



HAL
open science

Dynamique de la matière organique au sein dans les estuaires picards : caractérisation des faciès biosédimentaires et quantification des processus de minéralisation benthique

Baptiste Voltz

► **To cite this version:**

Baptiste Voltz. Dynamique de la matière organique au sein dans les estuaires picards : caractérisation des faciès biosédimentaires et quantification des processus de minéralisation benthique. Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2020. Français. NNT : 2020DUNK0579 . tel-03229807

HAL Id: tel-03229807

<https://theses.hal.science/tel-03229807>

Submitted on 19 May 2021

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.

Thèse de doctorat de
L'Université du Littoral Côte d'Opale

**Ecole doctorale – Sciences de la Matière, du Rayonnement et de
l'Environnement**

Pour obtenir le grade de
Docteur en biologie de l'environnement, des populations, écologie

**Dynamique de la matière organique dans les estuaires picards :
caractérisation des faciès biosédimentaires et quantification des
processus de minéralisation benthique**

Présentée et soutenue par
Baptiste Voltz

Le 11 décembre 2020 devant le jury composé de :

Valérie Mesnage MCF - HDR – Université de Rouen Normandie	Rapporteur
Arnaud Huguet CR CNRS - HDR – Sorbonne Université	Rapporteur
Alain Trentesaux PR – Université de Lille	Examineur
Damien Cardinal PR – Sorbonne Université	Examineur
Lionel Denis PR – Université de Lille	Directeur de thèse
Swanne Gontharet MCF – Sorbonne Université	Encadrante de thèse
Sandric Lesourd MCF – Université de Caen Normandie	Membre Invité
Nicolas Spilmont MCF - HDR – Université de Lille	Membre Invité

REMERCIEMENTS

La thèse de doctorat a été vécue au rythme des moments passionnants, durant lesquels ma curiosité a été attisée par les mystères que recèle la biogéochimie des estuaires, mais aussi au rythme des moments difficiles que l'on vit au gré des défis, des embûches que suscite la vie d'un doctorant. Comme toutes les bonnes expériences qui méritent d'être vécues, des personnes ont été là pour partager cet apprentissage, qui m'ont accompagné, épaulé, soutenu et que j'aimerais mettre en avant dans ces remerciements.

Je tiens tout d'abord à remercier avec ma plus grande sincérité et affectuosité mon directeur de thèse Lionel Denis et ma co-encadrante Swanne Gontharet, pour m'avoir fait confiance et m'avoir suivi tout au long de ces 3 années afin de mener à bien ce projet scientifique. Lionel je te remercie plus particulièrement pour avoir pris du temps pour moi malgré ton emploi du temps de directeur de la Station Marine de Wimereux et pour m'avoir aidé à prendre les choix les plus pertinents pour concrétiser ce projet scientifique. Je remercie ma co-encadrante Swanne Gontharet de m'avoir soutenu dans mes premiers pas de laborantin, le laboratoire était encore une dimension totalement inconnue pour moi, mais aussi pour son implication lors des corrections des diverses étapes que constitue l'élaboration d'une thèse.

Je remercie les membres du Jury, soit Valérie Mesnage et Arnaud Huguet en tant que rapporteurs, Alain Trentesaux et Damien Cardinal en tant qu'examinateurs, pour avoir évalué ce travail de thèse, et plus particulièrement, Nicolas Spilmont et Sandric Lesourd pour leur implication en tant que membre du comité de suivi de thèse. Un remerciement pour l'université du littoral de la côte d'Opale et de la région Hauts de France pour le financement de ce projet de thèse mais aussi pour l'Union Européenne à travers le projet MARCO ou encore le Parc Naturel Marins des Estuaires et de la Mer d'Opale pour avoir pu participer au bon fonctionnement de ce projet scientifique.

Ce travail de thèse n'aurait pas non plus été mené à son terme sans l'accueil qui m'a été octroyé par le Laboratoire d'Océanographie et des Géosciences que je tiens à remercier dans sa globalité. Je voudrais remercier, plus particulièrement les personnes du couloir « Géochimie » de la Maison de la Recherche en Environnements Naturels, c'est à dire Sylvie Philippe, Lucie Courcot et Françoise Henry pour leur implication lors des campagnes d'échantillonnage (en hiver !) et aussi à Alice Delegrange et Luis Felipe Artigas. Je remercie l'implication de Fabienne Goulard pour son expertise sur les EPS mais aussi pour sa cordialité bienvenue surtout tôt le matin sur l'estran. Merci à Florian Cesbron, pour avoir participé à ce projet scientifique particulièrement à travers les campagnes de terrain ; bonne vie à toi et à ta petite famille. Je remercie les deux stagiaires qui m'ont aidé lors de cette thèse, soit Elliott Segond pour sa participation entre autres au broyage de sédiments (il en a bavé et sans broncher !) mais aussi et surtout je remercie Marvin Meresse, un

gaillard avec qui la biogéochimie est très agréable à étudier, qui a le sens du travail bien fait et de la franche camaraderie. Je te souhaite tout mon courage pour ces trois prochaines années. Je remercie aussi et avec la plus grande des sympathies qu'il mérite, Vincent Cornille. Ce bon bougre de chasseur marin d'eaux turbides m'aura permis de m'évader allégrement, les yeux rivés sur la baie de Saint Jean, en discutant de nos passions respectives la chasse sous-marine et le surf (si seulement il savait mieux viser... j'aurai pu manger du bar tout frais !). Gwendoline Duong, « Xéna de la vasière », « la rideuse à 8 roues » (je pourrai continuer comme ça pendant longtemps...), vraiment, merci mille fois, pas simplement parce que tu as été d'une grande aide sur le terrain ou en laboratoire, mais aussi parce que tu es toi, une collègue formidable avec qui j'aurais pu travailler des heures entières sans me soucier du temps passé ; je te souhaite de belles victoires au roller derby mais aussi et surtout plein de petits bonheurs partagés (ou pas) avec Guillaume.

Un grand merci aux doctorants et post doctorants mais aussi aux assistants ingénieurs et gestionnaires qui ont pu adoucir, par leur présence et leur gentillesse, la vie du laboratoire comme Cédric Tallobre, pour son aide sur le terrain et sa sympathie sans égards ; Maria Kazour pour son soutien sa faille, ses mots rassurants particulièrement en fin de thèse et le petit bout de Liban qu'elle sait exprimer ; Ioli Skouroliakou pour sa bienveillance malgré ses journées chargées ; Emeline Lebourg pour son sourire si communicatif ; Camille Hénion pour son implication dans ma thèse mais aussi pour m'avoir permis d'assister à un match de l'A.S. Boulogne sur mer ; à Théo Lancelot parti trop tôt pour trouver sa compagne, tu me manques sacré tête de Normand ; à l'équipe du café, Michelle Marquant, Pauline Quiertant et Bienvenu Fassinut Mombot pour nos interludes décontractés qui permettaient d'agrémenter le café par des tranches de rires ; et finalement un très grand merci à Benoit Menuge, pour son accueil au LOG mais aussi et surtout pour nos discussions passionnantes sur les estuaires de la Canche et de l'Authie, ça a été un vrai plaisir de t'avoir comme collègue.

Ce travail de thèse n'aurait pas été aussi agréable, sans la vie qui ne dépend pas du laboratoire. C'est pourquoi je voudrais remercier les Ifremeriens : Carlito, Girafe , la Panure et même si elle est de l'ANSES, Julia, d'avoir subi la fin de thèse en même temps que moi ou un an avant, de vous avoir vu progresser, particulièrement tout au long de la dernière année, a été un véritable carburant pour moi, merci à vous. Et j'aimerai accorder une attention tout particulière à l'ensemble de la coloc' du 36, tout particulièrement Tonton, Titi, Tata, Aurélie, Solène, Nassime, Thibault, Océane, Judith, Caroline. Merci à vous d'avoir partagé votre vie avec moi, d'avoir été des amis, d'avoir pris soin de moi quand il le fallait, vous m'avez aidé à m'évader hors des sentiers de la science, afin de mieux la retrouver. Et pour finir cette boucle amicale, je devais garder la dernière place à Jules! Une de mes plus belles découvertes, ici dans le nord. Une belle amitié qui débute et qui je l'espère s'inscrira dans le temps...

Merci à ma Mère et mon Père de m'avoir permis de faire ce que j'aime. Vous m'avez fait confiance et vous m'avez laissé faire mes propres choix, ce qui me semble l'une des plus belles choses à offrir à son enfant.

Finalement, merci à toi Anaïs, tu as été et tu resteras une épaule, une confidente, une amie, mon amour, et je l'espère de tout mon coeur pour longtemps... Notre histoire en est qu'à son préambule...

“Le temps a deux visages, deux dimensions, la longueur est au rythme du soleil, l'épaisseur au rythme des passions.”

Amin Maalouf, Samarcande

TABLE DES MATIERES

Chapitre 1

Aspects généraux et objectifs d'étude

1	Introduction générale	1
1.1	Les estuaires : enjeux, définition et classification	1
1.1.1	Enjeux	1
1.1.2	Définition	4
1.1.3	Classification	5
1.2	La structuration du paysage estuarien	7
1.2.1	Caractéristiques générales des particules sédimentaires	7
1.2.2	Les forçages hydrodynamiques	8
1.2.3	Les différents processus sédimentaires	10
1.2.4	La mosaïque des dépôts sédimentaires	14
1.3	Dynamique de la matière organique dans les estuaires	18
1.3.1	Les différentes formes de la matière organique et leurs interactions dans la colonne d'eau et le sédiment	18
1.3.2	Les sources potentielles de matière organique particulaire dans les estuaires	20
1.3.3	La matière organique particulaire d'origine continentale, fluviale et marine	23
1.3.4	Caractérisation géochimique de l'origine de MO sédimentaire	24
1.4	Le devenir de la MO dans les estuaires	29
1.4.1	Minéralisation benthique	29
1.4.2	Variation de l'intensité de la minéralisation benthique	30
1.4.3	Quantification de la minéralisation benthique	33
2	Objectifs d'étude	35

Chapitre 2

Sites d'étude - Matériels et méthodes

1	Sites d'étude	39
1.1	La Manche, une mer épicontinentale	39
1.2	Géologie de surface du bassin Artois - Picardie	40

1.3	Hydrographie et occupation des sols	40
1.4	La façade maritime de la côte d'Opale	43
1.5	Les estuaires picards : Canche, Authie et Somme	44
1.6	Les principaux axes de travaux scientifiques mis en place dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme	48
2	Matériels et Méthodes.....	52
2.1	Suivi des eaux de surface.....	52
2.1.1	Stratégie d'échantillonnage	52
2.1.2	Filtration et conservation des échantillons.....	53
2.1.3	Mesures <i>in situ</i>	54
2.1.4	Analyses en laboratoire.....	54
2.1.5	Acquisition des chroniques de débits.....	55
2.2	Cartographie des sédiments de surface estuariens.....	55
2.2.1	Stratégie d'échantillonnage	56
2.2.2	Préparation et conservation des échantillons.....	59
2.2.3	Observations <i>in situ</i>	60
2.2.4	Analyses en laboratoire.....	60
2.2.5	Analyses en collaboration.....	65
2.3	Quantification de l'intensité de la minéralisation benthique	65
2.3.1	Stratégie d'échantillonnage	66
2.3.2	Préparation et conservation des échantillons.....	68
2.3.3	Mesure <i>ex situ</i> du taux de minéralisation benthique.....	69
2.3.4	Analyses en laboratoire.....	70
2.3.5	Analyses en collaboration.....	72

Chapitre 3

Une étude pluridisciplinaire des sédiments de surface intertidaux de deux estuaires macrotidaux du nord de la France (Canche et Authie) : compréhension des processus environnementaux

1	Abstract.....	77
2	Introduction.....	78
3	Materials and methods	80
3.1	Study area	80
3.2	Sampling.....	82

3.3	Analytical methods.....	84
3.4	Data analysis.....	86
4	Results.....	87
4.1	Physical properties and total carbonate contents of bulk surface sediments.....	87
4.2	OM characteristics of surface sediments and main potential sources.....	94
4.3	Multivariate analysis.....	96
5	Discussion.....	98
5.1	Geomorphological features and physico-chemical properties of surface sediments.....	98
5.2	OM distribution and sources.....	101
5.3	Similarities and differences in geomorphological features between the Canche and the Authie estuaries and link with OM distribution and characteristics.....	103
6	Conclusion.....	106

Chapitre 4

Facteurs biotiques et abiotiques contrôlant la demande en oxygène du sédiment et les flux de nutriments durant l'immersion et l'émersion dans deux estuaires macrotidaux le long de la côte d'Opale (Canche, Authie)

1	Abstract.....	111
2	Introduction.....	112
3	Materials and methods.....	114
3.1	Study site.....	114
3.2	Sampling strategy.....	118
3.3	Surface sediment sampling, conservation and preparation.....	119
3.4	Ex situ oxygen and nutrients flux measurement.....	120
3.5	Sediment characteristics.....	121
3.6	Data analysis.....	122
4	Results.....	123
4.1	Bulk properties of surface sediments.....	123
4.2	Chlorophyll <i>a</i> content and colloidal EPS.....	125
4.3	Benthic macrofauna.....	127
4.4	Oxygen and nutrients fluxes at the sediment-water interface.....	128
4.5	Environmental gradient and benthic forcing parameters.....	130
5	Discussion.....	132
5.1	Distribution and bulk properties of sedimentary types along transects.....	132

5.2	Distribution of benthic macrofauna and microalgae along transects.....	133
5.3	Aerobic and anaerobic respiration at the sediment-water interface along tidal gradient	135
5.3.1	Permeable sediments	138
5.3.2	Cohesive sediments.....	138
5.3.3	Implication of estuarine habitats in sedimentary OM mineralization budget.....	142
6	Conclusion.....	142

Chapitre 5

Mesure des flux de CO₂ à l'émersion: la chambre benthique LI-8100

1	Présentation de la chambre benthique li-8100.....	147
1.1	Principe de la mesure des flux de CO ₂ par incubation in situ, au noir, du sédiment ...	147
1.2	La chambre benthique LI-8100	148
2	Cartographie de la minéralisation benthique à l'émersion à l'échelle de l'estuaire de la Canche : première série de mesure	153
2.1	Mesures des flux de CO ₂ à l'échelle de l'estuaire de la Canche : première série de mesures	153
2.2	Impact des organes aériens sur les flux de CO ₂ à l'interface sédiment-atmosphère	156
3	Contribution de la respiration autotrophe aux flux de co ₂ à l'émersion : première approche	157
4	Les variations des flux de co ₂ à l'émersion le long du gradient dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie	161
4.1	Variation spatiale et saisonnière des flux de CO ₂ à marée basse.....	162
4.2	Paramètres explicatifs	164
4.3	Influence de la température dans les différents faciès biosédimentaires, détermination de l'indice Q ₁₀	168
4.4	Variabilité spatiale des flux de CO ₂ à l'échelle de la station : influence de l'intrusion marine.....	170
5	Conclusion et perspectives	174

Chapitre 6

Discussion générale

1	Les faciès biosédimentaires dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme	180
1.1	Caractéristiques sédimentologiques des faciès biosédimentaires.....	180
1.2	Les sources et l'origine de la MO sédimentaire issue de la production primaire dans les différents faciès biosédimentaires.....	183
1.3	L'impact de l'aménagement de l'environnement sur la succession des faciès biosédimentaires le long du gradient tidal.....	188
1.4	L'estuaire de la Somme : le retrait du pré salé par ensablement.....	190
1.5	Conclusion	194
2	La minéralisation de la mo dans la mosaïque de faciès biosédimentaires de l'estuaire de la Canche et de l'Authie	194
2.1	Influence des propriétés sédimentologiques sur les taux de minéralisation benthiques	194
2.1.1	La disponibilité de la MOT à la surface du sédiment.....	194
2.1.2	La labilité de la MO à la surface du sédiment	195
2.2	Influences des facteurs biotiques sur taux de minéralisation benthique.....	197
2.2.1	Influence sur les flux mesurés à l'immersion : O ₂ , NO ₃ ⁻ +NO ₂ ⁻ et NH ₄ ⁺	197
2.2.2	Impact sur les flux mesurés à l'émersion : CO ₂	201
2.3	Bilan de la minéralisation benthique à l'échelle de l'estuaire lors de la saison printanière et estivale, de l'année 2019.....	202
2.3.1	Conversion des taux de minéralisation benthique.....	202
2.3.2	Influence de l'intrusion tidale	203
2.3.3	Bilan général de la minéralisation benthique	204

Chapitre 7

Conclusion générale et perspectives d'étude

1	Conclusion générale.....	215
2	Perspectives d'étude.....	218
2.1	Approfondissement du bilan général de MO à l'échelle de l'estuaire : quantification des processus de production primaire.....	218
2.2	L'accumulation de la MOP dans les sédiments.....	218
2.3	Les flux de CO ₂ à l'émersion, vers une quantification de la respiration autotrophe et hétérotrophe	220

2.4	Les mares de chasseurs, des réacteurs biogéochimiques indépendants.....	221
-----	---	-----

Annexe & références bibliographiques

Annexe 1: Diversité spécifique et abondance relative des différentes communautés phytoplanctoniques échantillonnées dans les eaux de surface fluviales dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie	225
References bibliographiques:	228

LISTE DES FIGURES

- Figure 1** : Répartition mondiale des estuaires, des fjords et des deltas (points noirs) à la surface du globe terrestre d'après Alder (2003) _____ 1
- Figure 2** : (A) Distinction des différents environnements côtiers en fonction de leur caractère transgressif ou progradant et (B) Classification tripartite des environnements côtiers en fonction des critères hydrodynamiques et des sources sédimentaires dominantes (d'après Dalrymple et al. 1992 ; modifiés). _ 6
- Figure 3** : Variation longitudinale de l'intensité des trois principaux processus physiques : les courants fluviaux, les courants de marée et les vagues (d'après Dalrymple & Choi 2007; modifié) _____ 9
- Figure 4** : Les diagrammes (A) Hjulström et (B) Postma (1967) des seuils d'érosion, de transport et de dépôt en fonction de la taille moyenne des particules (échelle x et y logarithmique ; d'après Dade et al. 1992). 11
- Figure 5** : Schéma du transport net de particules vers le continent dans le cas d'un estuaire macrotidal 14
- Figure 6** : Diversité des faciès sédimentaires incluant (A) des sédiments sableux présentant en surface, lorsque les conditions hydrodynamiques le permettent, des rides de courant, (B) des sédiments fins cohésifs déposés dans des conditions hydrodynamiques peu intenses, (C) des sédiments fins cohésifs présentant une zone de microfalaise avec une faible érosion ou (D) une érosion plus intense entre la vasière et le pré salé. _____ 15
- Figure 7** : Profil longitudinal d'un profil sédimentaire avec la succession végétale associée aux différents environnements tidaux dans l'estuaire de l'Authie. PMVE correspond au niveau de pleine mer de vive eau et PMME correspond au niveau de pleine mer de morte eau (d'après Marion et al. 2009 ; modifié). ____ 22
- Figure 8** : Gamme de valeurs typiques des différentes source de MOP, de carbone organique particulaire (COP) et de carbone organique dissous (COD) dans les environnements côtiers (d'après Lamb et al., 2006) _____ 26
- Figure 9** : Structure du plateau Artois-Picard d'après Bourdier & Lautridou (1974) _____ 40
- Figure 10** : Débit interannuel moyen (2007-2017) mesurés à Brimeux (Canche), à Dampierre-sur-Authie (Authie) et à Boismont (Somme). Données récoltées par EauFrance, « Banque Hydro ». _____ 42
- Figure 11** : Diagramme présentant l'occupation des sols du bassin versant de la Canche, de l'Authie et de la Somme d'après les données du projet européen Corine Land Cover (2006) _____ 42
- Figure 12** : Présentation de la Côte d'Opale et des sites d'études (encadrés rouges) d'après Anthony & Héquette (2007 ; modifié) _____ 44
- Figure 13** : Photographie aérienne de l'embouchure de l'estuaire de l'Authie où sont reportées les zones en progradation (poulier ; contre-poulier) et en érosion (musoir) caractérisant les estuaires dits de type « picard » (source : Alain Trentesaux ; modifié). _____ 45
- Figure 14** : Carte de l'estuaire de la Canche où sont reportés le banc du Pilori (zone en progradation), le musoir du Lornel (zone en érosion), les villes d'Etaples-sur-Mer et du Touquet ainsi que la zone d'étude (en rouge). _____ 46
- Figure 15** : Carte de l'estuaire de l'Authie où sont reportés la pointe de Routhiauville (zone en progradation), le musoir (zone en érosion), les communes de Groffliers et Fort-Mahon ainsi que la ville Berck-Plage et la zone d'étude (encadré rouge). _____ 47
- Figure 16** : Carte de l'estuaire de la Somme où sont reportés la pointe du Hourdel, les villes de Saint-Valéry-sur-Somme, de Le Crotoy, de l'embouchure de la Maye ainsi que la zone d'étude (rouge). _____ 48

Figure 17 : Plan d'échantillonnage de l'estuaire de la Canche (A), de l'Authie (B), de la Somme en rive nord (C) et rive ouest (D). _____ 58

Figure 18 : Quadrat de 80 x 80 cm subdivisé en 4 sous-quadrats de 40 x 40 cm. Le choix de site permet de se rendre compte de l'hétérogénéité spatiale présente à l'échelle centimétrique. _____ 59

Figure 19 : Principe de diffractométrie utilisé dans la détermination de la distribution des tailles des grains à travers l'utilisation du granulomètre laser 13320 Beckman Coulter. _____ 61

Figure 20 : Schéma de l'analyse élémentaire CHNS/O Flash 2000 en configuration CN _____ 64

Figure 21 : Plan d'échantillonnage pour la quantification de la minéralisation benthique le long de transects dans l'estuaire de l'Authie (A) et de la Canche (B) et profils longitudinaux de l'altitude du sédiment (par rapport au niveau moyen de la mer) reflétant un gradient tidal (C). _____ 67

Figure 22 : Seringue découpée utilisée pour le prélèvement de mini-carottes de sédiment (0-1) permettant la quantification de la biomasse chlorophyllienne sédimentaire. _____ 69

Figure 23 : Schéma du dispositif expérimental d'incubation de carottes sédimentaires au noir. _____ 70

Figure 24 : (A) General map of the eastern English Channel, showing the location of the two estuaries studied as well as the freshwater sampling stations (black stars) in the Canche and Authie Rivers. Location of sampling stations in the Canche (B) and Authie (C) estuaries. Along the Canche River, dashed lines correspond to the rivers dikes, and the solid line part is outcropped. _____ 81

Figure 25 : Sedimentary facies of surface sediments observed throughout cross-shore transects distributed in the Canche and the Authie estuaries: (A) permeable sediments with ripple marks (Authie estuary, A5-1), (B) un-vegetated cohesive sediments with numerous biofilm patches (Canche estuary, C1-3) (C) un-vegetated cohesive sediments with numerous mud pebbles (Canche estuary, C4-2), (D) vegetated cohesive sediments with *S. anglica* and *V. frigida* patches (Authie estuary, A1-5), (E) vegetated cohesive sediments with *H. portulacoides* (Authie estuary, A6-3) and (F) vegetated cohesive sediments with *P. maritima* stands (Canche estuary, C1-4). For the scale, quadra and sub-quadrats used were characterized by 80 cm and 40 cm per side, respectively. _____ 83

Figure 26 : Ternary diagram of sand / silt / clay proportions in surface sediments collected from the Canche (grey) and the Authie (black) estuaries according to Shepard's classification (1954). _____ 89

Figure 27 : Distribution of the (A) Mean Grain Size (MGS), (B) porosity, (C) total carbonate content (CaCO_3), (D) total organic matter (OM) content, (E) atomic TOC/TN ratio and (F) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values of surface sediments from the sand flats to the high salt marshes in the two estuaries studied. Black dots correspond to the mean value with associated standard deviation. Annotated dots correspond to particular stations in each biosedimentary facies. _____ 90

Figure 28 : Variations of the percentage of aggregated particles measured in surface sediments collected from the environmental facies (sand flats, mud flats, low and high salt marshes) of the two estuaries studied. The error bars represent the standard deviation of the average relative percentages of aggregated particles. The relative percentages of the three different aggregate size fractions ($< 62.5 \mu\text{m}$; $62.5 - 250 \mu\text{m}$; $250 - 2000 \mu\text{m}$) are also indicated. _____ 93

Figure 29 : Projections of stations along PC1 and PC2 (A, C) and correlation circle from PCA (B, D), from the Canche (A, B) and the Authie (C, D) estuaries. _____ 96

Figure 30 : Plot of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values and the atomic TOC/TN ratios of surface sediments from the Canche and the Authie estuaries. The compositional ranges of different potential OM sources found in previous studies (Fry and Sherr, 1984; Goñi and Hedges, 1995; Goñi and Thomas, 2000) are also shown with dashed rectangles. The value of seawater SPM used in this study results from the French coastal survey program SOMLIT (sampling station C, eastern English Channel, $50^{\circ}40'75 \text{ N}$, $1^{\circ}31'17 \text{ E}$). _____ 102

- Figure 31:** Location of the Canche estuary and the Authie estuary (A) and position of sampling transect (B, D) with number stations reported (C, E). _____ 115
- Figure 32:** Surface elevation of transect in meter relative to MSL (mean sea level) with number stations reported. _____ 118
- Figure 33:** Median grain size (A) porosity (B), total organic matter (C) and molar C/N ratio (D) variations measured in the surficial centimeter of the sediment along the Canche transect and the Authie transect in spring (no shaded) and summer (shaded). _____ 124
- Figure 34:** Chlorophyll *a* (Chl *a*) variations measured in the first centimeter of the sediment along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for the spring (no shaded) and for the summer (shaded) seasons. _____ 125
- Figure 35:** Colloidal EPS (cEPS) variations measured along sediment profiles (0-25 mm) along the Canche transect (A and B) and the Authie transect (C and D) during spring and summer. _____ 126
- Figure 36:** Colloidal EPS (cEPS) variations measured in the first centimeter of the sediment along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for the spring (no shaded) and for the summer (shaded) seasons. _____ 127
- Figure 37:** Sediment-water O₂ (A), NH₄⁺ (B), NO₃⁻+NO₂⁻ (C) flux variations along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for spring (no shaded) and summer (shaded). _____ 129
- Figure 38:** Correlation circle from PCA (A) and projection of stations (B) along the first (PC1) and the second (PC2) principal component from the Canche and Authie estuaries during spring (Sp.) and summer (Sum.) seasons. _____ 131
- Figure 39 :** Dispositif d'incubation *in situ* de mesure en continu de flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère : chambre benthique LICOR LI-8100 couplé à un analyseur en CO₂ de type IRGA (Madsen et al. 2009; modifié) _____ 149
- Figure 40 :** Courbe d'étalonnage de la sonde GS1 où est reporté le potentiel électrique (mV) en fonction du contenu en eau libre mesuré par la méthode des pesées pour trois types de substrats rencontrés dans l'estuaire de la Canche. _____ 152
- Figure 41 :** Cartographie à l'émersion des flux moyens (n = 3) de CO₂ (μmol CO₂/m²/s) à l'interface sédiment-atmosphère, mesurés au noir, le long de transects transversaux au chenal principal. _____ 154
- Figure 42 :** Flux moyens de CO₂ mesurés à l'émersion pour chacun des faciès biosédimentaires rencontrés le long des transects transversaux dans l'estuaire de la Canche (octobre 2018). _____ 155
- Figure 43 :** Flux moyen de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère dans les sédiments végétalisés de l'estuaire de la Canche, en présence de la végétation (vert) et en absence de végétation (orange). Les encarts rouges désignent les différences significatives entre les triplicats de mesures avec et sans organes aériens (*p* < 0,05) _____ 156
- Figure 44 :** Photographie des premiers centimètres de sédiment sur une station recouverte de l'espèce halophyte : *Halimione portulacoides*. _____ 158
- Figure 45 :** photographie d'une embase par type de substrat rencontré dans l'estuaire de la Canche le long d'un transect : (A) pelouse, (B) *Halimione portulacoides*, (C) *Spartina anglica* et (D) vase nue. _____ 159
- Figure 46 :** Flux moyens de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère en fonction de l'enfoncement de l'embase en fonction de la végétation : pelouse, *Halimione portulacoides*, *Spartina anglica* et sédiment nue (vase) _____ 160
- Figure 47 :** Variations des flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère le long du gradient tidal pour la saison de printemps et d'été. Les résultats statistiques sont issus d'un test de comparaison de moyenne non

paramétrique (Kruskall-Wallis ; $p < 0,05$), deux lettres similaires désignent une absence de différence significative. Les étoiles désignent une différence significative pour une même station entre le printemps et l'été (*, $p < 0,05$; **, $p < 0,01$; ***, $p < 0,001$). _____ 162

Figure 48 : Relation linéaire et non linéaire entre les valeurs de flux de CO₂ et les valeurs de la médiane granulométrique (A), de la porosité (B), de la quantité de matière organique totale (C), du rapport élémentaire COT/TN (D), de la quantité de chlorophylle *a* (E), de la quantité d'EPS colloïdaux (F), de la température du sédiment (G) et de l'altitude (H) pour chacune des stations échantillonnées le long du gradient tidal dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie et pour les deux saisons étudiées (printemps et été). _____ 166

Figure 49 : Relation exponentielle entre les valeurs de flux totaux de CO₂ en fonction de la température du sédiment pour les sédiments perméables (A), les vasières (B) et les prés salés (C). _____ 169

Figure 50 : Valeurs moyennes des flux de CO₂ pour chacun des triplicats de mesures réalisés pour les différents jours d'échantillonnage dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie pour la saison printanière (haut) et estivale (bas) _____ 172

Figure 51 : Photographie des embases utilisées pour la mesure des flux de CO₂ à l'émersion lors du premier jour de mesure (A, B ; 29/08) et du cinquième jour (C, D) à la station vasière (A, C ; Sta.2A) et la station du bas du pré salé (B, D ; Sta.3A) dans l'estuaire de l'Authie pour la saison estivale. _____ 173

Figure 52 : Contribution relative pour chacun des différents faciès biosédimentaires des différentes sources majeurs de MOP identifiées : phytoplancton marin/estuarien, phytoplancton fluvial et halophyte en C3 _____ 184

Figure 53 : Droite de régression linéaire entre la demande en O₂ du sédiment et la biomasse totale de la macrofaune. Le point rouge désigne un point qui a été retiré de la régression linéaire. _____ 199

Figure 54 : Taux de minéralisation benthique (mg C/m²/h) à l'immersion (gris) et à l'émersion (blanc) mesurés le long des transects dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie en été (A) et au printemps (B). 202

Figure 55 : Digitalisation des photographies aériennes de l'estuaire de la Canche (A) et de l'Authie (B). En vert, les plateformes végétalisées, en gris, les sédiments nus (vasières et sédiments perméables), en bleu, les mares de chasseurs et en marron, les chenaux secondaires. _____ 206

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Réaction primaire de minéralisation (oxydation) de la MO associée à l'énergie libre libérée par mole de C (d'après Nealson & Saffarini 1994) et la distribution des accepteurs terminal d'électrons et des produits de réaction primaire dans la colonne sédimentaire (d'après Froelich et al. 1979).	30
Tableau 2: Location, characteristics and main bulk parameters measured in surface sediments collected from the Canche estuary (n.d., not determined)	88
Tableau 3: Location, characteristics and main bulk parameters measured in surface sediments collected from the Authie estuary (n.d., not determined)	92
Tableau 4: Geochemical characteristics of sedimentary OM as well as the relative contribution of the three main OM sources delivered to surface sediments from the two estuaries studied (n.d., not determined)	95
Tableau 5: Locations and characteristics of the stations sampled in the Canche and Authie estuaries, with core sampling dates for each sampling campaign, distance from the edge of the salt marsh (transition vegetated / unvegetated sediments), continental elevation relative to MSL, GPS coordinates, dominant halophyte plants species and temperature, O ₂ and nutrients concentrations measured in sampled surface water used for incubation experiments.	117
Tableau 6: Mean (\pm SD) density and biomass macrofauna populations found in spring and summer in the Canche and Authie estuaries. Station exempted of benthic macrofauna communities are not shown.	128
Tableau 7: Results of stepwise regression analysis for SOD, NO ₃₊₂ ⁻ and NH ₄ ⁺ fluxes, using sediments properties. Analysis was performed on all stations and both seasons (n = 14)	131
Tableau 8: Sediment oxygen demand values (SOD) measured during immersion period in dark conditions in various tidal sedimentary flats located in comparable coastal environments (North America and Western Europe) and corresponding tidal environment and regime, sediment type, season, bottom water temperature and carbon organic content (C _{org}) in surface sediments.	137
Tableau 9: Date de réalisation des différents triplicats de mesures des flux de CO ₂ à l'émersion pour les campagnes de terrain de printemps et d'été dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie. Le terme (J) correspond au nombre de jours après le début du cycle de vive-eau.	171
Tableau 10: Caractéristiques des sources potentielles de MOP à partir des valeurs moyennes du rapport atomique COT/NT et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	183
Tableau 11: Concentration en nitrate et nitrite ([NO ₃ ⁻ +NO ₂ ⁻]) et en phosphate dissoute ([PO ₄ ³⁻]) dans l'eau de surface des rivières de la Canche (n = 3) et de l'Authie (n = 3) pour le mois de Mars 2018	187
Tableau 12: Localisation des stations et caractéristiques sédimentologiques mesurées à la surface du sédiment collecté dans l'estuaire de la Somme	193
Tableau 13: Contribution relative de la respiration de la macrofaune benthique sur la demande en O ₂ du sédiment	200
Tableau 14 : Temps d'immersion et d'émersion pour chacune des stations échantillonnées le long du gradient tidal dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie	205
Tableau 15: Bilan général (en tonnes de C) de la minéralisation benthique dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie en fonction du temps relatif d'immersion et d'émersion pour la saison printanière (20/03/2019 au 21/06/2019) et estivale (21/06/2019 au 23/09/2019) en fonction de la superficie des sédiments nus (sédiments perméables + vasières) et des sédiments de la plateforme végétalisée (bas et haut de prés salés)	208

PREAMBULE

Cette nouvelle époque où nous sommes les « héros », l'Anthropocène, a été évoquée la première fois en 2000 dans l'IGBP¹ par le géologue Eugène Stoermer et a été popularisée, dans la revue *Nature*, par le géochimiste Paul Crutzen (Crutzen 2002, Lorius & Carpentier 2010). La création de cette nouvelle ère géologique a été étayée par des travaux en paléoclimatologie réalisés à partir de l'expédition scientifique française « Vostok Ice Core » (1984-1985). Cette expédition en Antarctique a permis de reconstituer sur les 160 000 dernières années, l'évolution de la température à la surface du globe et les concentrations en CO₂ et CH₄ atmosphériques. Leur évolution soulignent le lien intime entre les paramètres de Milankovitch, la concentration en gaz à effet de serre (CO₂ et CH₄) et la température atmosphérique globale (Barnola et al. 1987, Jouzel et al. 1987, Lorius et al. 1990). Ainsi 20 ans plus tard, sera acceptée une nouvelle ère géologique, l'Anthropocène durant laquelle les êtres humains, qualifiés de force géologique, influencent directement la température atmosphérique globale, depuis l'avènement de l'ère industrielle, fixée à la création de la machine à vapeur moderne par James Watt (1765-1784). Il est à relever que cette borne temporelle est encore mal fixée car cette dernière peut être aussi datée à l'avènement de l'agriculture il y a 10 000 ans dans l'actuel Irak (Marks 2006). Le groupe de travail international sur l'Anthropocène a annoncé qu'il voterait sur une proposition formelle à la Commission internationale sur la stratigraphie en 2021. Une de leur proposition porte au milieu du 20^{ième} siècle avec comme marqueurs envisagés : les microplastiques, les métaux lourds ou les radionucléides issus des tests d'armes thermonucléaires.

Le phénomène d'augmentation des gaz à effet de serre par l'activité humaine, avait été déjà mentionné par Svante Arrhénius, au début du 20^{ème} siècle, indiquant que la teneur en dioxyde de carbone dans l'air était modifiée par la combustion de charbon (Arrhenius 1910). Cette position avait été appuyée par un second environmentaliste du 20^{ème} siècle, Vladimir Vernadsky : « L'Homme civilisé déränge l'équilibre établi [...] C'est une force géologique nouvelle, dont l'importance devient de plus en plus grande. » (Vernadsky 1924). Vladimir Vernadsky, à travers une approche utilisant le matérialisme dialectique, fournit dans son livre intitulé

¹ International Geosphere-Biosphere Program

« Biosfera » (Vernadsky 1926), une description qui s'avère encore pertinente à nos jours du système Terre et qui finalement donnera jour à une sous-discipline de la géochimie, la « biogéochimie ». Vladimir Vernadsky stipule ainsi que la biosphère est en interaction perpétuelle avec différents grands réservoirs incluant la roche, le vivant, le gaz et l'eau, connectés entre eux par des transferts d'énergie, énergie qui a comme unique origine le Soleil (Vernadsky 1926). Encore de nos jours, la biogéochimie moderne emprunte ces fondements pour comprendre à différentes échelles de temps et d'espace, les processus qui relient à travers d'échanges de matières, les différents réservoirs composant un système naturel.

L'altération de la Terre par les êtres humains ne cesse de croître depuis le début de l'Anthropocène : entre un tiers et la moitié de la surface terrestre a été transformé par l'action humaine ; la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère a augmenté de près de 30 % depuis le début de la révolution industrielle ; l'humanité fixe plus d'azote atmosphérique que tous les sources terrestres naturelles combinées ; plus de la moitié de toutes les eaux douces de surface accessibles est mis à profit par l'humanité ; environ un quart des espèces d'oiseaux sur Terre sont ou ont été en voie d'extinction.

Selon ces normes et d'autres, il est clair que les êtres humains ont un rôle primordial à jouer dans cette ère où nous sommes les « héros » ; par une révolution intellectuelle dans laquelle les êtres humains ne seraient plus des êtres supérieurs voués à posséder et à chérir son imaginaire à travers la technologie mais plutôt en cherchant son équilibre en lui et avec ce qui l'entoure.

CHAPITRE 1

Aspects généraux et objectifs d'étude



1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Les estuaires : enjeux, définition et classification

1.1.1 Enjeux

À l'échelle mondiale, le littoral s'étend sur 350 000 km linéaires soit approximativement 7 % ($26 \times 10^6 \text{ km}^2$) de la surface globale occupée par les océans (Gattuso et al. 1998). Les estuaires quant à eux représentent seulement 4 % de la marge littorale mondiale (Figure 1). Localisés à l'interface entre le continent, l'océan côtier et l'atmosphère, les estuaires sont impliqués dans le transfert de nombreux éléments chimiques, jouant ainsi un rôle dans le cycle biogéochimique de l'oxygène, du carbone, de l'azote, du soufre, ou encore du phosphore sous la forme de matières organiques (MO; polysaccharides, acides aminés) ou minérales (N_2 , CO_2).

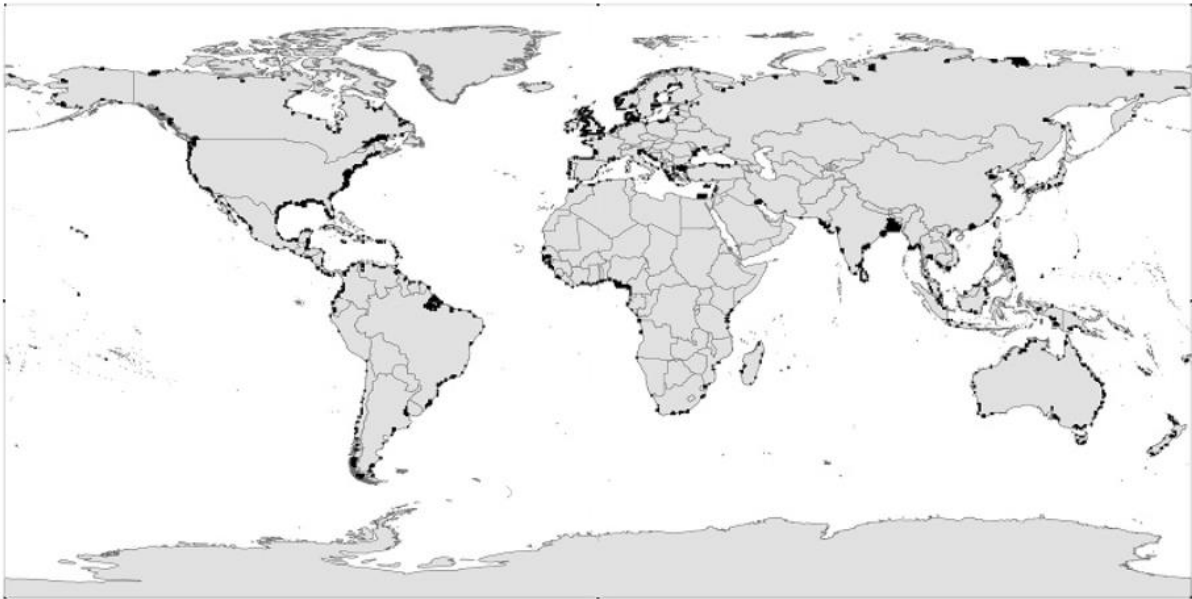


Figure 1 : Répartition mondiale des estuaires, des fjords et des deltas (points noirs) à la surface du globe terrestre d'après Alder (2003)

De ce fait, une partie des cycles biogéochimiques globaux dépend des processus physiques (agrégation, floculation), chimiques (précipitation, dissolution) et biologiques (minéralisation microbienne, production primaire et secondaire) issus du fonctionnement estuarien. Dans ces zones côtières peu profondes, la faible hauteur d'eau induit un couplage benthopélagique significatif qui se traduit par des transferts importants de matières particulaires (minérale,

matière organique) et dissoutes (p.ex. matière organique, nutriments) entre la colonne d'eau et la surface du sédiment (Graf 1992, Griffiths et al. 2017). En conséquence, les franges côtières supportent jusqu'à 50 % de la minéralisation de la MO mondiale (Middelburg et al. 1997) et constituent l'un des écosystèmes les plus productifs sur Terre (Alongi 1998, Underwood & Kromkamp 1999, Cloern et al. 2014), représentant ainsi de véritables '*hot spot*' biogéochimiques (McClain et al. 2003). Une des nombreuses conséquences de l'influence des estuaires sur les cycles biogéochimiques globaux est notamment qu'ils jouent le rôle de tampon au regard des apports fluviaux, vis-à-vis par exemple des éléments nutritifs, tels que l'azote et le phosphore (Van Beusekom & De Jonge 1998, McKee et al. 2000, van der Zee et al. 2007) évitant ainsi des épisodes d'eutrophisation des eaux côtières (Vollenweider 1992, Rabalais et al. 2009). Concernant le cycle biogéochimique global du carbone, les estuaires participent activement au pompage du CO₂ atmosphérique *via* la production primaire et à la séquestration du carbone à long terme dans le sédiment *via* l'enfouissement de MO dans le sédiment (Chmura et al. 2003), ou *a contrario*, en conséquence de la forte minéralisation benthique de la MO, sont le siège d'une forte émission de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère (Borges 2005). Le rôle des estuaires comme puits ou source de CO₂ vis-à-vis de l'atmosphère, soit respectivement un caractère '*hétérotrophique*' ou '*autotrophique*' (Alongi 1998), est important à définir dans le cadre de la problématique actuelle de réchauffement climatique global due à l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄).

Les estuaires ne sont pas seulement des réacteurs biogéochimiques mais représentent depuis des siècles, des lieux de commerce, d'échanges, de refuge lors des tempêtes ou encore de postes avancés comme port de guerre. En effet, les estuaires ont un rôle important à jouer économiquement, que ce soit à l'échelle locale, comme au Brésil, où 2500 foyers gagnent 68 % de leur revenu grâce à l'exploitation du bois, de la pêche (crabes, poissons) à partir des ressources fournies par l'estuaire de Caeté (Glaser 2003), ou à l'échelle nationale, où aux Etats-Unis, la pêche commerciale dans les estuaires représente une économie de 4,3 milliards de dollars par an². Les travaux de Seitz et al. (2013) ont montré que 44 % des espèces d'intérêt halieutique passent une partie ou la totalité de leur cycle de vie dans les estuaires. Ainsi, les estuaires sont de véritables

² Chiffre obtenu en 1998 par l'Association of National Estuary Programs (ANEP)

zones de nurserie grâce à la grande quantité de nourriture disponible pour un nombre important d'espèces de poissons (Headrich 1983, Potter et al. 1990, Ray 2005), d'invertébrés benthiques (Gray 1997, Herman et al. 1999) et d'oiseaux (Hill et al. 1993, Moreira 1993, Erwin 1996). De plus, le caractère turbide des eaux estuariennes permet à certaines espèces de poissons de trouver une zone de refuge pour leur développement.

La place très importante que les estuaires ont au cours des différentes civilisations induit une détérioration de son équilibre naturel. Les estuaires présentent un large éventail d'impacts anthropiques pouvant compromettre leur intégrité écologique (Kennish 2002) et ceci depuis le Rome antique avec, comme en Angleterre, la perte d'un tiers de la surface totale des vasières intertidales et de la moitié des prés-salés (Davidson et al. 1991). La plus ancienne perturbation anthropique est la surpêche conduisant à une diminution de la biomasse et de la biodiversité estuarienne (Jackson 2001, Blaber 2013) ou encore la pollution aux métaux lourds (Zwolsman et al. 1997, Grousset et al. 1999, Feng et al. 2004) qui provoque la contamination du réseau trophique estuarien (van der Oost et al. 2003, Zhou et al. 2008, Zhao et al. 2012). L'enrichissement en nutriments du sédiment et de la colonne d'eau estuariens par l'apport des eaux continentales fortement concentrées, a aussi un impact direct sur la productivité des prés-salés en conséquence d'une diminution de la biomasse des halophytes (Valiela et al. 1976) mais aussi peut conduire à une surmortalité des organismes benthiques due à la désoxygénation dans le sédiment et le bas de la colonne d'eau (Rabalais et al. 2014). De plus, les impacts sur l'équilibre hydro-sédimentaire, à travers par exemple la mise en place de barrages en amont des estuaires (Yang et al. 2004, Morais 2008, Winterwerp et al. 2013, Wang et al. 2015) ou le dragage et la chenalisation pour la navigation (Lesourd et al. 2001, Kerner 2007, Wang et al. 2015), influent directement sur la morphologie des estuaires, leur turbidité, leur gradient de salinité ce qui impacte donc les communautés faunistiques et floristiques estuariennes. Finalement, le réchauffement climatique exacerbe l'impact négatif des êtres humains sur ces environnements côtiers avec entre autre, la modification des gradients de salinité des eaux estuariennes (Knowles & Cayan 2002) et la hausse de la température dans la colonne d'eau (IPCC 2019) induisant un stress environnemental supplémentaire sur les organismes estuariens (Roessig et al. 2004, Madeira et al. 2012, Chaalali et al. 2013).

L'ensemble de ces perturbations a pour effet de perturber l'équilibre dynamique des écosystèmes estuariens à différents étages du réseau trophique comme les organismes photosynthétiques (consommateur de CO₂ atmosphérique) ou les organismes hétérotrophes (émetteur de CO₂) induisant alors des altérations de processus biogéochimiques estuariens et donc finalement des bouleversements dans les échanges naturels de matières entre les différents réservoirs du continuum rivière-estuaire-océan-atmosphère.

Malgré tous ces aspects négatifs, il existe toutefois des actions menées pour rétablir et maintenir les écosystèmes estuariens endommagés. Les programmes d'observation permettent aux politiques de prendre du recul sur la gestion et la réglementation des activités de pêche, industrielles, liées à l'urbanisation, etc. (Cloern et al. 2016). Ces dernières montrent l'importance des dialogues et des actions conjointes entre le domaine scientifique et les acteurs des politiques de gestion afin de lever la dichotomie existant entre la protection de l'environnement et les enjeux socio-économiques inhérents aux environnements estuariens (Watson 2005).

1.1.2 Définition

D'un point de vue étymologique, le terme « estuaire » dérive du latin *aestus* (mouvement des flots) qui est le substantif du verbe *aesto* (je bouillonne) et qui suggère un mélange des eaux à l'embouchure du fleuve (Le Goazigo 2019). Il est difficile de trouver une définition unique car les estuaires ont été définis selon une pléthore de définitions en fonction du prisme à travers lequel ils sont vus (scientifique, géographique, législatif, etc.). La définition la plus couramment utilisée est celle proposée par Pritchard (1967) qui se base sur la salinité de l'eau et qui définit un estuaire comme l'aire qui s'étend de l'embouchure de la rivière, où la salinité est égale à 0,1, jusqu'en aval où la frontière marine est limitée par une salinité de 30-35. Perillo (1995), quant à lui, y intègre une composante biologique : « *une masse d'eau littorale semi-fermée qui s'étend jusqu'à la limite d'influence des marées, à l'intérieur de laquelle l'eau de mer entrant par une ou plusieurs liaisons avec l'océan, est considérablement diluée avec de l'eau douce provenant du drainage des terres et peut préserver les espèces biologiques euryhalines d'une partie ou de la totalité de leur cycle de vie.* ». Dyer (1997) s'attarde sur une composante hydrodynamique : « *une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte, se prolongeant dans la rivière jusqu'à la limite de l'influence tidale, à l'intérieur de laquelle l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau*

douce issue du drainage du bassin versant. ». Finalement, Dalrymple et al. (1992) s'appuient sur des notions d'hydrodynamique sédimentaire et définissent les estuaires comme la partie maritime d'un système alluvial inondé qui reçoit des particules sédimentaires d'origine marine et fluviale et dont la frontière continentale est définie à partir des faciès influencés surtout par les courants fluviaux alors que la frontière océanique est délimitée par les faciès sédimentaires influencés par les courants tidaux et les vagues.

Cette difficulté de définir de manière absolue les estuaires est distinctement retranscrite par Elliott & McLusky (2002) qui synthétisent les différentes définitions proposées au cours des décennies. En plus des différents domaines scientifiques qui sont employés pour étudier les estuaires, la diversité de ces écosystèmes côtiers en fonction de leur forme, de leur situation géographique, etc. complexifie leur définition, induisant un réel besoin d'une classification de ces environnements côtiers.

1.1.3 Classification

De nombreuses classifications qualitatives et quantitatives des estuaires sont proposées et une nouvelle fois sont fonction des problématiques dans lesquelles ces estuaires sont étudiés. Pritchard (1955) s'attarde sur les gradients verticaux de salinité dans la colonne d'eau et donc l'intensité de brassage des masses d'eau. Davies (1964) distingue les estuaires en fonction du marnage à l'embouchure avec trois classes d'estuaire : microtidale (< 2 m), mésotidale (2-4 m) et macrotidale (> 4 m). Le Floch (1961) détermine, une nouvelle fois, trois classes d'estuaires, mais cette fois-ci, basées sur l'évolution de l'amplitude de marée et de la vitesse des courants tidaux longitudinalement, c'est-à-dire d'amont en aval de l'estuaire. L'onde de marée, due à la friction avec le fond, se dissipe en fonction de la forme de l'estuaire. Ainsi il a été distingué, des estuaires hyposynchrones (les courants et l'amplitude de marée diminuent vers l'amont), des estuaires synchrones (les courants et l'amplitude de marée restent constants d'amont en aval), et finalement des estuaires hypersynchrones (les courants et l'amplitude de marée augmentent à l'embouchure puis diminuent vers l'amont).

