Geologie en Mijnbouw*, 61: 159-162.
- Billard, C., Arbogast, R. M., Valentin, F., Barriol, V. et Querre, G., 2001. La sépulture mésolithique de Val-de-Reuil "les Varennes". *Bulletin de la Société Préhistorique de France*, 98(1): 25-52.
- Billard, C., Blanchet, J. C. et Talon, M., 1994. Origine et composantes de l'Age du Bronze ancien dans le Nord-Ouest de la France, Actes du 117ème Congr. Nat. Soc. Hist. Scient.: "Pré- et Protohistoire, Clermont-ferrand, 1992".
- Blaauw, M., Heuvelink, G. B. M., Mauquoy, D., van der Plicht, J. et van Geel, B., 2003. A numerical approach to 14C wiggle-match dating of organic deposits: best fits and confidence intervals. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1485-1500.
- Blaauw, M., van Geel, B., Mauquoy, D. et van der Plicht, J., 2004a. Carbon-14 wiggle-match dating of peat deposits: advantages and limitations. *Journal of Quaternary Science*, 19(2): 177-181.
- Blaauw, M., van Geel, B. et van der Plicht, J., 2004b. Solar forcing of climatic change during the mid-Holocene: indications from raised bogs in The Netherlands. *The Holocene*, 14(1): 35-44.
- Blanc-Valleron, M. M. et Thiry, M., 1993. Minéraux argileux, paléaltération, paléopaysages et séquence climatique : exemple du Paléogène continental en France. In: Paquet, H. et Clauer, N. (Editors), *Sédimentologie et Géochimie de la Surface*, Colloque à la Mémoire de G. Millot, Académie des Sciences, Paris, pp. 199-216.
- Blancquaert, G., Rougier, R. et Desfosses, Y., 1996. Les gisements protohistoriques sur le tracé autoroutier A29. SRA Haute-Normandie, Rouen, 21 pp.
- Blum, M. D. et Aslan, A., 2006. Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast. *Sedimentary Geology*, 190: 177-211.
- Blum, M. D. et Tornqvist, T. E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(1): 2-48.
- Boenigk, W. et Frechen, M., 2006. The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. *Quaternary Science Reviews*, 25(5-6): 550-574.
- Boomer, I. et Horton, B. P., 2006. Holocene relative sea-level movements along the North Norfolk Coast, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(1-2): 32-51.
- Breton, G., Cousin, R., Huault, M. F., Lechevalier, C. et Lefebvre, D., 1991. Les sédiments quaternaires du quartier de l'hotel de ville, au Havre: séquences marines pré-émiennne, émiennne et holocène de l'estuaire de la Seine. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*, 78(4): 15-63.
- Brew, D. S., Holt, T., Pye, K. et Newsham, R., 2000. Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Fenland embayment, eastern England. In: Shennan, I. et Andrews, J. (Editors), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*. Geological Society, London, pp. 197-217.
- Bridault, A., 1990. Acquigny et la faune mésolithique. In: Fosse, G., Ropars, A. et Habasque, G. (Editors), *Derniers chasseurs, premiers agriculteurs*. Actes du Muséum de Rouen, pp. 66-69.
- Bridgland, D. R., 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1293-1303.
- Briffa, K. R., 2000. Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5): 87-105.
- Brindley, G. W. et Brown, G., 1980. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical society, London, 495 pp.
-

-
- Bronk Ramsey, C., 1995. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the Oxcal Program. *Radiocarbon*, 37(2): 425-430.
- Bronk Ramsey, C., 2000. OxCal Program v3.5. University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.
- Bronk Ramsey, C., van der Plicht, J. et Weninger, B., 2001. Wiggle matching radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 43(2A): 381-389.

C

- Carter, R. M., 1998. Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 122(1-4): 23-36.
- Cavelier, C., 1980. Miocène-Pliocène. Extension et faciès. In: Megnien, C. (Editor), *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. Mémoire du B.R.G.M.
- Cavelier, C., Ciozier, L., Debrand-Passard, S., Fleury, R., Pomerol, C. et Tourenq, J., 1995. Les écoulements fluviaux issus du Massif Central dans le Bassin parisien, tributaires de l'Atlantique et de la Manche au Néogène-Pléistocène : relations avec la tectonique. *Géologie de la France*. BRGM.
- Cavelier, C. et Médioni, R., 1980. Carte géologique de Rouen à 1/250000 et notice explicative. BRGM, Orléans.
- Cazes, M., Mascle, A. et Bois, C., 1988. Principales acquisitions scientifiques ou d'intérêt industriel, Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil Nord de la France. Technip, pp. 223-249.
- Chague-Goff, C., Nichol, S. L., Jenkinson, A. V. et Heijnis, H., 2000. Signatures of natural catastrophic events and anthropogenic impact in an estuarine environment, New Zealand. *Marine Geology*, 167(3-4): 285-301.
- Chambers, F. M., Mauquoy, D., Brain, S. A., Blaauw, M. et Daniell, J. R. G., 2007. Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4): 439-444.
- Chancerel, A., 1980. Etude géomorphologique de 2 méandres de la Seine: méandre d'Anneville et méandre de Jumièges, Université de Paris VII, 186 pp.
- Chancerel, A., 1985. Le val de Seine d'Elbeuf à Caudebec-en Caux. Evolution morphologique. Thèse de 3e cycle, Université de Paris VII, 326 pp.
- Chancerel, A., 1986. Le système des nappes alluviales de la Seine en aval de Rouen. *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS, Caen*: 73-82.
- Chancerel, A. et Paulet-Locard, M., 1991. Le Mésolithique en Normandie: état des recherches, Actes du 113ème Congrès National des Sociétés Savantes: "Mésolithique et néolithisation en France et dans les pays limitrophes, Strasbourg, 5-9 Avril 1988". CTHS, Paris, pp. 213-229.
- Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M. F., Beck, C. et Deconinck, J. F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*, 12(2): 177-185.
- Chaput, E., 1924. Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine entre la Manche et Montereau. *Bull. Serv. carte géol. de la France*, 153(27): 251-420.
- Chaput, E. et Briquet, A., 1931. Terrasses de la vallée de la Seine et de la Somme et littoral du Nord de la France, 3ème rapport de la commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes, Union Géographique Internationale, 175-196 pp.
- Chiu, T.-C., Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A. et Bloom, A. L., 2005. Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals. *Quaternary Science Reviews*, 24(16-17): 1797-1808.
- Cholley, A. et Firmin, H., 1945a. Conditions tectoniques du tracé de la Basse-Seine. *Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 220: 921-923.
- Cholley, A. et Firmin, H., 1945b. La vallée et les méandres de la Basse Seine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171-172: 70-75.
- Christen, J. A., Clymo, R. S. et Litton, C. D., 1995. A bayesian approach to the use of 14C dates in the estimations of the age of peat. *Radiocarbon*, 37(2): 431-442.