La classification apportée par Dalrymple et al. (1992), inspirée des travaux de Galloway (1975) sur les deltas permet de discriminer les différents types d'estuaires mais aussi de les différencier d'autres environnements littoraux comme les deltas ou encore les lagunes côtières.

La Figure 2A présente les grands types d'environnements côtiers classés selon l'influence des sources de sédiments, des tendances à la progradation et à la transgression (soit respectivement une avancée sur l'océan et une avancée sur le continent), de leur géométrie et finalement des processus hydrodynamiques les structurant. De ces faits, les estuaires sont donc des incisions dans le trait de côte (caractère transgressif), composées d'un mélange organisé de sédiments de différentes tailles, dont les rives végétalisées forment un pré salé (climat tempéré) ou une mangrove (climat tropical) et dont le comblement à long terme est significatif.

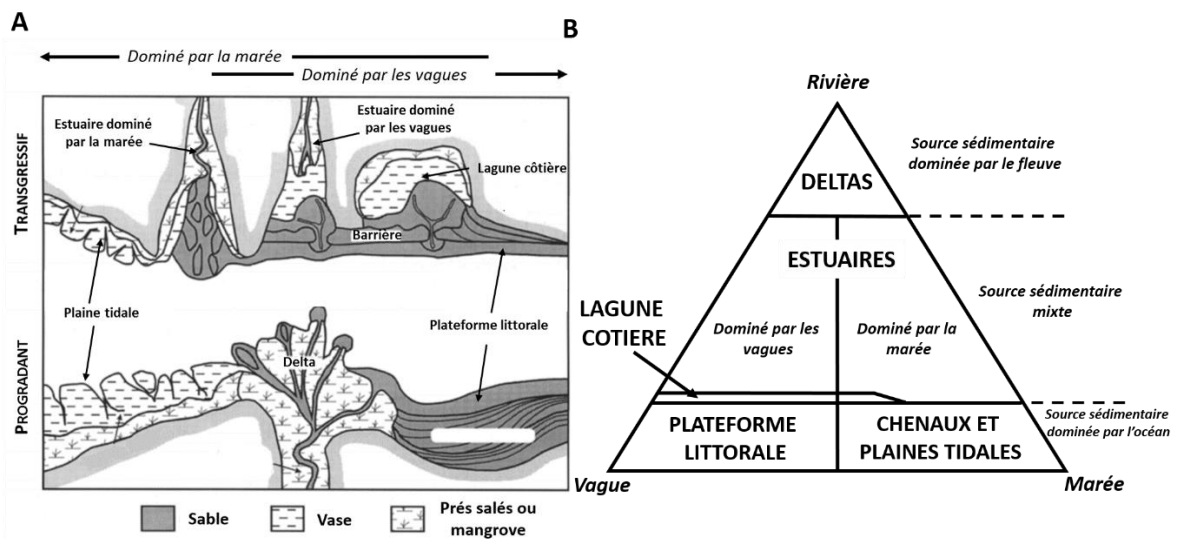


Figure 2 : (A) Distinction des différents environnements côtiers en fonction de leur caractère transgressif ou progradant et (B) Classification tripartite des environnements côtiers en fonction des critères hydrodynamiques et des sources sédimentaires dominantes (d'après Dalrymple et al. 1992 ; modifiés).

D'après la Figure 2B, les estuaires sont positionnés au centre du prisme déterminant ces environnements côtiers comme dominés par l'influence conjointe des processus hydrodynamiques marins (vagues et courants tidaux) et fluviaux avec, plus précisément, une distinction entre les estuaires dominés par les vagues et les estuaires dominés par la marée. En plus des forçages hydrodynamiques dominants, Dalrymple et al. (1992), intègre le mélange de sources sédimentaires (marine et fluviale) qui reflète l'identité des estuaires comme une zone tampon entre les domaines océanique et continental.

1.2 La structuration du paysage estuarien

1.2.1 Caractéristiques générales des particules sédimentaires

Dans les estuaires, les particules sédimentaires, principalement de nature minérale, proviennent essentiellement de l'altération des roches même si une part non négligeable peut être d'origine biogène incluant des exosquelettes variés (tests, coquilles, frustules). Suivant la composition chimique de ces particules minérales, leur origine est très variée. Les particules sédimentaires de nature siliceuse sont principalement composées de minéraux provenant de l'altération des roches continentales des continents (quartz, feldspaths, argiles minéralogiques, ...) ou des exosquelettes produits par divers organismes (p.ex. Radiolaire, Diatomées, spicules de Spongiaire). Les particules sédimentaires de nature carbonatée sont quant à elles surtout biogéniques, constituées par des exosquelettes entiers ou des fragments de ces derniers issus de nombreux organismes (p.ex. Coccolithophoridés, Foraminifères, coraux, Gastéropodes, Bryozoaires, etc.) ou parfois d'origine bio-induite comme pour les oolithes. De plus, des particules sédimentaires peuvent aussi être de nature organique, une partie de la matière organique particulaire (MOP) peut être absorbée à la surface de certains minéraux (Keil et al. 1997) en s'associant, à travers une diversité de mécanismes tels que les liaisons électrostatiques issues de l'électronégativité des argiles minéralogiques et le déficit en électrons de la MO ou sur les argiles granulométriques en raison de leur surface spécifique importante (Keil & Mayer 2014).

La taille des particules sédimentaires est très diverse allant de quelques microns (argiles granulométriques) à plusieurs mètres (bloc de rochers). Leur classification en fonction de leur taille, appelée granulométrie, suit de nombreuses méthodes (Wenworth, Cailleux, Boucart, AFNOR). En particulier, la classification de Wentworth (1922), utilisée dans ce travail de thèse, s'appuie sur une échelle de tailles partagée en classes granulométriques dont la progression est géométrique (avec une raison de 2) qui impose donc une présentation graphique de type logarithmique. À partir de l'évolution du pourcentage volumique des particules pour chaque classe granulométrique, il est possible de déterminer des paramètres granulométriques comme la moyenne ou la médiane, le classement (ou '*sorting*') indiquant la dispersion des tailles des particules/grains par rapport à la moyenne et l'asymétrie (ou '*skewness*') indiquant la prépondérance de particules fines ou grossières par rapport à la moyenne. L'utilisation de ces paramètres permet ainsi de caractériser l'environnement sédimentaire. La moyenne ou la

médiane granulométrique est l'expression de la force d'un courant. Le classement permet de quantifier l'importance des actions de tri au cours du transport et du dépôt. L'asymétrie exprime le type de milieu de dépôt. La taille, le tri, l'asymétrie et la nature des dépôts sédimentaires résultent principalement de l'intensité (vitesse du courant) des forçages hydrodynamiques mais aussi des caractéristiques des dépôts sédimentaires influençant les phénomènes d'érosion, de dépôt et de transport.

1.2.2 Les forçages hydrodynamiques

La dynamique morphosédimentaire des estuaires est contrôlée selon trois grands forçages hydrodynamiques incluant le régime fluvial, la marée et les vagues :

Le régime fluvial est dépendant du débit du fleuve qui varie selon des épisodes de crues et d'étiage. Selon une chronique de débit annuel, un régime hydrologique est défini selon la moyenne mensuelle du débit (Haines et al. 1988). D'après Beckinsale (1969), le régime hydrologique des fleuves dépend majoritairement de l'interaction du climat, de la végétation, du sol, de la structure géologique ainsi que de la taille et de la forme du bassin versant. Dans les estuaires, l'influence du forçage hydrodynamique fluvial diminue progressivement vers l'embouchure de l'estuaire en raison de la méandrisation du chenal, qui est alors sujet à des migrations fréquentes entre les deux rives de l'estuaire, et à la forte intensité des forçages hydrodynamiques antagonistes que sont les vagues et la marée (courant de flot).

La marée est une force engendrée par le système Soleil-Terre-Lune qui interagit à différentes intensités sur les masses d'eaux (océans, mers, grands lacs). Les marées imposent aux environnements estuariens, dans le cas d'un régime tidal semi-diurne, une périodicité quotidienne d'immersion et d'émersion impliquant deux basses mers et deux pleines mers par jour. Les courants tidaux sont alors différenciés en un courant de flot (courant lié à la phase montante de la marée) et un courant de jusant (courant lié à la phase descendante de la marée). Dans les estuaires macrotidaux (marnage > 4 m), ces courants sont asymétriques, induisant alors un courant de flot d'une durée plus courte mais d'une intensité plus importante et *a contrario* un courant de jusant plus long avec une intensité plus faible. Dans les estuaires dominés par la marée, cette asymétrie a pour principale conséquence une accumulation de particules dans la zone intertidale et donc une tendance au comblement à long terme. L'amplitude des marées se

développe selon les cycles semi-lunaires, soit d'une durée de 28 jours durant lesquels le cycle de morte-eau et de vive-eau s'effectue pendant 14 jours environ, mais aussi les cycles lunaires, d'une durée de 28 jours environ, qui conditionnent les cycles de grande vive-eau et de petite vive-eau.

Les vagues se créent par la friction du vent sur une étendue d'eau (fetch) et se propagent à l'interface atmosphère-eau sous forme d'ondes orbitales, définissant un train de vagues. Les vagues sont alors caractérisées par une période (T), une vitesse et une hauteur significative (Hs). À l'approche de la côte, en interaction avec le fond, la vitesse et la période diminuent et la hauteur significative augmente (phénomène de '*shoaling*') jusqu'à un seuil critique où le déferlement s'effectue. En fonction de la hauteur de la colonne d'eau, le fond est alors soumis à la contrainte de cisaillement générée par l'interaction de l'énergie de la vague avec le substrat sédimentaire. Malgré une dissipation des vagues importante avant leur arrivée dans les estuaires (zone peu profonde), ces dernières restent un forçage hydrodynamique significatif dans la dynamique sédimentaire estuarienne (Le Hir et al. 2000) surtout lors des événements tempétueux (Yang et al. 2015).

Dalrymple & Choi (2007) déterminent trois sections longitudinales (marine, mixte et fluviale) dans lesquelles l'hydrodynamisme estuarien est influencé à différentes intensités par ces trois sources d'énergie présentées Figure 3.

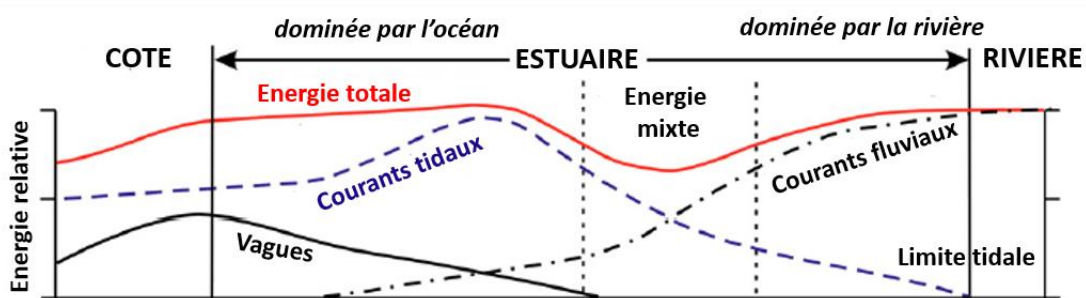


Figure 3 : Variation longitudinale de l'intensité des trois principaux processus physiques : les courants fluviaux, les courants de marée et les vagues (d'après Dalrymple & Choi 2007; modifié)

La section marine située à l'embouchure est dominée par les courants tidaux et la houle. Dans cette section, la mosaïque de faciès sédimentaires est la plus grande, composée de corps sédimentaires sableux (bancs, plateforme), de vasières et de prés-salés en climats tempérés ou de mangroves en climats tropicaux. L'hydrodynamisme est bidirectionnel car dominé par les courants tidaux mais aussi les vagues et finalement la source de sédiment est majoritairement

marine. Au contraire, dans la section fluviale, l'origine sédimentaire est dominée par la source fluviale et la présence de sédiments grossiers est réduite au chenal, là où la force de courant est la plus grande. Dans cette section, l'hydrodynamisme est dominé par un courant unidirectionnel qui est dépendant du débit du fleuve jusqu'à la section mixte. Cette section mixte est sous la dominante à la fois marine et fluviale mais les vagues n'ont plus d'effets significatifs en raison de leur dissipation dans la section marine. Cette version simplifiée ne prend pas en compte d'une part la variation le long des différents étages tidaux, dépendant de l'altitude du sédiment, de la présence de végétation limitant l'énergie du courant et d'autre part la variation temporelle des forçages comme les crues, les cycles de mortes eaux et de vives eaux.

Finalement l'ensemble de ces processus spatio-temporels résultent en une diversité d'environnements hydrodynamiques dans lesquels la vitesse de courant et les caractéristiques des particules vont modeler le paysage estuarien selon les processus d'érosion de dépôt et de transport sédimentaire.

1.2.3 Les différents processus sédimentaires

1.2.3.1 Le phénomène d'érosion

L'érosion est le processus durant lequel la vitesse de courant induit la mobilité de particules sédimentaires déposées sur un substrat. Ce phénomène se déclenche lorsque la vitesse de courant au voisinage du fond, considérée comme une contrainte de cisaillement, est suffisamment importante pour dépasser la gravitation, la friction et les forces de cohésion qui maintiennent les grains en contact avec le substrat (Partheniades, 1965). D'après les travaux Hjulstrom (1955), la vitesse du courant (cm/s) doit dépasser un seuil qui varie en fonction de la taille (μm) des particules (Figure 4A). Les travaux de Hjulström sont indicatifs, car les conditions d'expérimentation retranscrivaient exclusivement un courant laminaire, or dans l'environnement, les courants répondent à un régime turbulent. Cependant, les résultats montrent que les sédiments grossiers sont transportés sous la contrainte d'une vitesse de courant plus importante que les particules plus petites. Paradoxalement, dans le domaine des particules les plus fines, du au phénomène de cohésion, la vitesse de courant doit dépasser un seuil plus haut qu'en présence de particules fines isolées. En effet la cohésion des particules sédimentaires modifie les propriétés physico-chimiques du sédiment (Grabowski et al. 2011) et finalement

l'érodabilité du dépôt sédimentaire (Postma, 1967 ; Figure 4B). Ainsi, l'érodabilité diminue lorsque la cohésion du sédiment augmente. De plus, l'état de consolidation du dépôt de sédiments fins cohésifs, dépendant du contenu en eau, influence l'érodabilité du sédiment (Mehta & Partheniades 1982, McCave 1984, Dade et al. 1992). Un sédiment fortement consolidé (contenu en eau faible) a alors un potentiel d'érosion moins important (Figure 4B).

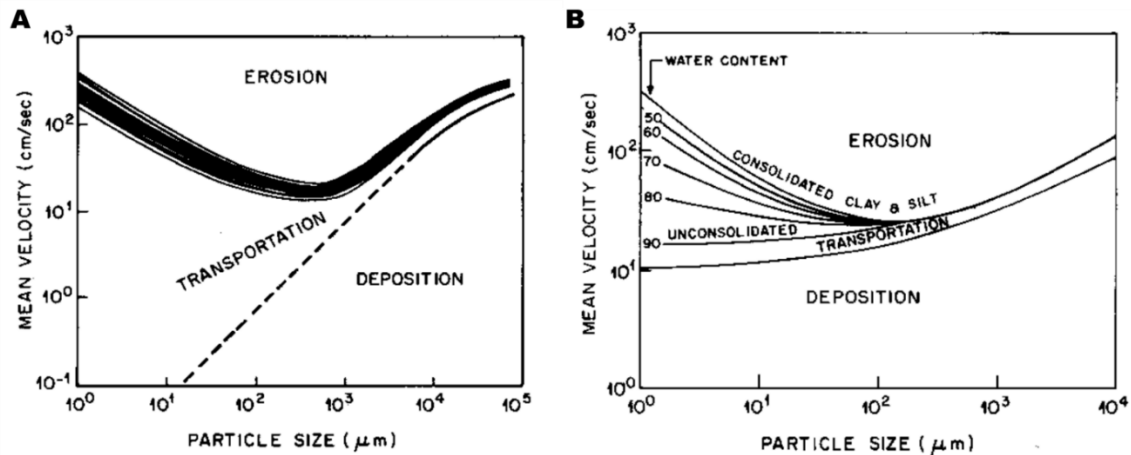


Figure 4 : Les diagrammes (A) Hjulström et (B) Postma (1967) des seuils d'érosion, de transport et de dépôt en fonction de la taille moyenne des particules (échelle x et y logarithmique ; d'après Dade et al. 1992).

Les caractéristiques biologiques du dépôt sédimentaire contrôlent aussi l'érodabilité du sédiment. En effet, certaines espèces d'organismes benthiques, les organismes bioturbateurs (Annélides, Crustacés, Mollusques), ont une influence positive sur l'érodabilité. La bioturbation est définie comme la perturbation physique du sédiment par les activités de transport et de prédation de la faune benthique (Kristensen et al. 2012). La bioturbation a pour conséquence le déplacement et le mélange des particules sédimentaires (remaniement sédimentaire) et/ou le déplacement de l'eau à travers les terriers (bioirrigation ; Solan & Wigham 2005, Meysman et al. 2006, Maire et al. 2008). Au contraire, d'autres organismes benthiques, les organismes biostabilisateurs (microalgues benthiques; Stal 2010), ont une influence négative sur l'érodabilité (Orvain et al. 2007, Soares & Sobral 2009, Li et al. 2017). Les biostabilisateurs sont des organismes qui augmentent la résistance du sédiment à l'érosion comme le tapis microbien vivant à la surface du sédiment (Mitchener & O'Brien 2000, Andersen et al. 2010) ou les racines des espèces halophiles présentes dans les prés-salés (Chen et al. 2012). De plus, les végétaux halophytes augmentent la probabilité de dépôt de particules (Mudd et al. 2010) en diminuant les vitesses de

courant (Fagherazzi et al. 2012) et ont donc aussi un rôle à jouer sur le processus de dépôt sédimentaire.

1.2.3.2 Le phénomène de dépôt

Le phénomène de dépôt s'effectue lorsque la turbulence dans la colonne d'eau diminue suffisamment pour que la vitesse de chute de la particule permette le transport vertical jusqu'à la surface du substrat. La vitesse de chute des particules suit la loi de Stokes et est alors dépendante de la viscosité du fluide, de la taille et de la densité des particules sédimentaires. Cependant, en respectant la loi de Stokes, une particule fine isolée (argile granulométrique) ne pourrait pas se déposer. Comme vu précédemment, les sédiments fins ont un caractère agrégatif ; ainsi la vitesse de chute est aussi dépendante de l'état d'agrégation des particules sédimentaires, appelés floes (Manning & Dyer 2002). Les sédiments fins vont former des floes de tailles différentes : les microflocs (< 125 μm) et les macroflocs (> 125 μm ; Eisma 1986). Le phénomène de floculation dépend de nombreux facteurs comme l'énergie de turbulence, la concentration de matière en suspension dans la colonne d'eau, la force ionique de l'eau dépendant en partie de la salinité et de la présence de particules organiques chargées négativement, la compaction après dépôt, les efflorescences algales, etc. (van Leussen 1994, McAnally & Mehta 2001, Maggi 2005, Verney et al. 2009).

1.2.3.3 Le transport sédimentaire

D'après les travaux de Hjulström (Figure 4A), lorsque le courant est suffisamment fort pour éroder le dépôt sédimentaire, après que le seuil de mobilité soit atteint, les particules peuvent présenter différents modes de transports en fonction de la concentration en particules mais aussi de leur densité

Dans le cas de faible concentration en particules :

Si la densité des particules est inférieure à celle du fluide, alors ces dernières se déplacent par flottaison à la surface du fluide porteur,

Si la densité des particules est supérieure à celle du fluide, ces dernières se déplacent par charriage, saltation et suspension.

Le transport par charriage, saltation et suspension peut être continu, sous entendant l'absence de collision avec d'autres particules, ou discontinu, résultant de l'entravement des particules entre elles. Dans le cas de forte concentration de particules (pas le cas dans les estuaires) les particules se déplacent selon le phénomène de *mass flow* engendrant des courants de turbidité au fond de la colonne d'eau comme observé par exemple au large du Congo formant des lobes terminaux.

Il est à noter que lorsque le courant est suffisamment fort pour dépasser le seuil d'érodabilité des dépôts fins (p.ex. argiles granulométriques), les particules cohésives sont détachées en paquet ou en paillette plutôt qu'en particules isolées. Il est important de souligner dans le cas des estuaires macrotidaux dominés par la marée que le transport net sédimentaire est dirigé vers le continent et a pour conséquence le comblement à long terme de l'estuaire. Ce phénomène est basé sur le modèle proposé par Postma (1967) et est présenté Figure 5. Une particule sédimentaire déposée au point 1 est remise en suspension durant la marée montante aussi longtemps que la vitesse du courant de flot est au-dessus du seuil de la vitesse de remobilisation. Cette particule sédimentaire se dépose ensuite au point 2, à l'étape de haute mer (vitesse des courants tidaux faible), après un temps de latence dépendant de sa vitesse de chute. La particule est alors remise en suspension et transportée jusqu'au point 3 lors de la marée descendante par le courant de jusant. Elle se dépose une nouvelle fois après un temps latence, durant l'étape de basse mer. La distance entre les points 1 et 3 représente le transport sédimentaire net vers le continent au cours d'un cycle de marée confirmant qu'à long terme, les estuaires macrotidaux dominés par la marée, caractérisés par une asymétrie de marée, se comblent significativement par l'apport de sables marins.

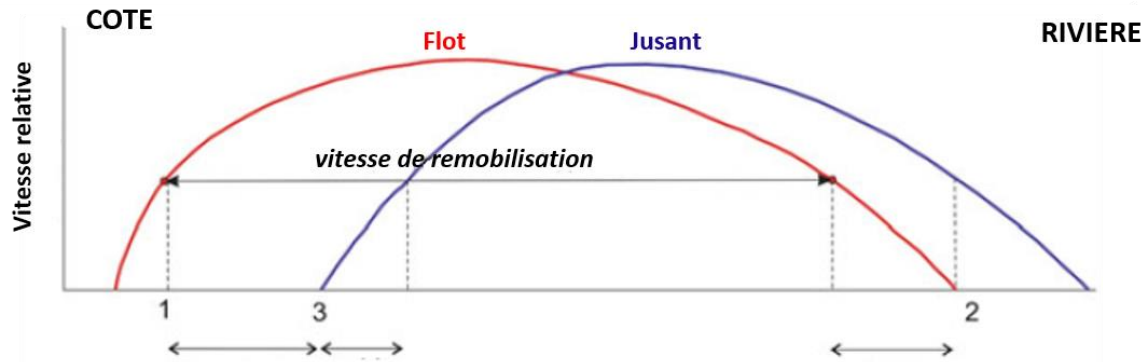


Figure 5 : Schéma du transport net de particules vers le continent dans le cas d'un estuaire macrotidal d'après Postma (1967). Lors du flot une particule est remise en suspension après que la vitesse du courant atteigne la vitesse de remobilisation (1), elle se déplace en direction de l'amont du cours d'eau (vers la rivière) puis finalement sédimente car la vitesse du courant est trop faible (inférieure à la vitesse de remobilisation). Ce même processus se réalise lors du jusant mais la direction du courant induit le déplacement de la particule en aval du cours d'eau (vers la côte). Dans un estuaire macrotidal, l'asymétrie de marée induit des vitesses de courants lors du flot plus puissantes que lors du jusant. Après chaque cycle de marée la particule sédimentaire se déplace progressivement en amont du cours d'eau.

En fonction des intensités des forçages hydrodynamiques mais aussi des propriétés physiques, chimiques des particules sédimentaires, un arrangement spatial va réaliser une structuration non aléatoire des différents étages tidaux. Le paysage estuarien va alors subir au gré des variations diurnes (marées) ou encore saisonnières (étiage, crue, tempête) une perpétuelle restructuration de la mosaïque des faciès biosédimentaires.

1.2.4 La mosaïque des dépôts sédimentaires

La mosaïque de faciès biosédimentaires rencontrée de l'étage subtidal à supratidal d'un estuaire macrotidal tempéré (mixte ou dominé par la marée) est principalement composée de corps sédimentaires sableux (bancs, plateforme), de vasières et de prés-salés, comme observé dans un système estuarien mégatidal, la baie de Fundy (Canada ; Dalrymple et al., 1990).

Le sable marin constitue des barres de sable allongées et des étendues de sable planes (10 à 10³ m). Ces types de dépôts sont localisés plus communément à l'embouchure de l'estuaire, dans les chenaux (primaires et secondaires) ou encore à proximité de ces derniers lorsque les conditions hydrodynamiques le permettent (Dalrymple et al. 1992). Les barres de sable sont parallèles aux chenaux alors que les étendues planes de sable se situent à des niveaux topographiques plus élevés. Au moment de se déposer les particules sableuses s'organisent sous l'influence des forces hydrodynamiques qui se traduit par des structures sédimentaires appelés figures de courant

(Chamley 1987). Les figures sédimentaires à la surface de ces corps sableux sont dessinées par les courants tidaux mais aussi par l'influence de la houle (Dalrymple et al. 1990). Les rides formées par l'action du courant, qui sont les principales figures sédimentaires rencontrées à l'intérieur des estuaires mixtes comme les estuaires picards, ont une taille conditionnée par la force du courant et la taille des particules déposées (Chamley 1987). La combinaison de ces deux paramètres donne lieu à une grande diversité de figures sédimentaires incluant les lits plats inférieurs, les rides de courant (hauteur de 0,3 à 0,6 cm ; Figure 6A), les vagues de sable, les mégarides (hauteur de 60 cm à 1,5 m), les lits plats avec mouvement de particules, les antidunes (Davis & Dalrymple 2012). Ces figures sédimentaires sont observées uniquement dans des dépôts sédimentaires sableux. Aux étages tidaux plus élevés, avec des conditions hydrodynamiques plus faibles, le dépôt de sédiments plus fins (argiles granulométriques, silts) forme des corps sédimentaires constitués de sédiments cohésifs, tel que les vasières.



Figure 6 : Diversité des faciès sédimentaires incluant (A) des sédiments sableux présentant en surface, lorsque les conditions hydrodynamiques le permettent, des rides de courant, (B) des sédiments fins cohésifs déposés dans des conditions hydrodynamiques peu intenses, (C) des sédiments fins cohésifs présentant une zone de microfalaise avec une faible érosion ou (D) une érosion plus intense entre la vasière et le pré salé.

Les vasières (Figure 6B) sont définies, d'après le SCOR³ Working Group 106, comme un environnement morpho-sédimentaire caractérisé d'une alternance entre des lamines de sédiments fins et des lamines de sédiments grossiers. La composition et l'épaisseur de couches de sédiment permettent de différencier les dépôts résultant du flot, de l'étalement de haute mer, du jusant et de l'étalement de basse mer mais aussi démontrent l'influence des vagues sur la sédimentologie des vasières (Le Hir et al. 2000). Les micro-falaises d'érosion (Figure 6C) sont observées dans les vasières situées dans la section où le chenal est méandrique. Ces figures d'érosion sont issues de la divagation autocyclique des chenaux (Pringle, 1995). La présence d'une falaise d'érosion, dans la partie haute des vasières accompagnées parfois de galets mous témoigne d'événements antérieurs d'érosion provoqués par la hausse de l'intensité des courants, par exemple dues indépendamment ou conjointement aux crues, aux tempêtes et aux marées exceptionnelles (Figure 6D). Les vasières intertidales ont une forte dynamique saisonnière avec des périodes d'accrétion et d'érosion (Yang et al. 2008) contrôlées par la disponibilité en particules fines (Gao 2009) mais aussi par les processus physiques, géochimiques et biologiques influençant directement l'érodabilité du sédiment cohésif (Grabowski et al. 2011). L'accrétion verticale nette est majoritairement dépendante de l'altitude du substrat (Morris et al. 2002, Temmerman et al. 2004). Dyer et al. (2000) divisent les vasières en trois zones (bas, milieu et haut) distinguables par la distribution granulométrique partiellement dépendante de l'altitude du substrat et de la pente. Ils concluent que l'exposition aux vagues et la pente sont les facteurs les plus discriminants pour la classification des vasières. Les vasières, dans les environnements estuariens tempérés macrotidaux, après avoir atteint une altitude optimale sont colonisées par une végétation pionnière halophyte, transformant ainsi les vasières en prés salés.

Les prés salés ou schorres, terme emprunté au néerlandais *schor* qui désigne un «terrain d'alluvions», correspondent à une zone estuarienne végétalisée, calme et protégée, où des sédiments fins d'origine marine et continentale peuvent s'accumuler (Allen 2000, Davidson-Arnott et al. 2002). Il peut être distingué, en fonction de la contribution de la fraction organique et minérale à l'accrétion verticale, les prés salés minérogéniques où le dépôt de la fraction minérale est supérieur à la fraction organique et inversement les prés salés organogéniques. Ces

³ Scientific Committee on Oceanic Research

plateformes végétalisées se localisent à des niveaux topographiques les plus élevés dans les estuaires et leur morphologie se caractérise par une étendue plane ou faiblement convexe. Les prés-salés ont une dynamique de sédimentation proche des vasières avec une accrétion verticale nette dépendante de l'altitude du substrat (Marion et al. 2009) mais aussi de la végétation qui accentue la sédimentation de particules (Cahoon et al. 1996). Leur dynamique de progradation est dépendante du succès de colonisation des espèces pionnières. Par exemple, la colonisation par *Spartina* sp. s'effectue majoritairement à partir de l'enracinement d'un fragment de rhizome transporté par les courants tidaux (Daehler & Strong 1994, Sánchez et al. 2001) ou par la germination de graines dont le succès peut être compromis par la bioturbation (Marks & Truscott 1985, Emmerson 2000). La colonisation du sédiment par la végétation pionnière comme le genre *Spartina* sp. enclenche alors une boucle de rétroaction positive qui conclut sur une avancée des prés-salés sur les vasières adjacentes (Hubbard 1965, Thompson 1991). Des perturbations hydro-sédimentaires telles que les tempêtes (van der Wal & Pye 2004), la migration du chenal principal (Pringle 1995) ou le dragage du chenal principal (Cox et al. 2003) provoquent des érosions latérales significatives des prés-salés. En conséquence, la végétation pionnière disparaît et une modification morpho-sédimentaire comme la présence d'une microfalaise d'érosion (Figure 6D), séparant nettement la vasière du pré salé, et est associée avec le retrait partiel et localisé de la flore du bas des prés-salés. Le bas du pré salé correspond à la zone immature de la plateforme végétalisée avec un équilibre sédimentaire précoce entre le sédiment et la colonne d'eau conduisant à des taux de sédimentation plus importants, une altitude moins grande et à un sédiment moins compacté que le haut du pré salé qui correspond à la zone mature, à l'équilibre avec la colonne d'eau, pourvue d'une végétation dense et de méandres fermés.

Les estuaires, par leur localisation, sont tributaires de différentes sources, marine et continentale, de particules sédimentaires qui en fonction de leurs propriétés mais aussi des forçages hydrodynamiques, vont structurer le paysage estuarien au gré des jours (marée), des saisons (tempête, crue) et des années. Le paysage estuarien va alors être constitué de sous-ensembles organisés le long d'un gradient tidal et différenciable par leurs propriétés sédimentologiques ou encore biologiques, définissant ces sous-ensembles comme des faciès biosédimentaires. Finalement la description de ces faciès biosédimentaires selon leurs propriétés sédimentologiques et biologiques constituent une approche originale, peu utilisée dans des études

qui visent à comprendre la distribution spatiale et l'origine de la matière organique particulaire dans les environnements côtiers (Andrews et al. 2000, Sakho et al. 2015).

1.3 Dynamique de la matière organique dans les estuaires

Les estuaires sont situés à une interface importante entre la terre et l'océan, où les matériaux d'origine terrestre peuvent être modifiés avant de pénétrer sur les plateaux continentaux. Les rivières, à l'échelle globale, transportent environ $205 \cdot 10^{12}$ g/an de carbone organique sous forme particulaire et environ $215 \cdot 10^{12}$ g/an sous forme dissoute (Meybeck & Vörösmarty 1999). Malgré le fait que la phase particulaire ne soit pas dominante, elle constitue autant que la phase dissoute, un élément clé pour comprendre la dynamique de la MO et donc du carbone dans ces zones l'interface. Toutefois, l'établissement de bilans de carbone fiables pour les systèmes estuariens est particulièrement difficile en raison des origines multiples (autochtones et allochtones) de la MO, ainsi que des processus impliqués dans sa minéralisation, sa production, son enfouissement et son exportation vers les zones côtières adjacentes. De plus, ces différents processus présentent des intensités qui varient à différentes échelles de temps (heure, jour, marée, saison, décennie) mais aussi d'espaces avec une large hétérogénéité dans un même estuaire et entre les estuaires, compliquant l'étude de la dynamique du carbone dans les milieux côtiers prenant en compte les environnements estuariens.

1.3.1 Les différentes formes de la matière organique et leurs interactions dans la colonne d'eau et le sédiment

La MO dans les milieux estuariens et plus généralement aquatiques est présente dans une gamme de taille décrite par un continuum allant des tailles nanométriques à centimétriques. A partir de ce continuum de tailles il est possible de définir une borne discriminant différents formes de MO. Il est alors distingué la MO particulaire (MOP) et la matière organique dissoute (MOD). La borne est définie selon le seuil de rétention des filtres utilisés, généralement compris entre 0,1 et $0,7 \mu\text{m}$, lors de la filtration de l'eau. La MOP est alors la phase retenue par le filtre au contraire de la MOD présente dans le filtrat. La MOP est ainsi composée d'organismes micrométriques jusqu'aux débris pluri-centimétriques. En ce qui concerne la MOD, cette forme de la MO s'étend des macromolécules de plusieurs dizaines de milliers de daltons jusqu'à des molécules de très

petites poids moléculaires. Il est à noter que les plus grandes tailles de MOD (> 1nm) définissent une troisième forme de la MO, la MO colloïdale.

Les différentes formes de la MO sont en constante interaction entre elles, en particulier les phases dissoutes et particulaires (Bauer and Bianchi, 2011). Ces interactions entre la MOD et la MOP sont dépendantes de nombreux facteurs environnementaux mais aussi des propriétés intrinsèques à cette dernière. L'adsorption de la MOD sur les particules en suspension est un phénomène majeur de la transformation de la MOD en MOP (Remington et al. 2007). La sorption de la MO sur les particules en suspension est dépendante de la taille de la MOD (poids moléculaire), de sa composition (polarité, fonction carboxylique) et de la composition des particules en suspension (Tremblay and Gagné, 2009, Kleber et al., 2007). La désorption est le processus inverse de l'adsorption qui induit la libération de la MO adsorbé dans la colonne d'eau. De plus, il a été mis en valeur les phénomènes d'agrégation de la MO qui a comme conséquence la coagulation de la MOD en MOP. Ce phénomène a principalement pour origine la collision des particules de la MO entre elles comme le mouvement brownien pour les particules de MO de taille sub-millimétriques et le phénomène de collision pour les particules de MO de tailles supérieures à 1 μm (Stordal et al., 1996). Les propriétés de la MO jouent un rôle dans le phénomène d'agrégation avec une facilitation de ce processus avec notamment la présence de substances humiques, de polysaccharides et de protéines (He et al. 2016). La désagrégation est le processus inverse de l'agrégation provoqué principalement par les contraintes physiques de l'environnement comme la vitesse du courant. D'autres phénomènes ont été étudiés entrant en jeu dans l'interaction entre la phase dissoute et particulaire comme la photo-oxydation, pouvant induire la solubilisation de la MOP en MOD ou encore les processus biotiques (He et al. 2016). Plus précisément, la composition chimique de la MO par minéralisation, ingestion va être modifiée induisant l'enrichissement de la MO en composés réfractaires et dans certains cas la transformation de la MOP en MOD (Smith et al., 1992).

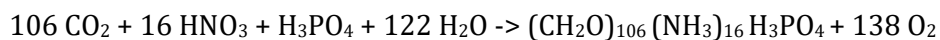
1.3.2 Les sources potentielles de matière organique particulaire dans les estuaires

Dans ce travail de recherche il est à souligner que nous nous sommes intéressés exclusivement aux origines naturelles de la MOP, excluant ainsi l'apport de l'activité anthropique, notamment à travers le rejet d'eaux usées.

1.3.2.1 La matière organique particulaire d'origine estuarienne

1.3.2.1.1 *La production primaire estuarienne*

La MOP estuarienne, dite « autochtone » correspond à la MOP qui a été produite directement dans l'écosystème estuarien à travers les processus de production primaire, réalisée par les organismes autotrophes ou la production secondaire, réalisée par les organismes hétérotrophes. Comme présentée dans l'équation suivante, la production de MOP dans les estuaires est principalement réalisée par l'utilisation de carbone atmosphérique (CO₂) et de nutriments, présents dans l'eau ou le sédiment grâce au processus de photosynthèse :



L'un des acteurs de la production primaire de MOP dans les estuaires est le phytoplancton. Les communautés phytoplanctoniques estuariennes sont définies par une diversité et une biomasse très variables au cours des saisons, régulées principalement par la température, la disponibilité de la lumière et des nutriments (Pinckney et al. 1999, Cloern & Dufford 2005). Dans la baie des Veys, dans le bassin central de la Manche, Jouenne et al. (2007) ont défini des espèces dominantes au cours des saisons comme par exemple *Thalassiosira rotula* (hiver), *Phaeocystis globosa* (printemps) et *Odontella regia* (été). Au printemps, une efflorescence printanière est observable dans de nombreux écosystèmes côtiers en réponse à des conditions propices de croissance du phytoplancton (lumière, nutriment, température). A l'échelle globale, à partir de la mesure de la production primaire phytoplanctonique dans 131 écosystèmes estuariens, Cloern et al. (2014) ont déterminés que les communautés phytoplanctoniques produisent en moyenne 252 gC/m²/an.

Dans les estuaires, une grande part de la production primaire est assurée par le microphytobenthos. Le microphytobenthos (MPB) est un constituant majeur du tapis microbien

(Stoodley et al. 2002, Patil & Anil 2005) qui se développe à la surface du sédiment, dans des milieux hydrodynamiques peu intenses où le sédiment est composé majoritairement de particules fines (< 63 µm), tels que les vasières et les prés-salés (Watermann et al. 1999, Pan et al. 2013). Les communautés microphytobenthiques sont constituées d'organismes unicellulaires photosynthétiques, soit majoritairement de diatomées mais aussi de cyanobactéries benthiques en association avec des organismes hétérotrophes (Paterson & Hagerthey 2001). Le MPB est un acteur prépondérant de la forte productivité primaire dans les environnements intertidaux (Admiraal 1984, Underwood & Kromkamp 1999, Thornton et al. 2002). Il existe deux grands groupes de MPB, les espèces épipsammiques qui vivent attachées aux grains grossiers tels que les sables, et les espèces épipéliques vivant à la surface des sédiments cohésifs, telle que la vase (Underwood 2001), peuvent se déplacer dans les couches superficielles de la colonne sédimentaire (Haphey-Wood & Jones 1988, de Brouwer & Stal 2001). En migrant vers les couches plus profondes, le MPB épipélique se protège de l'érosion. Au contraire, lors des périodes diurnes d'exondation, en migrant vers les couches localisées plus en surface, le MPB épipélique cherche son optimum écologique vis-à-vis de l'irradiance (Perkins et al. 2001). Cette motilité dans le premier centimètre de la colonne sédimentaire, s'effectue dans une matrice de substances polymériques extracellulaires (EPS), sécrétée par le MPB, composée de protéines, d'acides nucléiques, de lipides mais aussi et surtout de carbohydrates (Wingender et al. 1999, Underwood et al. 2004). Il a été estimé que le MPB produit annuellement de 29 à 314 gC/m²/an (Underwood & Kromkamp 1999). Dans les environnements estuariens, où la présence de végétaux halophytes est réduite, la production primaire assurée par le MPB contribue jusqu'à 2/3 de la production totale de MO (Asmus 1982).

Dans les estuaires tempérés, une troisième source de MOP est représentée par les végétaux supérieurs halophytes (Valiela et al. 1976, Gallagher et al. 1980). Les halophytes sont présents dans le haut de la zone intertidale des environnements côtiers tempérés et constituent une plateforme végétalisée. Les communautés de plantes halophytes sont distribuées dans une succession de zones continues en conséquence de la compétition interspécifique et des conditions édaphiques (salinité, disponibilité en eau douce, nutriments, conditions redox du sédiment, compaction et aération du sédiment (Anderson 1974, Bertness & Ellison 1987, Silvestri et al. 2005, Veldkornet et al. 2016). Cette organisation spatiale, caractéristique d'un phénomène écologique nommé "zonation" (Marani et al. 2003), est contrôlée majoritairement par la fréquence et la durée

d'inondation, dépendantes du régime tidal et de l'altitude des sédiments estuariens (Figure 7; Silvestri et al. 2005).

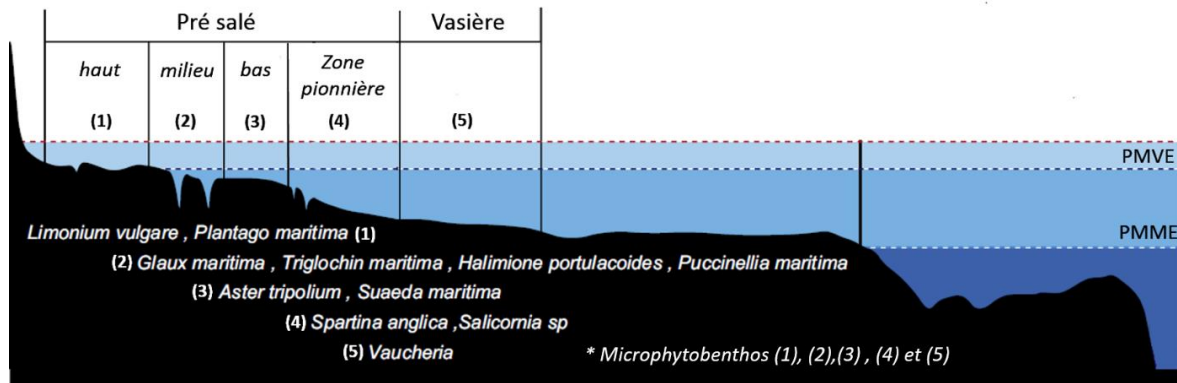


Figure 7 : Profil longitudinal d'un profil sédimentaire avec la succession végétale associée aux différents environnements tidaux dans l'estuaire de l'Authie. PMVE correspond au niveau de pleine mer de vive eau et PMME correspond au niveau de pleine mer de morte eau (d'après Marion et al. 2009 ; modifié).

Les communautés végétales du bas des prés-salés, adjacent aux vasières sont colonisées par des espèces tels que *Spartina anglica* ou *Salicornia* spp. Le milieu et le haut des prés-salés sont colonisés par des espèces halophytes telles que *Puccinellia maritima*, *Halimione portulacoides* ou encore *Limonium vulgare*. Bouchard and Lefeuvre (2000), en baie du Mont Saint-Michel (France), ont estimé que les communautés halophytiques produisent entre 30 gC/m²/an (*Salicornia* spp.) à 910 gC/m²/an (*Halimione portulacoides*), représentant entre 35 et 50 % de la production primaire totale.

Il est important de souligner que la production primaire au sein d'un même estuaire est très variable dans le temps. Concernant les communautés phytoplanctoniques, la variabilité au cours du temps est la conséquence de nombreux facteurs comme la température de l'eau (Gallegos, 2012), la disponibilité en nutriments (Ryther and Dunstan, 1971), la lumière (Pennock and Sharp, 1986) ou encore le broutage (Calbet, 2001). Dans le cas de la production primaire issue des communautés de MPB, la variabilité a comme origine principale la température (Guarini et al., 1997), la quantité de lumière (Pinckney and Zingmark, 1991), la structure du sédiment (de Jong and de Jonge, 1995) ou encore le broutage (Blanchard, 1991). Finalement pour les végétaux halophytes, leur contribution à la production primaire varie en fonction des cycles de vie des différentes espèces (Boorman & Ashton 1997) mais aussi de leur localisation (bas ou haut) dans les prés-salés (Lefeuvre 1996, Bouchard & Lefeuvre 2000).

1.3.2.1.2 La production secondaire estuarienne

La production secondaire de MOP correspond à la quantité de MOP produite par les organismes hétérotrophes (bactéries, copépodes, bivalves) consommant la MO produite par les producteurs primaires. Dans les estuaires, l'importante production secondaire est la conséquence de la forte production primaire présente dans ces écosystèmes côtiers (Costanza et al. 1997). De plus à travers les processus de couplage benthopélagique, le carbone, fixé par les producteurs primaires, est efficacement transféré aux échelons supérieurs du réseau trophique comme les poissons (Griffiths et al. 2017). Plus récemment, il a été démontré que le phytoplancton estuarien a une valeur nutritive plus importante que des celui rencontré dans les écosystèmes fluviaux ou marins, stimulant la production secondaire estuarienne (Winder et al. 2017). Dolbeth et al. (2003) présentent de nombreuses études réalisées dans des environnements intertidaux, quantifiant la production secondaire, avec une gamme de valeurs s'étendant de 5,5 à 225,2 g AFDW/m²/an (AFDW : 'ash free dry weight' soit, poids sec sans cendre).

1.3.3 La matière organique particulaire d'origine continentale, fluviale et marine

Même si les estuaires sont connus pour leur fort potentiel de production de MOP (Gattuso et al. 1998, Underwood & Kromkamp 1999), la MOP présente dans les eaux estuariennes et déposée dans la zone intertidale n'est pas exclusivement issue des producteurs primaires ou secondaires estuariens mais aussi des environnements adjacents (océan côtier, continent). Cette MOP, dite « allochtone », est introduite dans les estuaires principalement par les marées mais aussi par les rivières.

Les sources de MOP d'origine continentale et fluviale ont été identifiées comme étant principalement les sols et dans une moindre mesure, les organismes photosynthétiques dulçaquicoles comme le phytoplancton, les algues benthiques ou les macrophytes (Kempe & Depetris 1992, Meybeck & Vörösmarty 1999, Abril et al. 2002). L'apport de MO par les fleuves dans les estuaires est contrôlé par les caractéristiques du bassin versant (p.ex. occupation des sols, lithologie), l'intensité de l'érosion des continents et du ruissèlement des eaux de surface (nappe phréatique et rivière ; Kaiser et al., 2014).

Les eaux côtières sont aussi une source potentielle de MOP d'origine marine issue principalement des communautés phytoplanctoniques, déposées dans les sédiments estuariens à travers le couplage benthopélagique intense dans ces eaux peu profondes (Boon et al., 1998; Grenz et al., 2000). L'apport de MOP d'origine marine dans les estuaires n'est pas constant dans le temps et est soumis aux rythmes des intrusions marines dans la zone interne des estuaires. Néanmoins, à l'échelle de l'année, l'apport MOP d'origine marine, principalement le phytoplancton, s'effectue sous forme de pulses et à corrélérer aux efflorescences phytoplanctoniques qui se réalisent dans l'océan côtier et qui prennent place principalement, dans le cas de la Manche Orientale pendant la saison printanière, avec l'efflorescence de *Phaeocystis globosa* (Schapira 2005), dont une fraction se dépose à la surface du sédiment, comme observé dans l'estuaire de la Canche (Desroy & Denis 2004, Denis & Desroy 2008, Rauch et al. 2008).

De manière à mieux comprendre l'origine de la MOP dans les estuaires, il est nécessaire d'identifier les principales sources de MOP apportée aux sédiments estuariens et de les quantifier, soit en fonction du domaine de provenance (p.ex. continentale, marine, estuarienne, fluviale), soit en fonction des organismes producteurs (MPB, phytoplancton, halophytes, bactéries, ...) en utilisant différentes méthodes de caractérisation géochimique. Dans ce travail de recherche l'identification des différentes sources de MOP dans les estuaires s'est intéressée exclusivement aux producteurs primaires.

1.3.4 Caractérisation géochimique de l'origine de MO sédimentaire

1.3.4.1 Caractérisation des sources de MOP

La MOP est constituée principalement de protéines, de lipides, d'acides nucléiques et de polysaccharides (Canuel & Hardison 2016) dont les éléments majoritaires, dans le cas de la MOP d'origine marine et estuarienne (phytoplancton marin, MPB) sont dans l'ordre décroissant : le carbone, l'azote, et le phosphore (Redfield 1963). Étant donné, que la MOP est constituée principalement de carbone et d'azote, la caractérisation des sources potentielles et de l'origine de la MOP à la surface du sédiment s'appuie sur ces deux éléments majoritaires.

1.3.4.1.1 La composition élémentaire en carbone et azote organique

L'identification des sources de MOP est basée sur des caractéristiques géochimiques de la MOP, incluant principalement le rapport atomique du contenu en carbone organique total (COT) *versus* celui de l'azote total (NT ; p.ex. Thornton & McManus 1994, Yu et al. 2010, Middelburg 2018).

Sous l'hypothèse que la MOP ne subit pas de transformations diagénétiques, principalement issue de la minéralisation (dans la colonne d'eau et à la surface du sédiment), la composition élémentaire en carbone et azote de la MOP, varie en fonction de sa source, soit dans le cas d'un environnement estuarien : continentale, marine, estuarienne et fluviale. Cette identification repose sur les différences structurales et physiologiques entre les plantes vasculaires (halophytes) qui synthétisent des tissus de soutien riche en cellulose (COT/NT >12) et les organismes autotrophes non vasculaires (p.ex. les macroalgues, MPB, phytoplancton ; COT/NT = 4 - 6 ; Lamb et al., 2006)

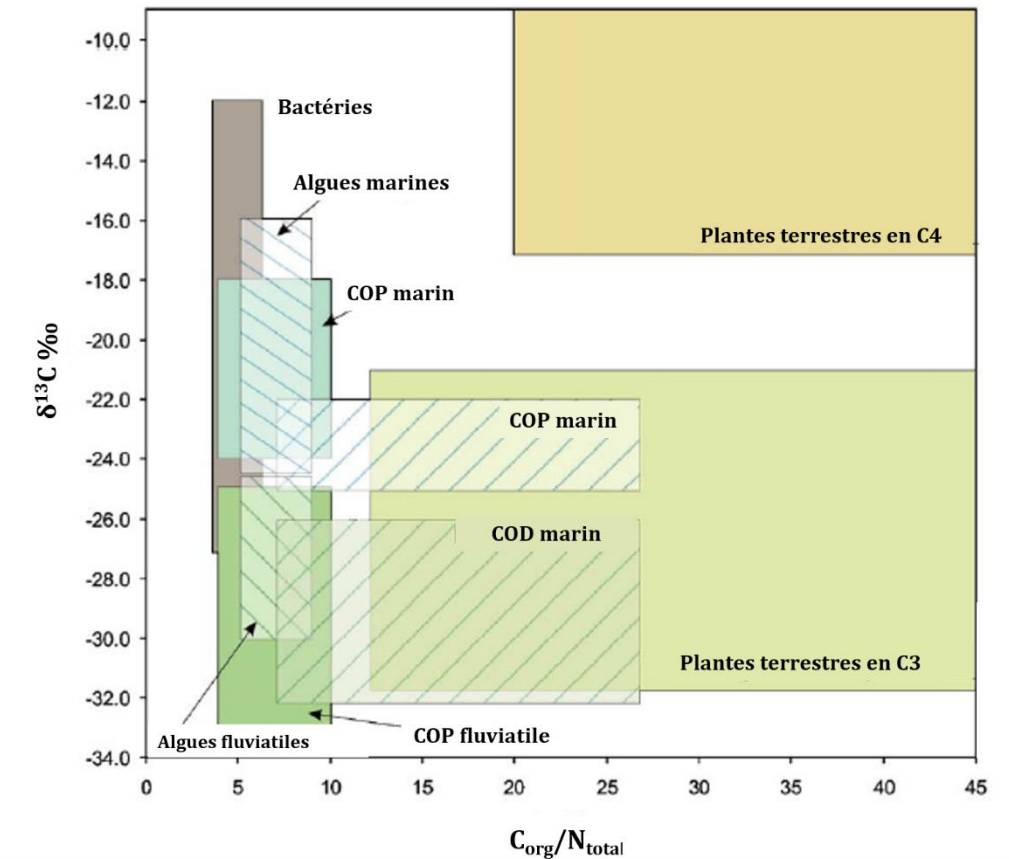


Figure 8 : Gamme de valeurs typiques des différentes source de MOP, de carbone organique particulaire (COP) et de carbone organique dissous (COD) dans les environnements côtiers (d'après Lamb et al., 2006)

Bien que certaines sources de MOP diffèrent entre elles vis-à-vis du rapport élémentaire COT/NT, le chevauchement de ce rapport entre certaines sources, par exemple entre les microalgues benthiques et le phytoplancton, rend difficile une identification exacte de la source de MOP à partir de la caractérisation géochimique issue du rapport COT/NT (Canuel and Hardison, 2016; Figure 8). Ainsi, l'utilisation exclusive du rapport COT/NT dans le but de déterminer les sources de MOP ne permet pas de discriminer avec précision les différences par exemple entre une source estuarienne, marine et fluviale. Dans ce travail de recherche, le rapport isotopique carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) a alors été utilisé en combinaison avec le rapport COT/NT (Figure 8).

1.3.4.1.2 Le rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

L'utilisation combinée du rapport COT/NT et des rapports isotopiques notamment du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) ou encore de l'azote ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) est courante afin d'identifier et tracer, avec plus

de précision les sources de MOP (Thornton & McManus 1994, Middelburg & Nieuwenhuize 1998). Les isotopes stables du carbone $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sont exprimés selon la notation conventionnelle 'δ' (Coplen 2011) :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{source}} \text{ ou } \delta^{15}\text{N}_{\text{source}} (\text{‰}) = [(R_{\text{source}}/R_{\text{référence}}) - 1]$$

avec $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ et pour références le Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) pour les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et l'azote de l'air ambiant (N_2) pour les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$.

Dans les environnements estuariens, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des producteurs primaires varient principalement selon le mode de fixation du CO_2 , comme par exemple, les plantes terrestres en C_4 (cycle de Hatch-Slack) qui fixent une plus grande part de $^{13}\text{CO}_2$ en comparaison des plantes terrestres en C_3 (Cycle de Calvin) mais aussi de la disponibilité en CO_2 dans le milieu ou encore de la température (Vogel 1980, O'Leary 1990, Fry 1996, Choi et al. 2001). Finalement, à partir de la Figure 8, le couplage du rapport COT/NT et du rapport isotopique du carbone $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ permet une discrimination plus précise des différentes sources potentielles de MOP dans les environnements côtiers. La détermination des sources de MOP correspond à un travail préliminaire important à réaliser dans le but final de déterminer à partir d'échantillons de sédiments, l'origine de la MOP déposée dans les estuaires. Cependant, en conséquence des processus de la diagénèse précoce qui s'effectue de la synthèse de la particule organique jusqu'à son enfouissement à long terme, la caractérisation précise de l'origine de MOP sédimentaire peut s'avérer complexe (Meyers 1994).

1.3.4.2 Caractérisation de l'origine de la MOP à la surface du sédiment

Après sa bio-synthétisation, la MOP va subir au cours du temps des transformations physiques et chimiques issues des processus de la diagénèse précoce qui se réalise dans la colonne d'eau mais aussi et surtout dans les sédiments superficiels. La diagénèse précoce du sédiment regroupe l'ensemble des processus biologiques, chimiques et physiques qui modifie les propriétés physiques et chimiques du sédiment mais aussi la composition originelle des particules organiques et minérales déposées (Bernier 1980).

La composition isotopique ou élémentaire malgré une forte capacité de conservation peut être modifiée par les processus de la diagénèse précoce comme la minéralisation microbienne (Bernier 1980). En effet, le rapport COT/NT peut être modifié suite à une dégradation préférentielle des composants les plus labiles, avec pour résultat une perte de réactivité de la MOP

(Arndt et al. 2013). La variation du rapport élémentaire COT/NT se traduit par un appauvrissement de la fraction organique en composés azotés (p.ex. protéines) et un enrichissement en composés carbonés difficilement hydrolysables (p.ex. cellulose ; Canfield 1994), conduisant à augmentation de sa valeur et donc une surestimation des apports de MOP provenant des végétaux terrestres supérieurs. De plus, toujours en conséquence de la dégradation microbienne, la composition isotopique initiale du carbone peut varier à différents ordres de grandeur en fonction de la période durant laquelle la fraction organique est dégradée mais aussi de la labilité de la MOP (Kaplan & Rittenberg 1964, Stout et al. 1975). Dans le cas d'une fraction organique réfractaire (lignine) issue de *Spartina anglica*, sur une période de 10 ans, la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ varie -13,1 à -17,2 ‰ (Benner et al. 1987). De plus, la MOP sédimentaire résulte souvent d'un mélange de différentes sources de MOP comme provenant des détritiques de plantes vasculaires et des constituants de tapis microbiens, induisant une valeur du rapport atomique COT/NT et de $\delta^{13}\text{C}$ intermédiaire aux deux sources (Tenore 1982). La MOP sédimentaire est aussi mélangée à la fraction inorganique du sédiment susceptible d'enrichir la fraction en NT due à la présence d'azote inorganique (p.ex. NH_4^+) issue des argiles minéralogiques (Müller 1977). En fonction de la quantité d'azote inorganique mesurée, par des mesures directes (p.ex. extraction au KCl ; Laima, 1992) ou indirectes, (à partir de l'interception dans une projection orthonormée de la quantité de NT en fonction de la quantité de COT), les rapports COT/NT sont corrigés (Meyers 2003).

D'autres méthodes sont utilisés dans le but de caractériser plus précisément l'origine ou encore la composition de la MO. La datation du carbone par l'étude du radio-isotope le plus stable du carbone, le carbone 14 (demi-vie de 5730 ans), permet de dater les particules de MO étudiées. En couplant cette approche de datation avec la caractéristique ($\delta^{13}\text{C}$), il est possible de déterminer avec plus de précision, les sources et la dynamique de la MO en milieu estuarien. Dans les estuaires, le $\Delta^{14}\text{C}$ de la MOD varie entre -81 et 51‰, alors la MOP varie généralement entre -190 et 156‰ (Canuel and Hardison, 2016). Autre méthodes qui permet de déterminer plus précisément les sources de la MO, l'utilisation des biomarqueurs est envisagée. Les biomarqueurs les plus communément utilisés dans les environnements marins sont les lipides et notamment les catégories des hydrocarbures, alcools/stéroïdes et acides gras (Wakeham and Beier, 1991 ; Volkman and Tanoue, 2002). Les biomarqueurs sont spécifiques à une sources ou une catégorie taxonomiques (Dalsgaard et al., 2003; Iverson, 2009 ; Canuel and Zimmerman, 1999; Canuel, 2001). Les acides gras sont constituées d'une chaîne carbonée linéaires qui peuvent être classés

selon leur degré d'insaturation, c'est-à-dire le nombre de doubles liaisons présentes (Budge et al., 2006). En fonction du degré d'insaturation des chaînes carbonées, l'état de dégradation de la MO peut être déterminé. En effet, les chaînes carbonées mono-et polyinsaturées sont rapidement dégradées dans les systèmes aquatiques contrairement à celles saturées plus résistantes à la dégradation (Meyers and Eadie, 1993). De plus, à partir de l'étude des acides gras, il est possible de déterminer l'origine de la MO en fonction de marqueurs de biosynthèse tels que les '*fatty acid trophic marker*'. En fonction du groupe taxonomique synthétisant la MO, la structure des acides gras seront spécifiques et reconnaissables, comme dans le cas des bactéries présentant des acides gras ramifiés (iso-/anteiso C15 et C17; Dalsgaard et al., 2003; Volkman et al., 1980), ou encore dans le cas des producteurs primaires marins (tels que les macroalgues et les phytoplancton) comprenant des chaînes carbonées de types 20:5 ω 3 et 22:6 ω 3 (Cook, 1996 ; Sargent and Henderson, 1995).

1.4 Le devenir de la MO dans les estuaires

Le sédiment constitue un environnement ouvert, en interaction permanente avec la colonne d'eau et/ou l'atmosphère à travers d'échanges de matières dissoutes et particulaires. En étudiant les transformations inhérentes à la diagénèse précoce, il est alors possible de reconstituer le devenir de la MO mais aussi de quantifier les transferts de matière entre les différents réservoirs au sein de l'estuaire.

1.4.1 Minéralisation benthique

La minéralisation de la MO constitue l'un des processus de la diagénèse précoce important à quantifier lorsque nous nous intéressons à la distribution et au devenir de la MO sédimentaire dans un système estuarien. Dans le sédiment, la minéralisation de la MO par les organismes hétérotrophes, principalement les bactéries, s'effectue à partir de réactions d'oxydo-réduction primaires. La MO est utilisé par les bactéries comme accepteurs d'électrons à l'aide d'un atome donneur d'électrons, un oxydant. Les premiers oxydants de la MO sont l'O₂, le NO₃⁻/NO₂⁻, les oxydes de Mn, les oxydes de fer, le SO₄²⁻ et le CO₂ (Froelich et al., 1979; Tableau 1). Les oxydants sont utilisés préférentiellement et séquentiellement par les différentes communautés bactériennes pour oxyder la MO selon la suite proposée par Froelich et al. (1979). Ces oxydants

peuvent réagir avec les réducteurs organiques et inorganiques en cédant potentiellement différentes quantités d'énergie pour la croissance des bactéries hétérotrophes et chimioautotrophes qui arbitrent les réactions.

Tableau 1: Réaction primaire de minéralisation (oxydation) de la MO associée à l'énergie libre libérée par mole de C (d'après Nealson & Saffarini 1994) et la distribution des accepteurs terminal d'électrons et des produits de réaction primaire dans la colonne sédimentaire (d'après Froelich et al. 1979).

Couche	Accepteur d'e ⁻ final	Réaction primaire d'oxydo-réduction lors de la minéralisation de la matière organique	ΔG^0 (KJ/mol)	Distribution dans la colonne sédimentaire
Oxique	O ₂	Minéralisation oxydique (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) + 138O₂ → 106CO ₂ + 16NH ₃ + H ₃ PO ₄ + 122H ₂ O	-3190	
Hypoxique	NO ₃	Dénitrification (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) + 94,4HNO₃ → 106CO ₂ + 56,2NH ₃ + H ₃ PO ₄ + 177,2H ₂ O	-3030	
Hypoxique	Mn(IV)	Réduction des oxydes de Manganèse (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) + 236MnO₂ + 472 H ⁺ → 236Mn ²⁺ + 106CO ₂ + 8N ₂ + H ₃ PO ₄ + 366H ₂ O	-2920 à -3090	
Hypoxique	Fe(III)	Réduction des oxydes de Fer (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) + 424FeOOH + 848H ⁺ → 424Fe ²⁺ + 106CO ₂ + 16NH ₃ + H ₃ PO ₄ + 742H ₂ O	-1410	
Anoxique	SO ₄	Sulfatoréduction (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) + 54SO₄²⁻ → 53S ²⁻ + 106CO ₂ + 16NH ₃ + H ₃ PO ₄ + 106H ₂ O	-380	
Anoxique	CO ₂	Méthanogénèse (CH ₂ O) ₁₀₆ (NH ₃) ₁₆ (H ₃ PO ₄) → 53 CH ₄ + 53CO ₂ + 16NH ₃ + H ₃ PO ₄ + 122H ₂ O	-350	

Ainsi la séquence de réactions utilisée pour dégrader la MO est déterminée par l'énergie libre fournie par la réaction (ΔG^0 ; Tableau 1). Il a été montré que la sulfato-réduction est le processus le plus utilisé dans les sédiments des prés-salés (Howarth & Giblin 1983, Gribsholt & Kristensen 2003) et des vasières (Roden et al. 1995). Il est à souligner que dans les prés-salés et les vasières, la méthanogénèse est partiellement inhibée par les fortes concentrations en sulfate dans le sédiment, qui est alors utilisé préférentiellement par les bactéries sulfatoreductrices, lors de la minéralisation (Bartlett et al. 1987, Wang et al. 1996).

1.4.2 Variation de l'intensité de la minéralisation benthique

L'intensité de dégradation de la MO dans les sédiments intertidaux est largement dépendante de la température (p.ex. Arnosti et al. 1998, Boynton et al. 2018) mais aussi des conditions redox (disponibilité en accepteur d'électrons) du sédiment (Soetaert et al. 2000, Boudreau & Jørgensen 2001, Aller 2014). Les conditions redox du sédiment sont contrôlées par un nombre important de propriétés physiques, chimiques et biologiques (Meysman et al. 2006,

Kemp et al. 2009, Kristensen et al. 2012, Testa & Kemp 2012). En effet, les propriétés physiques du sédiment telles que la perméabilité, dépendante majoritairement de la structure du sédiment, limite les échanges de solutés et de gaz à l'interface sédiment-eau et sédiment-atmosphère (Rasmussen & Jørgensen 1992). Dans les sédiments fins cohésifs, la faible perméabilité limite les transferts d'oxydants dans le sédiment par diffusion (loi de Fick ; Berner, 1980), dépendante du gradient de concentration de part et d'autre de l'interface. En conséquence, les sédiments cohésifs sont particulièrement soumis à de forts gradients en O_2 dans le premier centimètre, où la pénétration d' O_2 dépasse rarement les quelques millimètres, limitant la dégradation oxygène et anoxique, par oxydation des espèces réduites issues des voies anaérobies de la minéralisation (p.ex. NH_4^+ , sulfures) de MO dans le sédiment (Revsbech et al. 1980, Reimers 1987, Jørgensen & Des Marais 1990). Au contraire, les sédiments perméables (sableux) sont bien oxygénés en conséquence de la forte perméabilité du sédiment qui permet en plus de la diffusion, le transport d'oxydants par advection (Huettel & Rusch 2000, Rasheed et al. 2003).

Des espèces benthiques photosynthétiques (MPB) et plantes vasculaires comme *Spartina anglica* augmente la pénétration d' O_2 dans les sédiments indépendamment des conditions d'oxygénation de la colonne d'eau, en produisant de l' O_2 directement dans les premiers millimètres de la colonne sédimentaire lors du processus de photosynthèse (Jørgensen & Des Marais 1990, Sundby et al. 2003, Denis et al. 2012a, Koop-Jakobsen & Wenzhöfer 2015, Koop-Jakobsen et al. 2017), Les conditions redox du sédiment sont aussi influencées par les propriétés chimiques des compartiments de part et d'autre de l'interface sédimentaire. En effet, le transport diffusif est principalement dépendant du gradient de concentration entre le sédiment et le milieu ouvert (colonne d'eau et atmosphère). Par exemple, une diminution de la concentration en O_2 dans la colonne d'eau limite alors le gradient de concentration et finalement la diffusion d' O_2 dans le sédiment, comme observé lors des épisodes d'hypoxie (Rosenberg et al. 2001, Middelburg & Levin 2009).

La présence de la faune benthique et leur activité de bioturbation, c.à.d. la bioirrigation et le remaniement sédimentaire (Kristensen et al. 2012), influent directement ou indirectement sur les activités de minéralisation aérobies et anaérobies (Christensen et al. 2000, Kristensen 2001, Mermillod-Blondin et al. 2004, Nizzoli et al. 2007, Glud 2008, Aller 2014). Plus précisément, la présence de terriers et l'activité intermittente de bioirrigation augmente la disponibilité en

accepteurs d'électrons (O_2 , NO_3^- , SO_4^{2-}) dans le sédiment en conséquence de transport advectif de solutés dans les terriers et par l'augmentation de la surface d'échanges, entre le sédiment et la colonne d'eau/atmosphère, et finalement la création d'interfaces oxygène/anoxique (Kristensen 2000, Aller 2001, Meysman et al. 2010). De plus l'activité de remaniement sédimentaire lors de l'activité d'enfouissement induit un transport de MO de la surface du sédiment plus en profondeur dans le sédiment, stimulant l'activité de minéralisation dans les couches anoxiques du sédiment (Duport et al. 2006). Mais aussi certains organismes, comme le polychète *Hediste diversicolor* stimulent l'activité de minéralisation benthique le long des parois des terriers par la sécrétion de mucus labile, facilement dégradable (Kristensen 2000).

La dimension quantitative de la MO, soit la quantité de MO déposée à la surface du sédiment, est un facteur influençant les taux de minéralisation benthiques comme reportés dans de nombreuses études (Hammond et al. 1985, Nedwell et al. 1993, Zimmerman & Benner 1994, Wijsman et al. 1999, Denis & Grenz 2003, Pastor et al. 2011, Shim et al. 2011). La dimension qualitative de la MO, soit sa labilité, influence aussi directement les taux de minéralisation benthiques (Arnosti and Holmer, 2003; Grenz et al., 2000; Hedges et al., 1988; Jensen et al., 1990; Pastor et al., 2011). Au cours du temps, la fraction réfractaire de la MO subit un enfouissement progressif et une préservation dans les couches plus profondes de la colonne sédimentaire (Canfield 1994). L'enfouissement de la MO réfractaire, en absence de phénomène de remaniement sédimentaire, par exemple issue de la bioturbation, est alors dépendant du taux d'accrétion et de la bioturbation : les vasières et plus particulièrement les prés salés, sont des environnements sédimentaires à fort taux d'enfouissement de MO réfractaire et labile (Choi et al. 2001, Connor et al. 2001, Craft 2007, Li et al. 2010, Elsey-Quirk et al. 2011, Van de Broek et al. 2018). Parmi 158 prés-salés étendus de 40 °S à 78 °N, la valeur moyenne de carbone organique accumulé dans le sédiment est estimée à $242 \pm 25,9$ g C/m²/an (Ouyang & Lee 2013). En comparaison, les vasières, la capacité d'accumulation du carbone organique est moins importante avec par exemple des valeurs estimées entre 80 à 100 g C/m²/an sur la côte de la Mer de Wadden (Cadée & Hegeman 1974) ou encore de 216 g C/m²/an dans l'estuaire de l'Escaut (Pays-Bas ; Middelburg et al. 1995). L'étude de l'intensité de la minéralisation benthique utilise des approches analytiques *in situ* et *ex situ* qui précisent la dynamique des échanges de matières dissoutes et gazeuses entre le sédiment et respectivement la colonne d'eau ou l'atmosphère.

1.4.3 Quantification de la minéralisation benthique

Les méthodes développées pour déterminer l'intensité de minéralisation de la MO dans le sédiment sont nombreuses et se différencient selon les échelles spatiales et temporelles étudiées mais aussi selon le fait qu'elles soient réalisées directement sur le terrain ou en laboratoire après échantillonnage du sédiment. Dans les environnements estuariens, les processus biogéochimiques s'étendent sur de grandes échelles spatiales (du μm à l'échelle de l'estuaire) et temporelles (de la seconde à la décennie). Le premier centimètre de la colonne sédimentaire est soumis à des réactions d'oxydo-réduction de fortes intensités, là où se situent les plus fortes concentrations en oxydant (Jørgensen 2000, Glud 2008, Madison et al. 2011). De multiples méthodes de mesures ont alors été développées depuis le milieu du 20^{ème} siècle (Viollier et al. 2003). Une des premières approches analytiques utilisées pour quantifier les processus biogéochimiques sont les techniques d'incubation (Pamatmat & Fenton 1968). Cette approche peut être envisagée soit directement sur le terrain, par l'utilisation de chambre benthique, soit en laboratoire par l'incubation de carottes de sédiments dans des conditions contrôlées, simulant les conditions naturelles.

Ces méthodes d'incubation du sédiment, permettent de mesurer sur un pas de temps donné, l'ensemble des échanges diffusifs et advectifs de matières dissoutes entre la colonne sédimentaire et le milieu ouvert (colonne d'eau ou atmosphère), correspondant aux flux totaux. Les flux totaux intègrent l'ensemble des transferts diffusifs aux interfaces avec (1) les transferts diffusifs, principalement issus de l'activité de minéralisation et (2) les transferts advectifs, principalement issus de l'activité de bioturbation de la macrofaune benthique. Cette approche est adéquate aux échelles de temps d'incubation (de l'ordre des minutes aux heures) car le déplacement des éléments dissous est de l'ordre de 1 cm en 9 h (à 10 °C ; Jørgensen & Revsbech 1985). Ces calculs de flux totaux sont basés sur quatre hypothèses : (1) les conditions d'équilibre sont valables pendant la période d'incubation *in situ* en ce qui concerne les solutés étudiés; (2) les taux de processus biogéochimiques dans l'eau surnageante sont négligeables par rapport à ceux relevés dans les sédiments ; (3) les échanges diffusifs de solutés à l'interface sédimentaire ne sont pas perturbés par des pressions exercés à la surface du sédiment ; (4) la taille de l'échantillon est représentative de la zone d'étude. La technique de chambre benthique *in situ* présente comme principal avantage de limiter la perturbation du sédiment liée à l'extraction d'une carotte de

sédiment. L'avantage principal des incubations en laboratoire est la liberté de contraindre expérimentalement les sédiments incubés comme par exemple dans notre cas de simuler des conditions d'immersion par ajout d'eau surnageante échantillonnée *in situ*.

L'étude des flux totaux de l'O₂ et du CO₂ aux interfaces sédimentaire a pour avantage d'englober, sans distinction, la quantification de l'ensemble des taux de minéralisation aérobie et anaérobie (Kristensen et al. 1995a, Glud 2008). Dans le cas de la mesure des flux totaux de CO₂, il est supposé que les processus de dissolution/précipitation des carbonates sont négligeables. Néanmoins la détermination d'échanges d'éléments azotés comme les nitrates, les nitrites et l'ammonium constitue une approche complémentaire à partir de laquelle la quantification de processus de minéralisation anaérobie comme la dénitrification ou encore l'anammox peut être abordée. De plus, l'étude de la dynamique de l'azote aux interfaces sédimentaires permet de déterminer l'influence du compartiment benthique sur la régulation de la productivité primaire par son rôle de recyclage de l'azote (Dale & Prego 2002).

2 OBJECTIFS D'ÉTUDE

Les systèmes estuariens, importantes interfaces entre les environnements terrestres et océaniques constituent donc des aires de mélanges complexes entre la MOP d'origine marine, estuarienne fluviale et terrestre. raison de cette connaissance encore éparse est la nature très hétérogène de la MO (sources, labilité), la complexité des processus de sa dégradation mais aussi de leur forte variabilité temporelle, de l'échelle diurne (marée), saisonnière (crue, tempête, efflorescence phytoplanctonique) à pluriannuelle (réchauffement climatique) et spatiale, de l'échelle sub-centimétrique à kilométrique.

Le premier axe, présenté Chapitre 3, porte tout d'abord sur l'étude de la distribution spatiale et l'origine de la MOP au sein des sédiments de l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme, les questions que nous nous sommes posées sont les suivantes :

- La matière organique à la surface du sédiment est-elle répartie de manière homogène à l'échelle de l'estuaire ?
- Quels sont les facteurs contrôlant la répartition de la matière organique sédimentaire ?
- Quelles sont les sources de matière organique particulaire déposée à la surface du sédiment ?

Pour répondre à ces questions, en premier lieu une approche cartographique est utilisée avec l'échantillonnage du sédiment de surface (0-1 cm de profondeur), le long de transects dans l'estuaire de la Canche (février 2018), de l'Authie (mars 2018) et de la Somme (avril 2018). En parallèle, de février à avril, les eaux de surface de la Canche, de l'Authie et de la Somme ont été échantillonnées mensuellement. Ces approches ont permis de déterminer la quantité et l'origine de la MO sédimentaire dans les différents faciès biosédimentaires rencontrés (bancs de sable, vasières, bas et haut de pré salé) et de déterminer quels sont les facteurs environnementaux qui contrôlent cette distribution. Finalement cette étude cartographique a permis de réaliser un choix de stations représentatives de la mosaïque des faciès biosédimentaires rencontrés dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie pour l'étude des processus benthiques dans la compréhension de la dégradation de la MO, ainsi permettant d'asseoir le second axe de ce projet de thèse.

Le second axe, présenté Chapitre 4, s'intéresse à la dégradation de la matière organique totale (MOT) à l'immersion lors du printemps et de l'été 2019 dans les différents faciès

biosédimentaires déterminés à partir de l'axe 1. Cette axe de travail qui s'intéresse aux processus de minéralisation benthique répond aux questions suivantes :

- L'intensité de minéralisation benthique est-elle variable le long du gradient tidal au cours du printemps et de l'été ?
- Quels sont les facteurs biotiques et abiotiques contrôlant la minéralisation benthique à l'échelle du transect ?

La quantification des processus de dégradation est réalisée, en laboratoire, à partir de la mesure de flux d'O₂ et d'azote (NO₃⁻+NO₂⁻ et NH₄⁺) à l'interface eau-sédiment. En parallèle une caractérisation sédimentologique, biologique et organique du sédiment de surface est réalisée afin de définir et de quantifier la contribution des différents acteurs responsables de la dynamique de la consommation d'O₂ et des composés azotés au sein des différents faciès biosédimentaires dans les estuaires de la Canche et de l'Authie.

Le troisième axe, présenté Chapitre 5, réunit l'ensemble des travaux conduisant à l'élaboration d'un protocole visant à quantifier à l'émersion les taux de minéralisation benthique. En second lieu, sera décrite la variation spatiale et saisonnière des flux totaux de CO₂ à l'émersion afin d'identifier les principaux facteurs biotiques et abiotiques contrôlant la dynamique du CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère le long du gradient tidal.

Le **Chapitre 6**, constitue une synthèse générale des résultats majeurs obtenus à partir de ce travail de recherche qui permet d'obtenir une meilleure compréhension de la répartition, de l'origine et de la dynamique de minéralisation benthique de la MO sédimentaire dans les estuaires picards de la Manche Orientale.

Le **Chapitre 7**, constitue la conclusion générale ainsi que les perspectives de ce travail de recherche qui conduisent à une quantification plus précise d'un bilan carbone à l'échelle de l'estuaire.

CHAPITRE 2

Sites d'études

-

**Matériels et
méthodes**



1 SITES D'ÉTUDE

1.1 *La Manche, une mer épicontinentale*

La Manche est une mer peu profonde (54 m en moyenne), longue de 530 km et large de 41 à 176 km (Kossina 1921). Cet écosystème marin jeune a été mis en place il y a 20 000 ans. La formation de la Manche reste encore incertaine et fut supposée comme la conséquence soit du débordement d'un grand lac proglaciaire situé dans le bassin sud de la Mer du Nord ou soit la conséquence de l'alternance des processus érosifs fluviaux pendant les périodes glaciaires ou tidaux pendant les périodes interglaciaires (Gibbard & Preece 1995). Des travaux plus récents ont mis en évidence que l'ouverture du détroit a impliqué au moins deux épisodes majeurs d'érosion : le débordement progressif d'un lac proglaciaire et un second événement plus brutal, une inondation catastrophique issue de la montée des eaux interglaciaires, résultant en une rupture définitive du détroit par des flux d'eau de grande amplitude (Gupta et al. 2007, 2017).

De nos jours, la force hydrodynamique dominante est d'origine tidale dont la variation d'élévation maximale de 3 à 12 m est enregistrée, lors des marées de vives eaux, en baie du mont Saint-Michel. En surface, les courants océaniques sont contrôlés par des vents à dominance sud-ouest à ouest résultant en une houle dominante de direction sud-ouest avec une période moyenne annuelle de 5,4 s et une hauteur significative dépassant rarement, à la côte, les 2 mètres, excepté durant les tempêtes (Héquette et al. 2008). L'action de la dérive littorale dirigée du sud vers le nord, l'étroitesse de la Manche, qui se manifeste à sa plus grande magnitude au niveau du détroit du Pas-de-Calais, en combinaison avec la dominance des vents, ont pour conséquence de créer de forts courants océaniques de surface dirigés du sud vers le nord.

Le fond marin de la Manche est principalement défini par deux entités bien distinctes : un substratum rocheux daté du Secondaire et du Tertiaire, et une couverture sédimentaire caractérisée par des cailloutis de base et des sédiments sableux (Anthony 2002). Dans la partie médiane de la Manche orientale est déposé un ensemble sédimentaire composé de cailloutis et de graviers. Parallèlement à la côte, des dunes sous-marines, pouvant atteindre 25 m de hauteur, se sont édifiées à proximité de la côte (Le Bot 2001, Le Bot & Trentesaux 2004). Ce sable est issu de l'érosion du continent lors de la dernière transgression marine (Weischelien) et durant notre époque contemporaine (Larsonneur et al. 1982, Anthony 2002).

1.2 Géologie de surface du bassin Artois - Picardie

La géologie de surface régionale est caractérisée principalement par une épaisse série crayeuse datant du Crétacé supérieur (-100 à -66 Ma), mise en place durant un des évènements de transgression qu'a subi la région, au gré des phases de glaciation/déglaciation à l'échelle globale. Du Dévonien (-419 à -359 Ma) au Permien (-299 à -252 Ma), des plis anticlinaux longitudinaux transversaux à la façade maritime se sont mis en place, conséquence de l'orogénèse hercynienne. Ces plis se traduisant, dans le paysage actuel, par des vallées dans lesquelles les rivières principales de la région (Canche, Authie et Somme) viennent suivre leur cours (Pinchemel 1954). La Figure 9 présente la structure géologique du plateau Artois-Picard.

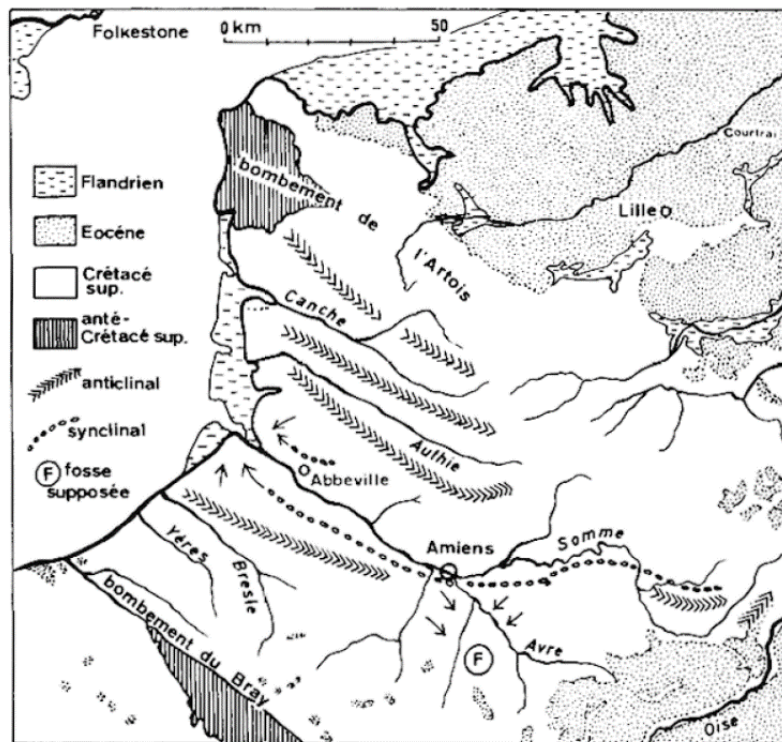


Figure 9 : Structure du plateau Artois-Picard d'après Bourdier & Lautridou (1974)

1.3 Hydrographie et occupation des sols

La Canche et l'Authie font parties des petits fleuves côtiers du nord du bassin de Paris dans le département du Pas-de-Calais.

La Canche prend sa source sur le plateau de l'Artois, au niveau de la commune de Gouyen-Ternois et débouche en plaine maritime picarde après un cours long de 85 km. La Canche draine un bassin versant de 894 km². Sur la période 1963-1992, le débit moyen interannuel a été

estimé à 10,4 m³/s et les débits de crues et d'étiages ont une valeur respectivement de 5,7 et 17,9 m³/s (données de l'Agence de l'Eau Artois-Picardie).

L'Authie prend sa source sur le plateau de l'Artois au niveau de la commune de Coigneux. D'une longueur de 98 km, l'Authie draine un bassin versant de 986 km². Sur la période 1963-1992, le débit moyen interannuel a été estimé à 8,0 m³/s et les débits de crues et d'étiages sont respectivement de 5,2 et 11,0 m³/s (source : Agence de l'Eau Artois-Picardie). La nature géologique du bassin versant fournit une charge sédimentaire limitée, estimée à 12 000 t/an (± 1 t/an) de sédiments exportés vers l'océan (Enes 2001).

La Somme est un fleuve long de 245 km qui prend sa source à Fonsomme dans l'Aisne et se jette à Saint-Valéry-sur-Somme dans la Manche Orientale. Il draine un large bassin versant de 5560 km². La Somme en amont d'Abbeville a un débit annuel moyen de 32,3 m³/s (Bastide 2011). Près de son embouchure, le fleuve est canalisé et des écluses sont situées entre Abbeville et Saint-Valéry-sur-Somme. La teneur moyenne en matière en suspension est de 21 mg/l et elle est composée principalement de MO (Beauchamps 1994, Bastide 2011). En comparaison au fleuve de la Seine, dont la superficie du bassin versant est estimée à 78 650 km², ces trois fleuves exportent vers l'océan environ 60 fois moins de sédiments (Avoine 1985, Garnaud et al. 2002).

Le débit interannuel moyen calculé sur la période 2007 - 2017 montre une évolution annuelle avec des valeurs maximales de débit lors de l'hiver (février - mars) et des valeurs plus faibles de ce dernier lors de la période estivale (août - septembre), caractérisant un régime de type « pluvial » (Figure 10). Le débit interannuel moyen est environ 3 à 4 fois plus élevé pour la Somme (33,9 - 46,4 m³/s). Le bassin versant de la Canche (3,9 - 15,7 m³/s) et de l'Authie (5,8 - 9,0 m³/s) ont des débits plus modestes. En comparaison, la Seine a un débit moyen annuel de l'ordre de 493 m³/s (mesuré à la station de jaugeage de Poissy).

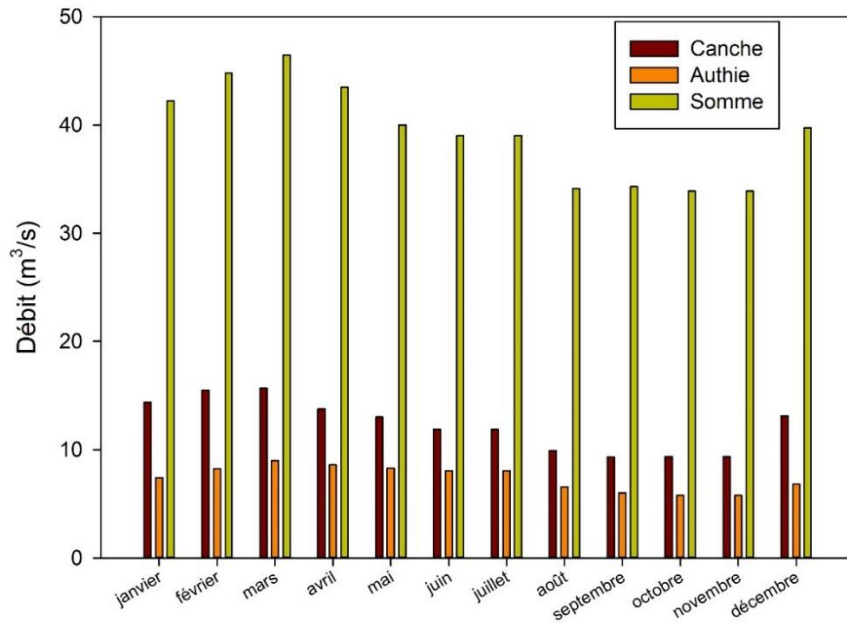
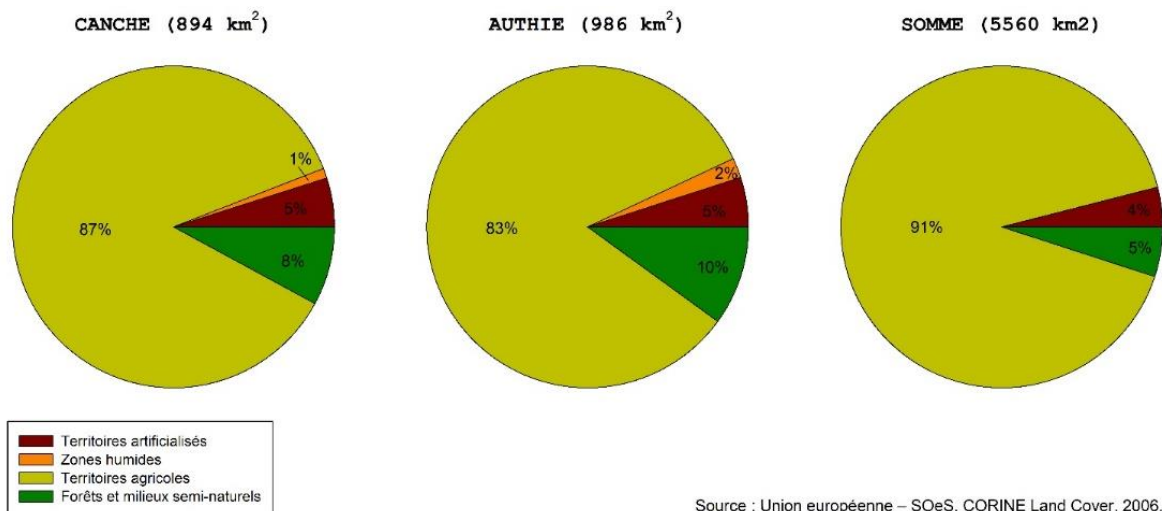


Figure 10 : Débit interannuel moyen (2007-2017) mesurés à Brimeux (Canche), à Dampierre-sur-Authie (Authie) et à Boismont (Somme). Données récoltées par EauFrance, « Banque Hydro ».

L'occupation des sols de ces trois bassins versants est largement représentée par des territoires agricoles avec une étendue de 83 à 91 % de la surface totale du bassin versant (Figure 11). Le bassin versant de la Somme draine l'une des plus importantes aires d'agriculture intensive du territoire français (source : Agreste /Annuaire des Statistiques agricoles, 2017).



Source : Union européenne – SOeS, CORINE Land Cover, 2006.

Figure 11 : Diagramme présentant l'occupation des sols du bassin versant de la Canche, de l'Authie et de la Somme d'après les données du projet européen Corine Land Cover (2006)

1.4 La façade maritime de la côte d'Opale

Le littoral français de la Manche Orientale appelé communément Côte d'Opale s'étend du cap Gris-Nez jusqu'au sud de l'estuaire de la Somme, la commune d'Yport. Ouvert sur la Manche Orientale par une façade orientée nord-sud, le littoral est caractérisé par une grande diversité morphologique comprenant des falaises carbonatées s'étendant du cap Gris Nez jusqu'au sud de Boulogne-sur-Mer laissant place, plus au sud, à des plages sableuses délimitées par un long cordon dunaire entrecoupé par les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme (Figure 12). Le transport sédimentaire général de la Côte d'Opale se caractérise par des mouvements longitudinaux dus à l'association des courants de marée et des houles. La houle dominante de direction est à nord-est ainsi que l'asymétrie des courants tidaux orientés vers le nord engendrent un courant parallèle au rivage définissant la dérive littorale (Cartier 2011). Les plages sont composées de sables ou de galets alimentées par des sédiments d'origine marine (Anthony & Héquette 2007). Dans ce transport sédimentaire général, des dépôts temporaires de sédiments s'effectuent dans les estuaires de la façade maritime. En effet les estuaires piègent les particules terrigènes apportées par les fleuves, exclusivement des particules fines (silts et argiles granulométriques), mais aussi du sable d'origine marine apporté par le courant de flot. Ce travail de thèse s'intéresse plus particulièrement aux trois plus grands estuaires de la côte d'Opale, les estuaires de la Canche, de l'Authie et la Somme.

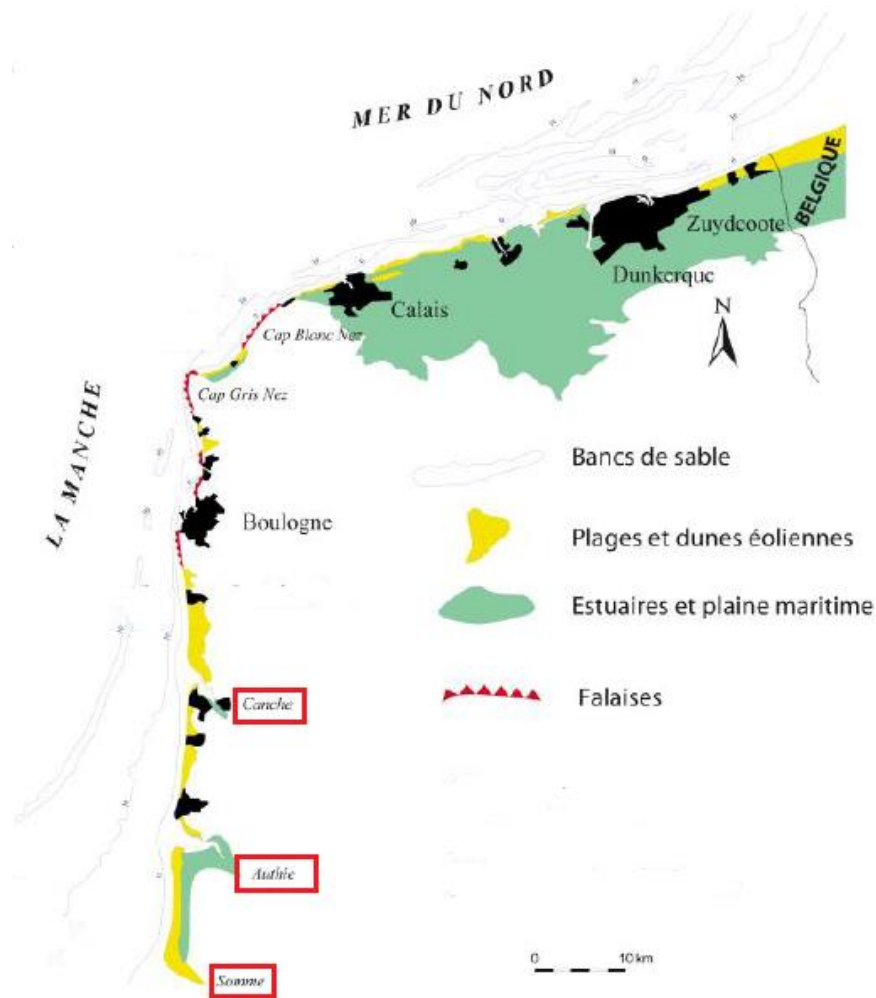


Figure 12 : Présentation de la Côte d'Opale et des sites d'études (encadrés rouges) d'après Anthony & Héquette (2007 ; modifié)

1.5 Les estuaires picards : Canche, Authie et Somme

L'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme sont des estuaires dits "picards" car leur l'embouchure possède une morphologie particulière composée d'un cordon dunaire, le "poulier" (Figure 13). Il s'étend du sud vers le nord, principalement en raison de l'action de la dérive littorale. Le poulier est associé à une zone en érosion le "musoir" sur la rive opposée et la présence d'une zone en accrétion, plus en amont dans l'estuaire, nommée "contre-poulier" (Figure 13). Ces deux phénomènes antagonistes entraînent une remontée progressive de l'embouchure vers le nord. Ces estuaires subissent un régime mégatidal soit des amplitudes de marées comprises entre 4,9 et 8,5 m, respectivement en mortes eaux et vives eaux (SHOM). Cette large amplitude provoque des courants tidaux puissants, pouvant atteindre, dans le cas de l'estuaire de

l'Authie, une valeur maximale de 1,5 m/s avec une vitesse moyenne de 1,0 m/s à l'embouchure (Anthony & Dobroniak 2000, Dobroniak 2005). Ces estuaires sont alors des estuaires mixtes influencés par les forçages marins (courants tidaux et vagues) mais aussi par les caractéristiques hydrologiques des fleuves associés.

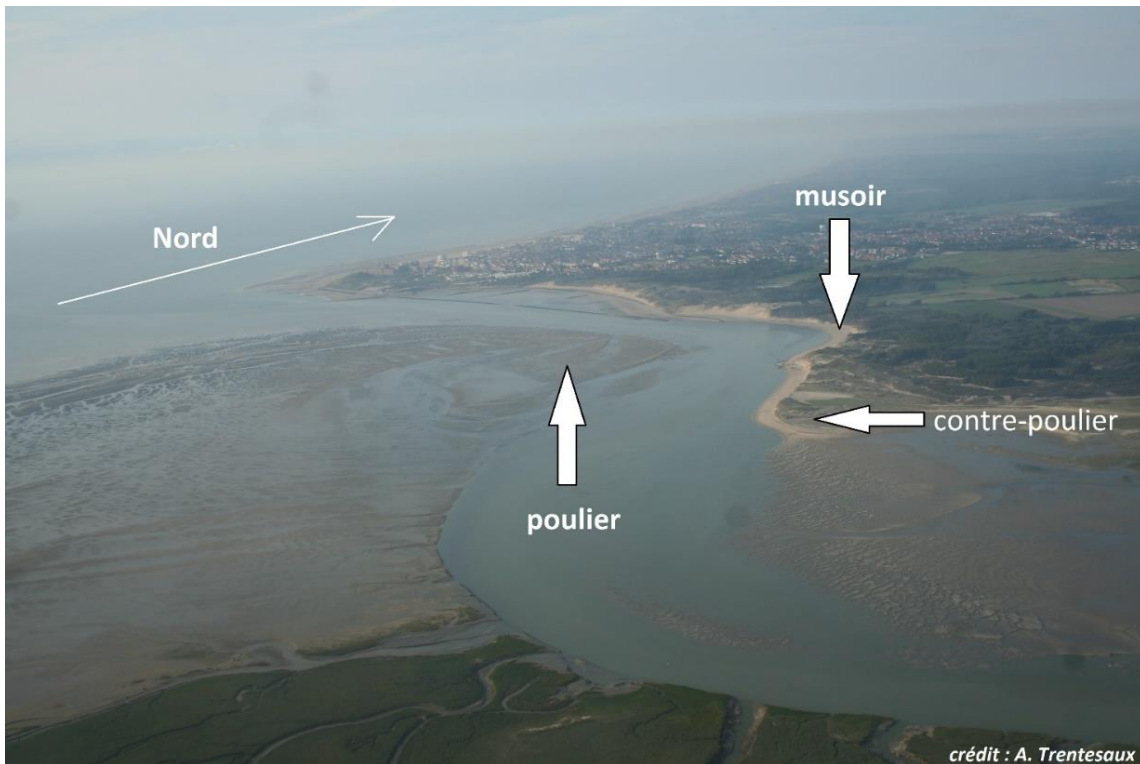


Figure 13 : Photographie aérienne de l'embouchure de l'estuaire de l'Authie où sont reportées les zones en progradation (poulier ; contre-poulier) et en érosion (musoir) caractérisant les estuaires dits de type «picard» (source : Alain Trentesaux ; modifié).

L'estuaire de la Canche (8 km² ; N 50°53' -E 1°60') se situe entre les communes d'Etaples-sur-Mer au nord et du Touquet au sud (Figure 14), et est caractérisé par une forme étroite et allongée d'orientation sud-est / nord-ouest.

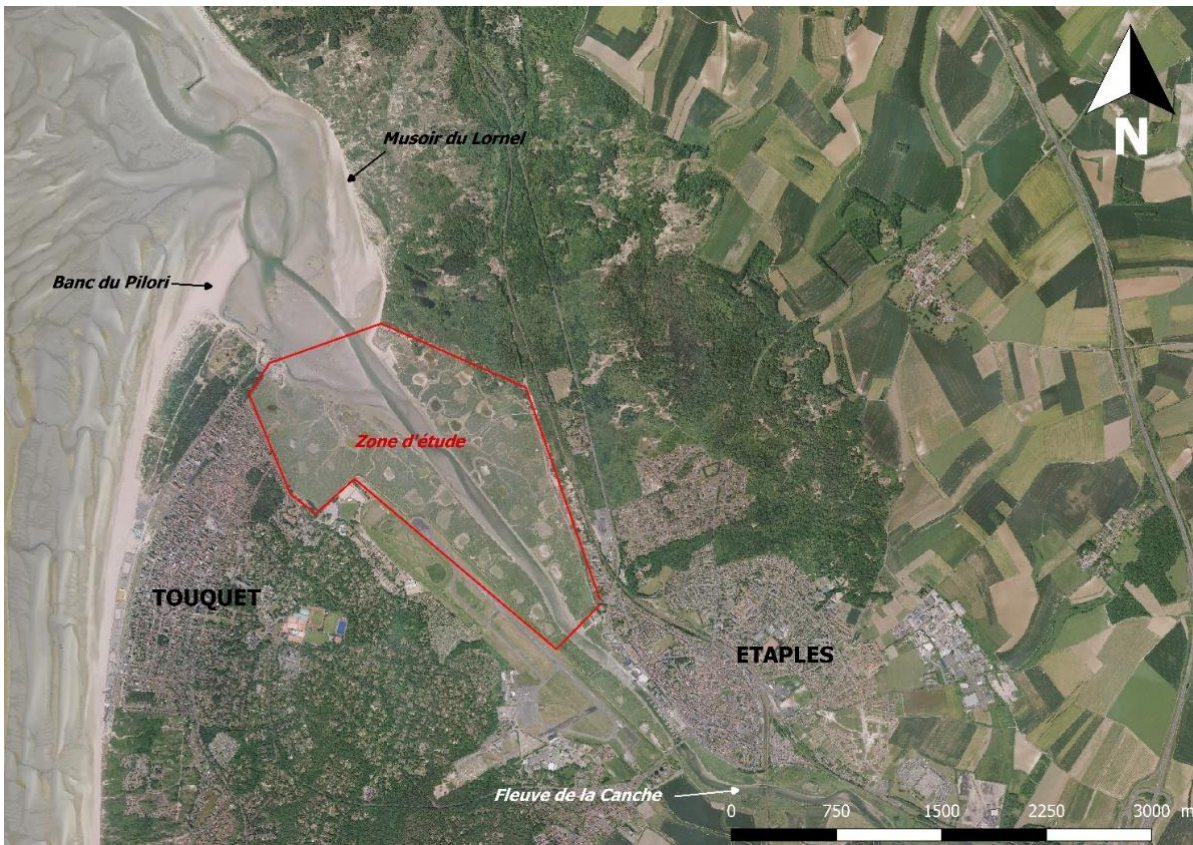


Figure 14 : Carte de l'estuaire de la Canche où sont reportés le banc du Piloni (zone en progradation), le musoir du Lornel (zone en érosion), les villes d'Etaples-sur-Mer et du Touquet ainsi que la zone d'étude (en rouge).