Cullen, H., D'arrigo, R. D., Cook, E. R. et Mann, M. E., 1999. Multiproxy-based reconstruction of the North Atlantic Oscillation over the past three century. *Paleoceanography*, 16(1): 27-39.

D

Damnati, B. et Taieb, M., 1995. Solar and ENSO signatures in laminated deposits from lake Magadi (Kenya) during the Pleistocene/Holocene transition. *Journal of African Earth Sciences*, 21(3): 373-382.

Davis, J. C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. Wiley and Sons, New York, 638 pp.

de Boer, P. L., Oost, A. P. et Visser, M. J., 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59(6): 912-921.

Defgne, A. et Munaut, A. V., 1996. Evolution de l'environnement végétal du Nord de la Gaule de la Tène à l'époque gallo-romaine. De la ferme indigène à la villa romaine. *RAP*, 11: 325-331.

Dellwig, O., Hinrichs, J., Hild, A. et Brumsack, H.-J., 2000. Changing sedimentation in tidal flat sediments of the southern North Sea from the Holocene to the present: a geochemical approach. *Journal of Sea Research*, 44(3-4): 195-208.

Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lessourd, S., Cundy, A., Verney, R., Taylor, J. et C., M., 2004. Comparison of sedimentary processes on three types of estuarine intertidal mudflats: The Seine, Medway and Authie estuaries., 38th Estuarine Coastal and Science Association meeting: Changes in land uses, consequences on estuaries and coastal zones, Rouen.

Deloffre, J., 2005. La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 230 pp.

Delsinne, N., 2005. Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. PhD thesis, Université de Caen, France, 179 pp.

Denys, L. et Baeteman, C., 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Marine Geology*, 124(1-4): 1-19.

De Ragueneil, A., Guiennet, A. et Masson, M., 1965. Inventaire des matériaux alluvionnaires de la Seine entre Norville et le Hode., Organisme technique régional des ponts et chaussées, Grand-Quevilly, 60 pp.

De Ragueneil, A., Masson, M., Evrard, H. et Vautrain, M., 1969. Agglomération rouennaise., Organisme technique régional des ponts et chaussées, Grand-Quevilly, 93 pp.

Dercourt, J., 1959. L'accident de Seine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1: 84-89.

Dewolf, Y., 1976. A propos des argiles à silex: essai de typologie. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, Paris, 25(4): 113-138.

Dietsch, M. F., 1995. Les stations du Mésolithique final de Falaise et Saint-Pierre-du-Bû (Calvados). *RAO*, 12: 5-20.

Direction des Mines, 1949. Les tourbières françaises. Deuxième partie - Résultats des prospections. Imprimerie Nationale, Paris, 634 pp.

Dubois, G. et Dubois, C., 1943. Données pollenanalytiques sur des tourbes du Marais Vernier et transgression flandrienne en Basse-Seine. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 10: 116.

Ducrocq, T., 1989. Le Mésolithique dans le Nord de la France. *RAP*, 3/4: 9-13.

Dumond, D. E. et Griffin, D. G., 2002. Measurements of the marine reservoir effect on radiocarbon ages in the Eastern Bering Sea. *Artic*, 55(1): 77-86.

E-F

Eiriksson, J., Larsen, G., Knudsen, K. L., Heinemeier, J. et Simonarson, L. A., 2004. Marine reservoir age variability and water mass distribution in the Iceland Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2247-2268.

-
- Elhai, H., 1959. Analyse pollinique de deux tourbières normandes. *Pollens et Spores*, 1(1): 59-76.
- Elhai, H., 1963. La Normandie entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique, Paris, 624 pp.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 341: 637-642.
- Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T. W., Bloom, A. L., Grootes, P. M. et Nadeau, M.-J., 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50 000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1781-1796.
- Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in the sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 5: 99-185.
- Ferguson, C. W., 1968. Bristlecone Pine: Science and Esthetics: A 7100-year tree-ring chronology aids scientists; old trees draw visitors to California mountains. *Science*, 159: 839-846.
- Fontugne, M., 1996. Progrès de la datation par le carbone 14. *Archéologia*, 323: 26-33.
- Fosse, G., Ropars, A. et Habasque, G., 1990. Derniers chasseurs, premiers agriculteurs, Actes du Muséum de Rouen, 111 pp.
- Frisia, S., Borsato, A., Preto, N. et McDermott, F., 2003. Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 6846: 1-14.
- Frouin, M., Durand, A., Sebag, D., Laignel, B., Debret, M., Ogier, S., Verrecchia, E., Lefebvre, D. et Huault, M. F., in prep. Sédimentation holocène dans une zone humide bordant l'estuaire de Seine (Marais Vernier, France) et facteurs de contrôle associés.
- Frouin, M., Sebag, D., Durand, A., Laignel, B., Saliège, J.-F., Mahler, B. J. et Fauchard, C., 2007a. Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise: the example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sedimentary Geology*, 200: 15-29.
- Frouin, M., Sebag, D., Laignel, B., Ogier, S. et Durand, A., 2007b. Sedimentological characterization and origin of the deposits in a Holocene marsh (Vernier Marsh, Seine Estuary, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1): 1-18.
- Frouin, M., Sebag, D., Laignel, B., Ogier, S. et Verrecchia, E. P., 2003. Holocene sea level variations and sedimentary record in northwestern Europe: Study of the depositional environments in a tidal wetland (Vernier Marsh, Normandy, France), 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija - September 17-19, 2003, Abstracts Book, Zagreb, pp. 59.
- Frouin, M., Sebag, D., Laignel, B., Ogier, S., Verrecchia, E. P. et Durand, A., 2004. Record of a tidal signature in the Seine estuary sediments. Example of the Vernier Marsh, Normandy, France., 6th Tidalites conference, Copenhagen, pp. 76-80.
- Frouin, M., Sebag, D., Laignel, B., Ogier, S., Verrecchia, E. P. et Durand, A., 2006. Tidal rhythmites of the Vernier Marsh, Seine estuary, France and their implications for relative sea-level. *Marine Geology*, 235(1-4): 165-175.
- Furon, R., 1952. Contribution à l'étude hydrogéologique de la Basse Seine (Marais Vernier). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 24(5): 496-498.