L'estuaire de l'Authie (13 km² ; N 50°36' E 1°59') échancre la façade maritime française de la Manche Orientale entre les communes de Berck au nord et de Fort-Mahon au sud (Figure15). Les reconstructions historiques de l'estuaire montrent que durant les trois derniers siècles la flèche sableuse (« Pointe de Routhiauville ») s'est étendue vers le nord et vers le large protégeant ainsi la partie interne de l'estuaire de l'influence de la houle (Briquet 1930, Dobroniak 2005). Le chenal principal est alors contraint et a migré en direction de la rive nord où les dunes éoliennes s'érodent progressivement sous l'action conjuguée des courants tidaux et de la houle de tempête (Hesp et al. 2015). D'après Dobroniak (2005), la poldérisation et les ouvrages de protection installés en rive nord depuis le 19^{ème} siècle accélèrent le phénomène de comblement sédimentaire de l'estuaire. Les relevés taxonomiques réalisés par le Groupe d'Etude des Milieux Estuariens et Littoraux (GEMEL) et la Station Marine de Wimereux sur la période 1994-1995, ont pu mettre en valeur des populations benthiques estuariennes soumises à ces pressions anthropiques d'aménagement du milieu.



Figure 15 : Carte de l'estuaire de l'Authie où sont reportés la pointe de Routhiauville (zone en progradation), le musoir (zone en érosion), les communes de Groffliers et Fort-Mahon ainsi que la ville Berck-Plage et la zone d'étude (encadré rouge).

L'estuaire de la Somme (72 km² ; 50°14'N – 1°33'E) est le deuxième plus grand système estuarien de la Manche, après celui de la Seine (Figure 16). Cet estuaire est créé à partir de l'embouchure de la Somme mais aussi celle de la Maye (38 km de long). La zone intertidale est enserrée par le poulier de la pointe du Hourdel au sud et au nord par le musoir du Marquenterre où se matérialise le comblement avancé de l'estuaire par un delta de marée (Bastide 2011). La couverture sédimentaire de cet estuaire est caractérisée par une couche de sable fin quartzé et des formations sablo-vaseuses situées comme par exemple à l'embouchure de la Maye dans le pré salé (Dupont et al. 1991, Bastide 2011). La Somme piège annuellement 0,7 x 10⁵ m³ de sable (SOGREAH 1997).



Figure 16 : Carte de l'estuaire de la Somme où sont reportés la pointe du Hourdel, les villes de Saint-Valéry-sur-Somme, de Le Crotoy, de l'embouchure de la Maye ainsi que la zone d'étude (rouge).

1.6 Les principaux axes de travaux scientifiques mis en place dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme

Cette présentation bibliographique des travaux scientifiques dans l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme n'a pas vocation à lister de manière exhaustive l'ensemble des études académiques ou de gestion mais privilégie l'identification des principaux sujets de travaux scientifiques menés dans ces trois estuaires au cours des dernières décennies.

Ces trois estuaires picards ont tout d'abord éveillé l'intérêt des scientifiques en raison de leur évolution hydromorphologique comme par exemple à travers les travaux de Briquet (1930). Ces travaux de reconstitution de l'évolution géomorphologique des estuaires de l'Authie et de la Somme ont permis de mettre en valeur la progradation vers le nord de la flèche et l'érosion des bancs de sable situés à l'embouchure, depuis les trois derniers siècles. Il s'avère que ces estuaires ont subi une série de travaux d'aménagement successifs comme la poldérisation des rives,

débutant dès le 12^{ème} siècle (Latteux 2001) ou encore l'endiguement du chenal dans le but de freiner le colmatage de l'estuaire et de préserver la navigabilité du chenal.

Un premier état des lieux a été réalisé à partir de 1983 dans les estuaires de la Canche (Despeyroux 1985, Despeyroux & Chamley 1985), de l'Authie (Dobroniak 1999, CEREMA 2018) et de la Somme (Lafite 1986), décrivant la sédimentologie globale de ces environnements côtiers. Des travaux de reconstructions historiques du trait de côte de la zone estuarienne ont été développés par A. Trenteseaux, V. Théroüanne et P. Picouet dans l'estuaire de la Canche (Batthieu-Queney 2010). De plus, de nombreuses études menées dans une problématique de gestion ont été effectuées par le SAGE⁵ dans l'estuaire de la Canche (Batthieu-Queney 2010), par Opale Sud dans l'estuaire de l'Authie et dans le cas de l'estuaire de la Somme ces travaux de gestion ont été étudiés dans le cadre de la thèse de J. Bastide (2011) et des travaux de modélisation de Durell et al. (2008). Durant sa thèse, J. Leroux (2013) s'intéressa à la dynamique des chenaux tidaux et des prés-salés en régime mégatidal dans l'estuaire de la Somme. Deloffre et al. (2007) ont étudié la dynamique de sédimentation dans l'estuaire de l'Authie à l'aide d'un système ALTUS et ont pu démontrer que la sédimentation est continue et rythmée uniquement par le forçage tidal dans les vasières. Des travaux couplant une approche géographique et sédimentologique ont été réalisés à travers la thèse de C. Marion (2007) permettant de déterminer la relation entre la sédimentation, les hypohalines, et la répartition des communautés végétales halophytes dans l'estuaire de l'Authie (Marion et al. 2005, 2009).

L'écologie du milieu estuarien a été étudiée dans ces trois estuaires à travers de nombreuses études par exemple, l'étude de la composition et de l'assemblage des communautés de poissons dans l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme, a été réalisée à travers la thèse de J. Selleslagh (2008). L'estuaire de la Canche étant peu impacté par l'activité anthropique, cet environnement estuarien a été utilisé comme référence dans une étude comparative des communautés de poissons avec l'estuaire de la Seine (Selleslagh et al. 2009). Concernant l'écologie des communautés benthiques, McLusky et al. (1994) ont étudié la répartition des faciès biosédimentaires à l'échelle globale de l'estuaire de la Somme. Une nouvelle fois, l'impact de l'activité des êtres humains suscite des problématiques de gestion du bon état écologique du

⁵ Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux

milieu. De nombreux travaux ont aussi été menés par IFREMER comme par exemple dans l'estuaire de la Canche avec l'étude d'impact de l'aménagement de la zone estuarienne sur les communautés benthiques (Desaunay 1974) ou l'étude de l'évolution des gisements exploitables d'*Arenicola marina* dans l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme (Foveau 2013). L'étude et la gestion des stocks de coques a été grandement menée depuis des années par l'intermédiaire du GEMEL ou encore à travers les travaux de Desprez et al. (1987) qui s'intéressaient à déterminer les facteurs responsables de la diminution du stock de ces organismes et l'impact de l'anoxie sur la pérennité de leurs populations dans l'estuaire de la Somme (Desprez et al. 1992). D'autres travaux scientifiques ont été réalisés par Gillet et al. (2008) et visaient à mieux comprendre la réponse de *Hediste diversicolor* à la pollution par une étude comparative entre l'estuaire de la Seine (environnement impacté) et l'estuaire de l'Authie (environnement pristine). Ce dernier estuaire a en effet été utilisé comme estuaire témoin non impacté par l'activité des êtres humains dans la conception d'une méthodologie permettant de mesurer le bon état écologique du milieu estuarien (projet PNETOX⁶ ; Amiard-Triquet et al. 2007). D'autre part, l'étude de la répartition de différentes populations de foraminifères dans l'estuaire de la Canche et la compréhension des facteurs forçant leurs distributions, en particulier celle des foraminifères benthiques a été réalisée dans l'estuaire de la Canche (Armynot du Châtelet et al. 2009, Francescangeli et al. 2017). Francescangeli et al. (2018) à partir de ces communautés de foraminifères benthiques couplées à une approche de radiochronologie, ont déterminé l'évolution récente (< 100 ans) de la géomorphologie de la rive sud de l'estuaire de la Canche.

Des études biogéochimiques du compartiment benthique ont également été menées dans ces trois estuaires. Migné et al., (2002) ont permis de mettre en place une méthodologie adaptée aux sédiments intertidaux afin de quantifier pour la première fois le potentiel de respiration et de production primaire du sédiment à différentes échelles temporelles (journalière, saisonnière) et spatiales (centimètre, type sédimentaire ; Davoult et al., 2004) et finalement de pouvoir quantifier un bilan annuel de production primaire nette supportée par le sédiment au sein de l'estuaire de la Somme (Spilmont et al. 2007). Dans cette même problématique de quantification de bilan de carbone, la production primaire supportée par le MPB a été étudiée grâce à l'utilisation de

⁶ Programme National d'Ecotoxicologie

microélectrodes à oxygène à l'interface sédiment-atmosphère avec les travaux de Denis & Desreumaux (2009) ou encore Denis et al. (2012). De plus, le contexte biogéographique de la Manche orientale a influencé ces études biogéochimiques menées par la Station Marine de Wimereux. En effet, l'impact de l'efflorescence printanière de *Phaeocystis globosa* sur les communautés de macrofaune benthique (Desroy & Denis 2004) ou encore sur les flux benthiques (Rauch et al. 2008, Spilmont et al. 2009) dans l'estuaire de la Canche a été quantifié. À travers la thèse de G. Billon (2001), est traitée la géochimie des métaux et du soufre dans les sédiments en amont et en aval de l'estuaire de l'Authie (Billon et al. 2002). D'un point de vue purement géochimie organique, un seul projet a été mené : le projet COMORES⁷, qui a permis un premier pas vers la compréhension du cycle de la MO dans l'estuaire de la Somme.

En conclusion, malgré de nombreuses études réalisées dans ces trois estuaires, la détermination et la compréhension de l'origine, de la répartition et du devenir de la MO sédimentaire dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme sont encore éparses.

⁷ Cycle et Origine de la Matière Organique du Réseau trophique de l'Estuaire de la Somme – projet élaboré par le GEMEL en 2011, financé par la région Picardie, le conseil régional de l'estuaire de la Somme et par l'Europe (FEDER) et mené de janvier 2012 à décembre 2013.

2 MATÉRIELS ET MÉTHODES

2.1 Suivi des eaux de surface

La caractérisation des flux continentaux de particules en suspension et de sels nutritifs est obtenue à partir de relevés mensuels d'eaux de surface fluviales à la limite de l'influence de la marée dynamique (salinité égale à 0).

Ce suivi a pour objectifs de:

- mesurer la quantité de matière en suspension (MES) totale.
- caractériser la matière organique particulaire (MOP), incluant la mesure du contenu en carbone organique total (COT) et en azote total (NT), ainsi que des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.
- mesurer la concentration en sels nutritifs : l'ammonium (NH_4^+), les nitrates (NO_3^-), les nitrites (NO_2^-) et les phosphates (PO_4^{3-}).

2.1.1 Stratégie d'échantillonnage

La période du suivi des eaux de surface s'étend de janvier 2018 à juin 2019, avec une fréquence d'échantillonnage mensuelle. L'eau de surface des fleuves est échantillonnée, à la limite de la marée dynamique (point kilométrique 0 de l'estuaire) : pour la Canche, située à 16 km en amont, à Montreuil-sur-mer ($50^\circ 28' 2,09''\text{N}$ - $1^\circ 46' 7,9''\text{E}$), pour l'Authie, située à 16 km en amont, à Nampont ($50^\circ 21' 27,06''\text{N}$ - $1^\circ 46' 33,62''\text{E}$), et finalement pour la Somme, située à 10 km en amont, à Boismont ($50^\circ 9' 38,03''\text{N}$ - $1^\circ 41' 17,58''\text{E}$). La rivière de la Somme étant chenalisée, le système d'écluses empêche l'intrusion marine de remonter le fleuve côtier, la station d'échantillonnage est alors située le long du chenal sur un pont. A partir d'un pont et à l'aide d'un seau, 10 L d'eau sont prélevés à environ 30 cm de profondeur à chacune de ces stations (Schivone & Coquery 2011). Cette distance est à respecter pour éviter la resuspension de particules déposées sur le lit de la rivière et exclure l'échantillonnage de corps flottants (feuilles ou hydrocarbures). L'eau ainsi échantillonnée est stockée dans un bidon Nalgène (10 l), préalablement lavé à l'eau déminéralisée puis à l'eau ultrapure (MilliQ).

2.1.2 Filtration et conservation des échantillons

La mesure de la concentration en MES et la détermination des caractéristiques de la MOP, des eaux de surface sont réalisées à partir des filtrations (triplica) en laboratoire de 750 ml à 1000 ml d'eau échantillonnée. Des filtres Whatman en fibre de verre sans liant (grade GF/F 47mm de diamètre et 0,8 µm de porosité), au préalablement calcinés (550 °C pendant 5 h) et un appareil de filtration en verre, au préalablement lavé à l'acide (0,5 N) et rincé à l'eau déminéralisée puis à l'eau ultrapure (MilliQ), sont utilisés pour la filtration des eaux de surface. Les filtres sont ensuite placés dans une boîte de pétri recouverte à l'intérieur d'un papier d'aluminium et mis à l'étuve à 60 °C pendant 24 h (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne).

En vue de déterminer la nature des particules minérales en suspension, 750 ml à 1000 ml d'eau échantillonnée est filtrée à l'aide d'un filtre en polycarbonate Nucleopore™ Whatman (47 mm de diamètre ; 0,8 µm de porosité) avec un appareil de filtration Nalgène en plastique, au préalablement lavé à l'acide (0,5 N) et rincé à l'eau déminéralisée puis à l'eau ultrapure (MilliQ). Après filtration de la totalité de l'eau échantillonnée, le filtre est alors placé à l'étuve (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne) à 60 °C pendant 24 h dans une boîte de pétri.

La même procédure que celle précédemment décrite est réalisée pour la quantification de la biomasse chlorophyllienne, excepté que les filtres utilisés (3 réplicats) sont des filtres Whatman en fibre de verre sans liant non calcinés (grade GF/F ; 47mm de diamètre et 0,8 µm de porosité) et que ces derniers sont conservés au congélateur (-18 °C) et à l'obscurité.

Une filtration de 250 ml d'eau de surface sur filtre en polycarbonate Nucleopore™ Whatman GF/F (47 mm de diamètre ; 0,8 µm de porosité) est réalisée directement sur le terrain pour l'analyse des sels nutritifs. Le filtrat est conservé dans des tubes à hémolyse (10 ml), placés dans une glacière le temps de l'échantillonnage puis au congélateur (-18°C) de retour au laboratoire. Les échantillons pour l'analyse de l'ammonium sont quant à eux filtrés directement sur le terrain et conservés dans des flacons à scintillation en polyéthylène (20 ml) à l'obscurité et à température ambiante, en présence d'une solution de phénol nitroprussiate et solution alcaline complexante au chlore, donnant lieu à la formation d'un bleu d'indophénol et donc permettant la fixation de l'azote ammoniacal présent dans l'échantillon (Berthelot 1859).

2.1.3 Mesures *in situ*

La température et la salinité de l'eau de rivière sont mesurées à l'aide d'une sonde (EcoScan Salt 6, Eutech Instruments Pte Ltd, Singapore), d'une précision de $\pm 0,01$ pour 1,0 de variation en salinité et de $\pm 0,1$ °C pour 0,5 °C de variation de température de l'eau. Ces deux mesures ont été réalisées à partir d'un échantillon d'eau de surface du fleuve prélevé avec un second seau. La mesure du pH quant à elle est réalisée en laboratoire à partir d'un pH mètre de paillasse (Eutech pH 700, Eutech Instruments Pte Ltd, Singapore), d'une précision de $\pm 0,01$ de pH pour une variation de 1, à partir d'un sous-échantillon d'eau contenue dans les bidons de 10 l.

2.1.4 Analyses en laboratoire

2.1.4.1 Mesure de la concentration en particules en suspension totale des eaux de surface fluviales

La concentration en matière en suspension correspond aux particules, minérales et/ou organiques, présentes dans un échantillon liquide. Afin de déterminer leur concentration, un volume connu (750 ou 1000 ml) d'échantillon d'eau de surface fluviale a été filtré. Les filtres destinés à la détermination de l'abondance relative de la matière organique et de la composition élémentaire des particules en suspension des eaux de surface fluviales sont utilisés. Ces filtres ont été pesés à sec (après calcination à 550 °C pendant 6 h) avant et après filtration (Sartorius CPA 225 ; $\pm 0,05$ pour 0,1 mg). La différence correspond à la quantité de particules récupérées sur le filtre. Ramenée au volume filtré, cette quantité permet de calculer la concentration en matière en suspension.

2.1.4.2 Mesure de la concentration en sels nutritifs des eaux de surfaces fluviales

Le dosage en sels nutritifs est effectué par mesure colorimétrique. Le dosage de l'azote ammoniacal (NH_4^+) est effectué à l'aide d'un spectrophotomètre. Sur le terrain, après filtration de l'eau de surface échantillonnée, l'ammoniac dissous est mis en présence de phénol dans un milieu oxydant (hypochlorite), ce composé donne lieu à la formation de bleu d'indophénol mesuré par lecture de sa fluorescence à une longueur d'onde de 630 nm (Shimadzu ; Aminot et al., 1997). Le dosage des phosphates, nitrites et nitrates est effectué à l'aide d'un auto-analyseur AA-A3 Seal.

L'échantillon est prélevé automatiquement pour suivre un circuit tubulaire où sont injectés en continu les réactifs qui donne lieu à la coloration de l'échantillon. La mesure de l'absorbance des composés est alors réalisée à la fin du circuit et après étalonnage il est possible de retrouver la concentration en sels nutritifs correspondante. L'ion nitrite est un intermédiaire entre le nitrate et l'ammonium. Il a été dosé en utilisant la réaction de Griss adaptée à l'eau de mer par (Strickland et al. (1972). Le dosage des nitrates n'a pas de méthode analytique directe, il faut donc réduire le nitrate en nitrite en le faisant passer par une colonne réductrice de cadmium "amalgamé" à du cuivre (Wood et al. 1967), puis doser le nitrite formé et soustraire le nitrite initial à la mesure du nitrite total. Les phosphates ont été mesurés à l'aide de la méthode de Murphy and Riley (1962).

2.1.5 Acquisition des chroniques de débits

Les chroniques de débits de chacun des fleuves sont obtenues à partir de la base de données HYDRO France (EauFrance - MEDDTL, « Banque Hydro »). Les stations de mesure sont situées dans la commune de Brimeux pour la Canche, dans la commune de Dompierre-sur-Authie pour l'Authie et dans la commune de Boismont au niveau de la partie chenalisée de la Somme. Les mesures de débit réalisées par le réseau de la prévision des crues et de l'hydrométrie (PC&H) au sein des Directions Régionales de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement (DREAL) sont obtenues en mesurant la hauteur de l'eau à une station de mesure donnée. La hauteur d'eau est alors convertie en un débit à partir d'un abaque spécifique au point de mesure. A partir de cette base de données, le débit et le jour de l'échantillonnage des eaux de surface de ces trois fleuves sont relevées pour estimer les liens potentiels entre le débit et la quantité de matière en suspension.

2.2 Cartographie des sédiments de surface estuariens

L'objectif de cette étude cartographique est d'établir une description exhaustive du sédiment de surface (0 - 1 cm de profondeur) à partir de paramètres sédimentologiques, géochimiques et biologiques dans l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme. Cet état des lieux a pour but de décrire les différents faciès biosédimentaires présents en rives nord et sud des estuaires de la Canche et de l'Authie et en rive nord et ouest de l'estuaire de la Somme, à travers différents paramètres :

- Sédimentologiques: distribution granulométrique, structure du sédiment (proportion d'agrégats), porosité (à partir de la mesure du contenu en eau), quantité de matière organique totale sédimentaire et aussi une description des figures sédimentaires (rides de courants, débris coquilliers, figure d'érosion).
- Biologique : caractérisation des espèces végétales dominantes
- Géochimiques: caractérisation du rapport atomique (COT/NT) et de la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de la matière organique totale sédimentaire.

2.2.1 Stratégie d'échantillonnage

Dans chaque estuaire, plusieurs transects de 4 à 9 stations, transversaux par rapport au chenal principal, ont été effectués à marée basse, s'étendant de l'étage proche subtidal à l'étage supratidal. Les campagnes de terrain se sont déroulées en période hivernale et à forts coefficients de marées (> 75). D'une durée d'une journée chacune, elles ont été réalisées le 21 février 2018 pour l'estuaire de la Canche, le 21 mars 2018 pour l'estuaire de l'Authie et le 4 avril 2018 pour l'estuaire de la Somme. La saison hivernale a été choisie car les estuaires réceptionnent des quantités d'eau douce plus importantes dues aux crues hivernales caractérisant le régime hydrologique des bassins versants de type « pluvial » en climat tempéré. La fenêtre marégraphique choisie, marée de vives eaux, permet en un cycle de marée d'échantillonner, l'ensemble des radiales de la zone d'étude ainsi qu'un dépôt récent de particules sédimentaires de la zone proche subtidale à supratidale. Durant ces trois campagnes de terrain, un total de 112 stations ont été échantillonnées soit respectivement 36, 37 et 39 stations pour l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme (Figure 17).



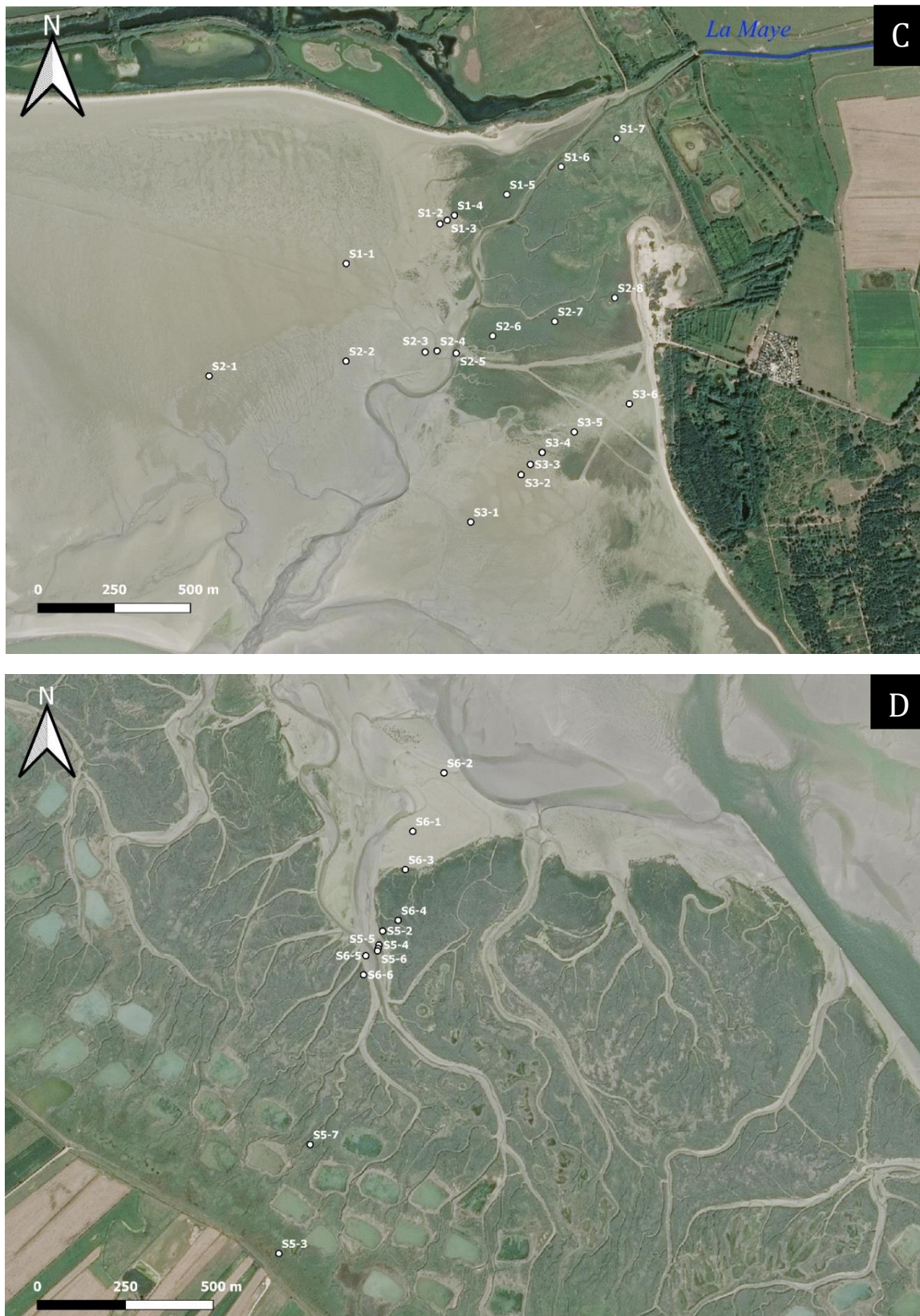


Figure 17 : Plan d'échantillonnage de l'estuaire de la Canche (A), de l'Authie (B), de la Somme en rive nord (C) et rive ouest (D)

Pour chaque station, le premier centimètre du sédiment est prélevé, à l'aide d'une spatule en inox, dans un quadrat de 80 x 80 cm qui est subdivisé en quatre sous-quadrats (40 x 40 cm ; Figure 18). Avant le prélèvement du sédiment superficiel, trois sous-quadrats (40 x 40 cm) ont été choisis aléatoirement. De ce fait pour chacun des paramètres sédimentaires (excepté pour le prélèvement de la chlorophylle *a*), chacun des sous-quadrats constitue un réplikat de terrain. Cette stratégie d'échantillonnage a permis d'appréhender la variabilité intra-site, ou variabilité à petite échelle. Lorsque le couvert végétal était trop dense au niveau de certaines zones des prés salés, le quadrat a été retiré délicatement après marquage au sol en évitant de perturber la surface du sédiment.



Figure 18 : Quadrat de 80 x 80 cm subdivisé en 4 sous-quadrats de 40 x 40 cm. Le choix de site permet de se rendre compte de l'hétérogénéité spatiale présente à l'échelle centimétrique.

2.2.2 Préparation et conservation des échantillons

Les échantillons destinés aux mesures granulométriques et aux mesures du contenu en eau totale du sédiment ont été placés dans des piluliers en plastique (50 ml) puis conservés au réfrigérateur. Pour la quantification de la matière organique sédimentaire et sa caractérisation (élémentaire et isotopique), les échantillons ont été placés dans des sacs zip minigrip (au préalable lavé à l'acide 0.5M) puis séchés 5 jours dans une étuve (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne) à 60 °C au laboratoire. Dans le cas des échantillons de sédiments cohésifs, les échantillons ont été ensuite broyés avec un mortier et un pilon en agate (Ø 10 cm, C.Giese GmbH

& Co. KG, Allemagne). Les échantillons de sédiments perméables, dominés par les sables, ont été broyés au broyeur mécanique à billes munis d'une cuve (50 ml) et de billes en agate (Retsch S100, Haan, Allemagne) pendant 30 min à 450 tours/min. Les sédiments broyés sont finalement conservés dans une feuille en aluminium, au noir, à température ambiante avant analyse.

2.2.3 Observations *in situ*

Le faciès des sédiments de surface a été décrit de la zone proche subtidale à supratidale dans l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme à partir de photographies et d'observations faites lors des campagnes d'échantillonnage. Ces faciès sédimentaires ont été définis selon les critères suivants :

- Identification de la végétation présente (halophytes, macroalgues, microphytobenthos) et évaluation semi-quantitative (éparse, dense, en patch, etc.).
- Identification des figures sédimentaires (rides de courants, figures d'érosion, figure de ruissellement, indicatrices des conditions hydrodynamiques).
- Quantifier et caractériser la présence de coquilles carbonatées (entières ou fragmentées)

2.2.4 Analyses en laboratoire

2.2.4.1 Granulométrie et structure du sédiment de surface

Les échantillons humides ont été analysés en utilisant un granulomètre laser de type Beckman-Coulter® LS13320, disposant d'une gamme de mesure allant de 0,4 μm à 2 mm. Cet appareil estime les distributions granulométriques en mesurant la variation angulaire de l'intensité de lumière diffusée lorsqu'un faisceau laser d'arsenic de galium ($\lambda = 456 \text{ nm}$) traverse un échantillon de particules dispersées dans de l'eau déminéralisée (Figure 19).

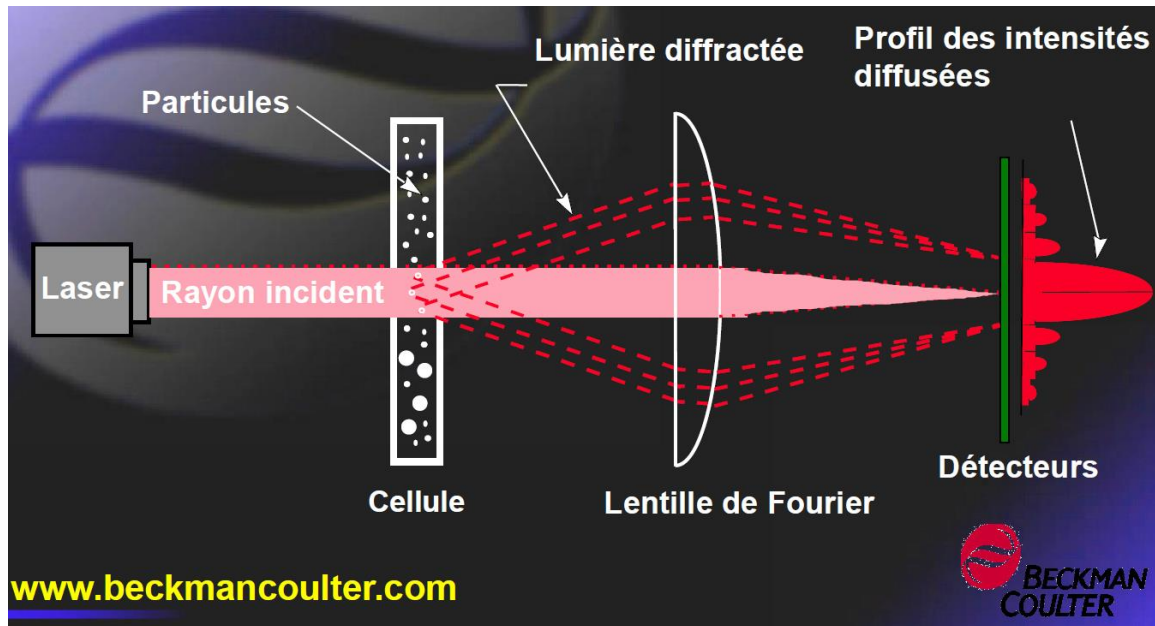


Figure 19 : Principe de diffractométrie utilisé dans la détermination de la distribution des tailles des grains à travers l'utilisation du granulomètre laser 13320 Beckman Coulter.

Après diffraction par les particules sédimentaires le faisceau laser incident va être dévié, selon un angle de diffraction proportionnelle à la taille du grain, et passer à travers une lentille de Fourier pour finir sa trajectoire optique sur une série de trois groupes de détecteurs : petits, moyens et grands angles. Chacun de ces groupes de détecteurs est alors positionné pour être excité pour une gamme d'angles de diffraction correspondant à une gamme de tailles de particules. Pour chaque échantillon, un aliquote de sédiment humide a été dilué dans de l'eau déminéralisée, mis sous agitation pendant 20 minutes, puis versé au travers d'un tamis de 2 mm dans la cuve de dispersion du granulomètre. Le tamis a permis d'enlever la fraction grossière (> 2mm) des échantillons de sédiments humides. Cette fraction est principalement composée de coquilles carbonatées entières, de débris de coquilles carbonatées et de fragments (racines, tiges, feuilles, ...) de végétaux terrestres supérieurs (non estimée par pesées). Pour chacun des triplicats de terrain, au minimum trois répliquats analytiques ont été effectués. Pour chacun des répliquats analytiques 20 mesures successives (de 90 secondes chacune) avec des ultrasons ont été réalisées sur un même aliquote de sédiment afin de rompre les agrégats éventuellement présents dans cet échantillon. Les classes de particules utilisées sont celles définies par Wentworth (1922) : < 4 μm pour la fraction des argiles granulométriques, 4 - 62,5 μm pour la fraction des silts et 62,5 - 2000 μm pour la classe des sables. Les moyennes et les écart-types des distributions des tailles de particules ont été calculés en utilisant 6 à 9 répliquats analytiques pour chaque site avec une erreur

relative, entre les répliquats analytiques, inférieure à 5 %.

2.2.4.2 Contenu en eau et porosité

Le contenu en eau totale du sédiment est déterminé à partir de la masse d'eau évaporée après incubation pendant 4 à 5 jours, dans une étuve (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne) dont la température est réglée à 105 °C. Les triplicats de terrain ont été pesés avant (humide) et après incubation (sec) dans des piluliers, préalablement pré-pesés, au moyen d'une balance (Sartorius CPA 225, Allemagne), d'une précision de $\pm 0,05$ mg pour 0,1 mg (Flemming & Delafontaine 2000). Le contenu en eau totale (% ; pourcentage en poids sec du sédiment) est alors calculé grâce à la formule suivante :

$$\text{Contenu en eau totale (\%)} = \frac{M_{eau}}{M_{sed}} \times 100$$

Où M_{eau} est la masse d'eau contenue dans le sédiment, M_{sed} la masse de sédiment sec après incubation. A partir de cette mesure, la porosité peut être calculée, selon l'équation suivante :

$$\text{Porosité} = \frac{M_{eau}}{\rho_{eau}} \times \frac{\rho_{sed}}{M_{sed}} + \frac{M_{eau}}{\rho_{eau}}$$

Où M_{eau} est la masse d'eau contenue dans le sédiment, ρ_{eau} la masse volumique de l'eau, M_{sed} la masse de sédiment sec après incubation et ρ_{sed} , la masse volumique du sédiment (2,55 g/ml)

2.2.4.3 Matière organique totale sédimentaire

Les échantillons séchés et broyés ont été pesés une première fois (environ 1 g) dans une capsule en aluminium, placés dans un four à 550 °C pendant 6 heures puis pesés une seconde fois (Nieuwenhuize et al. 1994, Santisteban et al. 2004). Pour chaque triplicat de terrain, trois aliquotes ont été réalisés constituant ainsi un triplicat analytique. La différence entre le poids avant et après calcination fournit le poids de la matière organique totale présent dans l'échantillon. Cette méthode couramment utilisé permet une bonne reproductibilité des résultats (Heiri et al. 2001), à partir de nos échantillons, la variabilité analytique pour chaque répliquat de terrain (n =

3) est inférieure à 10 %, excepté pour certaines stations sableuses, où la fraction organique est inférieure à 2%.

2.2.4.4 Contenu en carbone organique total et azote total

Pour la mesure de la composition élémentaire de la matière organique totale des sédiments, les échantillons sont soumis à une étape de dissolution des carbonates. Cette étape de décarbonatation permet d'exclure des échantillons le carbone inorganique, présent sous la forme de carbonate, permettant ainsi la quantification exclusive de la fraction de carbone organique présente dans les échantillons.

Un aliquote de 10 g de sédiment séché (à 60 °C) et broyé est placé dans un bécher en présence de 20 ml d'acide chlorhydrique (2 M en excès) pendant deux heures sous agitation à l'aide d'un barreau magnétique à température ambiante. Le lendemain, pour chaque échantillon, le surnageant a été enlevé au moyen d'une pipette et le reste de l'échantillon a été placé dans des tubes à centrifuger en verre de 35 mL, préalablement lavés à l'acide nitrique 1 M, en présence d'eau MilliQ. Une succession de 4 à 5 centrifugations (10 min, 1500 tours/min) est réalisée jusqu'à atteindre un pH > 5,5. A la suite de ces centrifugations successives, l'échantillon de sédiments décarbonatés est placé dans des coupelles en céramique avant d'être séché une nouvelle fois à 60 °C à l'étuve (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne), broyé manuellement dans un mortier en agate (Ø 10 cm, C.Giese GmbH & Co. KG, Allemagne) puis placé dans des piluliers en verre. Pour chaque échantillon, environ 10 à 80 mg de sédiments décarbonatés sont ensuite pesés (XP6, Mettler Toledo, Columbus, Ohio, E.U.A) dans des capsules en étain de 9 mm x 5 mm et analysés en utilisant un analyseur élémentaire CHNS/O (FLASH 2000, AI 1310/AS, Thermo Fisher Scientific, Waltham, Maryland, E.U.A). La capsule en étain contenant l'aliquote prépesé est déposée dans la colonne à combustion dans laquelle un flux d'oxygène rend l'environnement extrêmement oxydant (Figure 20). La température augmente instantanément à 1800 °C causant la pyrolyse de l'aliquote. Une électrovalve stoppe le flux d'oxygène qui est alors remplacé par un flux d'hélium (gaz vecteur).

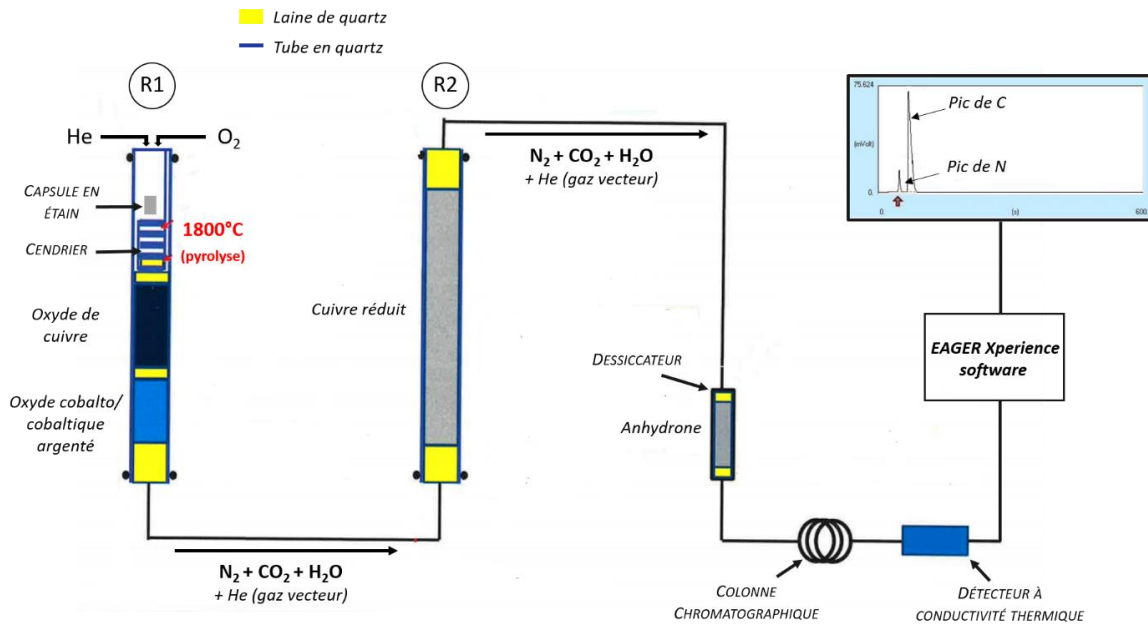


Figure 20 : Schéma de l'analyse élémentaire CHNS/O Flash 2000 en configuration CN

Les produits de la combustion, CO_2 dans le cas du carbone organique total et N_2 pour l'azote total, sont convoyés par le flux d'hélium vers la colonne R1. La colonne R1, composée d'oxyde de cuivre et de cobalt et un catalyseur (argent), assure l'oxydation complète des espèces éluées (CO_2 , N_2). Le gaz est ensuite convoyé dans la colonne R, composée de cuivre réduit, assurant la réduction totale des oxydes d'azote en diazote (N_2) et l'élimination de l'oxygène excédentaire en oxyde de cuivre (Cu_2O). Avant l'arrivée des espèces éluées dans la colonne chromatographique, une colonne d'anhydron assure le retrait total de la vapeur d'eau potentiellement présente dans le gaz. Le mélange gazeux est alors séparé par chromatographie en phase gazeuse (CPG) à une température de $55 \pm 1^\circ C$. Les différences de conductivité thermique entre les composés élués et le gaz vecteur sont mesurées par le détecteur à conductivité thermique. Le potentiel (mV) du signal électrique (pic) est proportionnel à la quantité de chaque élément. La surface des pics est alors calculée par le logiciel EAGER Xperience software (version 1.4) pour être convertie en pourcentage de carbone organique total et d'azote total à partir d'une gamme étalon, au préalable établie à l'aide d'un standard (Soil Reference Material NC, Thermo PN 338 40025) aux concentrations en carbone (2,29 %) et en azote connu (0,21%). Les mesures sont réalisées sur deux sous-échantillons de chaque réplicat de terrain. Les contenus en COT et NT sont exprimés en pourcentage du poids sec. La précision analytique des mesures des contenus en COT et NT est respectivement de $\pm 0,08 \%$ pour 1 %, de carbone organique total mesuré et $\pm 0,1 \%$ pour 1 %

d'azote total mesuré. Les rapports COT/NT utilisés dans cette étude se réfèrent aux rapports atomiques, qui sont obtenus en multipliant directement le rapport entre les valeurs de COT et NT par le rapport entre la masse atomique de l'azote (14,0067 g mol⁻¹) et celle du carbone (12,0107 g mol⁻¹).

2.2.5 Analyses en collaboration

Les isotopes stables du carbone ont été déterminés à partir d'un aliquote de chaque échantillon exempté au préalable de carbonate par attaque acide, grâce à un analyseur élémentaire, de type CHN, (Elementar, Hanau, Allemagne) couplé à un spectromètre de masse à rapport isotopique en flux continu (Isoprime, Manchester, Royaume-Uni). Les valeurs des isotopes du carbone ont été exprimées en ‰ et déterminées selon l'équation suivante :

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{R_{\text{echantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000$$

Avec R le ratio isotopique (¹³C/¹²C). La norme internationale est le Vienna Pee Dee Belemnite pour le carbone avec un ¹³C/¹²C de 0,01112372. Les étalonnages ont utilisé divers et les normes de laboratoire pour le carbone et l'azote, la cellulose (IAEA-CH-3 $\delta^{13}\text{C} = -24.724$ ‰) et la caféine (IAEA-600 $\delta^{13}\text{C} = -27.771$ ‰). Tyrosine ($\delta^{13}\text{C} = -23,2$ ‰) a été utilisé pour garantir l'exactitude et la précision des compositions isotopiques obtenues. La précision analytique a été d'environ $\pm 0,1$ ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$.

2.3 Quantification de l'intensité de la minéralisation benthique

L'objectif de cette étude est de quantifier les taux de respiration benthique dans la mosaïque de faciès biosédimentaires déterminés à partir de la précédente étude cartographique. La respiration benthique a été mesurée dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie en avril 2019 (saison printanière) et septembre 2019 (saison estivale). Les taux de respiration benthique ont été mesurés *via* une méthode *in situ* (chambre benthique obscure LICOR 8100) et *ex situ* (incubation au noir). La présentation de la chambre benthique LI-8100 fait l'objet d'une section présentée Chapitre 5. Les variations spatiales et temporelles ont été mises en lien avec la distribution de la flore (végétaux terrestres supérieurs, microphytobenthos) et de la macrofaune

benthique présente dans les premiers 30 cm, ainsi que des propriétés sédimentologiques, géochimiques et biologiques des sédiments de surface (0-1cm).

2.3.1 Stratégie d'échantillonnage

Cette étude a été menée à marée basse pendant deux cycles de marée de vives eaux (> 75), du 17 au 23 avril 2019 (printemps) et du 29 août au 4 septembre 2019 (été). Sur la base de l'étude cartographique du sédiment de surface dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie, un transect représentatif de l'ensemble de l'estuaire a été positionné. Ainsi, 3 stations dans l'estuaire de la Canche et 4 stations dans l'estuaire de l'Authie ont été étudiées (Figure 21). Les stations d'échantillonnage ont été réparties sur un transect de 35 m de long dans l'estuaire de la Canche et de 165 m de long dans l'estuaire de l'Authie. Ces deux transects sont disposés perpendiculairement au chenal principal. Pour les deux estuaires, les stations 1 étaient les plus proches du chenal principal, les stations 2 étaient situées dans une vasière située juste avant les prés salés, tandis que les stations 3 pour l'estuaire de la Canche, 3 et 4 pour l'estuaire de l'Authie étaient situées dans le haut des prés salés. Dans l'estuaire de l'Authie, une station supplémentaire a été échantillonnée dans le bas du pré salé, adjacent à la vasière. Les profils d'altitude de la surface par rapport au niveau moyen de la mer (Mean Sea Level, MSL) sont présentés sur la Figure 21.

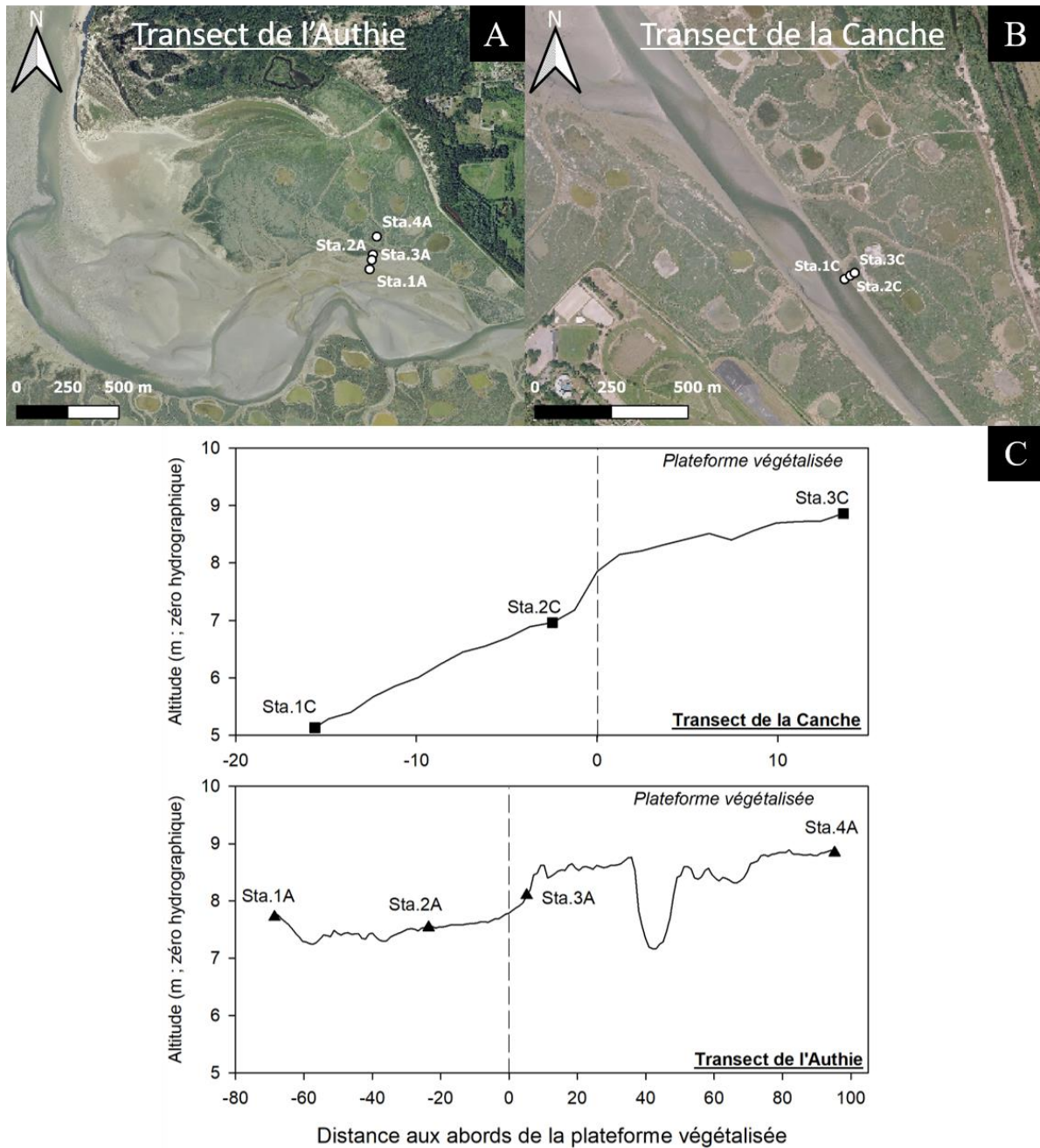


Figure 21 : Plan d'échantillonnage pour la quantification de la minéralisation benthique le long de transects dans l'estuaire de l'Authie (A) et de la Canche (B) et profils longitudinaux de l'altitude du sédiment (par rapport au niveau moyen de la mer) reflétant un gradient tidal (C).

Chaque jour, 1 à 2 stations ont été échantillonnées, correspondant respectivement à 4 et 8 carottes sédimentaires (0-30 cm de profondeur). Les carottes sédimentaires sont prélevées perpendiculairement à la surface du sédiment, à l'aide de tubes de plexiglas de 15 cm de diamètre interne et de 30 cm de long. Le prélèvement est réalisé, à marée basse, en prenant soin de ne pas perturber l'interface du sédiment et l'équilibre rédox de la colonne sédimentaire par remobilisation des différentes couches de la carotte. Lorsque la végétation était présente sur le

site échantillonné, la couverture végétale a été soigneusement retirée en évitant toute perturbation de l'interface sédiment-atmosphère. En parallèle de chaque prélèvement de carottes sédimentaires, l'eau estuarienne, a été échantillonnée *in situ* à l'aide d'un seau, environ deux heures avant l'étape de haute mer et conservée dans un réservoir d'eau gonflable (20 l).

De plus, à chaque station, le sédiment de surface (0-1 cm) a été prélevé pour déterminer les propriétés sédimentologiques, géochimiques et biologiques du sédiment :

- Sédimentologique : distribution granulométrique et contenu en eau totale,
- Géochimique : teneur de la matière organique totale, contenu en COT et en NT, concentration en exopolysaccharide colloïdaux (cEPS)
- Biologique : contenu en Chl *a* et biomasse totale de la macrofaune benthique.

2.3.2 Préparation et conservation des échantillons

Les échantillons de sédiment de surface (0-1) ont été prélevés et conservés selon le protocole décrit précédemment. En ce qui concerne la quantification de la respiration par méthode d'incubation au noir, à chaque station, quatre carottes de sédiments superficiels (0-25 cm de profondeur). Lors du transport du site d'étude au laboratoire, les carottes sédimentaires ont été conservées à l'abri de la lumière et droites, une nouvelle fois pour ne pas perturber l'interface du sédiment et l'équilibre rédox de la colonne sédimentaire par remobilisation des différentes couches de la carotte.

La mesure de la biomasse chlorophyllienne sédimentaire, pour chaque station, a été réalisée à partir de cinq mini-carottes prélevées par carottage du sédiment (0-1 cm) à l'aide d'une seringue découpée à sa base (1,16 cm² de surface ; Figure 22). Le sédiment est placé dans un pilulier stérile puis conservé au congélateur, à -32 °C. Avant l'extraction de la chlorophylle *a*, les échantillons sont broyés, dans une pièce sombre, pour éviter toute dégradation de la chlorophylle *a*, à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate (Ø 10 cm, C.Giese GmbH & Co. KG, Allemagne).



Figure 22 : Seringue découpée utilisée pour le prélèvement de mini-carottes de sédiment (0-1) permettant la quantification de la biomasse chlorophyllienne sédimentaire.

2.3.3 Mesure *ex situ* du taux de minéralisation benthique

Pour chaque station, la mesure *ex situ* du flux total d'oxygène, de nitrates et nitrites et d'ammonium à l'interface eau-sédiment est réalisée à partir de quatre carottes de sédiments superficiels (0-30 cm) incubées au noir dans un environnement où la température est contrôlée et fixée à la température de l'eau de mer mesurée sur le terrain. Le dispositif expérimental d'incubation de carottes sédimentaires au noir a été développé par Grenz et al. (2000) et Denis et al. (2001) et est présentée Figure 23. De retour au laboratoire, chacune des carottes est soigneusement remplie d'eau de la nourrice contenant l'eau surnageante échantillonnée *in situ*. Les systèmes d'incubation sont scellés à l'aide de bouchon en plexiglas et de joints toriques qui assurent l'étanchéité du système d'incubation. Dans la partie interne du bouchon, un agitateur magnétique assure l'homogénéisation du milieu, évitant ainsi tout gradient de concentration dans l'eau surnageante de chaque carotte au cours de l'incubation. À l'apex des carottes, est situé un orifice occupé par un bouchon en caoutchouc relié à un système de tubulures. Ce système de tubulure permet de **(1)** prélever une quantité d'eau surnageante et **(2)** remplacer immédiatement l'eau prélevée par de l'eau de la nourrice reliée à l'autre extrémité du système de tubulure (Figure 23). Cette étape de remplissage par de l'eau de la nourrice permet de ne pas inclure de bulles d'air dans l'eau surnageante.

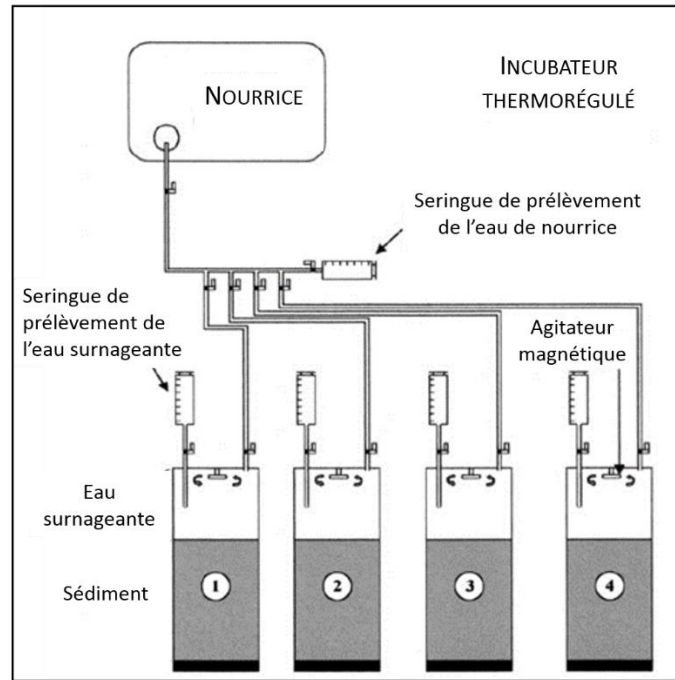


Figure 23 : Schéma du dispositif expérimental d'incubation de carottes sédimentaires au noir.

À un pas de temps donné, un prélèvement d'eaux est réalisé pour déterminer la concentration en oxygène dissous, en nitrates, nitrites et ammonium dans l'eau surnageante des carottes sédimentaires et de la nourriture. Chaque prélèvement d'eau surnageante correspond à un point de la droite de régression représentative de l'évolution au cours du temps de la concentration de l'oxygène dissous, en nitrates, nitrites et ammonium dans l'eau surnageante. La significativité de la régression linéaire obtenue pour chacune des carottes incubées et chaque espèce chimique est testée à partir d'un test de corrélation de Pearson permettant de tester la significativité du R^2 selon le nombre d'individus constituant la droite de régression pour une erreur de type I égale à $\alpha = 0,10$ (Scherrer 1984).

2.3.4 Analyses en laboratoire

Les différents paramètres sédimentaires, soit la quantité de matière organique totale sédimentaire, le rapport atomique COT/NT, la porosité et la distribution granulométrique ainsi que le dosage des sels nutritifs dans l'eau surnageante ont été quantifiés à partir des mêmes procédés que ceux présentés précédemment.

2.3.4.1 Dosage de l'oxygène dissous

L'oxygène dissous de l'eau surnageante est dosé par la méthode de Winkler, adaptée à de faibles volumes d'échantillons, et optimisée par Carrit & Carpenter (1966). Cette méthode est applicable à une grande gamme de concentrations (0,06 à 90 mL/L) et convient donc parfaitement au dosage de l'oxygène dissous lors d'incubation de carottes sédimentaires (Strickland et al. 1972). Murray & Riley (1969) ont obtenu à partir de cette méthode de dosage colorimétrique, une précision analytique de 0.1%

À l'échantillon d'eau surnageante est ajoutée une solution de manganèse II précipité par une base forte. Le manganèse subit une oxydation de différents degrés (III et IV) en fonction de la quantité d'oxygène dissous. Lorsque la réaction est terminée, tous les oxydes de manganèse ont précipité, la solution est acidifiée (H_2SO_4 10 mol/l) pour la re-dissolution des précipités. La solution est alors ajoutée des ions iodures qui vont réduire les oxydes de manganèse (retour du manganèse au degré d'oxydation II) libérant de l'iode. L'iode libéré est alors dosé au thiosulfate par titrimétrie à l'aide d'un titrateur potentiométrique automatique (Titrand 888, Metrohm, Herisau, Suisse), permettant d'atteindre avec plus de précision le point d'équivalence. L'absence de répliquat analytique ne permet pas de quantifier la variabilité analytique pour un même échantillon. Cependant, d'après les études métrologiques, le titrateur Titrand 888, a une précision analytique de $\pm 0.2\%$

2.3.4.2 Chlorophylle *a*

La chlorophylle *a* (Chl *a*) est un pigment naturel présent chez les organismes photoautotrophes. Elle est souvent utilisée comme indicateur de la biomasse vivante des microalgues (Jesus et al. 2006). L'extraction de Chl *a* est réalisée au laboratoire par ajout de 5 mL d'acétone à 90 % directement dans le tube de prélèvement dans le cas d'un échantillon de surface ou dans un tube en verre contenant le filtre broyé dans le cas d'un échantillon d'eau de surface fluvial. L'échantillon est agité délicatement puis conservé pendant 4 h à 4 °C dans un réfrigérateur) et à l'obscurité. Une fois l'extraction effectuée, l'échantillon est centrifugé (Labofuge 400R, Heraeus, Hanau, Allemagne) pendant 3 minutes à 4°C, à 2700 tr/min. La concentration en Chl *a* est alors estimée au moyen d'un fluorimètre Turner Designs 10-AU (Yentsch & Menzel 1963). Les pigments chlorophylliens sont excités par un faisceau lumineux à 450 nm. La fluorescence (F0) émise par

l'échantillon est alors mesurée. Trois gouttes d'acide chlorhydrique (0,14 N) sont ensuite ajoutées et la fluorescence est mesurée une seconde fois (Fa). Les concentrations de Chl *a* et de phéopigments associés sont ensuite calculées à partir de la fluorescence et des constantes obtenues par l'étalonnage du fluorimètre, suivant l'équation de (Lorenzen 1967) :

$$[Chla] (mg. m^{-2}) = \left(K_x \times R_{max} \times Fa \left[\frac{\frac{F0}{Fa} - 1}{(R_{max} - 1)} \right] \times \frac{v}{1000 \times S} \right) \times 10$$

Avec : K_x le coefficient de proportionnalité ($K_x = 1,15$), $F0$ la fluorescence initiale, Fa la fluorescence après acidification, R_{max} le rapport d'acidification maximale ($R_{max} = 1,94$), v le volume de solvant utilisé pour l'extraction (mL), et S la surface de la seringue ($S = 1,16 \text{ cm}^2$). K_x et R_{max} sont deux paramètres déterminés lors de l'étalonnage du fluorimètre.

2.3.5 Analyses en collaboration

Dans le but de déterminer les acteurs forçant les flux biogéochimiques l'interface sédiment-eau, une collaboration constituée de Fabienne Goulard et Camille Hennion, a permis respectivement la quantification des EPS colloïdaux dans le premier centimètre du sédiment et la caractérisation de la macrofaune benthique à partir des carottes incubées.

2.3.5.1 Exopolysaccharides

Pour les mesures des EPS colloïdaux, cinq échantillons de sédiments ont été prélevés à l'aide de tubes à carotte de 1 cm de profondeur (2 cm^2). Cinq carottes de sédiments ont été mises en commun pour obtenir suffisamment de matériel pour les mesures d'EPS.

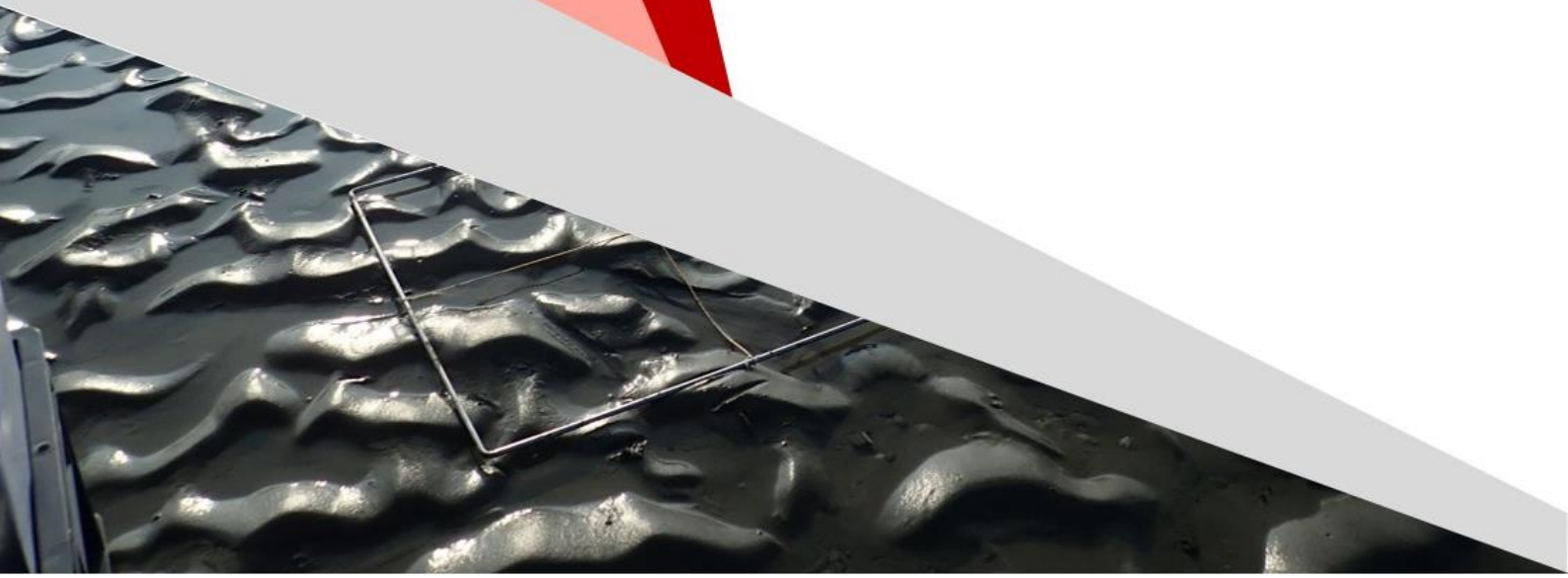
La quantification des sucres totaux contenus dans les EPS a été réalisée via l'utilisation de la méthode de dosage colorimétrique, développée par Dubois et al. (1956). Grâce à cette méthode le dosage des acides uroniques, produits de la dégradation des sucres par la boucle microbienne, peut être également effectué à partir de cette méthode. Succinctement, les sucres totaux subissent une déshydratation interne suivie d'une cyclisation permettant la formation de dérivés réagissant avec le phénol. La formation d'un complexe jaune-rouge permet de déterminer la concentration en sucres totaux de l'échantillon au spectrophotomètre à une longueur d'onde réglée à 485 nm.

2.3.5.2 Macrofaune benthique

Les sédiments après la période d'incubation ont été passés à travers un tamis à mailles circulaires de 1 mm, permettant d'isoler la macrofaune benthique. Les organismes ont été ensuite fixés et conservés dans une solution d'eau de mer à 8 % de formaldéhyde. Les organismes macrobenthiques ont été identifiés et comptés à l'aide d'une loupe binoculaire permettant de déterminer la richesse spécifique dans chacune des carottes. Après identification et tri, les organismes ont été séchés à 70 °C pendant 48 h, puis pesés une première fois. Une seconde pesée a été réalisée après calcination des organismes à 520 °C, pendant 5 heures, à l'étuve (Memmert UM-400, Büchenbach, Allemagne). Dans chacune des carottes, la différence entre les deux pesées a permis de quantifier la biomasse sèche libre de cendres (g AFDW/m²) des espèces identifiées.

CHAPITRE 3

**Une étude
pluridisciplinaire des
sédiments de surface
intertidaux de deux
estuaires macrotidaux du
nord de la France (Canche
et Authie) : compréhension
des processus
environnementaux**



Auteurs :

B. Voltz¹, L. Denis², G. Duong², A.-L. Santoni³, L.F. Artigas¹, V. Cornille¹, F. Henry¹, O. Mathieu³, C. Tallobre¹, S. Gontharet⁴

¹ Univ. Littoral Côte d'Opale, CNRS, Univ. Lille, UMR 8187 - LOG - Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, 32 Avenue Foch, F-62930 Wimereux, France

² Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187 - LOG – Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Station Marine de Wimereux

³ Univ. Bourgogne, UMR CNRS 6282, Laboratoire Biogéosciences, 6 Boulevard Gabriel, F 21000, Dijon, France

⁴Sorbonne Universités, UPMC, CNRS, IRD, MNHN, IPSL, LOCEAN, Paris, France

(article soumis le 12/08/2020, à la revue Continental Shelf Research)

1 ABSTRACT

Estuaries are considered one of the most dynamic ecosystems in the world, ensuring high production and transfer of large quantities of organic matter (OM) from continents to the ocean. Despite the large influence of estuaries in the functioning of coastal ecosystems, our understanding of OM dynamics in these buffering coastal environments remains fragmented. In this frame, our study was carried out to describe and understand the main drivers of OM distribution in two estuaries (Canche, Authie) of the eastern English Channel, based on descriptive and quantitative approaches. For this purpose, in February and March 2018, surface sediment were sampled at low tide along cross-shore transects in the intertidal zone of each estuary. Analysis of sediment grain size, porosity, proportion of aggregated particles, total carbonate content and OM characterization (total OM content, atomic TOC/TN ratio, $\delta^{13}\text{C}$ value) of surface sediments allowed identifying four biosedimentary facies: sand flat, mud flat, low and high salt marshes. In parallel, the characteristics the suspended particulate OM inputs by the rivers were determined during February and March 2018 to trace the particulate OM in both estuaries. Spatial

distribution of OM in surface sediments (ranging between 0.6 and 26.9 % dry weight) evidenced higher accumulations along marsh platforms than in sand and mud flats and the OM pool was mainly constituted of a mixing of C₃ terrestrial vascular plants, marine and riverine phytoplankton. The comparison between both estuaries highlighted that the geomorphology impacted by natural and anthropic factors plays a preponderant role in the distribution and the sources of sedimentary OM by influencing vegetation communities and hydrodynamic processes. In the context of sea level rise it is crucial to better constrains the function of macrotidal estuaries in C cycle understanding the dynamic and the role of each biosedimentary facies.

Keywords: physico-chemical sediment properties, organic matter sources, multivariate analysis, tidal flats, salt marshes, eastern English Channel.

2 INTRODUCTION

Even though they only represent 6 % of the Earth's surface (Costanza et al., 1997), coastal environments play a major role in the global carbon cycle and associated elements (O, S, N, P, Si, metal elements; Bianchi, 2007; Tobias and Neubauer, 2019). Among these coastal environments, estuaries and tidal salt marshes are complex and dynamic interfaces between rivers and the open ocean where intense exchanges of sediments, organic matter (OM) and nutrients occur (Raymond and Bauer, 2001; Jiang et al., 2013). In particular, estuaries receive large amounts of OM originating from multiple natural and anthropogenic sources. The former include terrigenous inputs from land, delivered by surface waters and groundwater, but also marine materials mainly brought by tidal intrusions. Estuaries and salt marshes are also well known as highly productive coastal environments, with a primary gross production estimated at 22 and 185 molCm⁻²yr⁻¹, respectively (Gattuso et al. 1998). Autochthonous OM is produced by various primary producers as planktonic and benthic (microbial mats, microphytobenthos, macroalgae and halophytic plants) communities but also by secondary producers as fungi, protozoan, microbial communities and macrofauna that contribute to the development of intricate estuarine food webs (Vernberg, 1993; Thornton and McManus, 1994; Heip et al., 1995; Nithart, 1998; Underwood and Kromkamp, 1999; Newell and Porter, 2002). The amount of OM inputs from these different sources is highly variable in space and time, mainly resulting from river discharge, tidal range, production patterns,

plant life cycle and transport pathways (Wiegert et al., 1981; Benner and Opsahl, 2001; Harvey and Mannino, 2001). In coastal environment, the fate of OM is multiple (i.e. marine export, degradation and/or sequestration) but the high living biomass and the slow decay of belowground OM in estuaries and especially in salt marshes lead to a significant carbon sequestration rate of $210 \pm 20 \text{ gCm}^{-2}\text{yr}^{-1}$ (Chmura et al., 2003; McLeod et al., 2011).

Although the origin and fate of OM in these environments have been intensively studied using various geochemical proxies such as elemental and isotopic compositions (e.g. Thornton & McManus 1994; Liu et al. 2006; Yu et al. 2010; Yuan et al. 2017), several questions remain regarding the mechanisms that control OM dynamics and thus the importance of long-term carbon sequestration in estuarine sediments. Indeed, OM preservation in sediments is controlled by complex interactions between climatological (Chmura et al. 2003), hydrological (Craft, 2007; Kathilankal et al., 2008; Boyd et al., 2017), geomorphological (Chen et al., 2016; Choi et al., 2001; Roner et al., 2016; Saintilan et al., 2013), sedimentological (Keil & Hedges 1993, Yang 1999, Volkman et al. 2000, Bianchi et al. 2018) and biogeochemical (Canfield 1994, Hedges & Keil 1995, Aller 2001, Kristensen & Kostka 2005, Li et al. 2010, Sousa et al. 2010) factors as well as human management (Andrews et al., 2000; Rabouille et al., 2001; Burden et al., 2013) that define each estuarine and salt marsh system.

The French coast of the eastern English Channel, extending from the Bay of Somme to the southern Bay of the North Sea, is characterized by several macrotidal and back-barrier estuaries. In particular, the Canche and the Authie estuaries are constituted by a set of widespread environmental facies defined as (1) channels which allow the river to flow towards the sea at ebb tides and facilitate the penetration of tides from the west at flood tide, (2) sand bars, (3) tidal sand and mud flats, (4) meandered salt marshes and (5) aerial dunes (Dalrymple et al. 1990). The intertidal sand and mud flats are characterized by the development of transient biofilms at the sediment surface formed by both heterotrophic prokaryotes and microphytobenthos (Yallop et al., 2000; Herlory et al., 2004). The low salt marshes is partly covered by *Salicornia europaea* associated with patches of an invasive cord-grass species *Spartina anglica*, known to pave the way for the marsh progradation on mud flats (Sanchez et al. 2001). The landward part of salt marshes are colonized by less tolerant halophytic plants, mostly composed of *Agropyrum pungens*, *Puccinellia maritima* and *Halimione portulacoides*. Due to their various biosedimentary facies,

these estuaries are at the same time a complex and interesting environment for studying the factors controlling carbon sequestration in intertidal sediments and spatial variations of these processes between facies. However, despite being extensively studied in terms of management proposals (Dobroniak 2005, Marion et al. 2005) and estuarine ecology (Gillet et al., 2008; Selleslagh et al., 2009; Armynot du Châtelet et al., 2009; Francescangeli et al., 2017), only few studies have focused on OM dynamics in sediments from the Canche and the Authie estuaries (e.g. Migné et al. 2002; Rauch & Denis 2008).

Therefore, the aim of this study was to describe the spatial distribution of OM and identify the forcing parameters of OM dynamics in the set of widespread biosedimentary facies encountered from the lower intertidal zone to the upper vegetated zone. Such study was based on a descriptive approach focused on biosedimentary facies characterization coupled with a quantitative approach throughout sedimentological (grain size, abundance of aggregated particles, aggregate size, total carbonate content, porosity) and geochemical (total OM content, atomic TOC/TN ratio, $\delta^{13}\text{C}$ value) properties of surface sediments as well as the identification of OM sources (fluvial, marine and estuarine).

3 MATERIALS AND METHODS

3.1 Study area

The study was carried out in two temperate estuaries located along the French coast of the English Channel: the Canche (50°33' N, 1°35' E) and the Authie (50°22' N, 1°37' E) estuaries (Figure 24A). These estuaries are rather sheltered from the main hydrodynamics features in the Channel and cover a relatively limited surface area at high tide (8 km² for the Canche and 13 km² for the Authie). These two rivers (respectively 96 km and 98 km long) drain into a low-gradient Mesozoic limestone plateau catchment (Bourdier & Lautridou 1974) reaching 894 km² for the Canche River and 989 km² for the Authie River. These rivers bring rather low amounts of fine particles to the coastal area. From our estimation, based on suspended particulate matter (SPM) concentrations and river discharges from May 2018 and May 2019, the Canche River (3.95 t/km²/yr) and the Authie River (3.49 t/km²/yr) deliver, in comparison to the Seine River, one third of the total amount of SPM (7.5 - 9 t/km²/yr; Avoine, 1985). The mean river liquid discharge

over a 30-year (2007-2017) gauging period is 12.3 m³/s for the Canche River and 7.4 m³/s for the Authie River.

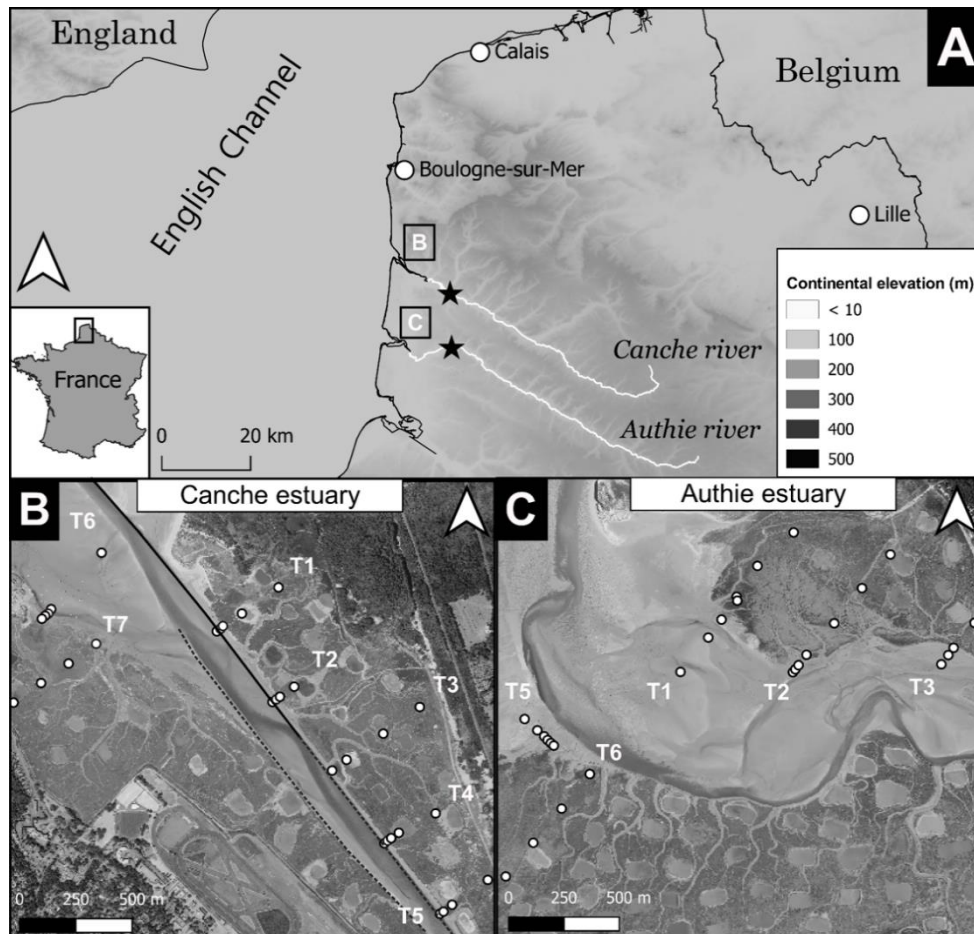


Figure 24 : (A) General map of the eastern English Channel, showing the location of the two estuaries studied as well as the freshwater sampling stations (black stars) in the Canche and Authie Rivers. Location of sampling stations in the Canche (B) and Authie (C) estuaries. Along the Canche River, dashed lines correspond to the rivers dikes, and the solid line part is outcropped.

The Canche and Authie estuaries are semi-diurnal and macrotidal systems with a mixed energy regime influenced by both tides and waves associated with rather limited freshwater inputs. The mean tidal range at the mouth of these estuaries is about 6 m during neap tides and 8.6 m during spring tides, resulting in strong tidal currents (Anthony & Dobroniak 2000, Dobroniak & Anthony 2002). The dominant winds blow from west-southwest, allowing the formation of waves along the coast with a mean height of less than 2 m except during major storms (Héquette et al. 2008). But in both estuaries, localized at the mouth, a massive sand platform, covered only during high spring tide stages, sheltering the inner estuary from open-sea waves.

Located in the opposite banks, the coastal strip is characterized by active foredunes and cusped foreland (Anthony & Dobroniak 2000, Hesp et al. 2015). In the inner estuary, the vertical accretion is discontinuous, following spring tides and/or storm rhythm as demonstrated from altimetry measurements (Deloffre et al. 2007). At low tide, most of the estuary is temporarily exposed to air except the main channel. The upper salt marshes are only influenced by marine waters in spring tide conditions.

Due to wave and tidal forcings, these two estuaries undergo rapid infill by sands mainly originating from offshore and alongshore as well as from the erosion of foredunes located at the mouth (Dupont, 1981; Anthony and Dobroniak, 2000; Marion et al., 2009). Even though the ecological state of both Canche and Authie estuaries appears rather well-preserved with respect to flatfish population (Amara et al. 2007), human management began in the 18th century with the establishment in both shores of extensive polders favoring a seaward salt marsh progression and an increase in sedimentation (Anthony & Dobroniak 2000). In the Canche estuary since the middle of 18th century, the main channel is dammed on both shores. Nowadays, the major part of these two dikes is buried under several decimeters to meters of sediments but the northern dike exhibits an outcropped portion near the mouth due to a local heightening carried out at the end of the 20th century (Figure 24B). More contemporary, numerous ponds surrounded by lawn for duck hunting have been dug in vegetated platform.

3.2 Sampling

Thanks to numerous operators working simultaneously in the field, for each estuary, all sediment samplings were performed in a single day (on February 21, 2018 for Canche estuary and March 21, 2018 for Authie estuary), during daytime and low spring tides, along five to seven cross-shore transects. These transects perpendicular to the main river channel extended from the near subtidal area to the upper part of vegetated platform before reaching adjacent uplands. In the two estuaries studied, transects had 245 m to 817 m in length and were regularly spaced at 400 m interval (Figure 24B-C). Along each transect, sampling stations were spaced at 100 m interval from the main channel to the higher part of vegetated platform with an increased spatial resolution, at 20 m interval, in the transition zone between un-vegetated tidal flats and the vegetated platforms (Figure 24B-C). Overall, a total of 31 sampling stations were sampled in each

estuary studied, and the main sedimentary facies determined by visual observation are described in Figure 25.

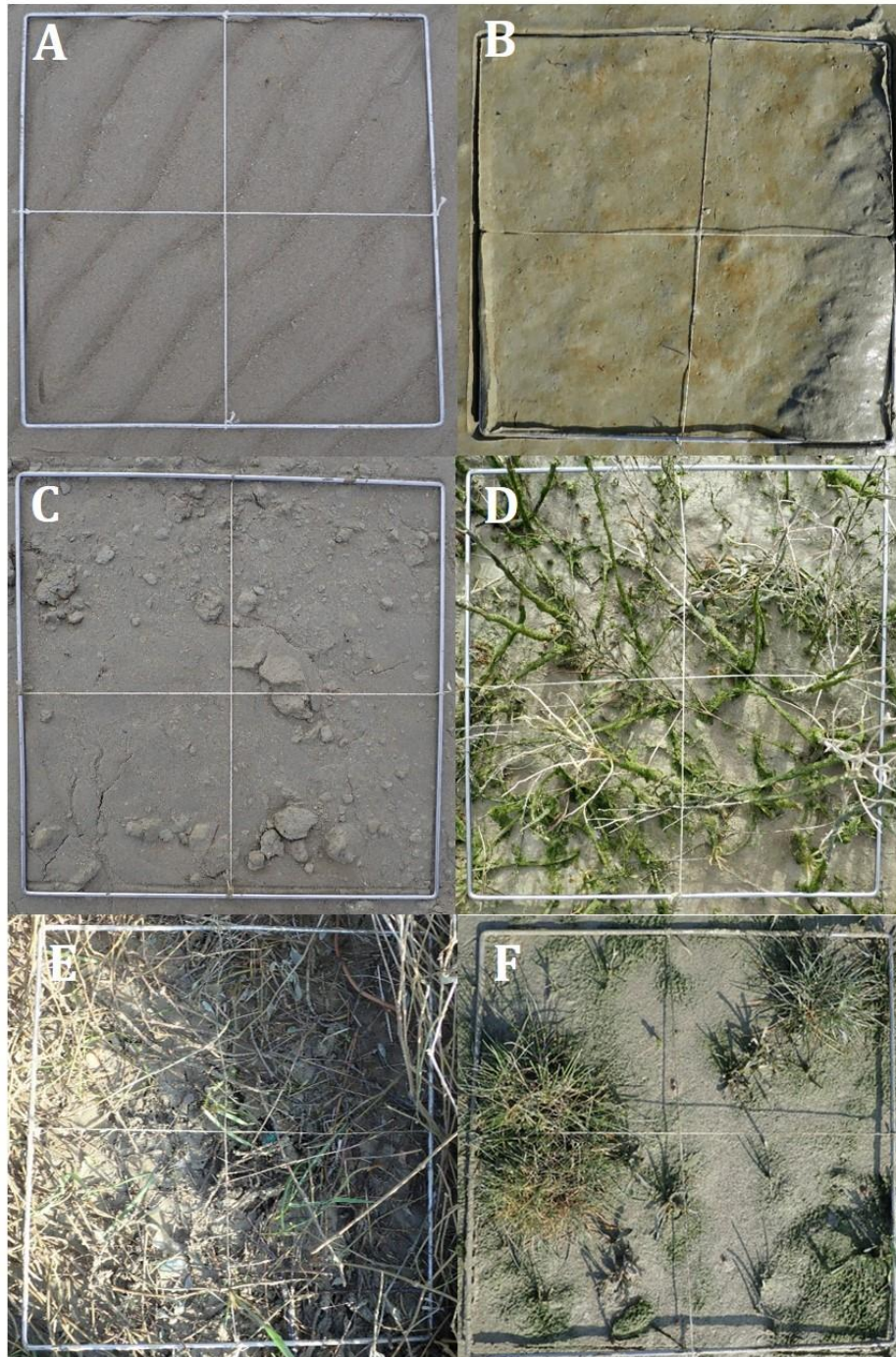


Figure 25 : Sedimentary facies of surface sediments observed throughout cross-shore transects distributed in the Canche and the Authie estuaries: (A) permeable sediments with ripple marks (Authie estuary, A5-1), (B) un-vegetated cohesive sediments with numerous biofilm patches (Canche estuary, C1-3) (C) un-vegetated cohesive sediments with numerous mud pebbles (Canche estuary, C4-2), (D) vegetated cohesive sediments with *S. anglica* and *V. frigida* patches (Authie estuary, A1-5), (E) vegetated cohesive sediments with *H. portulacoides* (Authie estuary, A6-3) and (F) vegetated cohesive sediments with *P. maritima* stands (Canche

estuary, C1-4). For the scale, quadra and sub-quadras used were characterized by 80 cm and 40 cm per side, respectively.

For each station, surface sediments (0-1 cm depth) were sampled in triplicates for bulk physico-chemical properties and OM characteristics using 80 x 80 cm quadrats subdivided into four 40 x 40 cm sub-quadras (Figure 25) in order to consider the small-scale heterogeneity. These samples were randomly taken in 3 of the 4 sub-quadras by scraping the sediment surface with a stainless steel spatula. They were stored in 50 ml PP straight container and placed in a refrigerator at 4 °C for determining the porosity and the grain size distribution. For OM geochemical analyses and total carbonate content measurements of surface sediments, samples were put in plastic bags pre-cleaned with nitric acid (0.5 N HNO₃) and dried at 60 °C for 72 h.

With the aim to better identify sedimentary OM sources, various ‘potential’ OM sources were also sampled. Major C₃ halophytic plants (*Puccinellia maritima* and *Halimione portulacoides*) growing in salt marshes and biofilm patches with microphytobenthos (MPB) were thus collected, placed in plastic bags recovered with aluminum foils, dried at 60 °C for at least 4 days. For each river, surface riverine waters were sampled monthly ca. 5-10 km inland from the sea to avoid tidal influence: in Montreuil-Sur-Mer (50°27'53" N, 01°45'47" E) for the Canche River and in Nampont (50°20'58" N, 01°44'47" E) for the Authie River. About 10 L of water were taken at ~30 cm depth in February and March 2018 in polyethylene containers and then transferred to the laboratory. SPM was sampled by vacuum filtering 2-3 L of river water through pre-combusted (550 °C during 5 h) and pre-weighted filters (Whatman 47 mm GF/F filters nominal pore size of about 0.8 μm). Triplicate filters were placed in Petri dishes, oven dried at 60 °C during 24 h and then reweighted to calculate the SPM concentration. All dried samples for characterization of sedimentary OM and potential OM sources (including MPB, vegetation and filters) were ground to a fine homogeneous powder using a mortar and pestle and stored in a desiccator for later analysis.

3.3 Analytical methods

The determination of the grain-size distribution was performed on wet sediment samples by laser diffraction using a Coulter LS 13320 instrument (gallium arsenide, 750 nm wavelength, Brea, USA), with a precision of better than ± 3 %. The analysis was carried out on triplicates within

a particle diameter ranging from 0.375 to 2,000 μm . Prior to analysis, samples were passed through a 2-mm-mesh sieve to remove the coarse fraction mainly composed of terrestrial OM debris (mostly roots, stems and leaves) as well as entire and large fragments of carbonate shells. For each sediment sample, grain-size measurements were realized both on a subsample previously treated by ultrasounds to disrupt aggregation structures and a subsample left in a natural state for aggregate analysis. In all grain-size distribution obtained with and without treatment, particle size classes were assigned according to the Wentworth (1922) grain-size scale, i.e 0.375 – 4.0 μm for the clay fraction, 4.0 – 63 μm for the silt fraction and 63 – 2,000 μm for the sand fraction. The size and the relative percentages of particles involved in aggregates were obtained by the difference between the relative percentages of each size fraction obtained after ultrasonic treatment and those obtained without treatment (Gontharet et al. 2016). Three different aggregate sizes were used: clay/silt fraction (<63 μm), micro-aggregates (63-250 μm) and small macro-aggregates (250-2,000 μm).

Porosity was determined from the measurement of sediment water content (WC) in all surface sediment samples, obtained by dividing the difference between wet and dry (110 °C for a week; Flemming and Delafontaine, 2000) sediment weight with the wet weight. Sediment porosity was determined according to the equation: $(WC/1.02) / [((1 - WC) / 2.64) + WC / 1.02]$ (Danovaro et al. 1999).

Total carbonate content (in dry sediment weight, wt. %) of dried and grinded sediments was obtained using manual calcimeter (OFITTE, Houston, USA) calibrated with pure carbonate. It was estimated by reaction of 1 g of fine powdered sub-sediment after adding 20 mL of HCl (8 N) with an absolute errors of 1 %.

Total OM content of surface sediments, expressed in percent, was estimated as the difference between dry weight (60 °C, 72 h) of the sediment and weight of the residue after combustion at 550 °C for 6 hours (Parker 1983, Santisteban et al. 2004). The estimation of the Total Organic Carbon (TOC) and Total Nitrogen (TN) contents as well as the measurements of stable carbon isotopic compositions were also realized on an aliquot of each sediment, but also potential OM sources: SPM on filters, halophytic vegetation and biofilm samples. Prior to TOC and carbon isotopic measurements, inorganic carbonates were removed in a sub-sample of each

sediment and a half-portion of each filter by adding HCl, rinsing with Milli-Q water, drying at 60 °C for 48 h and grinding again to a homogeneous fine powder (see details of laboratory procedures in Gontharet et al. (2014)). The analysis of TOC and TN contents were carried out using a Thermo Scientific™ FLASH 2000 Organic Elemental Analyzer (OEA, USA) and expressed as a percentage of dry weight of sample (wt. %). Analytical accuracy, determined from ten replicate measurements of the same standard sample (Thermofisher Soil Reference NC, TOC = 0.21 ± 0.02 %, TN = 2.29 ± 0.03 %), was better than ± 0.1 %. In this study, the TOC/TN ratio refers to the atomic ratio, which is obtained by multiplying the weight TOC/TN ratio with ratio of the nitrogen atomic mass (14.0067) and the carbon atomic mass (12.0107). The stable isotope analyses of bulk OM were made on an Isoprime isotope-ratio mass spectrometer (Manchester, United Kingdom) interfaced, in continuous flow, to a vario MICRO cube elemental analyzer (Elementar, Hanau, Germany). The stable carbon isotope ratios are expressed by the conventional δ notation in ‰ relative to Pee Dee Belemnite (PDB) using the following equation:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = [(R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}}) - 1] \times 1000, \text{ where } R \text{ is } ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}.$$

Analytical accuracy and precision for $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values were established using replicates of known isotopic standards (international graphite standard USGS 40, $\delta^{13}\text{C} = -26.4$ ‰; caffeine, $\delta^{13}\text{C} = -27.8$ ‰) and triplicates of samples. Analytical precision was about ± 0.1 ‰ for $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

3.4 Data analysis

GRADISTAT software (Blott and Pye, 2001) was used to calculate three statistical parameters from the grain-size distribution of surface sediments following the Folk and Ward (1957) graphical method: mean (MGS; the weighted average grain-size class), sorting (the spread of sizes around the average) and skewness (the symmetry or preferential spread to one side of the average) based on a log-normal distribution with metric size value.

Non-parametric correlation tests (Spearman correlation test) were performed to investigate correlations since normality and homoscedasticity assumptions were not met. Principal component analysis (PCA) was performed on data obtained independently from the Canche and the Authie estuaries in order to determine the most important parameters (MGS, total carbonate content, porosity, percentage of aggregated particles, total OM content and atomic

TOC/TN ratio) for discriminating stations as well as highlighting similarities and differences in the spatial patterning between the two estuaries studied. In order to avoid multicollinearity of grain-size parameters, only MGS values were selected as a descriptive parameter of the grain distribution. Moreover, the $\delta^{13}\text{C}$ values were not included in PCA analysis because not all stations have assigned values. The normalization of data followed the method reported in David (2017). R studio software (Version 1.1.456) was used for multivariate (PCA) statistical analyses including the package “FactoMineR” for the PCA analysis.

4 RESULTS

Data on physical properties, total carbonate contents and OM characteristics of bulk surface sediments from the 31 stations sampled in the Canche and in the Authie estuaries are shown in Tables 2, 3 and 4.

4.1 Physical properties and total carbonate contents of bulk surface sediments

Surface sediments located near the main channel in both estuaries were mostly dominated by non-cohesive deposits constituted by well to poorly sorted (sorting: 1.3 – 4.0) sediments and low proportion of aggregated particles with a mean of 3 ± 3 %. The grain size displayed an unimodal distribution corresponding to fine and medium sand classes, with a symmetrical shape or a tailing effect skewing towards the fine-grained end (skewness: -0.8 – 0.0).

Tableau 2: Location, characteristics and main bulk parameters measured in surface sediments collected from the Canche estuary (n.d., not determined)

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Sedimentary facies and vegetation	Grain-size distribution (%) and parameters					Aggregate particles (%)	Total carbonate content (% dry weight)	Porosity (v/v)	
				Clay	Silt	Sand	Mean (µm)	Sorting				Skewness
C1-1	50° 32' 05"	1° 36' 25"	Sand flat with numerous ripple marks, whole and fragmented carbonate mollusc shells	1.0 ± 0.4	2.8 ± 0.8	96.3 ± 1.2	200.4 ± 9.0	1.4 ± 0.1	-0.13 ± 0.09	3 ± 2	9 ± 1	0.44 ± 0.01
C1-2	50° 32' 05"	1° 36' 26"	Mud flat with biofilm patches at sediment surface just below a small cliff	22.7 ± 3.1	67.5 ± 3.5	9.8 ± 1.3	11.8 ± 1.0	3.9 ± 0.3	-0.02 ± 0.01	19 ± 1	36 ± 1	0.73 ± 0.05
C1-3	50° 32' 06"	1° 36' 26"	Mud flat with numerous biofilm patches at the sediment surface	25.9 ± 3.6	74.0 ± 3.6	0.1 ± 0.2	9.2 ± 0.8	3.3 ± 0.2	-0.10 ± 0.01	12 ± 0	45 ± 1	0.78 ± 0.00
C1-4	50° 32' 08"	1° 36' 31"	High salt marsh with sparse <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	21.5 ± 2.1	78.0 ± 2.0	0.6 ± 0.5	11.0 ± 0.7	3.3 ± 0.2	-0.16 ± 0.02	10 ± 1	43 ± 1	0.72 ± 0.02
C1-5	50° 32' 12"	1° 36' 39"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> stands	19.8 ± 1.6	73.9 ± 4.5	6.3 ± 3.3	13.3 ± 0.5	3.6 ± 0.3	-0.18 ± 0.02	16 ± 1	39 ± 2	0.73 ± 0.00
C2-1	50° 31' 55"	1° 36' 38"	Sand flat with numerous ripple marks, whole and fragmented carbonate mollusc shells	3.0 ± 0.7	13.8 ± 5.7	83.2 ± 6.4	118.0 ± 22.0	2.3 ± 0.2	-0.61 ± 0.04	2 ± 1	10 ± 3	0.42 ± 0.01
C2-2	50° 31' 56"	1° 36' 39"	Mud flat with few biofilm patches at the sediment surface just above a small cliff	24.0 ± 3.6	68.4 ± 2.3	7.6 ± 2.3	11.6 ± 1.4	4.0 ± 0.2	-0.09 ± 0.02	19 ± 3	40 ± 0	0.75 ± 0.02
C2-3	50° 31' 56"	1° 36' 39"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigidula</i> patches	22.0 ± 3.0	77.9 ± 3.0	0.1 ± 0.1	10.9 ± 0.9	3.2 ± 0.2	-0.14 ± 0.01	10 ± 1	40 ± 0	0.64 ± 0.01
C2-4	50° 31' 58"	1° 36' 43"	High salt marsh with sparse <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	21.4 ± 2.6	74.5 ± 3.1	4.2 ± 0.7	11.9 ± 0.7	3.6 ± 0.2	-0.14 ± 0.01	15 ± 1	41 ± 1	0.73 ± 0.03
C3-1	50° 31' 46"	1° 36' 51"	Sand flat with numerous ripple marks and fine-grained deposits in the troughs	3.9 ± 0.9	13.8 ± 2.7	82.4 ± 3.2	115.4 ± 13.9	2.4 ± 0.3	-0.62 ± 0.07	4 ± 2	18 ± 0	0.46 ± 0.02
C3-2	50° 31' 46"	1° 36' 52"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	20.7 ± 2.4	74.3 ± 2.1	5.0 ± 2.0	12.3 ± 0.9	3.6 ± 0.2	-0.12 ± 0.03	21 ± 2	41 ± 0	0.73 ± 0.02
C3-3	50° 31' 51"	1° 37' 03"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	22.7 ± 3.9	72.4 ± 3.4	4.8 ± 2.3	10.6 ± 1.6	3.5 ± 0.2	-0.09 ± 0.03	18 ± 3	45 ± 0	0.78 ± 0.01
C3-4	50° 31' 55"	1° 37' 11"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>Puccinellia maritima</i> stands	20.4 ± 3.6	76.4 ± 2.5	3.2 ± 1.1	11.8 ± 1.4	3.4 ± 0.2	-0.13 ± 0.01	14 ± 1	42 ± 0	0.72 ± 0.01
C4-1	50° 31' 37"	1° 37' 04"	Sand flat with numerous ripple marks	4.4 ± 0.9	14.4 ± 4.2	81.2 ± 4.8	112.2 ± 23.6	2.7 ± 0.4	-0.63 ± 0.07	4 ± 4	24 ± 1	0.57 ± 0.03
C4-2	50° 31' 36"	1° 37' 04"	Mud flat with numerous mud pebbles just below a small cliff	20.2 ± 3.6	66.0 ± 1.3	13.8 ± 3.3	14.9 ± 2.5	3.9 ± 0.2	-0.17 ± 0.06	14 ± 4	46 ± 1	0.71 ± 0.02
C4-3	50° 31' 36"	1° 37' 05"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigidula</i> patches	15.5 ± 2.9	72.8 ± 4.5	11.7 ± 6.7	16.2 ± 2.9	3.5 ± 0.2	-0.14 ± 0.04	15 ± 8	40 ± 1	0.72 ± 0.03
C4-4	50° 31' 37"	1° 37' 07"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	12.6 ± 1.1	73.8 ± 2.0	13.6 ± 2.4	18.5 ± 1.4	3.3 ± 0.1	-0.15 ± 0.02	14 ± 3	41 ± 1	0.72 ± 0.01
C4-5	50° 31' 40"	1° 37' 15"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	20.0 ± 1.3	78.0 ± 2.8	2.0 ± 1.8	11.9 ± 0.6	3.3 ± 0.2	-0.18 ± 0.02	19 ± 2	39 ± 0	0.70 ± 0.04
C5-1	50° 31' 25"	1° 37' 16"	Sand flat with ripple marks	1.2 ± 0.5	4.4 ± 2.0	94.4 ± 2.5	175.3 ± 8.5	1.9 ± 0.2	-0.35 ± 0.09	3 ± 2	20 ± 1	0.48 ± 0.01
C5-2	50° 31' 25"	1° 37' 17"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	11.7 ± 1.2	57.4 ± 3.5	30.8 ± 3.5	25.6 ± 2.0	3.9 ± 1.0	-0.22 ± 0.08	11 ± 4	27 ± 1	0.58 ± 0.01
C5-3	50° 31' 26"	1° 37' 19"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	15.0 ± 1.2	77.6 ± 2.0	7.4 ± 1.4	15.2 ± 0.6	3.2 ± 0.1	-0.17 ± 0.02	12 ± 2	39 ± 1	0.65 ± 0.06
C5-4	50° 31' 30"	1° 37' 27"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	14.0 ± 2.6	69.0 ± 3.1	17.0 ± 3.5	18.5 ± 2.5	3.6 ± 0.4	-0.13 ± 0.04	17 ± 4	39 ± 0	0.76 ± 0.07
C6-1	50° 32' 16"	1° 35' 58"	Sand flat with numerous ripple marks and fine-grained deposits in the troughs	4.0 ± 0.5	17.5 ± 1.9	78.5 ± 2.0	133.1 ± 6.6	3.4 ± 0.2	-0.66 ± 0.01	2 ± 1	13 ± 3	0.34 ± 0.08
C6-2	50° 32' 08"	1° 35' 47"	Sand flat with numerous disturbed ripple marks, whole and fragmented carbonate mollusc shells	6.4 ± 0.3	21.1 ± 0.7	72.5 ± 0.8	75.7 ± 1.4	3.9 ± 0.1	-0.78 ± 0.00	4 ± 3	11 ± 1	0.82 ± 0.02
C6-3	50° 32' 07"	1° 35' 47"	Mud flat with numerous biofilm patches at the sediment surface	22.1 ± 1.6	71.0 ± 3.1	6.9 ± 3.8	11.0 ± 1.2	3.6 ± 0.3	0.00 ± 0.03	15 ± 4	40 ± 0	0.48 ± 0.02
C6-4	50° 32' 07"	1° 35' 46"	Sand flat with few ripple marks	0.2 ± 0.2	0.5 ± 0.7	99.3 ± 0.9	230.4 ± 6.6	1.3 ± 1.0	0.02 ± 0.02	2 ± 2	7 ± 1	0.39 ± 0.01
C6-5	50° 32' 06"	1° 35' 45"	Sand flat with numerous mud pebbles and whole carbonate mollusc shells	2.0 ± 0.6	6.5 ± 2.1	91.5 ± 2.7	188.6 ± 11.0	1.9 ± 0.2	-0.32 ± 0.16	2 ± 1	13 ± 0	0.43 ± 0.04
C7-1	50° 32' 03"	1° 35' 57"	Mud flat with numerous biofilm patches	20.9 ± 3.2	65.9 ± 4.4	13.3 ± 2.2	13.6 ± 1.0	4.1 ± 0.4	-0.08 ± 0.02	35 ± 3	30 ± 0	0.58 ± 0.04
C7-2	50° 32' 03"	1° 35' 51"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	21.5 ± 2.2	74.5 ± 2.0	3.0 ± 1.0	11.0 ± 0.7	3.5 ± 0.2	-0.11 ± 0.01	22 ± 1	44 ± 0	0.76 ± 0.02
C7-3	50° 31' 57"	1° 35' 45"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	16.9 ± 2.6	71.8 ± 6.4	10.2 ± 4.7	15.1 ± 2.6	3.5 ± 0.4	-0.17 ± 0.06	22 ± 5	42 ± 3	0.76 ± 0.05
C7-4	50° 31' 54"	1° 35' 39"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands next to a hunting pond	16.6 ± 4.9	75.5 ± 2.6	7.9 ± 3.6	14.6 ± 3.9	3.3 ± 0.3	-0.15 ± 0.05	20 ± 4	39 ± 0	0.78 ± 0.07

Thus, according to Shepard's sediment classification (Shepard 1954), these non-cohesive sediments were constituted by 0-7 % clay, 0-26 % silt and 69-100 % sand (Figure 26) with a MGS ranging from 74 to 237 μm in the Canche estuary and from 82 to 296 μm in the Authie estuary (Figure 27A).