G

- Gacquerel, C., 1983. Les formations alluviales de Cléon et Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime): sédimentation et interprétation dans le cadre quaternaire de la Basse-Seine, Université de Rouen, 286 pp.
- Gacquerel, C., 1984. Tourville-Cléon: une formation alluviale saaliennne complexe. *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS, Caen*: 37-49.
- Garnaud, S., 2003. La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale: La baie de Seine sud-orientale (France), Université de Caen.
- Garnaud, S., Lesueur, P., Clet, M., Lesourd, S., Garlan, T., Lafite, R. et Brun-Cottan, J.-C., 2003. Holocene to modern fine-grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France). *Marine Geology*, 202(1-2): 33-54.

-
- Garnaud, S., Lesueur, P. et Garlan, T., 2005. Origin of sedimentary furrows associated with cohesive sediments in a shoreface setting (Bay of Seine, France). *Geo - Marine Letters*, 25(1): 34-42.
- Germaineau, J., 1968. Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Seine. Origine, déplacement et dépôts des sables. *Travaux de recherche et d'Etudes Océanographiques*, VIII(1-2): 1-63.
- Gibbard, P. L., Rose, J. et Bridgland, D. R., 1988. The History of the Great Northwest European Rivers During the Past Three Million Years. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 318(1191): 559-602.
- Godio, A., Sambuelli, L. et Socco, L. V., 2000. Electromagnetic survey for detection of archaeological remains in urban sites. *The Leading Edge*, 19(8): 850-854.
- Godwin, H., 1962. Half-life of radiocarbon. *Nature*, 195: 984.
- Gonzalez, V., 1997. L'environnement durant l'Antiquité dans le Pays de Caux, DESS de l'Université de Bourgogne.
- Goslar, T., Arnold, M., Tisnerat-Laborde, N., Hatte, C., Paterne, M. et Ralska-Jasiewiczowa, M., 2000a. Radiocarbon calibration by means of varves versus ^{14}C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gosciadz and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon*, 42: 335-348.
- Goslar, T., Hercman, H. et Pazdur, A., 2000b. Comparison of U-series and radiocarbon dates of speleothems. *Radiocarbon*, 42(3): 403-414.
- Goslar, T. et Madry, W., 1998. Using the bayesian method to study the precision of dating by wiggle-matching. *Radiocarbon*, 40(1): 551-560.
- Gourry, J. C., Vermeersh, F., Garcin, M. et Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the river Loire, France. *J. appl. geophys.*, 54: 35-49.
- Granja, H. M., 1998. Evidence for late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 77(3-4): 233-245.
- Guérin, R., Bendjoudi, H., Pinet, C., Lorenzati, S. et Garrigue, X., 1999. Mesures géophysiques appliquées à l'étude de l'hétérogénéité des matériaux d'une zone humide alluviale (Seine amont-Aube). *Pangea*, 31-32: 23-25.
- Guiennet, A., 1966. Inventaire des matériaux alluvionnaires de la Seine: méandre de Caudebec-en-Caux. *Organisme technique régional des ponts et chaussées, Grand-Quevilly*, 35 pp.
- Guézennec, L., Romana, L. A., Goujon, R. et Meyer, R., 1999. Programme scientifique Seine-Aval: Seine-Aval un estuaire et ses problèmes, 1. Ifremer, 29 pp.

H

- Harkness, D. D., 1983. The extent of the natural ^{14}C deficiency in the coastal environment of the United Kingdom. *PACT, J. Eur. Study Group Phys. Chem. Math. Tech. Appl. Archaeol.*, 8: 351-364.
- Hauchard, E., Laignel, B. et Delahaye, D., 2002. Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris sur l'analyse fractale de la morphologie des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. *Compte-rendus Geosciences*, 334: 295-302.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du Nord*, 12: 136.
- Hommeril, P., Martin, P. et Puissegur, J. J., 1974. Les nappes alluviales de la Seine à Cléon (près de Rouen) et leur intercalations saumâtres. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 40-41: 202-207.
- Hua, Q., Woodroffe, C. D., Barbetti, M., Smithers, S., U., Z. et Fink, D., 2004. Marine reservoir correction for the Cocos (Keeling) Islands, Indian Ocean. *Radiocarbon*, 46(2): 603-610.
- Huault, M. F., 1972. Analyse sporo-pollinique du postglaciaire de la vallée de la Seine entre Cléon et l'estuaire. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 3: 207-216.
- Huault, M. F., 1977. L'estuaire de la Seine et la vallée de la Lézarde durant les 8000 dernières années: Evolution de la végétation et variations du niveau marin d'après l'analyse pollinique. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 14(4): 35-42.

-
- Huault, M. F., 1979. Etude palynologique du remblaiement postglaciaire près de Lillebonne (Seine-Maritime). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 16(2): 15-20.
- Huault, M. F., 1980. Nouvelles recherches palynologiques sur le Marais Vernier. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1-2: 53-56.
- Huault, M. F., 1985. Apport des diatomées à la reconstitution des paléoenvironnements: l'exemple du Marais Vernier lors de la transgression flandrienne. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 4: 209-217.
- Huault, M. F., 1986. Etude palynologique d'un sondage dans le marais de la Harelle, Heurteauville (Seine-maritime). *Rev. Archéol. Ouest*, 3: 23-27.
- Huault, M. F., 1988. Le marais de la Harelle (Seine-Maritime): reconstitution des paléoenvironnements holocènes d'après l'étude des diatomées et des pollens. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 25(2): 15-20.
- Huault, M. F., 1989. Les diatomées holocènes de l'estuaire de la Seine au Havre (Seine-maritime). Essai de reconstitution de l'évolution du milieu durant le Subboréal et le Subatlantique. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1: 39-43.
- Huault, M. F. et Lefebvre, D., 1974. Le postglaciaire de la Basse-Seine: sédiments et chronostratigraphie. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 3-4: 253-256.
- Huault, M. F. et Lefebvre, D., 1983a. A mire environment during the Holocene: the Marais Vernier (France). *Quaternary Studies in Poland*, 4: 229-236.
- Huault, M. F. et Lefebvre, D., 1983b. Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine: La diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 4: 171-181.
- Huault, M. F., Lefebvre, D., Guyader, J., Giresse, P., Hommeril, P. et Larsonneur, C., 1975. Evolution of the estuary of the Seine since the last glaciation. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 279: 229-231.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C. et Turnbull, J., 2004a. 14C activity and global carbon cycle changes over the past 50 000 years. *Science*, 303(5655): 202-207.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C. E., 2004b. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0-26ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- HYDRATEC, 1998. Annexe 1: Géologie du Marais Vernier, Étude hydraulique et sédimentologique du Marais Vernier. Bilan et proposition d'aménagements et de travaux., pp. 1-21.

I-J-K

- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. et N.J., S., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta18O record. *Nature*, 385(801-804).
- Irion, G. et Zollmer, V., 1999. Clay mineral associations in fine-grained surface sediments of the North Sea. *Journal of Sea Research*, 41(1-2): 119-128.
- Itbirene, L., 2005. Relations entre le développement des réseaux karstiques et les contextes géomorphologique et structural en Haute Normandie, Mémoire de Master 2.
- Jauzein, A., 1971. Les agents de la morphogénèse, 1. les eaux courantes. *Travaux Laboratoires Géologie, Ecole Normale Supérieure*, 5 pp.
- Johnstone, E., Macklin, M. G. et Lewin, J., 2006. The development and application of a database of radiocarbon-dated Holocene fluvial deposits in Great Britain. *CATENA Past Hydrological Events Related to Understanding Global Change*, 66(1-2): 14-23.

-
- Jones, R. R. et Tanner, P. W. G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16(6): 793-802.
- Kalis, A. J., Merkt, J. et 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.
- Karlén, I., Olsson, I. U., Kållberg, P. et Killiççi, S., 1966. Absolute determination of the activity of two ¹⁴C dating standards. *Arkiv for Geofysik*, 6: 465-471.
- Keigwin, L. D. et Boyle, E. A., 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 97(4): 1343-1346.
- Kitagawa, H. et van der Plicht, J., 2000. Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11,900 cal B.P. from Lake Suigetsu laminated sediments. *Radiocarbon*, 42: 369-380.
- Knox, J. C., 1996. Fluvial systems since 20,000 yrs BP. In: Gregory, K. J., Starkel, L. et Baker, V. R. (Editors), *Global continental Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, New-York, pp. 87-108.
- Krog, H. et Tauber, H., 1974. C-14 chronology of Late- and Post-glacial marine deposits in North Jutland. In: Denmark, G. s. o. (Editor), *Yearbook, Årbog*, pp. 93-105.
- Kukla, G. et Cilek, V., 1996. Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Environmental Changes in the Tibetan Plateau and Surrounding Areas*, 120(1-2): 171-194.
- Kvale, E. P., Cutright, J., Bilodeau, D., A., A., Johnson, H. R. et Pickett, B., 1995. Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites. *Continental Shelf Research*, 15(15): 1921-1943.
- Kvale, E. P., Johnson, H. W., Sonett, C. P., Archer, A. W. et Zawistoski, A., 1999. Calculating lunar retreat rates using tidal rhythmites. *Journal of Sedimentary Research*, 69(6): 1154-1168.

L

- Lacombe, O. et Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'ouest du bassin de Paris. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, Science de la terre et des planètes*, 330: 793-798.
- Lafite, R. et Romaña, L.-A., 2001. A man-altered macrotidal estuary: The Seine estuary (France): Introduction to the special issue. *Estuaries*, 35: 939.
- Laignel, B., 1997. Les altérites à silex à l'ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats, Thèse de 3ème cycle, Université de Rouen et BRGM, Orléans, 219 pp.
- Laignel, B., 2003. Caractérisation et dynamique érosive des systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, Université de Rouen.
- Laignel, B., Dupuis, E., Rodet, J., Lacroix, M. et Masséi, N., 2004. An example of sedimentary filling in the chalk karst of the Western Paris Basin: Characterization, origins and hydrosedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2: 219-243.
- Laignel, B. et Meyer, R., 2000. Désilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(5): 569-576.
- Laignel, B., Quesnel, F. et Meyer, R., 1998a. Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 326: 467-472.
- Laignel, B., Quesnel, F. et Meyer, R., 2002. Classification and origin of the clay with flints of the Western Paris Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46(1): 69-91.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R. et Bourdillon, C., 1999. Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin. *International Journal of Earth Science*, 88: 467-474.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R. et Lebreton, P., 1998b. Les biefs à silex : dépôts périglaciaires de versant issus des altérites à silex de plateau du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(4): 605-612.