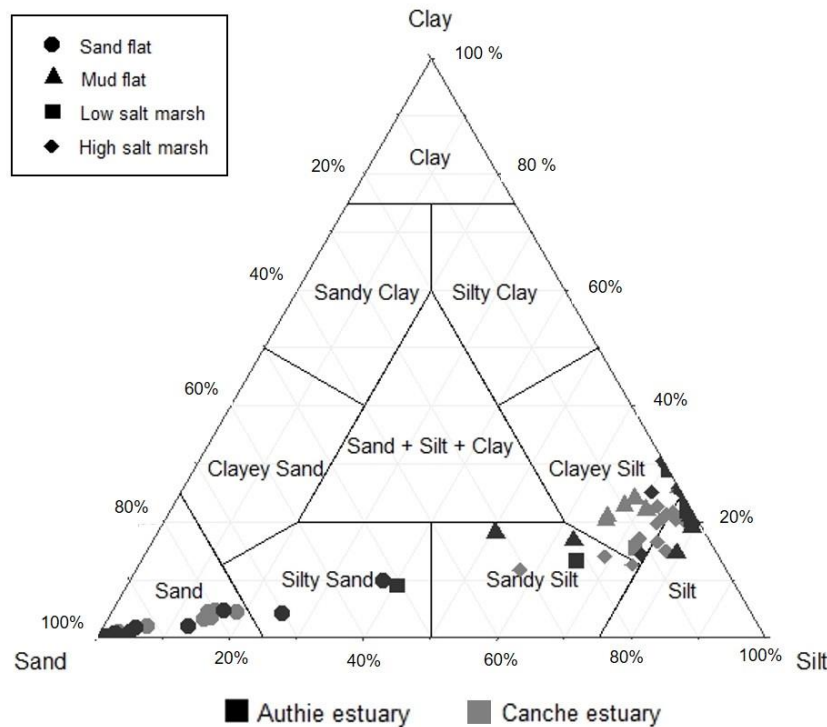


Figure 26 : Ternary diagram of sand / silt / clay proportions in surface sediments collected from the Canche (grey) and the Authie (black) estuaries according to Shepard's classification (1954).

In both estuaries, such coarse-grained deposits showed low porosity (mean of 0.47 ± 0.11 %) and total carbonate content (mean of 14 ± 7 %) as well as low percentage of particles (mean of 3 ± 3 %) involved in aggregate structures (Figure 27B, 27C and 28). Porosity and total carbonate content showed a significant positive correlation ($R^2 = 0.643$, $p < 0.001$, $n = 62$). In the Authie estuary, the surface sediments of stations A1-2 and A3-2 were identified as silty sand (4-11 % clay, 24-43 % silt and 45-72 % sand). These two stations were also characterized by the lowest MGS values (85.4 ± 3.4 and 43.5 ± 8.6 μm , respectively; Figure 27A) combined with the highest carbonate content values (15 ± 1 % and 28 ± 1 %, respectively; Figure 27C).

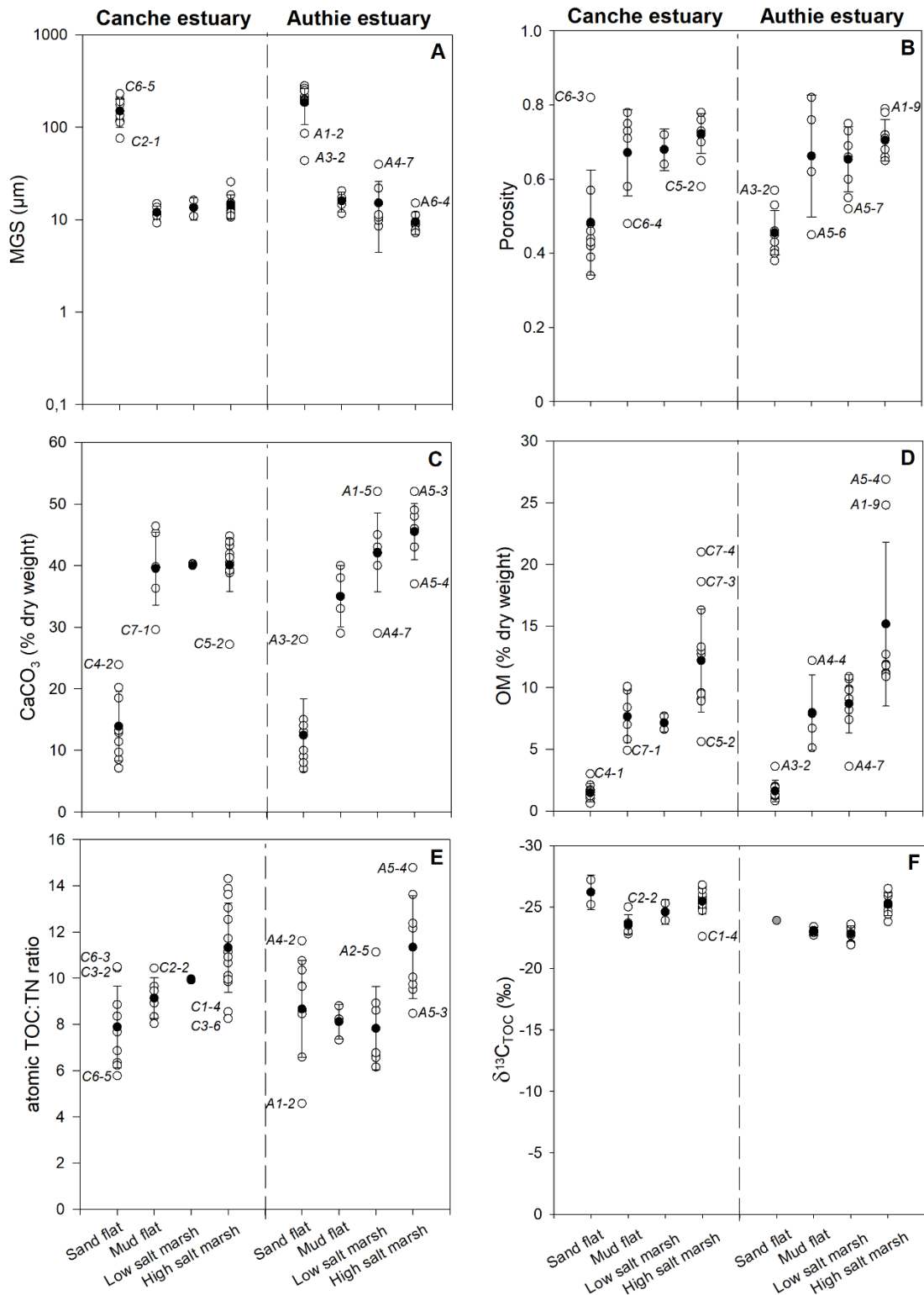


Figure 27 : Distribution of the (A) Mean Grain Size (MGS), (B) porosity, (C) total carbonate content (CaCO_3), (D) total organic matter (OM) content, (E) atomic TOC/TN ratio and (F) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values of surface sediments from the sand flats to the high salt marshes in the two estuaries studied. Black dots correspond to the mean value with associated standard deviation. Annotated dots correspond to particular stations in each biosedimentary facies.

Cohesive sediments found in mud flat, low and high salt marsh stations were defined by very poorly to poorly sorted (sorting: 2.8 - 4.5) sediments and by higher proportion of aggregated particles (mean of 19 ± 10 %) than in sand flat sediments (Figure 27B and 28). In Figure 28, the aggregate structures found in these stations as well as in sand flats showed a predominance of micro-aggregates (0 - 22 %) and macro-aggregates (0 - 25 %) associated with minor amounts of clay/silt-sized aggregates (0 - 4 %). The grain size in such poorly sorted deposits were characterized by a bi-, tri- or poly-modal distribution, with a major peak at 7.1 - 15 μm (fine to medium silt), 34.6 - 60.6 μm (very coarse silt) or 73.2 - 106.1 μm (very fine sand) and by a symmetrical shape to skewed distribution towards the very fine- / fine-grained end (skewness: - 0.64 - 0.00). Thus, the grain-size distribution was highly variable with a sand content between 0 and 57 %, a silt content between 35 and 83 %, and a clay content between 7 and 33 %. It corresponded to clayey silt, silt and sandy silt deposits according to Shepard's sediment classification (Figure 26; Shepard, 1954).

Tableau 3: Location, characteristics and main bulk parameters measured in surface sediments collected from the Authie estuary (n.d., not determined)

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Sedimentary facies and vegetation	Grain-size distribution (%) and parameters					Aggregated particles (%)	Total content (% dry weight)	Porosity (v/v)	
				Clay	Silt	Sand	Mean (µm)	Sorting				Skewness
A1-1	50° 22' 14"	1° 35' 04"	Sand flat with few ripple marks	0.4 ± 0.3	0.8 ± 0.7	98.9 ± 1.0	215.0 ± 2.8	1.3 ± 0.0	-0.02 ± 0.01	2 ± 1	8 ± 0	0.46 ± 0.06
A1-2	50° 22' 19"	1° 35' 11"	Sand flat with fine-grained deposits and biofilm patches at the sediment surface	4.7 ± 0.0	25.5 ± 2.0	70.3 ± 2.0	85.4 ± 3.4	3.8 ± 0.0	-0.73 ± 0.02	8 ± 1	15 ± 1	0.53 ± 0.04
A1-3	50° 22' 21"	1° 35' 13"	Sand flat with fine-grained deposits and biofilm patches at the sediment surface	1.7 ± 0.2	4.9 ± 1.2	93.4 ± 1.4	216.0 ± 12.2	1.8 ± 0.1	-0.36 ± 0.07	3 ± 2	7 ± 1	0.41 ± 0.02
A1-4	50° 22' 22"	1° 35' 14"	Low salt marsh with sparse <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	22.2 ± 1.4	77.8 ± 1.3	0.0 ± 0.1	9.8 ± 0.7	3.1 ± 0.0	-0.14 ± 0.01	15 ± 2	43 ± 1	0.66 ± 0.00
A1-5	50° 22' 25"	1° 35' 17"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	28.8 ± 4.3	71.1 ± 4.3	0.1 ± 0.1	8.5 ± 0.9	3.4 ± 0.2	-0.08 ± 0.03	36 ± 0	52 ± 5	0.69 ± 0.02
A1-6	50° 22' 25"	1° 35' 17"	Low salt marsh with sparse <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	23.0 ± 1.4	76.8 ± 1.2	0.2 ± 0.3	9.8 ± 0.9	3.1 ± 0.2	-0.14 ± 0.01	18 ± 2	40 ± 1	0.60 ± 0.00
A1-7	50° 22' 30"	1° 35' 22"	Low salt marsh with very sparse <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	22.4 ± 0.5	77.6 ± 0.4	0.0 ± 0.0	9.8 ± 0.2	3.1 ± 0.0	-0.14 ± 0.00	17 ± 1	45 ± 0.1	0.73 ± 0.02
A1-8	50° 22' 35"	1° 35' 30"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	29.7 ± 2.9	70.3 ± 2.9	0.0 ± 0.0	7.5 ± 0.5	3.1 ± 0.2	-0.12 ± 0.03	15 ± 3	46 ± 1	0.72 ± 0.02
A1-9	50° 22' 36"	1° 35' 36"	High salt marsh with dense <i>P. maritima</i> stands	20.3 ± 2.2	78.4 ± 1.3	1.2 ± 0.9	11.2 ± 1.2	3.2 ± 0.0	-0.14 ± 0.02	27 ± 1	43 ± 0	0.79 ± 0.00
A2-1	50° 22' 14"	1° 35' 30"	Sand flat with few ripple marks	0.7 ± 0.1	2.3 ± 0.4	97.0 ± 0.6	200.5 ± 7.4	1.4 ± 0.0	-0.02 ± 0.03	2 ± 2	13 ± 1	0.46 ± 0.01
A2-2	50° 22' 15"	1° 35' 31"	Sand flat with few ripple marks	0.7 ± 0.2	2.1 ± 0.4	97.2 ± 0.6	194.1 ± 4.1	1.4 ± 0.0	-0.10 ± 0.03	2 ± 2	14 ± 2	0.45 ± 0.02
A2-3	50° 22' 15"	1° 35' 31"	Mud flat with numerous biofilm patches at the sediment surface	16.7 ± 0.7	62.9 ± 1.8	20.3 ± 2.2	17.2 ± 0.9	4.0 ± 0.1	-0.10 ± 0.01	16 ± 3	33 ± 1	0.62 ± 0.03
A2-4	50° 22' 17"	1° 35' 33"	Low salt marsh with sparse <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	21.9 ± 0.8	77.4 ± 1.4	0.7 ± 1.2	10.6 ± 0.7	3.2 ± 0.2	-0.14 ± 0.01	44 ± 1	42 ± 1	0.75 ± 0.01
A2-5	50° 22' 22"	1° 35' 39"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	20.4 ± 3.4	78.8 ± 3.3	0.9 ± 0.5	11.3 ± 0.9	3.2 ± 0.2	-0.13 ± 0.02	22 ± 1	43 ± 1	0.73 ± 0.00
A2-6	50° 22' 27"	1° 35' 46"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	25.9 ± 1.1	74.1 ± 1.1	0.0 ± 0.0	8.8 ± 0.1	3.2 ± 0.1	-0.14 ± 0.01	13 ± 2	46 ± 0	0.66 ± 0.01
A2-7	50° 22' 32"	1° 35' 52"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	24.9 ± 1.9	75.1 ± 1.9	0.0 ± 0.0	9.5 ± 0.5	3.3 ± 0.1	-0.15 ± 0.00	18 ± 1	43 ± 0	0.65 ± 0.01
A3-1	50° 22' 17"	1° 36' 06"	Sand flat with few ripple marks	0.9 ± 0.4	2.5 ± 0.9	96.6 ± 1.3	191.4 ± 7.7	1.4 ± 0.1	-0.15 ± 0.11	2 ± 1	9 ± 0	0.38 ± 0.01
A3-2	50° 22' 16"	1° 36' 04"	Sand flat with a thick fine-grained deposit the sediment surface	9.9 ± 1.6	37.8 ± 5.4	52.3 ± 6.9	43.5 ± 8.6	4.3 ± 0.1	-0.51 ± 0.07	5 ± 2	28 ± 1	0.57 ± 0.02
A3-3	50° 22' 18"	1° 36' 07"	Mud flat with numerous biofilm patches at the sediment surface	19.1 ± 1.6	79.4 ± 3.4	1.5 ± 1.7	11.6 ± 0.6	3.2 ± 0.4	-0.12 ± 0.01	14 ± 3	40 ± 1	0.76 ± 0.03
A3-4	50° 22' 22"	1° 36' 11"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	25.4 ± 1.5	74.5 ± 1.4	0.1 ± 0.0	9.1 ± 0.5	3.2 ± 0.0	-0.13 ± 0.01	23 ± 0	48 ± 1	0.71 ± 0.02
A4-1	50° 22' 07"	1° 34' 29"	Sand flat with numerous ripple marks and fragmented carbonate mollusc shells	1.2 ± 0.5	4.4 ± 2.0	94.4 ± 2.5	280.7 ± 15.0	1.7 ± 0.3	-0.22 ± 0.14	3 ± 2	10 ± 1	0.41 ± 0.02
A4-2	50° 22' 05"	1° 34' 31"	Sand flat with numerous ripple marks and sparse fragmented carbonate mollusc shells	0.4 ± 0.1	0.9 ± 0.2	98.7 ± 0.2	262.7 ± 11.3	1.4 ± 0.0	0.01 ± 0.02	2 ± 2	8 ± 1	0.43 ± 0.08
A4-3	50° 22' 05"	1° 34' 33"	Sand flat with few ripple marks and fine-grained deposits in the troughs	1.7 ± 0.2	8.8 ± 1.9	89.4 ± 2.1	247.5 ± 4.3	2.2 ± 0.1	-0.48 ± 0.05	2 ± 1	10 ± 0	0.40 ± 0.06
A4-4	50° 22' 04"	1° 34' 33"	Mud flat with numerous biofilm patches at the sediment surface	14.5 ± 0.9	79.4 ± 2.4	6.1 ± 2.7	14.6 ± 0.8	3.1 ± 0.1	-0.11 ± 0.02	23 ± 3	38 ± 1	0.82 ± 0.01
A4-5	50° 22' 04"	1° 34' 32"	Sand flat with numerous ripple marks and fine-grained deposits in the troughs	5.0 ± 1.1	18.6 ± 4.1	76.5 ± 5.0	92.2 ± 23.2	3.3 ± 0.5	-0.71 ± 0.09	7 ± 6	15 ± 6	0.51 ± 0.03
A4-6	50° 22' 03"	1° 34' 35"	Mud flat with numerous mud pebbles just below a small cliff	18.4 ± 3.5	53.3 ± 5.5	28.3 ± 9.0	20.5 ± 6.2	4.5 ± 0.1	-0.24 ± 0.14	23 ± 10	29 ± 3	0.45 ± 0.00
A4-7	50° 22' 03"	1° 34' 36"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	8.9 ± 1.9	40.5 ± 5.3	50.5 ± 6.7	39.6 ± 7.0	3.5 ± 0.3	-0.59 ± 0.05	8 ± 4	29 ± 3	0.52 ± 0.01
A5-1	50° 21' 59"	1° 34' 44"	Low salt marsh with <i>S. anglica</i> stands and <i>V. frigida</i> patches	13.2 ± 3.3	65.1 ± 6.4	21.7 ± 4.6	21.9 ± 3.1	3.6 ± 0.4	-0.31 ± 0.09	22 ± 5	43 ± 4	0.55 ± 0.02
A5-2	50° 21' 54"	1° 34' 38"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	30.6 ± 1.3	69.4 ± 1.3	0.0 ± 0.0	7.7 ± 0.2	3.3 ± 0.2	0.09 ± 0.03	29 ± 1	49 ± 1	0.68 ± 0.03
A5-3	50° 21' 49"	1° 34' 31"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	31.9 ± 0.6	68.1 ± 0.6	0.0 ± 0.0	7.2 ± 0.1	3.3 ± 0.0	-0.11 ± 0.01	31 ± 1	52 ± 2	0.65 ± 0.05
A5-4	50° 21' 44"	1° 34' 25"	High salt marsh with dense <i>H. portulacoides</i> and <i>P. maritima</i> stands	15.1 ± 0.1	79.6 ± 0.6	5.3 ± 0.5	15.1 ± 0.1	3.2 ± 0.0	-0.20 ± 0.01	36 ± 1	37 ± 3	0.78 ± 0.03

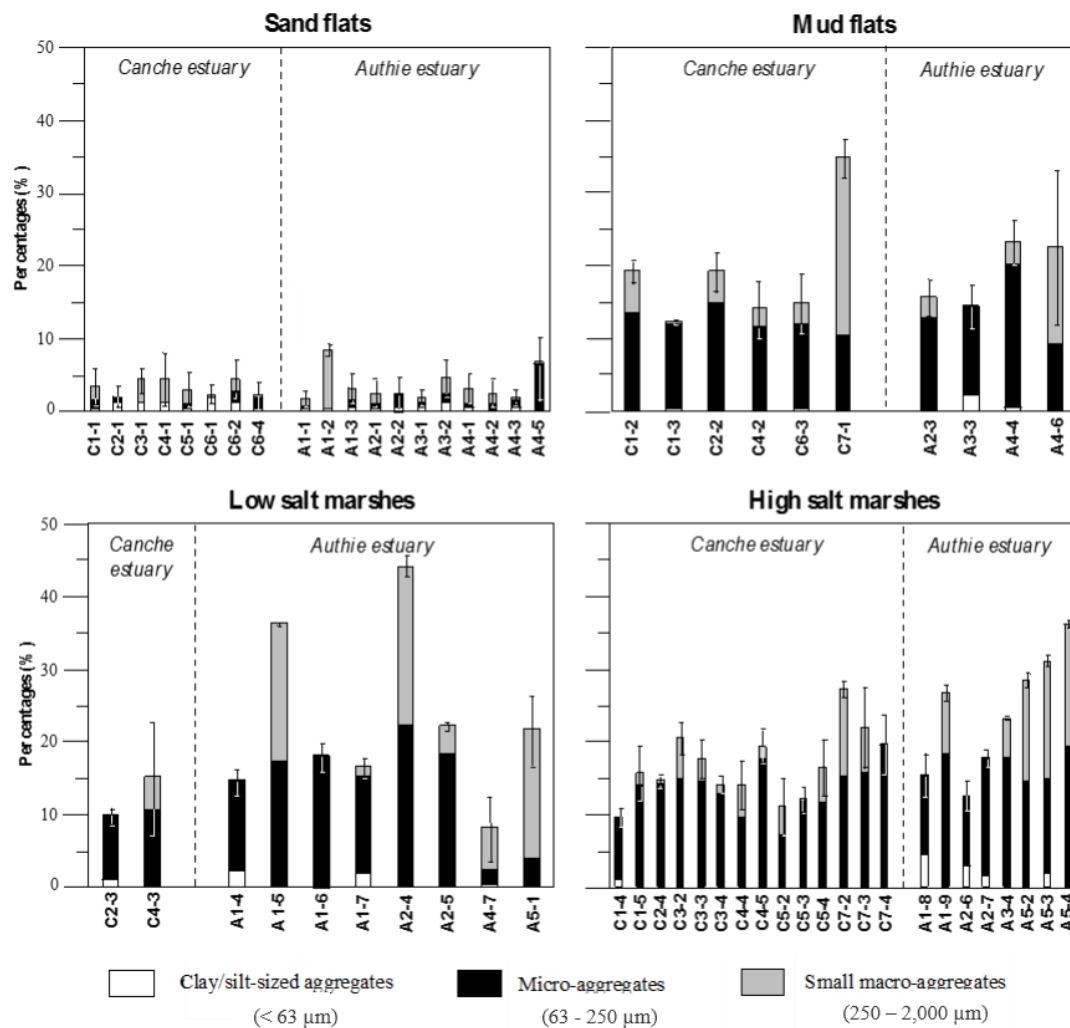


Figure 28 : Variations of the percentage of aggregated particles measured in surface sediments collected from the environmental facies (sand flats, mud flats, low and high salt marshes) of the two estuaries studied. The error bars represent the standard deviation of the average relative percentages of aggregated particles. The relative percentages of the three different aggregate size fractions (< 62.5 μm ; 62.5 - 250 μm ; 250 - 2000 μm) are also indicated.

Mud flats exhibited MGS values ranging from 8.4 to 17.4 μm and from 10.9 to 26.6 μm in the Canche and Authie estuaries, respectively (Figure 27A). Concerning the low and high salt marsh stations, MGS values were very similar with those measured in mud flat areas, varying from 9.0 to 27.6 μm in the Canche estuary and from 7.0 to 46.6 μm in the Authie estuary (Figure 27A). Such cohesive sediments exhibited high porosity values with a mean of 0.68 ± 0.03 (Figure 27B) and high total carbonate contents with mean values increasing progressively from mud flats ($38 \pm 7\%$) to low salt marsh ($41.7 \pm 5.7\%$) and high salt marsh ($42.8 \pm 3.8\%$) stations (Figure 27C).

4.2 OM characteristics of surface sediments and main potential sources

The total OM contents in sediments, ranging from 0.3 to 29.0 %, increased progressively along transects from sand flat stations (mean of 1.6 ± 0.9 %) to high salt marsh stations (mean of 11.9 ± 6.0 %; Figure 27D). This landward trend highlighted a close and significant negative correlation ($R = -0.761$; $p < 0.001$; $n = 62$) with the MGS values. Sand flats generally displayed the lowest values of total OM content (from 0.4 to 1.7 %), except eight stations showing more than 2 % of total OM content mostly due to the presence of a thin layer of fine-grained deposits at sediment surface.

For both estuaries, sedimentary atomic TOC/TN ratios and $\delta^{13}\text{C}$ values for all stations studied varied from 3.1 to 15.6 and from -27.3 to -21.9 ‰, respectively. The lowest TOC/TN ratios occurred in sand flats and in the low salt marsh stations distributed along the closer transect to the open-sea on the northern bank of the Authie estuary (transect 1). On the contrary, the high salt marsh were generally characterized by atomic elemental ratios valued at more than 9. The surface sediment values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ showed no significant trend between the different environmental facies studied. The lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values were observed in the high salt marshes of the two estuaries sampled as well as in the sand flats of the Canche estuary. The most ^{13}C -depleted OM were measured in sediments collected from the C1-4 station (high salt marsh) in the Canche estuary and from the A1-7 station (low salt marsh). Significant negative correlation between the atomic TOC/TN ratios and the $\delta^{13}\text{C}$ values ($R = -0.827$; $p < 0.001$) highlighted that sedimentary OM with higher atomic TOC/TN ratios was more enriched in ^{13}C (especially in high salt marshes) than OM characterized by lower ratios measured in mud flat stations.

Concerning the geochemical characteristics of the main potential OM sources (Table 4), the atomic TOC/TN ratios of marsh C_3 vascular plant (including *Puccinellia maritima* and *Halimione portulacoides*) exhibited a wide range of variation from 16.6 to 39.4, and the lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values varying from -27.5 and -26.0 ‰. SPM from the Canche and Authie Rivers were characterized by lower atomic TOC/TN ratios (mean of 7.4 ± 2.0) and higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (mean of -29.4 ± 1.8 ‰) values than the marsh vegetation. Surface biofilm patches showed intermediate values of the atomic TOC/TN ratio (mean of 16.1 ± 0.3) and were enriched in ^{13}C (mean $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value of -16.5 ± 0.1 ‰) relative to the other potential OM sources.

Chapitre 3 – Une étude pluridisciplinaire des sédiments de surface intertidaux de deux estuaires macrotidaux du nord de la France (Canche et Authie) : compréhension des processus environnementaux

Tableau 4: Geochemical characteristics of sedimentary OM as well as the relative contribution of the three main OM sources delivered to surface sediments from the two estuaries studied (n.d., not determined)

Type of samples	Station	Total organic matter content (% dry weight)	Atomic TOC/TN ratio	$\delta^{13}C_{org}$ (‰, V-PDB)	Percentage of OM-derived			
					marine SPM	fluvial SPM	marsh C ₃ plants	
OM sources	Biofilm patches (n = 3)		16.1 ± 0.3	-16.5 ± 0.1				
	SPM from the Canche River (n = 3)		6.2 ± 0.9	-28.8 ± 1.9				
	SPM from the Authie River (n = 3)		8.6 ± 1.4	-29.9 ± 1.0				
	Salt marsh vegetation (n = 6)		27.8 ± 12.9	-26.7 ± 0.8				
Surface sediments	Canche estuary	C1-1	0.7 ± 0.1	6.9 ± 0.4	n.d.			
		C1-2	5.8 ± 0.9	9.6 ± 0.3	-23.7 ± 0.0	42 ± 7	35 ± 15	23 ± 15
		C1-3	9.8 ± 2.4	8.3 ± 0.1	-22.8 ± 0.1	51 ± 7	35 ± 10	14 ± 9
		C1-4	9.1 ± 1.5	8.5 ± 0.1	-22.6 ± 0.0	54 ± 8	31 ± 11	15 ± 10
		C1-5	12.2 ± 1.4	14.3 ± 0.7	-25.6 ± 0.0	20 ± 12	29 ± 28	51 ± 31
		C2-1	1.0 ± 0.6	6.3 ± 3.2	n.d.			
		C2-2	7.0 ± 0.2	10.4 ± 0.7	-25.0 ± 0.1	29 ± 10	43 ± 18	28 ± 18
		C2-3	6.6 ± 0.6	10.0 ± 1.1	-23.9 ± 0.0	39 ± 8	36 ± 16	25 ± 16
		C2-4	12.7 ± 1.1	11.7 ± 0.5	-24.9 ± 0.1	28 ± 9	34 ± 22	37 ± 24
		C3-1	2.1 ± 0.5	10.4 ± 0.5	-27.2 ± 0.1	12 ± 21	63 ± 23	25 ± 22
		C3-2	8.9 ± 0.4	10.1 ± 0.1	-25.9 ± 0.1	21 ± 12	53 ± 18	26 ± 17
		C3-3	13.0 ± 1.1	11.1 ± 0.5	-25.9 ± 0.0	20 ± 10	47 ± 21	33 ± 22
		C3-4	9.6 ± 0.6	8.3 ± 0.1	-24.9 ± 0.1	32 ± 11	55 ± 13	13 ± 9
		C4-1	3.0 ± 0.4	8.3 ± 0.3	-25.2 ± 0.1	29 ± 13	57 ± 14	14 ± 10
		C4-2	8.4 ± 0.4	8.0 ± 0.2	-23.6 ± 0.1	44 ± 8	44 ± 11	12 ± 8
		C4-3	7.7 ± 0.8	9.9 ± 0.2	-25.3 ± 0.0	27 ± 10	48 ± 17	25 ± 16
		C4-4	12.2 ± 1.7	10.7 ± 0.8	-25.8 ± 0.0	22 ± 11	48 ± 20	30 ± 20
		C4-5	8.9 ± 0.6	12.5 ± 0.1	-26.0 ± 0.0	17 ± 10	40 ± 26	43 ± 28
		C5-1	1.3 ± 0.1	6.2 ± 0.6	n.d.			
		C5-2	5.6 ± 1.1	9.8 ± 0.1	-24.7 ± 0.1	32 ± 9	44 ± 16	24 ± 16
	C5-3	9.5 ± 0.3	9.9 ± 0.5	-25.2 ± 0.1	28 ± 10	47 ± 17	25 ± 16	
	C5-4	16.3 ± 0.7	13.0 ± 1.4	-26.7 ± 0.0	13 ± 16	48 ± 29	39 ± 28	
	C6-1	1.7 ± 0.4	7.7 ± 0.1	n.d.				
	C6-2	1.6 ± 0.6	10.5 ± 1.0	n.d.				
	C6-3	10.1 ± 3.3	8.9 ± 0.2	-23.0 ± 0.1	50 ± 7	32 ± 12	18 ± 12	
	C6-4	0.6 ± 0.0	5.8 ± 0.6	n.d.				
	C6-5	1.2 ± 0.2	8.9 ± 0.2	n.d.				
	C7-1	4.9 ± 0.2	9.4 ± 0.5	-23.5 ± 0.0	44 ± 7	34 ± 14	22 ± 14	
	C7-2	13.3 ± 0.4	10.9 ± 0.6	-25.2 ± 0.1	26 ± 9	42 ± 20	32 ± 21	
	C7-3	18.6 ± 0.9	13.9 ± 0.9	-26.4 ± 0.1	14 ± 12	39 ± 30	47 ± 31	
	C7-4	21 ± 1.0	13.6 ± 1.0	-26.8 ± 0.1	12 ± 18	48 ± 33	40 ± 32	
	Authie estuary	A1-1	0.9 ± 0.1	9.7 ± 0.6	n.d.			
		A1-2	2.0 ± 0.2	4.6 ± 0.7	n.d.			
		A1-3	1.1 ± 0.3	10.3 ± 1.6	n.d.			
		A1-4	8.2 ± 0.6	6.7 ± 0.1	-22.7 ± 0.0	60 ± 5	39 ± 3	0 ± 1
		A1-5	10.7 ± 0.4	6.6 ± 1.1	-22.0 ± 0.0	66 ± 7	34 ± 3	0 ± 0
		A1-6	10.9 ± 3.2	6.8 ± 0.2	-22.7 ± 0.1	60 ± 5	39 ± 4	1 ± 1
		A1-7	9.9 ± 0.6	6.2 ± 0.1	-21.9 ± 0.0	67 ± 7	33 ± 3	0 ± 0
		A1-8	11.2 ± 1.6	12.2 ± 0.2	-25.9 ± 0.1	27 ± 11	39 ± 20	35 ± 26
		A1-9	24.8 ± 3.7	13.6 ± 0.5	-26.1 ± 0.1	21 ± 9	32 ± 27	47 ± 24
		A2-1	1.1 ± 0.1	9.6 ± 1.3	n.d.			
		A2-2	1.0 ± 0.2	8.6 ± 1.1	n.d.			
		A2-3	5.1 ± 0.8	7.3 ± 0.2	-23.4 ± 0.0	54 ± 4	44 ± 5	2 ± 3
		A2-4	9.8 ± 1.4	8.6 ± 0.5	-22.9 ± 0.0	55 ± 10	34 ± 8	10 ± 9
A2-5		9.1 ± 0.9	11.1 ± 0.4	-23.5 ± 0.0	46 ± 9	23 ± 17	31 ± 22	
A2-6		11.1 ± 0.5	9.5 ± 0.2	-23.8 ± 0.0	47 ± 5	37 ± 10	16 ± 13	
A2-7		10.9 ± 0.8	12.4 ± 0.4	-25.1 ± 0.1	31 ± 8	31 ± 22	38 ± 28	
A3-1		0.8 ± 0.1	6.6 ± 0.5	n.d.				
A3-2		3.6 ± 0.1	8.6 ± 0.5	-23.9 ± 0.0	48 ± 4	43 ± 8	8 ± 9	
A3-3		7.9 ± 0.7	8.8 ± 0.1	-23.1 ± 0.0	54 ± 5	34 ± 8	11 ± 10	
A3-4		11.9 ± 0.4	9.7 ± 0.2	-25.3 ± 0.0	35 ± 7	50 ± 11	15 ± 13	
A4-1		1.2 ± 0.3	10.8 ± 1.4	n.d.				
A4-2		1.9 ± 1.6	11.6 ± 1.8	n.d.				
A4-3		1.3 ± 0.2	8.5 ± 1.2	n.d.				
A4-4		12.2 ± 2.4	8.2 ± 0.4	-22.7 ± 0.1	58 ± 6	34 ± 7	7 ± 8	
A4-5	2.8 ± 0.2	6.5 ± 0.2	n.d.					
A4-6	6.7 ± 3.8	n.d.	-22.9 ± 0.1					
A4-7	3.6 ± 0.4	n.d.	-23.3 ± 0.1					
A5-1	7.4 ± 2.2	8.9 ± 0.1	-23.6 ± 0.0	49 ± 5	39 ± 9	12 ± 10		
A5-2	11.8 ± 1.5	10.0 ± 0.7	-24.7 ± 0.0	39 ± 6	42 ± 12	19 ± 15		
A5-3	12.7 ± 2.0	8.5 ± 0.7	-24.4 ± 0.1	44 ± 5	49 ± 8	7 ± 8		
A5-4	26.9 ± 2.1	14.8 ± 0.8	-26.5 ± 0.1	17 ± 10	33 ± 27	50 ± 34		

4.3 Multivariate analysis

PCA analysis was carried out on scaled surface sediment datasets containing six variables: the mean grain size (MGS), the total carbonate content (CACO3), the porosity, the total OM content (OM), the atomic TOC/TN ratio (CN) and the proportion of aggregated particles (AGREG) measured through 31 stations in both estuaries (Figure 29).

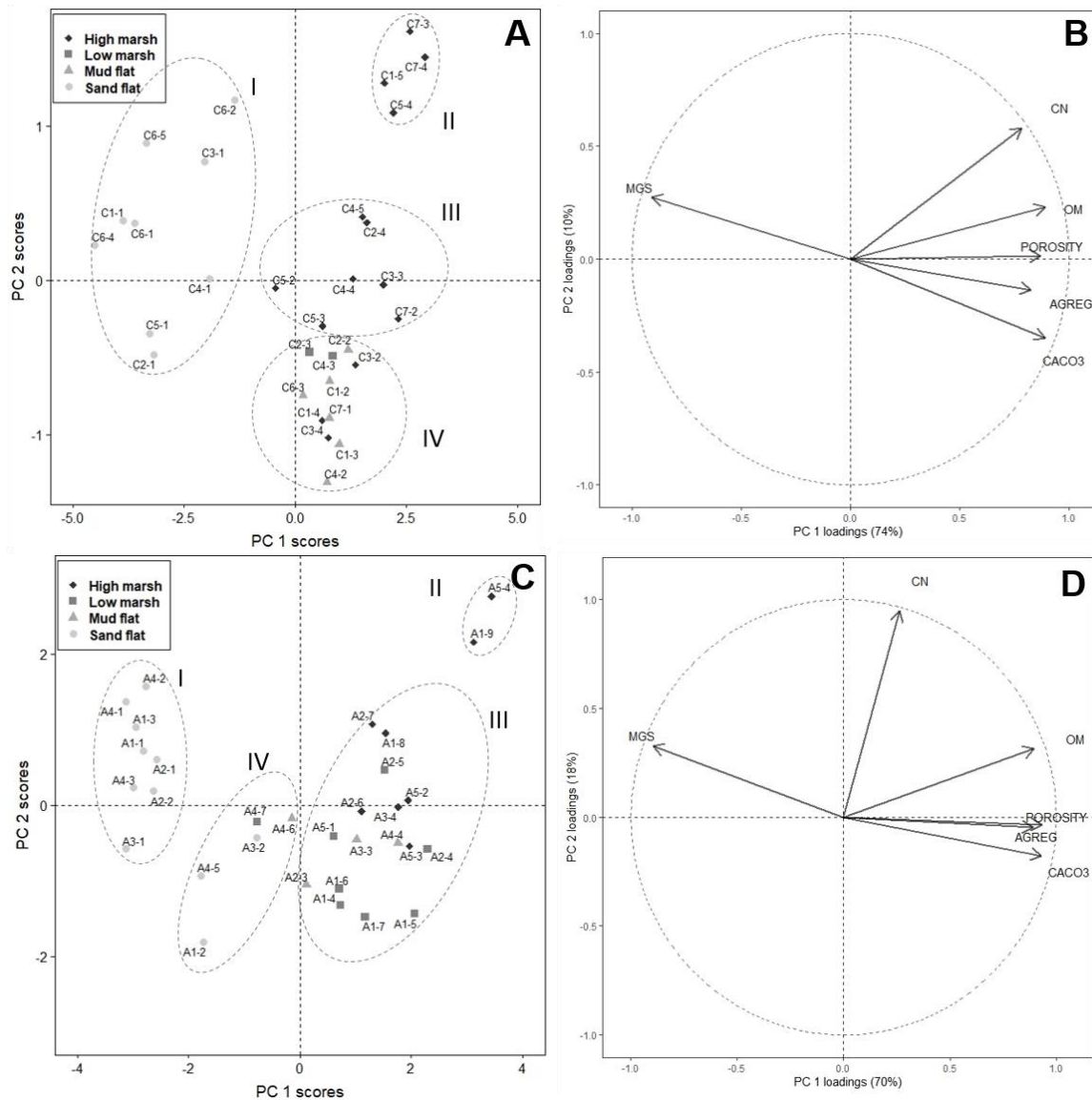


Figure 29 : Projections of stations along PC1 and PC2 (A, C) and correlation circle from PCA (B, D), from the Canche (A, B) and the Authie (C, D) estuaries.

PCA analysis was used in order to determine the most important parameters for discriminating the various biosedimentary facies (sand flats, mud flats, low and high salt marshes) in each estuary as well as highlighting heterogeneities into each biosedimentary facies.

From our data set, PC1 and PC2 together represented 84 % (74 % and 10 %, respectively) of the variability observed in the Canche estuary and 88 % (70 % and 18 %, respectively) of the variability observed in the Authie estuary. For both estuaries, PC1 showed negative loading for MGS and positive loadings for the total carbonate content, the porosity, the total OM content and the percentage of aggregated particles (Figure 29B and D). Concerning PC2, this axis was only explained by the atomic TOC/TN ratios contributing to 56 % in the Authie estuary but only to 34 % in the Canche estuary. Indeed, in the last estuary, atomic TOC/TN ratios contribute most to PC1 (61%). While PC2 separated the surface sediments following the origin of OM, PC1 divided sediments into several groups based on their physico-chemical characteristics.

In the Canche and the Authie estuaries, the stations sampled were separated into four groups. These groups showed a better discrimination for stations sampled in the Canche estuary than in the Authie estuary (forming a characteristic U shape). For both estuaries, the group I was only composed of sand flat stations showing a larger distribution along the PC2 axis than the PC1 axis. The group II gathered landward high salt marsh stations from the two estuaries studied, characterized by sediments with higher total OM contents and atomic TOC/TN ratios. The group III was mainly composed of stations only located in the higher part of the salt marshes for the Canche estuary and in both parts of salt marshes for the Authie estuary. Finally, the last group (IV) showed differences in composition and location between the two estuaries. In the Authie estuary, the group IV included a mixing of stations from different environments (sand flats, mud flats and low salt marshes) and was located between group I and III, revealing the occurrence of a transitional sedimentary environment between sand flat (group I) and salt marsh (group III) stations. In the Canche estuary, the group IV was mostly composed of mud flat and low salt marsh stations associated with two other stations located on the high salt marshes close to a hunting pond. This group was roughly similar to group III (high salt marsh stations) in terms of PC1 score but had lower PC2 scores corresponding to lower atomic TOC/TN ratio values than the group III.

5 DISCUSSION

5.1 Geomorphological features and physico-chemical properties of surface sediments

The Canche and the Authie estuaries exhibit a landward fining trend of grain size from permeable deposits located in sand flats to cohesive sediment deposits, i.e. mud flats and salt marshes, as already found in previous works located in these two estuaries (Marion et al. 2009, Arminot du Châtelet et al. 2009) as well as in other temperate and tropical estuaries (Dalrymple et al., 1990; Galois et al., 2000; Zhou et al., 2006; Yang et al., 2008). As expressed in Figure 26, biosedimentary facies are diversified in terms of grain-size distribution (Figure 25A and B) evidencing numerous depositional environments characterized by different hydrodynamic conditions. These conditions range from high (sand pole) to low (30% clay, 70% silt) hydrodynamics, through a mixed energy depositional environment between these two populations. This results from multiple forcing factors such as estuarine water circulation, sorting processes, sediment population and/or biological influences as well as extreme events like storms (e.g. Allen, 1992; French and Spencer, 1993; Uncles et al., 1998; Bouma et al., 2005; Fan et al., 2006).

Sand flats are mainly composed of sediment particles with higher MGS average ($169 \pm 68 \mu\text{m}$) and rather moderate to well sorting (Figure 25A), showing that these particles are deposited in environments with high hydrodynamic conditions (Allen 1971). These coarser deposits are also associated with low porosities (mean of 0.5 ± 0.1) and lower percentages of aggregated particles (mean of $3 \pm 3 \%$) mostly forming structures with micro-aggregate and small macro-aggregate sizes. These aggregate sizes are reduced because of the low compaction and the limited deposition of fine particles in sandflats. The presence of well sorted and coarse-grained sediments associated with low total carbonate contents ($< 20 \%$; except for C4-1, C5-1, A3-2 and A5-5 stations) suggests marine sand inputs from the English Channel towards the inner estuary, reflecting the long-term sand infilling of both estuaries (Anthony, 2002).

In inner part of the Canche estuary, sand flats are observed in longitudinal deposits parallel to the main channel axis whereas close to the inlet mouth, they formed widespread sand

sheets with megaripples built by the interaction of ebb- and flood-tidal currents as observed in other macrotidal estuarine environments such as the bay of Fundy (Dalrymple et al. 1990). In the Authie estuary, a massive sand flat is formed in the northern shore as a result of massive sand releases originating from storm wave attacks of the foredunes located at the mouth (Anthony and Dobroniak, 2000). This massive sand deposit leads to rise of bed level that induces local variations of tidal inundations (frequency and duration) and current velocities, allowing mud deposition in surface sediments (A1-2; % silt > 25 %) and building up muddy sand tidal flats. Such sand/mud mixed deposits constitute a perennial sedimentary environment for MPB growth due to a low resuspension rate as determined from an experimental approach (Ubertini et al. 2015). This explains the observation of numerous MPB patches at the sediment surface of such deposits (Figure 25B).

Nevertheless in and between both estuaries, sand deposits are heterogeneous as shown by the wide range of the sorting (from 1.3 and 4.3) and MGS (from 43.5 to 280.7 μm) values. Indeed, several sand flat stations display non-negligible amounts of fine particles (> 14 % of silt-sized particles) reflecting a mixing of sediment populations (sorting with values above 2). Such poorly sorted deposits exhibit fine-grained coating (e.g. A1-2, A3-2) located at the sediment surface or within the troughs, existing as small tidal ponds (Fenies et al. 1999), of the ripple marks (e.g. C1-4, A4-5). Such fine-grained deposits in sand flats are enriched in calcium carbonates (> 10 % of total carbonate contents) revealing the lateral runoff transporting fine particles during the ebb flow from adjacent carbonate enriched mud deposits, i.e. mud flats and marsh platforms. Moreover, fine particles are also deposited in sand flats as mud pebbles (Figure 25C) originated from lateral erosion of the marsh platform (Leonardi et al., 2018). In contrast, several sand flat stations are well sorted (sorting with values below 2) and exhibit low amounts of fine particles but a non-negligible total carbonate content (CaCO_3 > 9 %) due to the existence of carbonate shell debris (e.g. A5-1). These stations are similar to sandy beaches found along the eastern English Channel coast in terms of grain-size distribution (Anthony & Héquette 2007) with one population of sediments (fine to medium sand). Such sand flats are mainly located away from mud flats and salt marsh platforms (e.g. A1-1, A5-1), thus avoiding inputs of fine particles by lateral transfer from these areas. In both estuaries, the massive sand spits diffract westerly and southwesterly open sea waves towards the southern shore, resulting in high hydrodynamic forcing in the

adjacent area. In the Canche estuary, the massive sand spit is isolated from the southern shore by human management (nautical base) resulting in complex mixing between restricted sand flats (C6-4 C6-5) and mud flats (C6-3). On the contrary, the spit situated in the Authie estuary is directly adjacent to the southern shore allowing an enrichment of well-sorted sand (A4-1, A4-2), which is typical of high hydrodynamic depositional environments.

The trend of the MGS along the cross-shore transects studied primarily results from the increase in bed elevation that modifies hydrodynamic conditions and depositional regimes (Stoddart et al., 1989; French and Stoddart, 1992). Furthermore, roots/stems and leaves of the marsh C₃ and C₄ vegetation (Figure 25D-F) help reduce the hydrodynamic conditions, favoring the deposition of greater amounts of fine sediment particles (Leonard and Luther, 1995; Allen, 2000; Leonard et al., 2002; Neumeier and Ciavola, 2004; Leonard and Croft, 2006; Möller, 2006). The surface sediments of mud flats, low and high salt marshes are defined by cohesive sediments (< 39 µm) mostly represented by a poorly sorted silty deposit with a great proportion (> 40 %) of total carbonate contents (Figure 25; Table 3 and 4). Such muddy deposits exhibit physical properties specific to cohesive sediments such as high porosity (> 0.7) and non-negligible percentages of aggregated particles (8 – 44 %), especially in salt marsh stations where roots and rhizomes enhance the formation of aggregated particles (Caravaca et al. 2005).

Billon et al. (2002) established that the major part of the sedimentary carbonate fraction found in the Authie estuary was calcite. The high total carbonate fraction characterizing these stations may be partially attributed to the presence of benthic foraminifera with calcareous tests, exclusively observed in cohesive sediments along the intertidal zone (Armynot du Châtelet et al. 2009, Francescangeli et al. 2017) but also to the presence of coccoliths or shell fragments. Moreover, non-negligible sand fraction (5 - 14 %) occurs in several landward salt marsh stations (e.g. C5-4, C7-3, A5-1), highlighting the importance of aeolian transport. This transport allows a landward transfer of coarse grains from the sand flats, the adjacent foredunes (e.g. C1-5) and the backdune (e.g. C5-4) or also from the massive sand spits (e.g. A6-1) located at the estuary mouth as already mentioned in Hesp et al. (2015).

5.2 OM distribution and sources

Atomic TOC/TN ratios and $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values measured in this study are in concordance with those obtained in previous works on temperate mud flats (Galois et al. 2000, Rauch & Denis 2008) and salt marshes (Ember et al. 1987, Wang et al. 2003).

Total OM content generally increases from the area next to the main river channel to the high salt marshes as already observed in the Canche estuary (Armynot du Châtelet et al. 2009) or in other temperate macrotidal estuaries such as the Marennes Oléron estuary (France; Galois et al., 2000) and the Humber estuary (United Kingdom; Galois et al., 2000). The significant negative correlation between the MGS and the total OM content ($R = -0.761$; $p < 0.001$) revealed that the OM particles (1) had a hydrodynamical behavior similar to finer-grained sediments due to their lower density (Peters et al., 2005), resulting in OM accumulation in the same places as fine-grained sediments (Mayer et al. 1985), and (2) developed more link with minerals containing in a fine-grained fraction due to their greater surface area. The absorption of OM particles onto these minerals favored their surface-coating accumulation and their protection against microbial degradation (Mayer 1994, Keil et al. 1994, Adams & Bustin 2001). Moreover, the difference in sediment porosity resulted in various oxygen diffusive transport rates that lead to different degradation rates specific to local redox conditions (Rusch & Huettel 2000). Indeed, porosity was higher in fine grained stations and limited oxygen diffusion transport (Froelich et al. 1979), thus inducing low OM mineralization rates and its accumulation in sediments. Furthermore, in vegetated platform, above- and underground halophyte biomass contributed significant amounts of OM to surface sediments and influence directly the OM settling and resuspension in surface sediments (Pasternack & Brush 2001, Wang et al. 2003a, Roner et al. 2016). Hence, vegetation plays a crucial role and partially explains landward OM enrichment throughout tidal flats observed in such macrotidal estuaries.

Furthermore, the use of atomic TOC/TN ratios and the carbon isotopic compositions allows discriminating the main different groups of OM sources as demonstrated in estuarine systems and other marine environments (e.g. Cifuentes et al., 1996; Liu et al., 2006; Meyers, 1994; Zhang et al., 2007). As a significant correlation between the atomic TOC/TN ratios and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values occurs, TN is mostly composed of organic nitrogen allowing the use of the elemental ratios

for estimating the contribution of the different OM sources delivered to the surface sediments. Figure 30 shows the relationships between the atomic TOC/TN ratios and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values found in the surface sediments and the three potential OM sources (riverine SPM, marsh C_3 vegetation and biofilm) sampled in this study as well as the value of marine SPM measured in the eastern English Channel (SOMLIT) and the typical ranges of these proxies previously obtained in various estuaries (Fry & Sherr 1984, Goñi & Hedges 1995, Goñi & Thomas 2000).