-
- Lamb, A. L., Wilson, G. P. et Leng, M. J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews: ISOTopes in PALaeoenvironmental reconstruction (ISOPAL)*, 75(1-4): 29-57.
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2): 1-22.
- Larsonneur, C., 1969. Etude de la partie occidentale de la Baie de Seine. *Cahiers Océanographiques*, 21: 439-467.
- Larsonneur, C., 1971. Manche centrale et baie de Seine: géologie du substratum et des dépôts meubles. Doctorat d'état, Université de Caen, 394 pp.
- Larue, J. P. et Etienne, R., 2002. Les sables de Lozère et les sables de Sologne: nouvelles interprétations de deux décharges détritiques du Miocène inférieur, issues de la paléo-Loire (Bassin parisien, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(2): 185-192.
- Lautridou, J.-P., 1968. Les formations superficielles de St Romain (Pays de Caux). Leur contribution à l'étude morphologique de la région. *Publi. Fac. Let. Sc. Hum., Univ. Caen*, 199 pp.
- Lautridou, J. P., Martin, P. et Puissegur, J. J., 1974. Loess, head, nappes alluviales et niveaux marins dans la basse Seine. Essai de corrélation entre les coupes de Saint-Romain, de Tancarville, de Cléon et de Saint-Pierre-les-Elbeuf. *Bulletin de l'Association pour l'Etude du Quaternaire*, 40-41: 208-211.
- Lautridou, J. P., 1985. Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Doctorat d'état, Université de Caen, 908 pp.
- Lautridou, J. P., Auffret, J. P., Lécolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Cordy, J. M., Descombes, J. C., Occhietti, S. et Rousseau, D. D., 1999. Le fleuve Seine Le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170: 545-558.
- Lebret, P., 1984. La bordure nord de la province normande. Evolution quaternaire, sédimentation loessique et tectonique récente. Thèse de 3ème cycle, Université de Rouen, Rouen, 195 pp.
- Lebret, P. et Lautridou, J.-P., 1991. The loess of West Europe. *GeoJournal*, 24(2): 151-156.
- Lechevalier, C., 1984. Tancarville: la liaison Pléistocène moyen / Pléistocène supérieur en Basse Seine. Observation d'un niveau marin voisin de +10m NGF (+15 CM) à l'embouchure de la Seine. *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS, Caen*, 62(2): 63-84.
- Lecolle, F., 1982. Profil transversal et variations de la dynamique de la Seine dans la partie moyenne de son cours pendant le Quaternaire. Le modèle de la région mantaise. *Cahiers Géologiques*, 99: 525-529.
- Lecolle, F., 1984a. Les formations alluviales quaternaires de la Seine entre Paris et Rouen. Etat des recherches en 1984. Remaniements superficiels des nappes alluviales. Dynamique et chronologie. *Bull. Centre de Géomorphologie CNRS, Caen*, 29: 19-36.
- Lecolle, F., 1984b. Phases érosives et cycles sédimentaires: les alluvions de la Seine au sud du Vexin. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 1/2/3: 33-36.
- Lecolle, F., 1989. Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. *Géologie et Préhistoire, Université Paris VI*, 549 pp.
- Lefebvre, D., 1975. L'estuaire de la Seine (France). Evolution du modèle sédimentaire pendant l'Holocène, IXème Congrès International de Sédimentologie, Nice, pp. 268-273.
- Lefebvre, D., 1977a. Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine. *Bulletin de la Société Géologique Normande, Le Havre*, LXIV: 62-72.
- Lefebvre, D., 1977b. Les alluvions holocènes de la Basse-Seine. *Bulletin de la Société Géologique Normande, le Havre*, LXIV: 73-74.
- Lefebvre, D., 1984. Une terrasse inédite et de l'argile à silex quaternaire à la Pointe de la Roque (Estuaire de la Seine). *Actes du Museum de Rouen*, 1: 1-13.
- Lefebvre, D., 1988. Les méandres hypertrophiés de la Basse Seine sont une forme dégradée de méandres surimposés. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 75(2): 43-57.
-

-
- Lefebvre, D., 1998. Annexe 1: Géologie du Marais Vernier, Etude hydraulique et sédimentologique du Marais Vernier. Bilan et propositions d'aménagements et de travaux. Rapport HYDRATEC, pp. 1-21.
- Lefebvre, D., Huault, M. F., Guyader, J., Giresse, P., Hommeril, P. et Larsonneur, C., 1974. Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine: Synthèse sédimentologique, stratigraphique et paléogéographique. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 39: 27-36.
- Lefebvre, D., Huault, M. F., Occhietti, S., Pichet, P. et Breton, G., 1991. Datations de sédiments littoraux quaternaires du sous-sol de la place Gambetta, Le Havre. Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre, 78(4): 7-14.
- Lefebvre, D., P., A., Auffret, J.-P., Lautridou, J.-P. et Lecolle, F., 1994. Réponse de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent: rythmes et taux d'érosion. Quaternaire, 5(3-4): 165-172.
- LeHir, P. et Silva Jacinto, R., 2001. Programme scientifique Seine- Aval: Courants, vagues et marées: les mouvements de l'eau, 2. Ifremer, 31 pp.
- Lequoy, M. C., 1986. Structures archéologiques fossilisées par le milieu forestier et carte archéologique: l'exemple de la forêt de Brotonne. Hommes et terres du Nord, 2/3: 149-152.
- Lericolais, G., 1997. Evolution Plio-quaternaire du Fleuve Manche: Stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. These Doct. Geol. marine, Bordeaux I, 265 pp.
- Lesourd, S., 2000. Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure ; application à l'estuaire de la Seine. Thèse de doctorat, Université de Caen, 280 pp.
- Libby, W. F., 1970. Radiocarbon Dating. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences,, 269(1193): 1-10.
- Lobo, F. J., Dias, J. M. A., Gonzales, R., Hernandez-Molina, F. J., Morales, J. A. et Diaz del Rio, V., 2003. High resolution seismic stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary: the Guadiana estuarine system, SW Iberia. Journal of Sedimentary Research, 73(6): 973-986.
- Lockwood, J. G., 2001. Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: a review. International Journal of Climatology, 21: 1153-1179.
- Long, A. J., Innes, J. B., Kirby, J. R., Lloyd, J. M., Rutherford, M. M., Shennan, I. et Tooley, M. J., 1998. Holocene sea-level change and coastal evolution in the Humber estuary, eastern England: an assessment of rapid coastal change. The Holocene, 8(2): 229-247.
- Long, A. J., Plater, A. J., Waller, M. P. et Innes, J. B., 1996. Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: New data from the Romney Marsh region, United Kingdom. Marine Geology, 136(1-2): 97-120.
- Long, A. J., Waller, M. P. et Stupples, P., 2006. Driving mechanisms of coastal change: Peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands. Marine Geology, 225(1-4).
- Luternauer, J. L., Atkins, R. J., Moody, A. I., Williams, H. F. L. et Gibson, J. W., 1995. Salt marshes. In: Perillo, G. M. E. (Editor), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Development in Sedimentology. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 307-332.

M

- Macaire, J. J., 1983. Evolution du réseau hydrographique dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire. Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire, 16(4): 183-195.
- Macklin, M. G., 1999. Holocene river environments in Prehistoric Britain: Human interaction and impact. Quaternary Proceedings, 7: 521-530.
- Macklin, M. G. et Lewin, J., 2003. River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. Journal of Quaternary Science, 18(2): 101-105.
- Maddy, D., Green, C. P., Lewis, S. G. et Bowen, D. Q., 1995. Pleistocene geology of the lower Severn valley, U.K. Quaternary Science Reviews, 14(3): 209-222.

-
- Magyari, E., Sumegi, P., Braun, M., Jakab, G. et Molnar, M., 2001. Retarded wetland succession: anthropogenic and climatic signals in a Holocene peat bog profile from north-east Hungary. *J Ecology*, 89(6): 1019-1032.
- Mangerud, J., 1972. Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of recent shells from Norway. *Boreas*, 1: 143-172.
- Mangerud, J. et Gulliksen, S., 1975. Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research*, 5: 263-273.
- Mansy, J.-L., Manby, G. M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoë, B., Lamarche, J. et Vanduycke, S., 2003. Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics*, 373: 161-179.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D. et Laignel, B., 2007. On the influence of North Atlantic Oscillation on rainfall variability in Northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Masson, M. et Evrard, H., 1979. Synthèse des inventaires des matériaux de la basse vallée de Seine. *Bulletin de liaison, Organisme technique régional des ponts et chaussées*, 75-95 pp.
- Masson, M. et Largillier, J. F., 1969. Inventaire des matériaux alluvionnaires de la Seine de la boucle de Sahurs. *Organisme technique régional des ponts et chaussées, Grand-Quevilly*, 31 pp.
- Mauquoy, D., van Geel, B., Blaauw, M., Speranza, A. et van der Plicht, J., 2004. Changes in solar activity and Holocene climatic shifts derived from 14C wiggle-match dated peat deposits. *The Holocene*, 14(1): 45-52.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlen, W., Maasch, K. A., David Meeker, L., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S. et Holmgren, K., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3): 243-255.
- Mazumder, R. et Arima, M., 2005. Tidal rhythmites and their implications. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2): 79-95.
- McNeil, J. D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Technical Note TN-6, Ontario, Canada*, 15 pp.
- Mégrien, C., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris. *Edition du BRGM, Paris*.
- Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J. W. H., Hopmans, E. C., Schouten, S. et Sinninghe Damsté, J. S., 2006. Early reactivation of European rivers during the last deglaciation. *Science*, 313: 1623-1625.
- Metcalf, S. E., Ellis, S., Horton, B. P., Innes, J. B., McArthur, J., Mitlehner, A., Parkes, A., Pethick, J. S., Rees, J., Ridgway, J., Rutherford, M. M., Shennan, I. et Tooley, M. J., 2000. The Holocene evolution of the Humber Estuary : reconstructing change in a dynamic environment. In: Shennan, I. et Andrews, J. (Editors), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*. Geological Society, London, pp. 197-217.
- Meyers, P. A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114: 289-302.
- Miall, A. D., 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R. G. et James, N. P. (Editors), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario, pp. 119-139.
- Moreton, S. G., Rosqvist, G. C., Davies, S. J. et Bentley, M. J., 2004. Radiocarbon reservoir ages from freshwater lakes, south Georgia, sub-antarctic: modern analogues from particulate organic matter and surface sediments. *Radiocarbon*, 46(2): 621-626.
- Mörner, N. A., 1995. Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes. In: Eisma, D. (Editor), *Climatic Change : Impact on coastal habitation*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 17- 28.

N-O

- Neal, A. et Roberts, C. L., 2000. Applications of ground penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. In: Pye, K. et Allen, J. R. L. (Editors), *Coastal and estuarine environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*. Geological society, special publications, London, pp. 139-171.

-
- O'Leary, M. H., 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, 20(4): 553-567.
- Obert, D., Deffontaines, B. et Gely, J. P., 1992. Adaptation du réseau hydrographique aux structures et à l'évolution néotectonique. Application au Bassin parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 29(4): 85-95.
- Olsson, I. U. et Blake, W., 1961-1962. Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitsbergen. *Norsk Geogr. Tidssk.*, 18(1-2): 47-64.

P-Q

- Passega, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum geologists*, 41(9): 1952-1984.
- Pearson, G. W., 1986. Precise calendrical dating of known growth-period samples using a 'curve-fitting' technique. *Radiocarbon*, 28(2A): 292-299.
- Penna, B., 2003. Le Marais Vernier, Dix siècles d'évolution paysagère, 33. *Cahier des Annales de Normandie*.
- Philibert, D., 1991. Mésolithique et néolithisation: une même réalité, Actes dy 113ème Congrès National des Sociétés Savantes: "Mésolithique et néolithisation en France et dans les pays limitrophes, Strasbourg, 5-9 Avril 1988". CTHS, Paris, pp. 113-125.
- Pirazzoli, P. A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, 58, Amsterdam, 300 pp.
- Plater, A. J., Horton, B. P., Haworth, E. Y., Appleby, P. G., Zong, Y., Wright, M. R. et Rutherford, M. M., 2000. Holocene tidal levels and sedimentation rates using a diatom-based palaeoenvironmental reconstruction: the Tees estuary, northeastern England. *The Holocene*, 10(4): 441-452.
- Polach, H. A., 1976. Radiocarbon dating as a reasearch tool in archaeology-hopes and limitations. In: Barnard, N. (Editor), *Symposium on scientific methods of research in the study of ancient Chinese Bronzes and South East Asian metal and other archaeological artifacts Proc: Australian Natl Univ, Dept Far Eastern History Pub*.
- Porcher, M., 1975. Lithostratigraphie et caractéristiques géotechniques des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de Seine, Paris, 194 pp.
- Porcher, M., 1977. Lithostratigraphie des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de la Seine. L'estuaire de la Seine au Quaternaire. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 64(4): 181-201.
- Posamentier, H. W. et Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual frameworks. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. et Van Wagoner, J. C. (Editors), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM special publication, pp. 109-124.
- Quesnel, F., 1996. Les formations résiduelles à silex de Haute-Normandie. Evolution continentale cénozoïque du NW du Bassin de Paris et utilisation potentielle comme granulats, Livret excursion, In *Colloque Géomorphologie et Formations superficielles*, Rouen, 19-21 mars 1996. BRGM, pp. 65-99.
- Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris, Thèse de 3ème cycle, Université de Rouen et BRGM, Orléans, 255 pp.
- Quesnel, F., Catt, J., Laignel, B., Bourdillon, C. et Meyer, R., 2003. The Neogene and Quaternary Clay-with-flints north and south of the English Channel: comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4): 283-294.

R

- Rees, J. G., 2006. Sea-level, topographical and sediment supply control on Holocene sediment composition in the Humber estuary, UK. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 364(1841): 993-1008.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T.