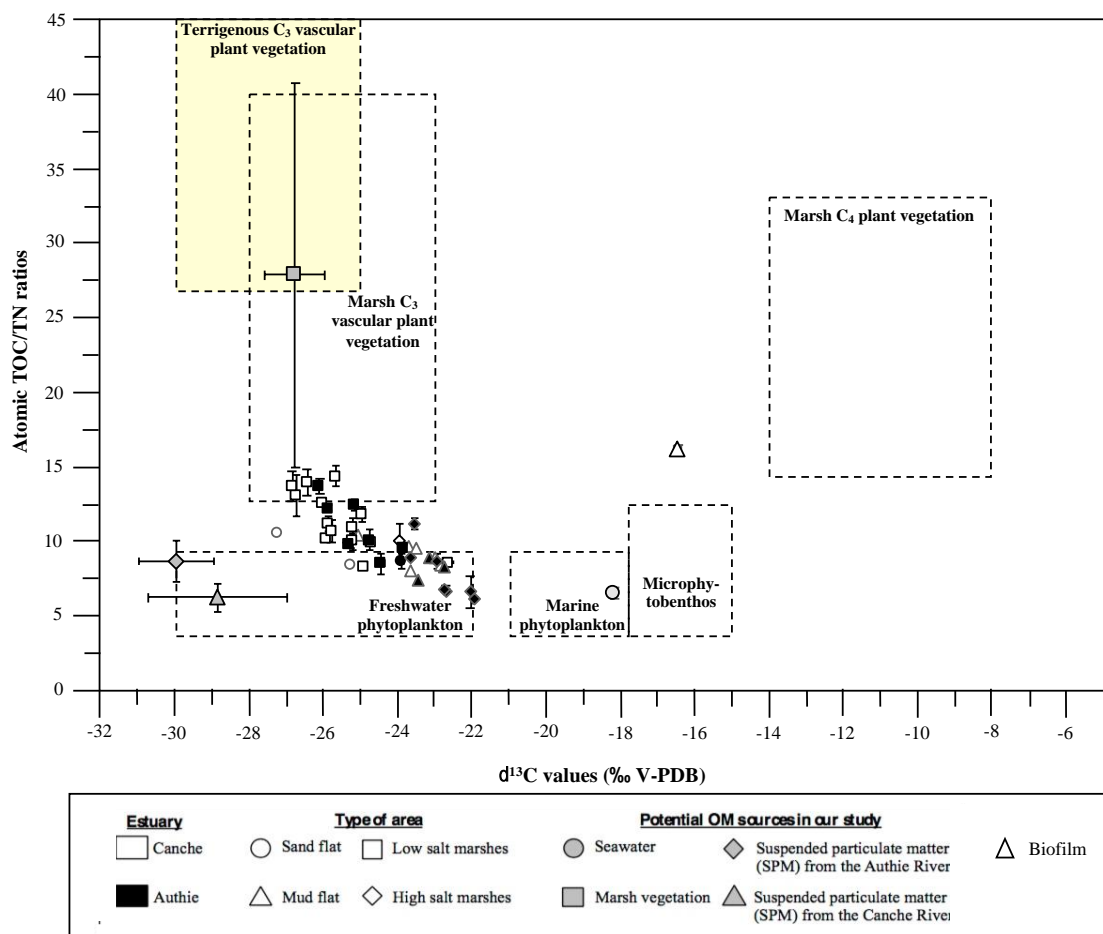


Figure 30 : Plot of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values and the atomic TOC/TN ratios of surface sediments from the Canche and the Authie estuaries. The compositional ranges of different potential OM sources found in previous studies (Fry and Sherr, 1984; Goñi and Hedges, 1995; Goñi and Thomas, 2000) are also shown with dashed rectangles. The value of seawater SPM used in this study results from the French coastal survey program SOMLIT (sampling station C, eastern English Channel, $50^{\circ}40'75\text{ N}$, $1^{\circ}31'17\text{ E}$).

OM containing in surface sediments studied is mostly originated from three sources including freshwater (Canche and Authie Rivers) and seawater SPM as well as marsh C_3 vascular

plant vegetation. Assuming that diagenetic reactions do not significantly alter the $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ values and the atomic TOC/TN ratios, the relative contribution of these three OM sources to the surface sediments can be calculated using the following three end-member mixing equations based on these values and mass balance:

$$\text{TOC/TN}_{\text{Sed}} = f_{\text{Seawater}} \times \text{TOC/TN}_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} \times \text{TOC/TN}_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}} \times \text{TOC/TN}_{\text{Marsh}}$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Sed}} = f_{\text{Seawater}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Marsh}}$$

$$1 = f_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}}$$

where seawater SPM end-member ($\text{TOC/TN}_{\text{Seawater}} = 6.5 \pm 0.4$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{Seawater}} = -18.2 \pm 0.0\text{‰}$; SOMLIT measurements), riverine SPM end-member (Canche River: $\text{TOC/TN}_{\text{River}} = 6.2 \pm 0.9$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{River}} = -28.8 \pm 1.9\text{‰}$; Authie River: $\text{TOC/TN}_{\text{River}} = 8.6 \pm 1.4$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{River}} = -29.9 \pm 1.0\text{‰}$;) and salt marsh C_3 vegetation end-member ($\text{TOC/TN}_{\text{Marsh}} = 27.8 \pm 12.9$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{Marsh}} = -26.7 \pm 0.8\text{‰}$) as previously defined in Table 4. $\text{TOC/TN}_{\text{Sed}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{Sed}}$ represent the measured atomic total organic carbon/total nitrogen ratio and the stable carbon isotopic composition of a given sediment sample, respectively. f_{Seawater} , f_{River} and f_{Marsh} are the fractions of marine, riverine and marsh OM, respectively. The calculated relative contributions exhibited in Table 4 vary from 0 to 74 % for seawater SPM, from 1 to 87 % for riverine SPM, and from 0 to 84 % for salt marsh vegetation. In all kind of environmental facies (sand flats, mud flats, low and high salt marshes) studied, sedimentary OM generally originates from a mixing of these three potential OM sources. OM inputs from salt marsh vegetation are significantly lower than those derived from the two other OM sources in several stations located on sand flats (C4-1, A3-2), mud flats (C1-3, C4-2, A2-3, A3-3, A4-4, A4-6), low (A1-4, A1-5, A1-6, A1-7, A2-4, A5-1) and high (A3-4, A5-3) salt marshes. All these stations were characterized by a negative loading of PC2 in Figure 29, which is in agreement with the fact that PC2 discriminates surface sediments following the OM sources.

5.3 Similarities and differences in geomorphological features between the Canche and the Authie estuaries and link with OM distribution and characteristics

The contribution of sedimentological and geochemical properties of surface sediments and OM characteristics to the patterning of different biosedimentary facies existing in the Canche

and the Authie estuaries are investigated using Principal Component Analysis (Figure 29). The station distribution highlights the heterogeneity of biosedimentary facies impacting directly the spatial OM variability and emphasizing processes specific to the geomorphology of the intertidal zone.

In the Canche estuary, sand flat stations (group I), mud flat/low salt marsh stations (group IV) and high salt marsh stations (group II and III) are sharply differentiated (Figure 29A). Such pattern reflects the stair like successional geomorphology occurring due to the vicinity and the channelization of the Canche river, inducing more frequent and intense hydrodynamic conditions, as observed in other estuarine systems in U.K. (Allen, 1989). In consequence, mud accretion, lateral expansion of mud flats and finally seaward progradation of marsh platform are restricted, resulting in an eroded mud flat belt, separated from the marsh platform by a marsh cliff, evidencing eroding past event (Leonardi et al. 2018). In the Authie estuary, a Guttmann effect, expressed as a U shape like pattern (Figure 29C), reflects a gradual geomorphological succession. In the northern shore of the Authie estuary, the low sloped massive sand deposit permitted mud accretion, constituting transitional sandy muddy deposition (group IV). Such transition depositional environment facilitated the colonization of *Spartina anglica* (de Leeuw et al. 1993), hence an extended low salt marsh is observed in the Authie estuary in comparison to the restricted one in the Canche estuary. Nevertheless, in the Canche estuary, a well-established low salt marsh is locally observed near the mouth, adjacent to the outcropped part of the northern dike, protecting mud flat from erosional events and allowing a seaward expansion of the marsh platform, as observed in the Seine estuary (Lesourd et al. 2001).

The OM distribution in both estuarine environments depends on hydrodynamic processes coupled with the estuarine geomorphological features considering salt marsh as a preferential environment for the accumulation of allochthonous and autochthonous OM in sediments (Chmura et al. 2003a, Mcleod et al. 2011, Ouyang & Lee 2013). As observed in the Canche estuary, the erosion of the mud flat and the marsh platform induces the OM export to open-sea as mud pebbles (e.g. C6-5) but also reduces the OM retention capability of sediments by limiting the expansion of salt marsh on adjacent mud flat. In contrast, the seaward expansion of salt marsh, widely observed in the Authie estuary or locally in the Canche estuary, enhances the depositional rate of allochthonous OM (marine or riverine), provides a greater OM retention capability of sediments

and a higher autochthonous OM production (Bouchard & Lefeuvre 2000, Saintilan et al. 2013, Van de Broek et al. 2018). Notwithstanding extreme events, spring tides also influence the OM distribution in the intertidal area due to the lateral transport of OM by ebb flows from marsh platform to lower intertidal zone such as sand flats. The lateral runoff allows a short term OM enrichment in sand flats as observed in ripple current troughs in the Canche estuary (e.g. C3-2, C4-1) or in the shallow massive sand deposit in the Authie estuary (e.g. A1-2). Such mixed sand/mud deposit leads to heterogeneity in terms of OM characterization as evidenced by the spreading of group I along the PC2 for the Canche (Figure 29A) and the Authie estuary (Figure 29C).

In marsh platforms, the heterogeneity in terms of OM characteristics leads to the gathering of landward high salt marsh stations (i.e. C1-5, C5-4, C7-4, C7-3, A1-9 and A5-4) in group II in the Canche and the Authie estuaries. This results from the differential mineral sediment accumulation between landward high salt marsh stations and low salt marsh stations as observed in salt marshes of the Mid-Atlantic US (Unger et al. 2016). The flooding dynamics, related to elevation (unfortunately not measured in this study) and hydrogeomorphology, influences the burial rate and the oxygenation of surface sediments. Thus, the labile OM fraction in landward high salt marsh sediments is more rapidly mineralized due to higher time exposure and lower burial rate than in low salt marsh stations more often inundated. Moreover, in terms of amount of sedimentary OM, the higher inputs of mineral particles in low salt marsh stations results in a higher dilution of the OM fraction than in less often inundated high marsh stations (Unger et al. 2016).

Nevertheless salt marshes suffer from losses due to human managements as described from our findings, and are threatened by sea level rise as a result of “coastal squeeze” (Doody 2004). However, coastal salt marshes may also evolve due to the eco-geomorphic feedback between tidal inundation and increased vertical accretion of mineral and organic sediments enhancing efficiency trapping and plant productivity (Kirwan & Mudd 2012). Nonetheless this phenomenon depends on the success of the landward marsh expansion, resulting in a replacement of the high salt marsh with low salt marsh plants (more tolerant to salt) and in a colonization of uplands which may be obstructed by human management or steep landscape (Warren and Niering, 1993; Choi et al., 2001). In our studies, adjacent dunes and human managements will probably not allow a significant landward migration of marsh platforms. Considering such

environmental threats it would be interesting to quantify the carbon mineralization rates throughout the mosaic of biosedimentary facies in order to assess their role as 'biogeochemical reactor' but also to anticipate the impact of sea level rise in the function of temperate macrotidal estuaries in the global carbon cycle.

6 CONCLUSION

The descriptive approach coupled to the quantitative determination of physical and chemical properties of the surface sediments in each biosedimentary facies encountered in the Canche and the Authie estuaries gives a good opportunity for highlighting the importance of the geomorphology, the hydrodynamic processes and the impact of human management in controlling sedimentary OM distribution and sources in the intertidal zone. Well sorted deposits were mainly located in near the main channel and exhibited carbonated shell debris, tidal ripple currents and coarse-grained sediments (fine to medium sand) reflecting high hydrodynamic forcing (waves, river flow, and tidal current) and a sand marine infilling. Such permeable deposits were generally depleted in carbonates (total carbonate contents below 10 %) and in OM contents (< 2 %). On the contrary, poorly sorted cohesive sediments were reported in mud flats and marsh platforms where bed elevation and vegetation enhance fine particle deposition (clay and silt size). In such fine deposits, the amount of sedimentary OM progressively increases from mud flats (4.9 - 12.2 %) to low salt marshes (6.6 - 10.9 %) and high salt marshes (5.6 - 26.9 %) reflecting the importance of the elevation and the distance to the main channel in the OM deposition/resuspension and preservation. According to elemental (atomic TOC/TN ratio) and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ values) tools, OM pool originated from a mixing between C_3 halophyte plants and freshwater phytoplankton with a distinction in marsh platform with a higher proportion of refractory OM fraction in landward high marsh stations reflecting the importance of flooding dynamics in the preservation of OM in surface sediments. PCA analysis allowed highlighting the heterogeneity of biosedimentary facies, especially in terms of OM characteristics, specific to typical hydrodynamic processes (e.g. storm, lateral run off) observed in macrotidal estuaries. Nonetheless the perspective to consider the impact of human management (embankment,

hunting management and sea level rise) is primordial to have a better insight into the dynamics of sedimentary OM in such coastal environments.

Acknowledgments

Baptiste Voltz's PhD grant was funded by the Hauts-de-France Regional Council and the University of Littoral Cote d'Opale. This study was partially funded by Europe from "Fond Européen de Développement Régional" (FEDER) and the Hauts-de-France Regional Council in the framework of the CPER 2014-2020 MARCO project. This work was also supported by the collaboration with the marine regional environmental policy "Parc Naturel Marin des Estuaires Picards et de la Mer d'Opale". We would like to thank every partners involved in the collect of survey data used in this study: Lucie Courcot and Sylvie Philippe (LOG, UMR 8187, Wimereux, France). We thank the National Institute for the Sciences of the Universe and the whole SOMLIT team (technicians, researchers, captains and crew) who have contributed to the collection and analysis of the SOMLIT samples at station C (50°40'75 N, 1°31'17 E) from February to April 2018. The authors wish to thank the two anonymous reviewers and the editor for providing useful comments on the paper.

CHAPITRE 4

Facteurs biotiques et abiotiques contrôlant la demande en oxygène du sédiment et les flux de nutriments durant l'immersion et l'émersion dans deux estuaires macrotidaux le long de la côte d'Opale (Canche, Authie)



Auteurs :

B. Voltz¹, G. Duong², F. Cesbron³, S. Gontharet⁴, M. Meresse², C. Hennion², V. Cornille¹, F. Goulard², L. Denis².

¹ Université du Littoral-Côte d'Opale, LOG UMR 8187, CNRS, UL, Wimereux, France

² Université de Lille, Station Marine de Wimereux, LOG UMR 8187, CNRS, ULCO, Wimereux, France

³ Institut National des Sciences et Technique de la Mer, CNAM, Cherbourg, France

⁴Sorbonne Universités, UPMC, CNRS, IRD, MNHN, IPSL, LOCEAN, Paris, France

(article en cours de préparation)

1 ABSTRACT

Along the eastern English Channel, the Canche and Authie river estuaries are limited in area (< 15 km²), but experienced management issues (19th century). In such macrotidal environments, rocky embankments may influence the properties and distribution of intertidal estuarine habitats. Indeed, estuaries act as temporary traps for organic matter (OM), support large OM production and degradation, and constitute a hotspot for trophic networks. Intertidal benthic metabolism was studied in April and August 2019, with the aim to determining spatial and seasonal variations of surface sediments properties, OM accumulation and mineralization pathways. Based on previous mapping study, three (Canche) and four (Authie) stations were studied along a cross-shore transect extending from the main river channel to the high salt marsh. For each station, surficial sediment were collected at low tide for biological, organic and sedimentary analysis (porosity, grain size, OM quantity and quality), four sediment cores were sampled and incubated in the laboratory (at dark, *in situ* temperature), with overlying *in situ* water. Benthic mineralization was estimated from sediment-water fluxes of oxygen (SOD) and dissolved nutrients (NH₄⁺, NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes). Along both transects, grain size and organic matter content followed opposite landward trends: the lowest stations are sand flats, depleted in OM and microalgae, in contrast to mudflat and salt marsh stations enriched in OM and microalgae. As demonstrated from a stepwise regression approach, SOD and NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes along tidal gradients mainly depend on grain size but are also coupled to surface elevation concerning SOD. Such finding describes a marked

gradient resulting in more intensive mineralization processes in cohesive sediments than in sandy stations. NH_4^+ releases depend on total macrofauna biomass explaining higher NH_4^+ releases in bioturbated mudflats. The limited nutrient concentrations in the water column during spring and summer periods evidence particular importance of sediments as a source of nutrients (NO_3^- and NO_2^-) supporting primary production in the Canche and the Authie estuaries. OM mineralization budget obtained from SOD showed relative low importance of permeable sediments in comparison to cohesive deposits. In the near future, due to the prograding state of the Authie estuary (contrasting with the mature state observed in the Canche estuary) OM mineralization might be subject to important modifications as observed from the strong siltation turning permeable sediments into a high biogeochemical reactor as mudflats.

2 INTRODUCTION

The global surface of coastline represents only 7 % (26.10^6 km^2) of the global ocean surface area (Gattuso et al., 1998) but they contribute to 50 % of global benthic mineralization (Middelburg et al., 1997). In coastal environments, benthic mineralization is enhanced due to the large flux of organic matter (OM) to sediments originating from the high primary production of pelagic (i.e. phytoplankton) and benthic (i.e. microphytobenthos, macroalgae and halophyte plants) communities mainly stimulated by the light availability and the high releases of nutrients from continents but also, in some cases, from upwelling of nutrient-rich ocean water (Cloern et al., 2014; Figueiras et al., 2002; Graf, 1992). In addition in shallow waters sediment recycle through mineralization reactions up to 80 % of the fixed nitrogen to the water column, needed by primary producers (Herbert, 1999).

The benthic mineralization proceeds through the preferential use of O_2 as electron acceptors (Froelich et al., 1979; Glud, 2008). In organic rich sediments, oxygen is rapidly depleted in subsurface sediment layers (Revsbech et al., 1980). In absence of O_2 in sediments, the OM mineralization is mediated from anaerobic oxidation pathways as the dominant sulfate reduction, accounting for > 50% of benthic mineralization with 90% of reduced sulfide is oxidized from available O_2 (Jørgensen, 1977; Thamdrup and Canfield, 2000). Thus the measurements of sediment O_2 consumption (SOD) integrating both aerobic and anaerobic metabolisms is widely used to quantify total benthic mineralization in estuarine environments (Boynton et al., 2018;

Canfield et al., 2005). Coupled to measurements of sediment oxygen demand (SOD), benthic nutrients fluxes allow to determine the quantification of nutrients buried versus that recycled to overlying water which also provide valuable information on the rate of organic matter mineralized in sediment (Clavero et al., 2000; Magalhães et al., 2002; Rauch and Denis, 2008).

Estuaries are subjected to highly variable hydrodynamic forcing creating a mosaic of sediment types as permeable deposits, un-vegetated cohesive sediments and in some cases, vegetated salt marsh platforms. In such multifaceted environments, SOD and nutrient fluxes are controlled by a complex interrelationship of physical factors such as diffusion and advection transport rates (e.g. (Rasheed et al., 2003; Rusch and Huettel, 2000), and chemical factors such as quality and quantity of OM inputs to sediments (e.g. Giles et al., 2007; Lansard et al., 2008; Pastor et al., 2011; Rauch et al., 2008). But also biological factors play a role in this complex interrelationship such as the diffusion of O₂ in anoxic layers from halophyte root systems (Gribsholt and Kristensen, 2003; Hamersley and Howes, 2005; Koop-Jakobsen and Wenzhöfer, 2015), and microphytobenthos (MPB) (Middelburg et al., 2000; Petersen et al., 1994; Rysgaard et al., 1995). Not only photosynthetic organisms control SOD and nutrient dynamics at the sediment-water interface but also benthic macrofauna communities from their burrowing and/or bioirrigating activities (D'Andrea et al., 2002; Kristensen and Kostka, 2005; Laverock et al., 2011; Wenzhöfer and Glud, 2004). Nevertheless only few studies based on O₂ mass budget deal with the spatial and seasonal variations of SOD and nutrient fluxes simultaneously integrating all estuarine habitats spread along a tidal gradient, while this approach has the ability to evince relationships between OM mineralization processes and sediment properties in estuarine environments (Middelburg et al., 2005).

The Canche and the Authie estuaries are two restricted macrotidal and back barrier estuaries located in the French coast of the eastern English Channel. Both estuaries promote a set of widespread sediment types defined as (1) near-subtidal permeable sandy deposits, (2) intertidal un-vegetated muddy sediments and (3) upper intertidal vegetated salt marsh platform. The multifaceted environment and the contrasted geomorphologies (i.e. steady versus prograding state, respectively in the Canche and the Authie estuaries (Voltz et al., submitted) constitute suitable estuarine environments for studying the spatial and seasonal variations of SOD and nutrient fluxes (NH₄⁺, NO₃⁻+NO₂⁻) in order to understand physical, chemical and biological

sediment processes implied in OM mineralization processes. Despite a few biogeochemical studies carried out in the Canche estuary, focusing on primary production (Denis et al., 2012; Denis and Desreumaux, 2009) or on the quantification of OM mineralization processes (Rauch and Denis, 2008; Spilmont et al., 2009), the role of estuarine environment on OM mineralization in these major estuaries of the eastern English Channel is still scarce.

Our study quantifies the O₂ consumption and nutrients flux (NH₄⁺, NO₃⁻+NO₂⁻) at the sediment-water interface throughout the mosaic of sediment type encountered in the estuaries studied, i.e. sandy permeable, un-vegetated muddy deposits and salt marsh platform. In parallel, the characterization of physical (grain size distribution, porosity), chemical (molar TOC/TN ratio, total OM content, colloidal EPS content) and biological (total macrofauna and microalgae biomass) sediment properties has been carried out to determine the primarily regulating factors of benthic respiration. Such analytical approach permitting to evidence, in the context of sea level rise and extensive human management, the influence of sediment processes on SOD and nutrients flux (NH₄⁺, NO₃⁻+NO₂⁻), to anticipate the changes in the functional roles of estuarine environment influencing the benthic OM mineralization.

3 MATERIALS AND METHODS

3.1 Study site

The Canche river (length: 96 km, watershed: 1274 km²) and the Authie river (length: 98 km, watershed: 989 km²) are coastal rivers flowing to the eastern English Channel through a low-gradient Mesozoic limestone plateau (Bourdier & Lautridou 1974). The estuaries have limited surface areas, i.e. 8 km² for the Canche estuary (N 50°53' - E 1°60') and 13 km² for the Authie estuary (N 50°36' - E 1°59') (Figure 31) and the mean liquid discharges over a 30-year (2007-2017) gauging period are respectively, 12.3 m³/s (measured at Brimeux gauging station) and 7.4 m³/s (measured at Dompierre-sur-Authie gauging station). Both estuaries are only weakly affected by anthropogenic activities, demonstrate low contamination levels and can be considered as estuarine reference zones of near-pristine state (Amiard-Triquet and Rainbow, 2009). However, the polderisation of the estuaries accelerated the silting process, leading to a progression of salt marshes during the 18th and 19th centuries. Moreover, more recently, rocky

dykes have been built up along both shore in the Canche estuary and exclusively along the north shore of the Authie estuary (Figure 31).

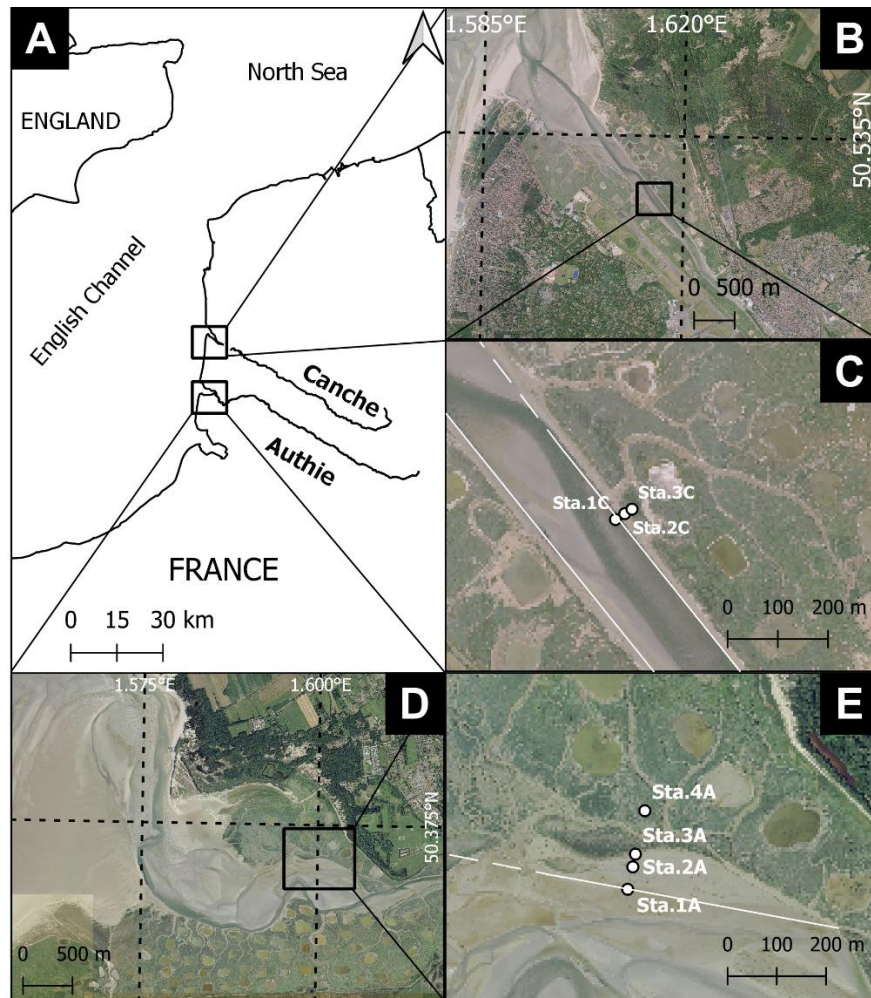


Figure 31: Location of the Canche estuary and the Authie estuary (A) and position of sampling transect (B, D) with number stations reported (C, E).

These estuaries are tide-dominated with a semi-diurnal macrotidal regime, resulting in a mean tidal range of 3 m during neap tides and 8 m during spring tides. In such a well-mixed estuary, water is well oxygenated and water temperatures generally follow the temporal patterns observed for coastal waters, ranging from 6 °C in winter and 21 °C in summer. On the contrary, salinity demonstrates very wide variations from freshwater to marine waters (i.e. salinity around 33). A threefold sedimentary structure parallel to the main channel is generally evidenced by the presence of elongate sandy tidal bars flanked by mudflats and then surrounded landwards by a vegetated salt marsh platform. The alternation between neap and spring tides strongly governs sedimentation rhythm in the innermost area (Deloffre et al., 2007), while punctual resuspension

or accumulation events are consecutive to marine storms or river flooding. In the north shore of the Canche estuary, an erosion cliff of 50 cm borders the open mudflat and a mature salt marsh exclusively dominated by *Halimione portulacoides* immediately extends landwards. In the north shore of the Authie estuary, one can easily distinguish the low salt marsh area dominated by the prograding pioneer species *Spartina anglica* coexisting with *Aster tripolium* and *Salicornia europea*, while *Halimione portulacoides* and *Puccinellia maritima* dominate the vegetation in the high salt marsh (Table 5; Figure 32).

Tableau 5: Locations and characteristics of the stations sampled in the Canche and Authie estuaries, with core sampling dates for each sampling campaign, distance from the edge of the salt marsh (transition vegetated / unvegetated sediments), continental elevation relative to MSL, GPS coordinates, dominant halophyte plants species and temperature, O₂ and nutrients concentrations measured in sampled surface water used for incubation experiments.

Station	Sampling date	Distance (m)	Elevation (m)	Latitude (N)	Longitude (E)	Vegetation	Water temp. (°C)	[O ₂] (µM)	[NH ₄ ⁺] (µM)	[NO ₃ +NO ₂] (µM)
Canche estuary	20/04/2019	-25	5.13	50°31'44.69"	1°36'51.01"	-	13.2 (spring)	331.9	2.1	18.8
	01/09/2019						15.2 (summer)	357.0	4.2	14.4
	19/04/2019	-3	6.96	50°31'44.98"	1°36'52.2"	-	14.1 (spring)	331.5	2.1	12.3
	03/09/2019						14.9 (summer)	353.6	7.9	11.8
Authie estuary	20/04/2019	15	8.86	50°31'45.37"	1°36'52.67"	<i>Halimione portulacoides</i>	12.9 (spring)	323.0	2.3	16.9
	03/09/2019						14.8 (summer)	348.4	8.7	13.4
	17/04/2019	-70	7.72	50°22'16.54"	1°35'57.84"	-	11.0 (spring)	314.4	1.1	17.3
	29/08/2019						15.7 (summer)	346.2	9.7	10.0
Sta.2A	17/04/2019	-25	7.54	50°22'18.88"	1°35'58.52"	-	11.6 (spring)	323.4	8.6	16.8
	30/08/2019						15.8 (summer)	351.4	6.1	17.2
Sta.3A	21/04/2019	5	8.1	50°22'17.98"	1°35'58.56"	<i>Spartina anglica</i>	14.8 (spring)	200.4	2.6	15.6
	02/09/2019					<i>Aster tripolium</i> <i>Salicornia europaea</i>	15.9 (summer)	357.9	9.1	18.0
Sta.4A	18/04/2019	95	8.84	50°22'21.72"	1°35'59.46"	<i>Halimione portulacoides</i>	10.6 (spring)	320.6	7.1	15.9
	02/09/2019					<i>Puccinellia maritima</i>	15.8 (summer)	325.3	6.2	17.6

3.2 Sampling strategy

Benthic mineralization processes were studied during two spring-tide periods, from 17 to 23 April 2019 (spring) and from 29 August to 4 September 2019 (summer), within 3 stations spread along a 40 m long transect in the Canche estuary and 4 stations spread along a 165 m long transect in the Authie estuary. Both transects extended from the main channel to the high salt marsh and were arranged transversely to the main channel (Figure 32, Table 5). The location of transects was based on previous mapping studies performed on both estuaries in 2018 (Voltz et al., submitted), taking into account the variety of benthic habitats but also the accessibility by walking for the manual deployment of field instruments and samples retrieval.

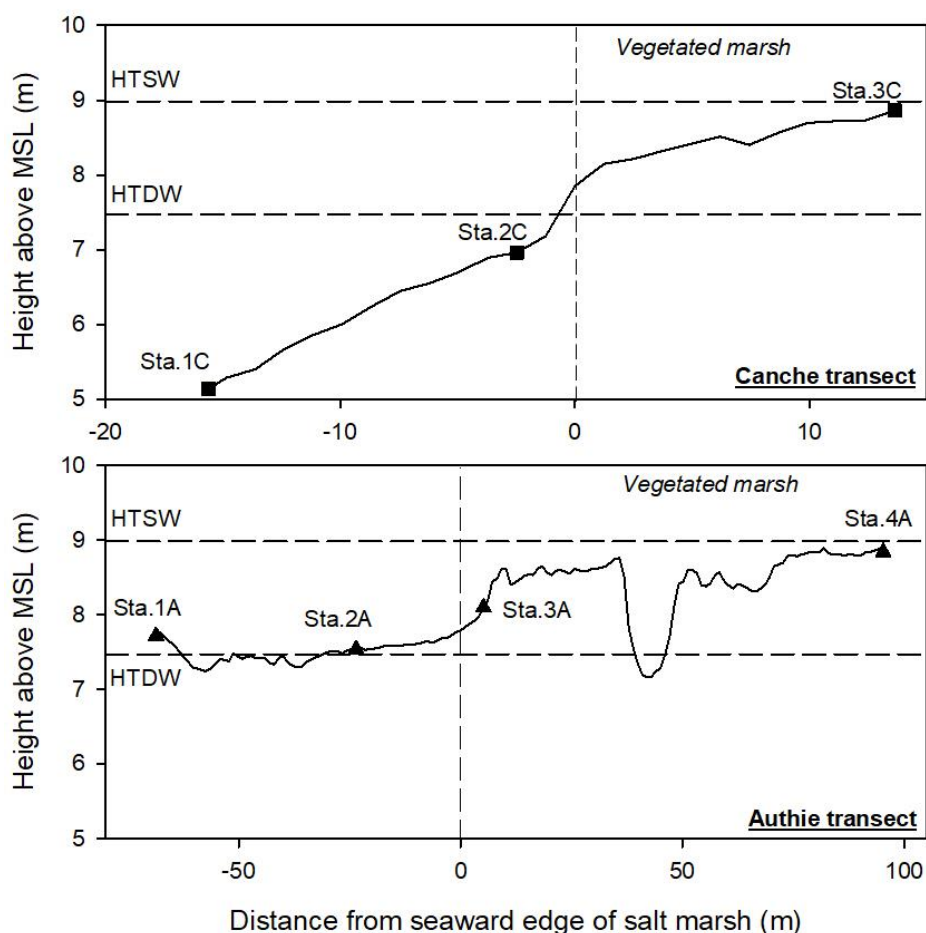


Figure 32: Surface elevation of transect in meter relative to MSL (mean sea level) with number stations reported. The level of high tide of spring water and the level of high tide of dead water have been reported in both graphics.

For both transects, Sta. 1 and Sta.2 were located in un-vegetated areas along the main channel, whereas upper stations were located in the salt marsh. In the Authie estuary, an additional station was set within the sediment colonized by the pioneer species *Spartina anglica*, *Aster tripolium* and *Salicornia europea* near the low salt marsh edge (Sta.3A). Profiles of the sediment surface elevation along each transect relative to MSL (mean sea level) was obtained from aerial LiDAR surveys and are shown in Figure 32. Elevation profile in the Canche estuary exhibited a stair-like variation with a marsh cliff located between the mudflat (Sta.2C) and the marsh platform (Sta.3C). In the Authie estuary, the topographic expression is homogeneous from the channel to the high marsh and an embankment is located at the seaward edge of the Sta.1A.

3.3 Surface sediment sampling, conservation and preparation

Sediment cores and surface sediment samplings (0-1 cm depth) were performed, at low tide, during the flow period. Each sampling day, one or two stations were sampled for core incubations (Table 5).

At each station, four sediment cores were manually collected in Perspex tubes (15 cm inner diameter; 35 cm length) just before flooding of the station (about two hours before the high tide), and rapidly returned to the laboratory. Concomitantly, estuarine water was sampled by gently filling two inflatable reserve tanks (20 L), excluding air bubbles, to be used as control and overlying water during the incubations. The sediment remaining after the incubation period was sieved through a 1-mm circular mesh sieve and fixed and preserved in an 8 % formaldehyde-seawater solution before they were sorted for macrobenthic organisms identification and counting.

To describe sediment characteristics (porosity, grain size distribution, organic matter content, molar C:N ratio), the first centimeter of sediment was scraped off with a stainless steel spatula, gently laid down in a 50 ml PP flask with a screw cap and immediately stored in a cool box before being placed in a refrigerator at 4 °C at the laboratory.

For chlorophyll *a* (Chl *a*) measurements, five replicates of surface sediment (0-1 cm) were sampled using a 1.6 cm inner diameter cut-off syringe. The 1 cm long cores were stored in a 50 ml PP pill box with a screw cap and then immediately placed in a cool box until returned to the laboratory where they were stored at -18 °C until analysis.

For colloidal EPS quantification, sediment samples were collected using a 1.6 cm inner diameter cut-off syringe. In the field, each core was cut in depth section every 1 mm down to 10 mm and 5 mm sections down to 30 mm. For each layer, five core sections were pooled to obtain sufficient material for carbohydrate measurements and then immediately placed in a cool box until returned to the laboratory where they were stored at 4 °C until extraction.

3.4 Ex situ oxygen and nutrients flux measurement

Immediately upon return to the laboratory, each sediment core tube was gently filled with *in situ* water (from one inflatable reserve tank) using a flexible, small diameter tubing, avoiding any disturbance of the sediment-water interface. A cap equipped with a circular rubber seal, a central magnetic stirrer and two sampling ports ensured the mixing of the overlying water and a tight and hermetic closing of each core. Each core was then connected via one sampling port to the second reserve tank, located in the same conditions as the cores so that the same volume of overlying water replaced any water volume sampled in the core, hence ensuring pressure equilibration (see details in Denis et al., 2001, or Rauch & Denis, 2008). Any air bubble was removed from the whole disposal before the beginning of each incubation, which was performed in a dark thermo-regulated chamber at water temperature recorded *in situ* (± 0.5 °C). Incubations lasted 4 to 18 hours long (depending on the intensity of mineralization processes) during which four to six samplings of the reserve tank and the overlying water of each core were performed using a plastic syringe (60 ml). Immediately after retrieval, each water sample was analyzed by using micro-Winkler titration (Aminot and Chaussepied, 1983). The remaining water sample was filtered through GF/C Whatman glass-fiber filters. Ammonium analyses were carried out according to Koroleff analytical method (1970). Samples for the nitrate and nitrite analyses were frozen and were analyzed with an on SEAL AutoAnalyzer (AA50, Germany) connected to an auto sampler (Tréguer and Le Corre, 1975).

After corrections for bottom water changes (due to potential temporal variations of oxygen, nitrate, nitrite and ammonium content in the reserve tank) and volume replacement at each sampling point (also calculated with bottom water characteristics from the reserve tank), rates of O₂ and nutrients exchanges across the sediment water interface were calculated as slopes of linear regressions of O₂ and nutrients concentration against time. Each incubation was stopped before O₂ content reached 70 % of initial concentration in the overlying water of each core, to

ensure that initial geochemical characteristics were preserved. Non-significant regressions ($p > 0.10$) were interpreted as non-attributed data. Benthic fluxes are expressed as $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$.

3.5 Sediment characteristics

Grain size determination for all wet samples were performed using a Particle Size Analyzer Beckman-Coulter LS 13 320 (gallium arsenide, 750 nm wavelength, USA) in the range 0.375 to 2000 μm for particle size. Prior to analysis, each subsample was sieved with distilled water through 2 mm mesh to remove the coarse fraction ($> 2000 \mu\text{m}$) mainly composed of salt marsh plants debris (mostly roots). Subsamples containing a percentage of fine particles (clay + silts) superior to 25 % were sonicated to disrupt aggregates (Gontharet et al., 2016). The particle size classes were assigned according to the Wentworth (1922) grain-size scale.

Porosity of was determined from loss of weight method by drying in an oven (80 °C; Memmert ULM 400) for 72 h each surface sediment sample and assuming a particle density of 2.65 g/cm^3 .

The total organic matter (OM) was measured from dried sediment after be used for the porosity determination. Prior to analysis dried surface sediment samples were grounded by hand with agate pestle and mortar. For each sample 1 g of dried and grounded sediment was heated in an oven during 5 h at 550 °C (Barnstead Thermolyne 62700 Furnace, Barnstead International, USA). The mass difference before and after combustion corresponded to the total organic matter content, expressed in percentage of dry weight (Parker, 1983; Santisteban et al., 2004).

Total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) were measured using FLASH 2000 elemental analyzer (Thermo Fisher Scientific, USA). Total carbon content was obtained from the difference between the organic content obtained before and after calcination from samples used from the organic matter quantification (Nieuwenhuize et al., 1994). The TOC and TN contents were expressed in percentage of dry weight and allowed to calculate the molar C:N ratio assumed as the ratio between total organic carbon content and total nitrogen content.

Chlorophyll *a* concentrations were determined by fluorimetry (Yentsch and Menzel, 1963). Each frozen sediment sample was mixed in 5 ml of 90 % acetone and stored in the dark at 4 °C for 4 h. After chlorophyll *a* extraction, samples were centrifuged (4 °C, 800 g, 3 min), and the supernatant was gently removed. The fluorescence of the supernatant was measured with a Turner Designs 10 AU chlorophyll fluorimeter (excitation filter 430–450 nm, emission filter 650–

680 nm ; Sunnyvale, California, USA) and chlorophyll *a* concentration was calculated according to the equations of Lorenzen (1967).

Colloidal EPS (cEPS) was extracted from fresh sediment immediately upon return to the laboratory in 20 ‰ saline water followed by centrifugation at 4000 x g for 15 min. The supernatant containing cEPS was collected and transferred in 10 mL PP tube. Absolute ethanol at -20 °C was added to the sample to obtain a final ethanol concentration of 75% (v/v). The solution was gently mixed and stored overnight at -20 °C before centrifugation at 3500 g and 4 °C for 15 min to obtain a precipitate pellet containing high molecule weight fraction, i.e. colloidal EPS (> 100 kDa; Dubois et al., 1956). Colloidal EPS were measured spectrophotometrically (UV-2450, UV-VIS Spectrophotometer, Shimadzu, Japan) using the phenol-sulphuric acid assay (Dubois et al., 1956), glucose being used as the reference. Results were expressed as µg glucose/g dry weight sediment (µg glu/g).

Macrobenthic organisms were identified and counted for each core after incubation. Biomass was determined for each species, by drying in an oven during 48h at 70 °C, and then burned in a furnace for 5 h at 520 °C (Barnstead Thermolyne 62700 Furnace, Barnstead International, USA). The ash-free dry weight (AFDW) of each species was calculated as the weight loss during calcination. The total macrofauna biomass is expressed as g AFDW/m².

3.6 Data analysis

The grain size distributions have been described by calculating the median grain size (D_{50}) with the GRADISTAT software (Blott & Pye 2001). The significance of the slopes allowing to calculate O₂ fluxes was tested (Pearson correlation test ; Scherrer, 1984). Spatial changes in the sedimentary parameters and flux measurements were performed with a one-way ANOVA test followed by a Tukey multiple comparisons of means (Tukey test). Prior to the one-way ANOVA test, the normality of residuals and the homoscedasticity were tested numerically with the Shapiro and Levene test respectively. In case data did not fit the assumption of homoscedasticity or normality, the Kruskal–Wallis test (KW), followed by Nemenyi test were performed for spatial differences in each transect (Scherrer, 1984). The Wilcoxon–Mann–Whitney test (Scherrer, 1984) was also used to test the temporal changes at each station between spring and summer. The ranked Spearman correlation test were performed with mean values to test the significance of correlation between parameters characterizing the surface sediment.

A Principal Component Analysis (PCA) was performed on the whole dataset obtained after pooling all measured parameters and fluxes from both campaigns collected along the Canche and the Authie transects. This multivariate analysis was used to determine which parameters were the most responsible for discriminating stations along the tidal gradient. Prior to PCA analysis, a standardization of data has been realized (David 2017). R studio software (version 1.1.456) was used for the univariate (Spearman correlation test) and multivariate (PCA) statistical analysis, with the package “FactoMineR” for the PCA calculation and “ggplot2” for all PCA graphics. Multiple regression (stepwise selection procedure) was used to determine which suite of environmental parameters explained the most of the variation of O₂, NH₄⁺ and NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes using Minitab (Minitab inc., USA). The regression analysis was parameterized as follows : predictor variable with a variance inflation factor (VIF) > 5 were excluded to minimize multicollinearity between selected parameters (Tay, 2017), the assumption of normality and homoscedasticity of residuals were checked numerically with respectively the Levene test and the Shapiro test (normality) and the significance of linear model was evaluated ($p < 0.05$).

4 RESULTS

4.1 Bulk properties of surface sediments

The median grain size of surface sediments (D₅₀) in the Canche estuary significantly (one-way ANOVA; $p < 0.05$) decreased landwards, from the Sta.1C characterized by fine sand (D₅₀ = 188 μm), to Sta.2C dominated by coarse silt (D₅₀ = 24 μm) and finally above the marsh cliff to Sta.3C characterized by medium silt (D₅₀ = 11 μm; Figure 33A). In the Canche estuary, D₅₀ was not significantly (Tukey test; $p > 0.05$) different between spring and summer at each station. Along the Authie transect, grain size distribution was very homogeneous between stations and seasons, with D₅₀ values in the range 11-14 μm, corresponding to a sediment dominated by medium silt, except for Sta1A. This Sta.1A demonstrated a significant change (Tukey test; $p < 0.05$) of D₅₀ from 81±6 μm in spring, corresponding to coarse silt with a non-negligible fine and very fine sand fractions (57±2 %; data not shown here), down to 16±4 μm in summer corresponding to coarse silt with less very fine and fine sand (17±14 %; data not shown here).

The porosity in the surface sediments of both estuaries varied in the range of 0.38 to 0.77 and was significantly correlated ($R = -0.87$, $p < 0.001$) with the median grain size, hence demonstrating lowest values (0.38-0.48) at coarser stations (i.e. Sta.1C and Sta.1A) and highest values (> 0.62) in silty stations located in mudflats and marsh platforms (Figure 33B).

The total organic matter content, in the Canche estuary significantly increased (two-way ANOVA; $p < 0.05$) landwards from the Sta.1C with a negligible OM ($< 1\%$) to Sta.2C (4.5-5.7%) and finally Sta.3C (8.9-9.8%), without any significant seasonal variation (Tukey test; $p > 0.05$).

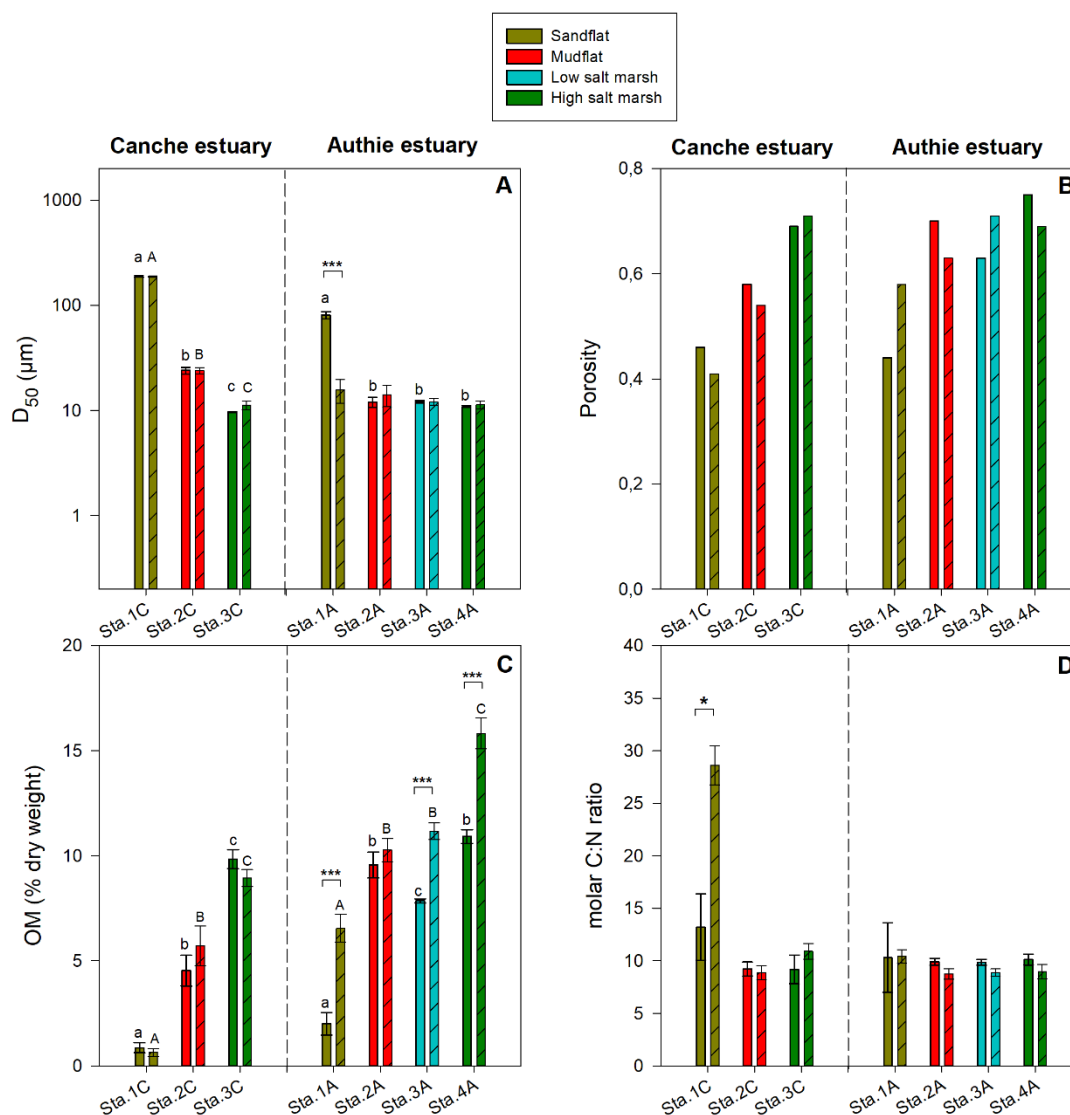


Figure 33: Median grain size (A) porosity (B), total organic matter (C) and molar C/N ratio (D) variations measured in the surficial centimeter of the sediment along the Canche transect and the Authie transect in spring (no shaded) and summer (shaded).

This spatial pattern was consistent to the one observed in the Authie estuary, with the same OM range in spring from 2.0 to 10.9 %, but summer OM were significantly higher (Tukey test; $p < 0.05$) at each station, except at the Sta.2A (Figure 33C).

The molar C:N ratio always varied in the range 8.8 – 10.3, implying no significant spatial (KW; $p > 0.05$) or seasonal variation (WMW test; $p > 0.05$) along both transects (Figure 33D). The only noticeable change was observed at Sta.1C where molar C:N ratio was significantly higher (WMW test; $p > 0.05$) in summer (28.6 ± 1.9) than in spring (13.2 ± 3.2).

4.2 Chlorophyll *a* content and colloidal EPS

Chl *a* in the surface sediment, along the Canche transect, for both seasons, significantly increased (two-way ANOVA; $p < 0.05$) from Sta.1C ($< 2 \mu\text{g/g}$) to upper stations, Sta.2C ($37 \mu\text{g/g}$) and Sta.3C ($67 \mu\text{g/g}$). Sta.2C and Sta.3C were not significantly different (Tukey test; $p > 0.05$). Along this transect no significant seasonal differences (Tukey test; $p > 0.05$) have been reported (Figure 34). Along the Authie transect no clear spatial pattern was observed for both seasons, nevertheless Chl *a* contents were higher in summer than in spring (Tukey test; $p < 0.05$).