-
- P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C. E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1029-1058.
- Reinson, G. E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine system. In: Walker, R. G. et James, N. P. (Editors), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario, pp. 179-194.
- Roberts, N., 1998. *The Holocene: An Environmental History*. Blackwell, Oxford, 316 pp.
- Rodriguez, A. B., Anderson, J. B. et Simms, A. R., 2005. Terrace inundation as an autocyclic mechanism for parasequence formation: Galveston Estuary, Texas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 608-620.
- Roth, E. et Poty, B., 1985. *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications*. Masson.
- Roth, S. et Reijmer, J. J. G., 2005. Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahamas Bank and its climatic implications. *Sedimentology*, 52(1): 161-181.
- Rousse, S., Kissel, C., Laj, C., Eiriksson, J. et Knudsen, K.-L., 2006. Holocene centennial to millennial-scale climatic variability: Evidence from high-resolution magnetic analyses of the last 10 cal kyr off North Iceland (core MD99-2275). *Earth and Planetary Science Letters*, 242(3-4): 390-405.
- Rozoy, J. G., 1997. Territoires sociaux et environnement en France et en Belgique de 14 000 et 6 000 BP. In: Fagnart, J. P. et Thévenin, A. (Editors), *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest*. CTHS, Paris, pp. 429-454.
- Ruben, S. et Kamen, M. D., 1940. Radioactive carbon of long half-life. *Physical review*, 57(6): 549.

S

- Säve-Söderbergh, T. et Olsson, I. U., 1970. C-14 dating and Egyptian chronology. In: Olsson, I. U. (Editor), *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*. Almqvist and Wiksell, Stockholm, pp. 35.
- Schidlowski, M., 1995. Isotope fractionations in the terrestrial carbon cycle: a brief overview. *Adv. Space Res.*, 15(3): 441-449.
- Schramm, A., Stein, M. et Goldstein, S. L., 2000. Calibration of the 14C time scale to >40 ka by 234U-230Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 175: 27-40.
- Sebag, D., 2002. *Apports de la matière organique pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la basse vallée de la Seine : fluctuations des conditions hydrologiques locales et environnements de dépôt*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 356 pp.
- Shanley, K. W. et McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: report of a working group at the 1991 NUNA conference on high resolution sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 544-568.
- Shennan, I., 1987. Holocene sea-level changes in the North Sea. In: Tooley, M. J. et Shennan, I. (Editors), *Sea-Level Changes*. Blackwell, Oxford, pp. 109-151.
- Shepard, F.P., 1963. *Thirsty-five thousand years of the sea level, Essays in Honor of K. O. Emery*. University of Southern California Press, Los Angeles, pp. 1-10.
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métyvier, B., Tisnerat, N. et Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean sea and Black sea. *Radiocarbon*, 42(2): 271-280.
- Speranza, A., van Geel, B. et van der Plicht, J., 2002. Evidence for solar forcing of climate change at ca. 850 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40: 535-550.
- Starkel, L., 1987. The evolution of European rivers - a complex response. In: Gregory, K. J., Lewin, J. et Thornes, J. B. (Editors), *Palaeohydrology in practice*. John Wiley, Chichester, pp. 333-339.
- Streif, H., 2004. Geological processes and human interaction on the German North Sea coast. *Quaternary International*, 112(1): 1-2.
- Stuiver, M. et Braziunas, T. F., 1993. Modelling atmospheric 14C influences and 14C ages of marine samples to 10 000 BC. *Radiocarbon*, 35(1): 137-189.

-
- Stuiver, M. et Kra, R. S., 1986. Calibration issue. In: Stuiver, M. et Kra, R. S. (Editors), Proceedings of the 12th International 14C conference. Radiocarbon, pp. 805-1030.
- Stuiver, M. et Polach, H., 1977. Discussion: Reporting of 14C data. Radiocarbon, 19: 355-363.
- Stuiver, M. et Reimer, P. J., 1993. Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. Radiocarbon, 35(1): 215-230.
- Stupples, P., 2002. Tidal cycles preserved in late Holocene tidal rhythmites, the Wainway Channel, Romney Marsh, southeast England. Marine Geology, 182: 1-16.
- Sylvestre, J. et Masson, M., 1967. Inventaire des matériaux alluvionnaires de la Seine dans la boucle d'Anneville, Organisme technique régional des ponts et chaussées, Grand-Quevilly, 61 pp.

T-V

- Tabbagh, A., 1986. Applications and advantages of the Slingram electromagnetic method for archaeological prospecting. Geophysics, 51(3): 576-584.
- Ters, M., 1971. Sur le remblaiement Holocène dans l'estuaire de Seine, au Havre (Seine-Maritime), France. Quaternaria, 14: 151-174.
- Ters, M., 1973. Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral Atlantique français. Recherche sur le quaternaire marin, Christchurch, INQUA: 114-135.
- Tessier, B., 1998. Tidal cycles: annual versus semi-lunar records. In: Alexander, C. R., Davis, R. A. et Henry, V. J. (Editors), Tidalites: processes and products. SEPM, pp. 69-74.
- Tourenq, J. et Pomerol, C., 1995. Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif Central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 320(II A): 1163-1169.
- Tyson, R. V., 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies, London.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. et Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: Payton, C. E. (Editor), Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoire, pp. 83-97.
- van Geel, B., Heusser, C. J., Renssen, H. et Schuurmans, C. J. E., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. The Holocene, 10(5): 659-664.
- van Geel, B. et Mook, W. G., 1989. High-resolution 14C dating of organic deposits using natural atmospheric 14C variations. Radiocarbon, 31(2): 151-155.
- van Geel, B. et Renssen, H., 1998. Abrupt climate change around 2,650 BP in North-West Europe: Evidence for climatic teleconnections and a tentative explanation. In: Issar, A. S. et Brown, N. (Editors), Water, environment and society in times of climatic change. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, Dordrecht, pp. 21-42.
- van Geel, B., van der Plicht, J. et Renssen, H., 2003. Major D14C excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change? Quaternary International, 105: 71-76.
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Maercier, D., Hallegouet, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G. et Vidier, J. P., 2002. Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. Geodiversitas, 24(3): 511-541.
- Vigarié, A., 1965. Les modalités du remblaiement alluvial dans l'estuaire de la Seine. Cahiers Océanographiques, XVII(1): 301-330.
- Voelker, A. H. L., Grootes, P. M., Nadeau, M.-J. et Sarntheim, M., 2000. Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25-53 kyr and their link to the earth's magnetic field intensity. Radiocarbon, 42: 437-452.

W-Y-Z

- Waller, M. P. et Long, A. J., 2003. Holocene coastal evolution and sea-level change on the southern coast of England: a review. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4): 351-359.
- Watte, J., 1990. Le Néolithique en Seine-Maritime. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*, 77.
- Wazi, N., 1988. Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie), Université de Rouen, 573 pp.
- Weltje, G. J. et von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4): 1-11.
- Windom, H. L., 1976. Lithogenous material in marine sediments. In: Riley, J. P. et Chester, R. (Editors), *Chemical Oceanography*. Academic Press, London, pp. 103-135.
- Wyns, R., 1980. Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray: proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4: 681-684.
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., Lambeck, K. et Fifield, L. K., 2000. Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon*, 42(3): 383-401.
- Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W. et Boyd, R., 1994. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In: Dalrymple, R. W., Boyd, R. et Zaitlin, B. A. (Editors), *Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences*. SEPM special publication, Tulsa, pp. 45-60.
- Zinke, J., Reijmer, J. J. G. et Thomassin, B. A., 2003. Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sedimentary Geology*, 160(1-3): 57-79.
- Zoppi, U., Albani, A., Ammerman, A. J., Hua, Q., Lawson, E. M. et Serandrei, B. R., 2001. Preliminary estimate of the reservoir age in the lagoon of Venice. *Radiocarbon*, 43(2): 489-494.
- Zuther, M., Brockamp, O. et Clauer, N., 2000. Composition and origin of clay minerals in Holocene sediments from the south-eastern North Sea. *Sedimentology*, 47: 119-134.

RESUME

Le réchauffement climatique et la remontée du niveau marin induite qui ont suivi le dernier maximum glaciaire (21 600 ans cal BP) ont permis la mise en place de prismes sédimentaires (estuariens ou deltaïques) et de réseaux de zones humides dans les grands corridors fluviaux mondiaux, et notamment dans le NW de l'Europe. La Basse Vallée de Seine, située à la limite méridionale du NW de l'Europe, correspond à un vaste estuaire macrotidal bordé par de nombreuses zones humides, dont l'ancien méandre du Marais Vernier. Ce géosystème, correspondant à la plus grande zone humide de la Basse Vallée de Seine, se situe à la limite entre les domaines marins et continentaux, et peut ainsi avoir enregistré des influences mixtes (fluviale, tidale et/ou marine) au cours de l'Holocène. Ce mémoire, qui s'inscrit dans la continuité de récents travaux réalisés dans la Basse Vallée de Seine, a pour objectif de définir l'origine du matériel constituant le remplissage sédimentaire holocène, de décrire l'évolution du remplissage de la Basse Vallée de Seine d'aval en amont, d'identifier les facteurs de contrôle à l'origine de la sédimentation et de définir leur caractère local (site), régional (Basse Vallée de Seine), sous-continentale (NW de l'Europe).

Pour répondre à ces objectifs, nous avons, tout d'abord, étudié le remplissage sédimentaire et son évolution pour le site du Marais Vernier puis celui de la Basse Vallée de Seine, replacé dans le contexte du NW de l'Europe. Le remplissage sédimentaire holocène du Marais Vernier est composé de matériel détritique fin alternant avec des niveaux tourbeux, le tout reposant sur les graves de fond glaciaire. Les nombreux sondages et datations par le ^{14}C réalisés pour le Marais Vernier nous ont permis d'apprécier la géométrie du remplissage, la topographie des dépôts pré-holocènes et le cadre chronologique. Ce géosystème présente trois surfaces d'érosion, d'altitude et de géométrie différentes, comparables aux terrasses décrites en amont de la Basse Vallée de Seine. Les signatures minéralogiques des alluvions holocènes, comparées à celles des formations du bassin versant et des sédiments de l'estuaire permettent de retrouver l'origine du matériel déposé. L'analyse du signal sédimentaire enregistré dans un dépôt laminé, d'âge subboréal, permet de caractériser le contrôle tidal des environnements de dépôt. La synthèse de ces connaissances permet de proposer un schéma d'évolution pour le Marais Vernier. La synthèse des connaissances sur différents géosystèmes répartis d'aval en amont de la Basse Vallée de Seine permet de mettre en évidence une séquence de rétrogradation des environnements de dépôt en réponse à la remontée du niveau marin, et des facteurs de contrôle locaux (niveau de la nappe), régionaux (paléotopographie) et sous-continentaux (marée, les changements climatiques ou eustatiques). L'influence relative de chacun de ces facteurs de contrôle évolue au cours du temps et de l'espace dans le contexte du NW de l'Europe.

Mots clefs : origine du matériel, marée, paléotopographie, climat, niveau marin, niveau de base, Basse Vallée de Seine, Holocène

ABSTRACT

In response to climate warming and induced sea-level rise after the Last Glacial Maximum (21 600 yrs cal BP), current coastal areas of large incised valley systems began to fill with fine sediments. As a result estuarine prisms and associated wetland networks took place in northwestern Europe, such as in the Seine River. The Lower Seine Valley is a macrotidal estuary. That estuary comprises several wetlands, of which the largest peatland of France: the Marais Vernier. It occupies a cut-off meander located close to the Seine river outlet. That study followed series of works carried out on the Lower Seine Valley during the last few years. It aims at defining the material origin; describing the infilling of the Lower Seine Valley, from downstream to upstream; identifying factors that influences sedimentation and defining their local (sites), regional (Lower Seine Valley) or provincial features (northwestern Europe).

To reach these aims, we first looked at the evolution of the infilling of the Marais Vernier and then of the Lower Seine Valley replaced in the context of northwestern Europe. The Holocene infilling of the Marais Vernier, was composed of fine detrital material intercalated with peat layers, overlying a glacial gravel bed. Several drillholes and radiocarbon dates, carried out in the Marais Vernier, showed the geometry of the infilling, the palaeotopography of pre-Holocene deposits and a chronological framework. That geosystem presents at least three erosional surfaces having different elevations and geometries. These surfaces were related to some fluvial terraces of the Seine River. The mineralogical signatures of our material were compared to those of watershed deposits and estuary sediments to define the origin the material deposited. The sedimentary signal recorded in a laminated deposit, Subboreal in age, showed a tidal control on depositional processes. All the information allowed us to describe the sedimentary evolution of the Marais Vernier during the Holocene. Studies on the sedimentary evolution of the Lower Seine Valley indicated a retrogradation of depositional environments in response to the Holocene sea-level rise. It also showed factors that influenced sedimentation processes at a local scale (water-table level), a regional scale (palaeotopography) or a global scale (tide, climate and sea-level rise changes). Their influences vary in time and space throughout northwestern Europe

Keywords : material origin, tide, palaeotopography, climate, sea-level, base-level, Lower Seine Valley, Holocene