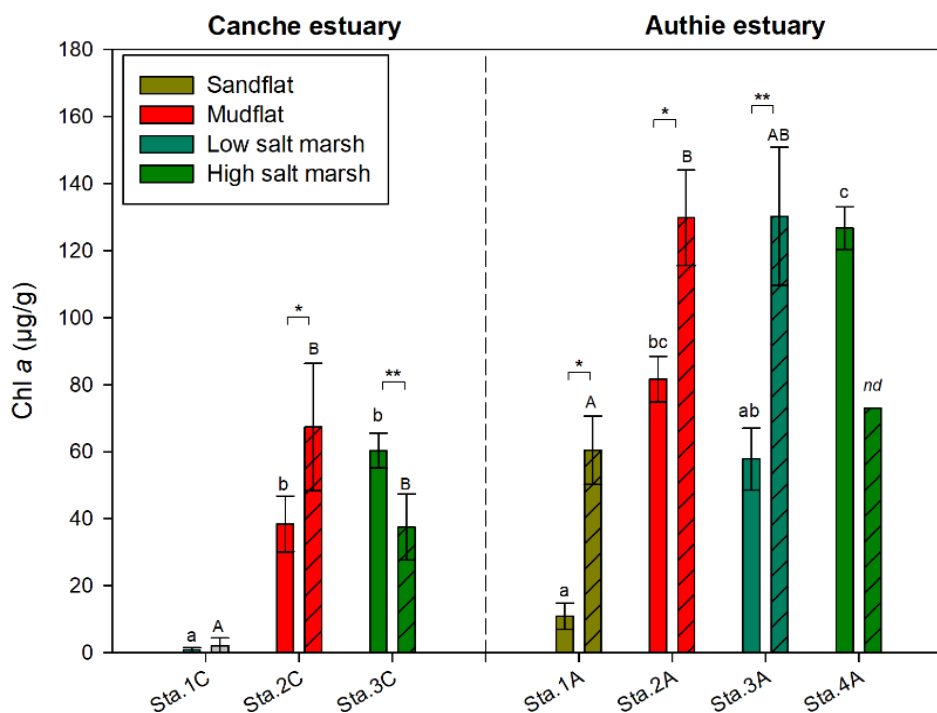


Figure 34: Chlorophyll *a* (Chl *a*) variations measured in the first centimeter of the sediment along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for the spring (no shaded) and for the summer (shaded) seasons.

The depth profiles of cEPS showed different patterns between stations (Figure 35). In salt marsh stations cEPS profiles showed an increase in the first five millimeters and deeper down a decrease, values reaching constant concentrations at a depth of 10 mm. In sandy stations, cEPS concentrations were nearly constant from the surface sediment down to 25 mm depth. Profiles obtained in mudflat stations were either constant or steeply decreased down to 2-5 mm followed by a slightly decrease to low levels at 10 mm. From all depth profiles, cEPS contents in the top 1 cm sediment layers were highest whereas contents in the deeper sediment layers were roughly constant suggesting that the majority of cEPS were confined to the first centimeter (Figure 35). Consequently, data from the top 1 cm were used to investigate the spatial and seasonal variation and the relation of this carbohydrate fraction with the other parameters.

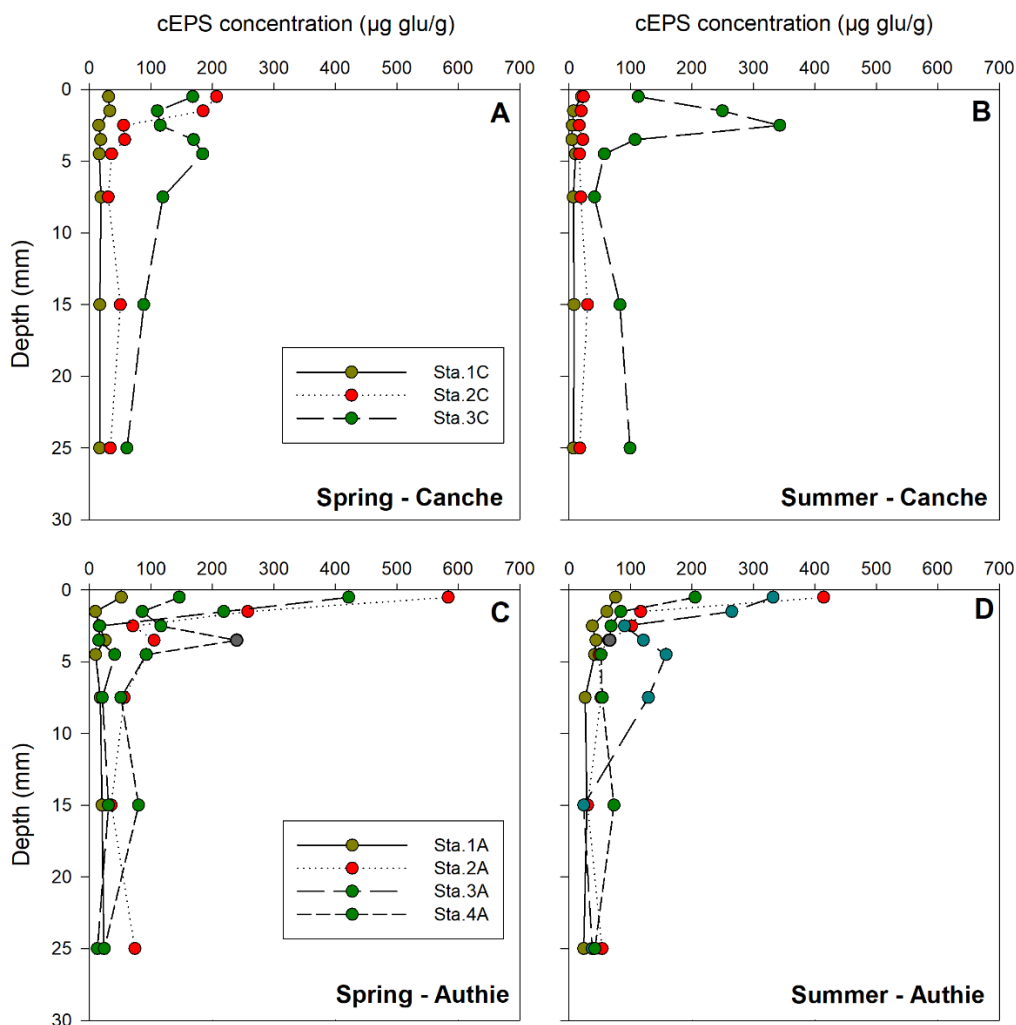


Figure 35: Colloidal EPS (cEPS) variations measured along sediment profiles (0-25 mm) along the Canche transect (A and B) and the Authie transect (C and D) during spring and summer.

The colloidal EPS contents, in both estuaries, were significantly correlated to Chl *a* ($R = 0.54$; $p < 0.05$). In the Canche estuary, cEPS increased landward for both seasons from Sta.1.C to Sta.3.C with a strong seasonal variation observed at Sta.2.C (Figure 36). In the Authie estuary, as observed from Chl *a* values, the spatial variation was unclear but Sta.1.A for both seasons exhibited the lowest values while Sta.2.A and Sta.3.A exhibited the highest values.

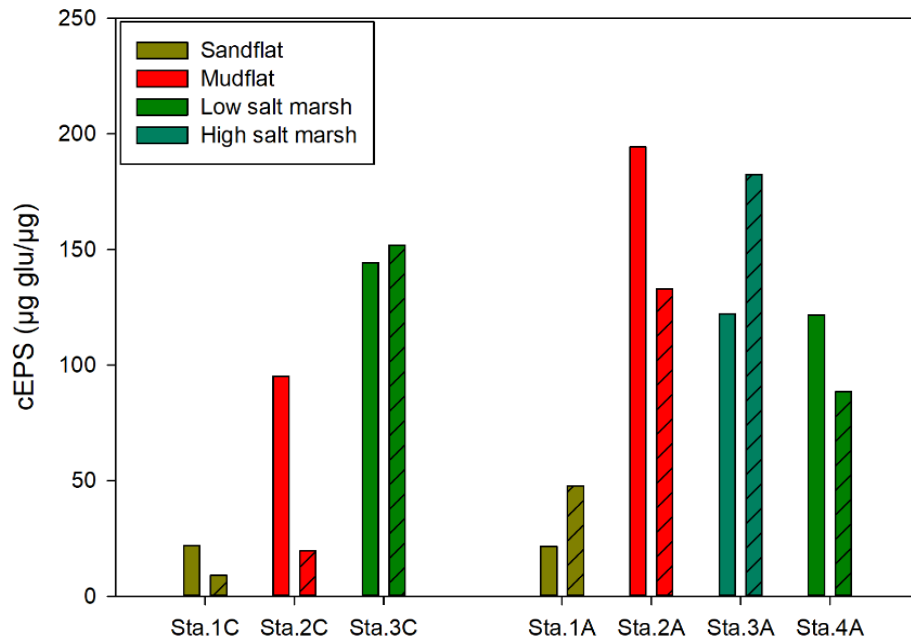


Figure 36: Colloidal EPS (cEPS) variations measured in the first centimeter of the sediment along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for the spring (no shaded) and for the summer (shaded) seasons.

4.3 Benthic macrofauna

For both seasons, benthic macrofauna in the cores incubated was exclusively found at the Sta.1.C and Sta.2.C in the Canche estuary and exclusively, at the Sta.1.A along the Authie transect (Table 6). The benthic macrofauna communities that were identified were mainly dominated by the polychaete *Hediste diversicolor* representing from 52 % (Sta.1.C in summer) up to 100 % of the total benthic macrofauna biomass. On the contrary, benthic macrofauna communities were not monospecific in the lower stations, within the Sta.1.C where some *Oligochaetes spp.* (less than 1% of the total biomass) or *Macoma balthica* (60% of the total biomass) has been found as well as, along the Authie transect, at the Sta.1.A where *Scrobicularia plana* represented 23 % of the total

biomass, while total biomass increased from 0.23 ± 0.21 to 1.92 ± 2.62 g AFDW/m² from spring to summer.

Tableau 6: Mean (\pm SD) density and biomass macrofauna populations found in spring and summer in the Canche and Authie estuaries. Station exempted of benthic macrofauna communities are not shown.

			(ind./m ²)		(g AFDW/m ²)	
			Density		Biomass	
			Spring	Summer	Spring	Summer
Canche estuary	Sta.1C	<i>H. diversicolor</i>	32 \pm 17	14 \pm 12	0.56 \pm 0.20	0.47 \pm 0.50
		<i>Oligochaetes spp.</i>	18 \pm 14	-	0.004 \pm 0.004	-
		<i>S. plana</i>	-	-	-	-
		<i>M. balthica</i>	-	25 \pm 18	-	0.82 \pm 0.97
	Sta.2C	<i>H. diversicolor</i>	237 \pm 7	131 \pm 71	4.86 \pm 1.41	3.75 \pm 3.60
		<i>Oligochaetes spp.</i>	-	-	-	-
		<i>S. plana</i>	-	-	-	-
		<i>M. balthica</i>	-	-	-	-
Authie estuary	Sta.1A	<i>H. diversicolor</i>	46 \pm 42	131 \pm 58	0.23 \pm 0.21	1.92 \pm 2.62
		<i>Oligochaetes spp.</i>	-	-	-	-
		<i>S. plana</i>	-	21 \pm 18	-	0.58 \pm 0.45
		<i>M. balthica</i>	-	-	-	-

4.4 Oxygen and nutrients fluxes at the sediment-water interface

On the total of 56 sediment core incubations, no incubation showed non-significant O₂ flux ($p < 0.10$). Concerning NH₄⁺ fluxes, only one incubation (Sta.2A, in spring) yielded non-significant flux ($p > 0.10$) and finally for NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes, only 12.5 % (6 incubations) were non-significant ($p > 0.10$). Given that all incubations showed a significant oxygen flux toward the sediment, expressed as negative O₂ flux values, we used the common term of Sediment Oxygen demand (SOD). The O₂, NO₃⁻+NO₂⁻, and NH₄⁺ concentrations measured in the in situ sampled water used for incubation experiment as well as the water temperature are given Table 5. Nutrients and O₂ concentrations poorly fluctuated between seasons and between sampling days. Water temperature varied from 12.6 °C in spring to 15.4°C in summer.

The SOD variation along the Canche transect showed a clear spatial gradient, with highest SOD value in Sta.2C, minimal value measured at Sta.1C, while Sta.3C exhibited intermediate SOD value (Figure 37A). No significant difference (Tukey test; $p > 0.05$) was noticed between seasons along the Canche transect. Concerning the Authie transect, in spring, SOD varied, as described along the Canche transect, i.e. from minimal values measured at Sta.1A to a maximum values at Sta.2A, then in the vegetated platform (Sta.3 and Sta.4A). In summer from a maximum SOD value

measured in Sta.1A, O₂ fluxes decreased significantly landward (one-way ANOVA; $p < 0.05$) reaching $2659 \pm 806 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$ at Sta.4A. A significant seasonal difference (Tukey test; $p < 0.05$) has been noticed in Sta.1A where SOD value drastically increased from spring ($474 \pm 97 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$) to summer ($4649 \pm 693 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$).

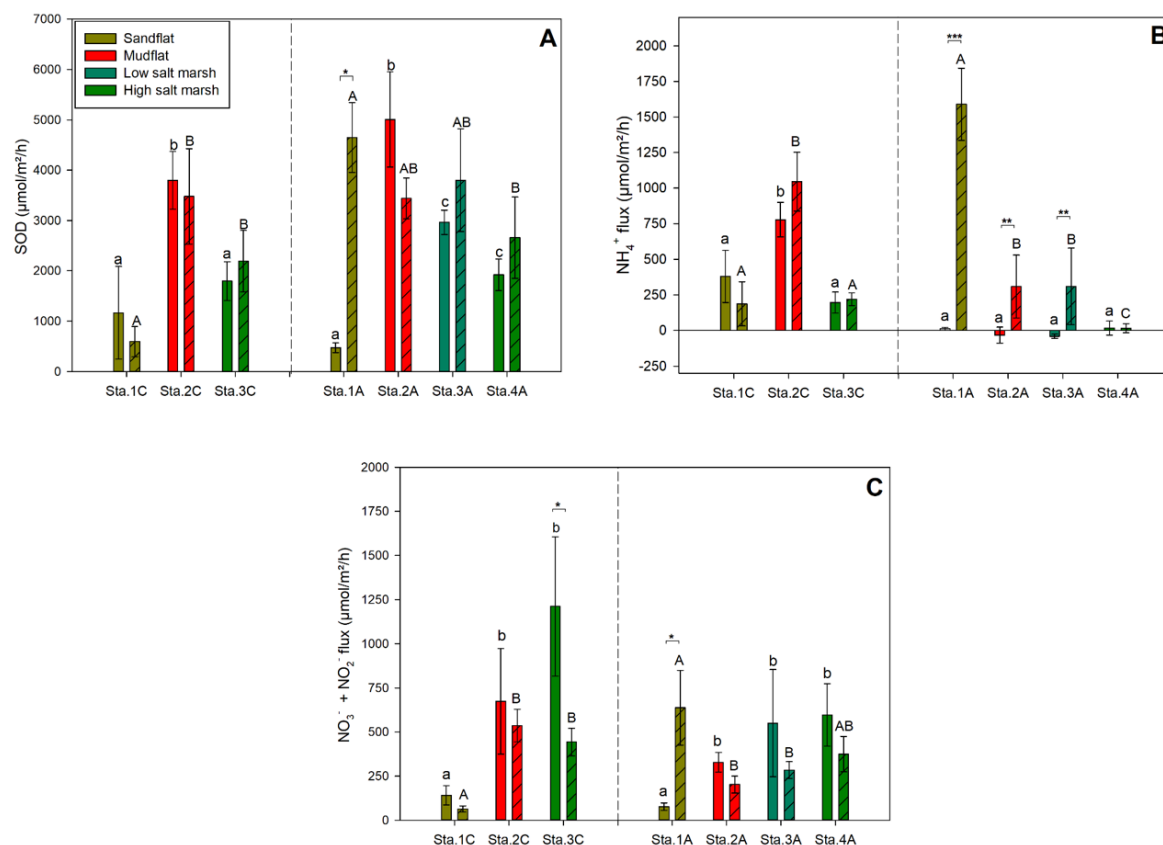


Figure 37: Sediment-water O₂ (A), NH₄⁺ (B), NO₃⁻+NO₂⁻ (C) flux variations along the Canche transect (left) and the Authie transect (right) for spring (no shaded) and summer (shaded).

The NH₄⁺ fluxes varied significantly along the Canche transect (one-way ANOVA; $p < 0.05$) from minimal values measured in Sta.1C and Sta.3C to a significant highest value measured in Sta.2C (Figure 37B). No significant variation (Tukey test; $p > 0.05$) was evidenced between spring and summer at each station. Along the Authie transect, no spatial variation (one-way ANOVA; $p > 0.05$) was observed in spring, but in summer, Sta.1A yielded the highest value while Sta.2A and Sta.3A showed intermediate values, and finally the lowest value was measured in Sta.4A. The seasonal variation was significant (Tukey test; $p < 0.05$) in each station, except at Sta.4A (Tukey test; $p > 0.05$).

The $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes, along the Canche transect, followed the same spatial pattern as described from SOD spatial variation, i.e. minimal value were measured in Sta1.C then highest values were obtained in Sta.2C and Sta3.C (Figure 37C). No significant seasonal variation was noticed, excepted in Sta.3C (Tukey test; $p < 0.05$). Concerning the Authie transect, in spring, the variation of $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes followed the same spatial variation as the one described along the Canche transect. Minimal value was measured in Sta.1A while highest values were measured in Sta.2A, but Sta.3A was not significantly different to Sta.4A. In summer, from a maximum value measured in Sta1A, $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes decreased significantly in Sta.2A and Sta.3A. Sta.4A showed values equaled in the same time to minimal (Sta.2A and Sta.3A) and maximal values (Sta.1A). Only Sta1A showed significant seasonal variation with an increase of $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ flux from spring ($77 \pm 21 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$) to summer ($637 \pm 211 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$) as also observed for SOD values.

4.5 Environmental gradient and benthic forcing parameters

Principal component analysis (PCA) provides a useful insight to describe relationship between parameters and distinguish which parameters are responsible for grouping of stations into the two-dimensional principal component projection.

Multivariate analysis revealed that PC1 (49.4 %) and PC2 (20.2 %) accounted for 69.6 % of the total variance and PC3 still explained 12.2 % of total variance (Figure 38A). The variables D50, CN, porosity, Chl a, OM, cEPS, and surface elevation (Elev.), contributed mostly to the PC1. Concerning the PC2, $\text{F}(\text{NH}_4^+)$ and the total macrofauna biomass (Macrofauna) contributed respectively to 36 % and 31 % while $\text{F}(\text{NO}_3^- + 2)$ (33 %) and WTemp (38 %) contributed to PC3. SOD contributed at the same order to PC1 (31.5 %) and PC2 (38.8 %). The PC1 reflected the gradient distribution of stations along transects with the corresponding spatial trends of sediment properties while PC2 was mostly linked to the total macrofauna biomass and NH_4^+ fluxes.

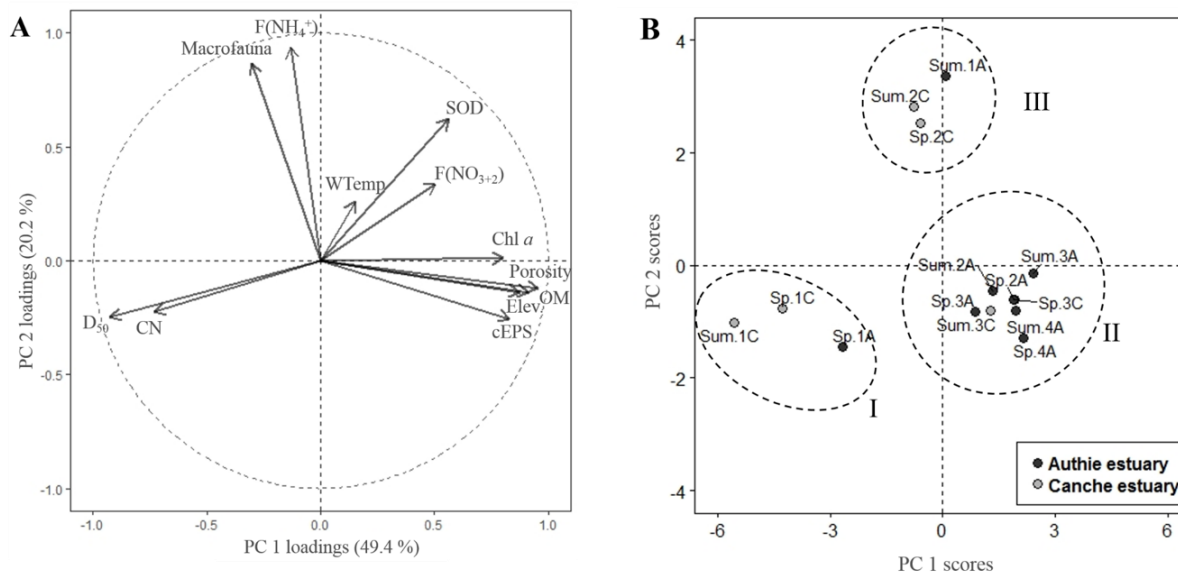


Figure 38: Correlation circle from PCA (A) and projection of stations (B) along the first (PC1) and the second (PC2) principal component from the Canche and Authie estuaries during spring (Sp.) and summer (Sum.) seasons.

In Figure 38B Projection of the 14 stations, in the PC1 versus PC2 dimensions revealed that lower stations (Sta.1C and Sta.1A) were defined as coarse grained sediment, depleted in OM, Chl *a* or cEPS in which SOD and NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes were the lowest (Group I). Upper stations, located in the mudflat of the Authie estuary (Sta.2A) or in the vegetated platform for both estuaries (Sta.3.C, Sta.3A and Sta.4C) were associated (Group II) and were represented as cohesive deposit enriched in OM, cEPS and Chl *a* in which SOD and NO₃⁻+NO₂⁻ fluxes were important. Finally, the mudflat station in the Canche estuary for both seasons (Sp.2C and Sum.2C) and the lowest station in the Authie estuary during summer (Sum.1A) constituted the group III and were separated from the other stations especially due to their high NH₄⁺ fluxes but also to their non-negligible total macrofauna biomass

Tableau 7: Results of stepwise regression analysis for SOD, NO₃₊₂⁻ and NH₄⁺ fluxes, using sediments properties. Analysis was performed on all stations and both seasons (n = 14)

Dependent variable	Predictors	R ²	FIV	p
SOD	D ₅₀ , Elevation	0.74	3.81	< 0.001
F(NO ₃₊₂)	D ₅₀	0.44	-	0.021
F(NH ₄ ⁺)	Macrofauna	0.57		0.002

A stepwise regression analysis including all physical, chemical and biological sediment properties revealed that D_{50} and surface elevation accounted for the majority of the variance in SOD ($R^2 = 0.74$; $p < 0.001$; Table 7). D_{50} accounted for 44 % for the majority of the variance in $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes ($R^2 = 0.44$; $p < 0.021$). Concerning NH_4^+ fluxes, total macrofauna biomass has been noticed as the best predictor, accounting for 57 % of the variance in NH_4^+ fluxes ($R^2 = 0.57$; $p < 0.01$).

5 DISCUSSION

5.1 Distribution and bulk properties of sedimentary types along transects

Along both estuarine transects, the characteristics of surface sediments were described through sedimentary, organic and biological properties, hence permitting to define the mosaic of sedimentary types sampled during this study.

The spatial distributions of sedimentary types along transect reflects a vertical sequence from sand flats, mudflats and salt marshes (French 2019). The sequential phase occurring between the two estuaries are different in terms of elevation profile and vegetation. In the Authie estuary, the limited elevation variation in combination with the existence of a pioneer zone for marsh halophyte plants with sparse stands of *Spartina anglica* and *Salicornia europaea* (Table 5; Figure 32) might testify to a seaward progradation of the salt marsh as noted in other coastal environment as the Raahede salt marsh platform located on the coast of the Wadden Sea (Pedersen & Bartholdy 2007). In contrast the Canche estuary exhibits a stair-like bed elevation profile marked by a micro cliff between the mudflat and the salt marsh dominated by *Halimione portulacoides* as already observed in the Severn estuary, U.K (Allen, 1992). This evidence may result from the erosion of the salt marsh during spring tides consecutive to waves attack enhanced by the proximity of the channel, as also observed in Morecambe bay, U.K (Pringle, 1995).

A “fining upward” pattern (Gao 2019) defined the spatial variation of grain size distribution, with sediments dominated by sand near the tidal channel (Sta.1C and Sta.1A in spring) then dominated by clay and silts in mudflats (Sta.1A in summer, Sta.2C and Sta.2A) and salt marshes (Sta.3.C, Sta.3A, Sta.4A). This sedimentary sequence corresponded to a landward increase of OM, with a negligible fraction in sand flat, an OM enrichment in finer sediments

reaching maximum values in vegetated stations of the salt marsh. The range of D_{50} and OM observed are in good agreement with previous data available in the Canche and the Authie estuaries (Marion et al. 2009, Armynot du Châtelet et al. 2009). As exhibited from PCA results along the PC1, an environmental gradient in the Canche estuary is well established along the stair-like bed elevation profile (Figure 32). In contrast, no strong variation from bulk properties allowed to clearly distinguish sedimentary types in the Authie estuary, especially in summer. The opposing trend between OM and D_{50} ($R = -0.80$; $p < 0.05$) emerged as a consequence of bed elevation and of halophytic vegetation which both influence the capability of tidal flows to transport particles and to erode surficial sediment (Yang et al. 2008, Roner et al. 2016) in combination with preferential organic matter sorption on finer particles (Mayer 1994, Keil et al. 1994, Adams & Bustin 2001). Moreover aerial and underground (roots and rhizomes) halophytic vegetation biomass contributes to significant amounts of organic matter in surface sediments of salt marshes (Pasternack & Brush 2001, Wang et al. 2003). From spring to summer no strong distinction has been observed in terms of grain size distribution in the surface sediment of both transects, except at Sta1.A. At this station, a drastic decrease of D_{50} combined with a marked OM enrichment suggested that a siltation has turned the surface sediment from sand covered with a thin silt/clay coating to a consequent mud layers sediment (Figure 33A). As demonstrated by Deloffre et al. (2007) in the Authie estuary, the sedimentation in low hydrodynamic environments (e.g. open mudflat) follow the rhythm of semi lunar cycles, and the embankment adjacent to the Sta.1A might act as a protective barrier (Figure 31), the sedimentation in this sheltered environment occurring periodically during spring tides. This sedimentary phenomenon resulted in a shift of Sta.1A from group I (in spring), composed exclusively of OM depleted sandy stations, to group III (in summer) composed by muddy stations inhabited by a benthic macrofauna community (Figure 38B).

5.2 Distribution of benthic macrofauna and microalgae along transects

The chlorophyll *a* content is a proxy commonly used for the estimation of the total living micro-algal biomass including phytoplankton deposited on sediments via suspended particle matter and the microphytobenthos developed in superficial sediments of tidal environments (Blanchard et al. 1996, MacIntyre & Cullen 1996). Concentrations of Chl *a* measured in surface sediments after be converted in mg Chl *a*/m² were in range of values found in Ems-Dolard Estuary

(Netherland; (Colijn & De Jonge 1984) or in temperate tidal marshes as in the Blackwater Estuary (Essex, U.K.; Underwood 1997) or as in the Bay of Fundy (U.S.A; Hargrave et al., 1983) but was higher than those measured in other study carried out in a mudflat located the Canche estuary as reported in (Denis et al. 2012). The chlorophyll *a* variation in the surface sediment indicated that the MPB was not homogenously distributed along both transects with a peak of MPB biomass in mudflats and salt marshes in contrast to low biomass measured in permeable deposits (Figure 34). As evinced from PCA analysis, along the PC1 the opposition of both Chl *a* content and D_{50} or the vicinity of Chl *a* and porosity showed a dependency of the MPB with the structure of the surface sediment (Figure 38A). Indeed the distribution of MPB along transects is mainly regulated by mud accumulation in surface sediments (van de Koppel et al. 2001, Orvain et al. 2012). The grain size effect on MPB biomass leads to different assemblages with epipsammic or epipellic diatoms causing variation in MPB biomass (Ubertini et al. 2015). The absence of significant link between D_{50} and Chl *a* from our data may be attributed to the micro heterogeneity exhibited by MPB assemblages (Underwood & Kromkamp 1999). The halophytic vegetation has already been observed as a significant source of Chl *a* in the surface sediment (Brotas & Plante-Cuny 1998) and its coverage might also influences microalgae biomass by decreasing the hydrodynamic forcing at high tide on surficial sediments, thereby preventing sediment resuspension but also surficial desiccation during warmer months (Underwood 1997, McKew et al. 2011). On the contrary, the shading effect of stems and leaves strongly reduces solar radiation at the surface of sediments underlying halophytic vegetation, consequently decreasing the photosynthetic activity of benthic microalgae adapted to shading (Underwood, 1997).

The cEPS values obtained along both transect were in concordance with the other studies focusing on several EPS fractions in Marenne Oleron bay (Pierre et al. 2012, 2014) or in Colne estuary (Hanlon et al. 2006). As observed in other tidal environments (Staats 2001, Pierre et al. 2014), a significant relationship linking cEPS with Chl *a* ($n = 14$; $p < 0.01$; $R^2 = 0.48$) suggests that cEPS were mainly secreted by benthic microalgae located in surface sediments and the amount of cEPS might directly depend on MPB biomass. But in salt marsh environments this link is obviously significant due to stations covered by halophytic vegetation. Although Underwood (1997), from a salt marsh transect, found that different assemblages of microalgae do not exudate the same amounts of colloidal EPS, due to the bed elevation in association with halophytic coverage.

The estuarine benthic macrofauna observed along both transects is typical of north western European tidal environments with dominance of small infaunal deposit feeders (Hayward & Ryland 2017), i.e. the polychaete *Hediste diversicolor*, turbificid oligochaetes and bivalves species such as *Scrobicularia plana* and *Macoma balthica*. In the Canche estuary, two common macrobenthic assemblages were found, one composed exclusively by *Hediste diversicolor*, one of the most abundant species encountered in mudflat sediments (Scaps 2002), found in the mudflat (Sta.2A) for both seasons, and in spring in the sandflat station (Sta.1C). The second macrobenthic assemblage corresponded to the “*Macoma balthica* community” (Petersen 1913) which commonly occurs in estuarine sediment with medium to fine sand that may be enriched with silt/clay particles (Desroy 2003). In the Authie estuary, only Sta1.A was inhabited by benthic macrofauna assemblage which was composed in spring, exclusively by a *Hediste diversicolor* population. In summer this station demonstrated an increase of the *Hediste diversicolor* population and a colonization of sediments by *Scrobicularia plana*, both resulting in almost a 10-fold increase of total macrofauna biomass (from 0.23 ± 0.21 to 1.92 ± 2.62 g AFDW/m², Table 6). This increase may be attributed to the annual recruitment occurring for *Scrobicularia plana* (Verdelhos et al. 2011) and *Hediste diversicolor* (Gillet & Torresani 2003) in spring and summer in combination with the strong siltation occurred at this station providing a more suitable habitat for these two species (Hughes 1970, van der Wal et al. 2008). From the PC2 exhibited in PCA results, a clear distinction between stations inhabited by the macrofauna (group III) and the other stations (group I and II) was observable (Figure 38B).

5.3 Aerobic and anaerobic respiration at the sediment-water interface along tidal gradient

Aerobic respiration and anaerobic respiration measured from nutrient fluxes clearly showed a spatial pattern along the tidal gradient with permeable stations defined by lowest SOD and $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes while cohesive sediments showed the highest SOD and high $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes. Such results are noticed from the stepwise regression analyses showing that SOD and $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes are significantly dependent to D_{50} (Table 7). The NH_4^+ flux variation described less clear pattern along transect and between both seasons due to the significant dependency of NH_4^+ fluxes to the total benthic macrofauna biomass as evinced from the stepwise regression and PCA analysis (Table 7 ; Figure 38). The PCA analysis from bulk properties and aerobic and

anaerobic processes rates demonstrated that stations along the tidal gradient in the Canche and the Authie estuaries are discriminated according three sediment types : permeable sediment (group I), cohesive sediments principally located in the marsh platform (group II) and finally cohesive sediment colonized by macrofauna communities (group III). In such configuration, the results obtained from our study will be discussed according to these three types of sediments. For all three sediment types, our data are in good agreement with other coastal environment studies as reported Table 8 for SOD values, or concerning nutrient fluxes as reported in Asmus et al. (2000).

Tableau 8: Sediment oxygen demand values (SOD) measured during immersion period in dark conditions in various tidal sedimentary flats located in comparable coastal environments (North America and Western Europe) and corresponding tidal environment and regime, sediment type, season, bottom water temperature and carbon organic content (C_{org}) in surface sediments.

Table 4. Sediment oxygen demand values (SOD) measured during immersion period in dark conditions in various tidal sedimentary flats located in comparable coastal environments (North America and Western Europe) and corresponding tidal environment and regime, sediment type, season, bottom water temperature and carbon organic content (C_{org}) in surface sediments.

Location	Study area	Tidal environment	Tidal regime	Sediment type	Season	Bottom water temperature (°C)	C_{org} (% dry wt)	SOD ($\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$)	Reference
Western Europe	Thau Lagoon, France	subtidal	microtidal	sand	spring	14	-	130	Thouzeau and al. (2007)
Western Europe	Thames Estuary, U.K.	subtidal	macrotidal	sand	spring	14	0.9	2260	Trimmer and al. (2000)
Western Europe	North Sea coast, Netherland	intertidal	microtidal	sand	summer	14	0.4	395	Andersen and Helder (1987)
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	sand	spring	12	0.8	1100	Rauch and Denis (2008)
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	sand	spring	13		1169±916	this study
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	sand	summer	15		598±300	this study
Western Europe	Authie estuary, France	intertidal	macrotidal	sand	spring	11		474±97	this study
Western Europe	Thames Estuary, U.K.	subtidal	macrotidal	silt/clay	spring	14	3.4	3710	Trimmer and al. (2000)
Western Europe	Palmones River Estuary, Spain	intertidal	microtidal	silt/clay	spring	18	2.4	3025	Clavero and al. (2000)
Western Europe	Palmones River Estuary, Spain	intertidal	microtidal	silt/clay	summer	19	2.1	2800	Clavero and al. (2000)
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	silt/clay	spring	12	2.8	1700	Rauch and Denis (2008)
Western Europe	Westerschelde Estuary, Netherland	intertidal	macrotidal	silt/clay	summer	15	-	1600 - 2300	Gribsholt and Kristensen (2003)
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	silt/clay	spring	14		3799±570	this study
Western Europe	Canche estuary, France	intertidal	macrotidal	silt/clay	summer	15		3479±947	this study
Western Europe	Authie estuary, France	intertidal	macrotidal	silt/clay	spring	12		5005±944	this study
Western Europe	Authie estuary, France	intertidal	macrotidal	silt/clay	summer	16		3031 - 5342	this study
North America	White Oak Creek, Georgia	salt marsh	microtidal	<i>S. alterniflora</i>	spring	-	-	1400 - 1700	Cai and al. (1999)
Western Europe	Westerschelde Estuary, Netherland	salt marsh	macrotidal	<i>S. anglica</i>	summer	15	-	1000 - 1400	Gribsholt and Kristensen (2003)
Western Europe	Authie estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>S. anglica</i>	spring	15		2965±243	this study
Western Europe	Authie estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>S. anglica</i>	summer	16		3801±1020	this study
North America	Chesapeake bay, Virginia	salt marsh	macrotidal	<i>S. alterniflora</i>	spring	-	-	2400	Rizzo and Wetzel (1985)
Western Europe	Venice Lagoon, Italy	salt marsh	microtidal	<i>H. portulacoides</i>	spring	15	-	3750	Erikson and al. (2003)
Western Europe	Canche estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>H. portulacoides</i>	spring	13		1797±384	this study
Western Europe	Canche estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>H. portulacoides</i>	summer	15		2193±611	this study
Western Europe	Authie estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>H. portulacoides</i>	spring	11		1922±314	this study
Western Europe	Authie estuary, France	salt marsh	macrotidal	<i>H. portulacoides</i>	summer	16		2660±806	this study

5.3.1 Permeable sediments

The permeable sediments in the Canche (Sta.1C for both seasons) and the Authie estuaries (Sta.1A during spring) have low aerobic and anaerobic OM mineralization rates as evinced from low SOD, $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ and NH_4^+ fluxes (Figure 37A, B, C). As describe before, these deposits are subjected to high hydrodynamic forcing which do not allow an accumulation of finer grains as OM particles which are re-suspended from strong tidal currents. The low amounts of OM (0.6 – 2.0 %) deposited in permeable sediments induce low aerobic and anaerobic OM mineralization rates given OM mineralization processes are depend partially to the abundance of OM available fuelling microbial mineralization activities (Arnosti & Holmer 2003). Moreover in such high hydrodynamic environments, coarse grain sizes limit the microbial colonization of the surface sediment reducing the capability of the sediment to mineralize OM fraction throughout microbial activities (Dye 1981, Hubas et al. 2006). In comparison to a previous study carried out in a sandy station located in the Canche estuary measuring at sediment-water interface SOD ($1100 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$), NH_4^+ ($80 - 150 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$) and $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ ($-30 - 6 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$) fluxes, our values are in good agreement, except for $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ fluxes.

In our study, this distinction results from more intense nitrification than denitrification processes due to (1) the facilitated O_2 penetration in permeable sediment (Boudreau, 1996; Rusch and Huettel, 2000), (2) the availability of dissolved NH_4^+ in interstitial water (not measured here) and especially due to (3) the low concentrations of $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ measured in the water column during sampling days (Tableau 1) which enhance the release of $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ from the sediments towards the water column (Hansen et al., 1981). Finally permeable sediments poorly contribute to the global OM mineralization at the transect scale in comparison to upper stations define as cohesive sediments.

5.3.2 Cohesive sediments

Upper stations along the tidal gradient in the Canche (Sta.2C, Sta.3C) and the Authie estuaries (Sta.1A in summer, Sta.2A, Sta.3A, Sta.4A for both seasons) are subject to lower hydrodynamic forcing leading to the deposition of finer particles ($< 63 \mu\text{m}$) and resulting in OM enrichment and the colonization of MPB communities in surface sediments (Figure 33 and 34). At these stations, the high OM availability in surface sediment fuels microbial communities leading

to high consumption of electron acceptors as O_2 , via aerobic mineralization pathway, or NO_3^- via denitrification activity. Moreover as shown in Figure 38B, in muddy stations in which benthic microalgae communities are well established, the surface sediments are enriched in cEPS which is well recognized as a high quality carbon organic source for heterotrophic bacteria (Decho 2000, Hofmann et al. 2009, Pierre et al. 2014). The qualitative dimension of the OM has been recognized as an important factor influencing OM mineralization rates in sediments (Arnosti and Holmer, 2003; Hedges et al., 1988; Pastor et al., 2011).

Nonetheless in cohesive sediments (characterized by high porosity values; Figure 33B), the low permeability limits the diffusive transport at the sediment interface, leading to limited O_2 diffusive transfer from the saturated water column towards the sediments, thereby inducing a limited O_2 availability in surface sediments (Rasmussen and Jørgensen, 1992). Such redox conditions enhance anaerobic OM mineralization activities, resulting in higher consumption of O_2 , in addition to aerobic OM mineralization to oxidize reduced anaerobic end-members accumulated in surface sediments, but also resulting in higher consumption of NO_3^- via denitrification, as anaerobic OM mineralization pathway. But, in mudflat and salt marsh stations, $NO_3^-+NO_2^-$ fluxes are positive, hence reflecting a dominance of nitrification processes (production of NO_3^- from NH_4^+) rather than denitrification (consumption of NO_3^-). This phenomenon might be the consequence of the O_2 production from MPB but also of O_2 diffusion in salt marsh stations from the roots of halophytes, hence supporting nitrification and decreasing the diffusion distance between oxic layers of nitrate production and anoxic layers of nitrate consumption (Hamersley and Howes, 2005; Petersen and Jensen, 1997; Rysgaard et al., 1995). This biological influence leads to a strong oxidation of NH_4^+ accumulated in surface sediments and finally to the low release of NH_4^+ and, on the contrary, to the high releases of NO_3^- and NO_2^- from sediments also enhanced due to the low NO_3^- and NO_2^- concentrations in the water column (Table 5). Thus this biotic factor leads to high positive $NO_3^-+NO_2^-$ fluxes measured in mudflats and salt marshes but also leads to low NH_4^+ fluxes exclusively in station located in the vegetated platform or in mudflat stations uninhabited by benthic macrofauna communities (Sta.2A).

The higher release of NH_4^+ measured in mudflat stations colonized by macrofauna communities is due to bioturbation processes, i.e. sediment reworking and irrigation (Kristensen et al., 2012). Through bioturbation processes macrofauna activities directly affect the OM

mineralization, switching redox conditions in sediments (Aller, 1994; Sun et al., 2002). In particular, the sediment interface is increased by burrowing activity creating oxic/anoxic interface (Aller, 1982; Kristensen, 2000) and in addition solute exchanges between sediments and the overlying water is enhanced by worm ventilation activity (Aller, 2001; Fenchel, 1996), as realized from the polychaete worm *Hediste diversicolor* which is mainly dominating benthic macrofauna diversity and biomass in these stations (Table 6). Moreover the burrowing activity induces sediment reworking and allows the translocation of fresh OM from the surface sediment to deeper layers in the sediments (François et al., 2002) fueling bacteria communities located in anoxic layers. In consequence in these mudflat stations, NH_4^+ releases are enhanced due to (1) the increase OM mineralization activities, (2) higher solute exchanges between sediment and water column but also to (3) direct NH_4^+ releases from macrofauna metabolism in burrows and in the water column (Asmus et al., 2000; Henriksen et al., 1983; Kristensen and Hansen, 1999). Despite the absence of significant correlation between SOD and total macrofauna biomass, it may be supposed that the higher SOD measured in mudflat station colonized by macrofauna communities result from bioturbation processes in these sediments and also from the macrofauna respiration (Glud, 2008).

In addition to the biological factors, surface elevation was demonstrated to influence significantly SOD (Table 7). Indeed by not taking into account biological and OM-related factors, upper sediments, as salt marsh stations, are less frequently and durably inundated than mudflat stations located lower along tidal gradient. Thus salt marsh stations are more exposed to oxidizing atmosphere than mudflat stations leading to less reduced end-members accumulation in sediments thereby partly explaining lower SOD in comparison to more inundated mudflat sediments. This phenomenon is particularly noticeable in the Canche estuary where the 'stair-like' profile induces more difference in terms of residence time and tidal intrusion frequency between mudflat and salt marsh stations than in the lower slope profile measured in the Authie estuary, more precisely between mudflat and low salt marsh station. This results has already been observed along a tidal gradient located in the Waterscheld estuary (Netherland ; Gribsholt and Kristensen, 2003).

Temporal dynamic of oxygen and nutrient concentrations but also temperature in the water column were commonly suggested being regulators of sediment-water exchange rates

(Boynton et al., 2018; Grenz et al., 2000; Middelburg and Levin, 2009; Rysgaard et al., 1994). In our study, temperature variation in the water column was limited, varying from 12.6 °C to 15.4 °C (mean values) from spring to summer and could not explain the seasonal variability of benthic processes observed along the Authie transect (Sta.2A and Sta.3A) from NH_4^+ releases from sediments or in the lowest station located in the Authie estuary (Sta.1A) from the significant SOD and nutrient fluxes seasonal variation. The same observation can be made from nutrient and O_2 concentrations in the water column given the limited seasonal variation of those parameters. The seasonal variation of NH_4^+ fluxes observed in Sta.2A and Sta.3A could be explained as dependent to MPB influence on nitrification-denitrification coupling as described from Rysgaard et al. (1995), demonstrating that during low $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ concentrations in the water column (as observed in our study), MPB acted as a sink of NH_4^+ , restricting NH_4^+ releases in the water column. Nevertheless, our data showed contradictory phenomenon, i.e. higher releases of NH_4^+ from sediments while MPB biomass, expressed from Chl *a* content, increased significantly between spring and summer in both stations (Figure 34). Concerning only low marsh station (Sta.3A), seasonal variations of NH_4^+ were supposed to originate from the sparse colonization of *Spartina anglica* in sediments resulting in high variation of root-dependent influence on O_2 and nutrient sediment-water exchanges, but also from higher N-uptake as NH_4^+ during the spring growth season (Hamersley and Howes, 2005; Valiela et al., 1976). Such phenomenon was not observable in high marsh stations considering that *Halimione portulacoides* growth was slow in contrast to juvenile stands of *Spartina anglica* dominating the low marsh stations in the Authie estuary.

The lowest station in the Authie estuary (Sta.1A) has been subjected to a strong siltation that occurred between spring and summer, turning low reactive permeable sediments into high reactive cohesive sediments as evidenced from increase of water-sediment exchanges rates (Figure 37A, B and C). Such transformation could be explained by enrichment in OM and highly labile carbon source, as cEPS, but also by the increase of the total macrofauna biomass in the surface sediment influencing sediment-water exchanges rates. Such transformation is supposed to originate from the human management such as the semi-immersed rocky dike in which the Sta.1 is located on the top. As described in Voltz et al. (submitted), such human management coupled to the vicinity of the main channel induce sheltered environment in which low resuspension of finer particles is prevented from erosive events.

5.3.3 Implication of estuarine habitats in sedimentary OM mineralization budget

Based on respiratory quotient of 0.85 of O₂ consumed for each mole of sedimentary organic carbon (OC) respired (Denis and Grenz, 2003) we convert our SOD measurements (in μmol O₂/m²/h) into OC mineralization rates (mg C/m²/h) in order to construct a budget of mineralization processes. Throughout both campaigns, SOD did not vary significantly (Figure 37), thereby SOD values were averaged in each station, except in Sta.1A, due to the strong siltation, defined as a permeable station in spring and as a mudflat station in summer. In the Canche and Authie estuaries, sand flat stations mineralize respectively 9.0±4.1 and 4.8±1.0 mg C/m²/h, while in cohesive sediments such as mudflat stations, mineralization rates are the highest with 37.1±2.3 and 44.5±8.4 mg C/m²/h. In high marsh stations, mineralization rates reach 20.3±2.9 and 23.4±5.3 mg C/m²/h while low marsh station in the Authie estuary demonstrate mineralization rate equaled to 34.5±6.0 mg C/m²/h. From our data, we are able to forecast in the future, OM mineralization budget from surface elevation and grain size distribution. Such finding is important to consider given that the Authie estuary is subject to transformation along the tidal gradient of sediment types as the significant progradation of the salt marsh observed on the north shore (Voltz et al. 2020, submitted) but also from the strong siltation in low part of the transect. To improve the budget of carbon mineralization in such multifaceted environments, it would be interesting from remote sensing data to map sediment types (Kaplan and Avdan, 2018; Yang and Guo, 2019) in order to taking into account the surface of each sediment types in the carbon budget quantification as realized in Rauch and Denis (2008).

6 CONCLUSION

The main goal of this study was to investigate the role the Canche and the Authie estuaries defined respectively as steady state and prograding state on the OM mineralization. This study is innovative because it was conducted in all sediment types encountered from near subtidal to upper intertidal stages, allowing to evidence general trends explaining O₂ and nutrient sediment-water exchange rates at the ecosystem scale. The Canche and Authie estuaries are marked by a strong spatial variability along tidal gradient expressed from the sedimentary texture, quality and quantity of OM deposited at the surface sediment, macrofauna and MPB distribution, but also (not

quantified here) the presence of halophyte plants. Such spatial variations are mainly controlled by the location along tidal gradient implying different hydrodynamic environments but also frequency and duration of tidal intrusion. This mosaic of sediment types as permeable sediment, mudflat station colonized by macrofauna communities and salt marsh stations resulted in a significant spatial variation of O_2 and nutrient sediment-water exchange rates along tidal gradients. Permeable sediments located in lower locations along the tidal gradient are identified as low biogeochemical reactor in comparison to cohesive sediments located in upper tidal stages as mudflats and marsh platforms, in which O_2 and nutrient sediment-water exchange rates are enhanced mainly from physical properties of the surface sediments but also from quantitative and qualitative OM dimensions. Nevertheless this pattern is not only driven from physical and organic properties in the surface sediments but also from biological factors. It has been evidenced from a statistical approach that total macrofauna biomass influence significantly OM mineralization as expressed from higher NH_4^+ releases while tidal distribution of MPB and halophyte plants influence the nitrification-denitrification coupling but also SOD. The limited water-column nutrient concentrations during spring and summer periods induce particular importance of sediments as source of nutrients (NO_3^- and NO_2^-) supporting primary production in the Canche and the Authie estuaries. Future work on multifaceted macrotidal estuarine systems will require a detailed attention to the relative contribution of sediment processes in the monitoring of O_2 as proxy of OM mineralization.

Chapitre 4 – Facteurs biotiques et abiotiques contrôlant la demande en oxygène du sédiment et les flux de nutriments durant l'immersion et l'émersion dans deux estuaires macrotidaux le long de la côte d'Opale (Canche, Authie)

CHAPITRE 5

Mesure des flux de CO₂ à l'émergence : la chambre benthique LI-8100



Les études qui s'intéressent à la minéralisation benthique utilisent principalement les mesures de flux d'O₂ et/ou de CO₂ à l'interface sédimentaire (Middelburg et al. 2005). Dans le but d'établir un bilan de minéralisation à l'échelle d'un environnement intertidal, il est crucial de déterminer les taux de minéralisation benthique à l'immersion et à l'émergence étant donné les différences des taux de minéralisation entre ces deux conditions (Gribsholt & Kristensen 2003). Cette approche est présentée, utilisant la chambre benthique LI-8100 (LI-COR Biosciences, Inc, Nebraska, E.U.A) acquise durant l'année 2018 à travers le projet MARCO. Ce volet vise à déterminer, lors des périodes d'émergence, les taux de minéralisation benthique. Cette approche s'appuie sur la mesure des flux totaux de CO₂, par incubation *in situ* dans des conditions dites « au noir ». Les flux totaux de CO₂ mesurés à l'interface sédiment/air permettent alors d'évaluer la minéralisation benthique totale (aérobie et anaérobie) sous l'hypothèse que les processus de précipitation et de dissolution des carbonates soient négligeables (Faber et al. 2012). Comme nous le verrons la mesure des flux de CO₂ dans le but de quantifier les taux de minéralisation benthique est une approche complexe étant donné que l'intensité des échanges de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère n'est pas seulement dépendante des processus de l'activité de la minéralisation aérobie et anaérobies et des conditions physico-chimiques (par exemple alcalinité, température...) de l'eau interstitielle mais aussi, dans le cas des sédiments des prés salés, des mécanismes issus de la présence et de l'activité des halophytes (racine, métabolisme; Davoult et al., 2004; Faber et al., 2012; Gribsholt and Kristensen, 2003; Klaassen and Spilmont, 2012; Kristensen et al., 1995; Middelburg et al., 2005).

1 PRÉSENTATION DE LA CHAMBRE BENTHIQUE LI-8100

1.1 Principe de la mesure des flux de CO₂ par incubation *in situ*, au noir, du sédiment

L'utilisation des chambres benthiques dans le but de mesurer l'émission de gaz du sol/sédiment vers l'atmosphère ou la colonne d'eau a été réalisée depuis de nombreuses décennies (Lundegårdh 1927, Reiners 1968, Ryden et al. 1979). Les chambres benthiques sont utilisées selon deux méthodes pour mesurer des flux à l'interface sédimentaire (Livingston & Hutchinson 1995, Davidson et al. 2002) :

à l'état d'équilibre, le flux est calculé à partir d'un flux d'air permanent, transitant dans l'atmosphère, à l'équilibre avec le sédiment, de la chambre benthique ; la différence de concentration de CO₂ de l'air entre l'entrée et la sortie de la chambre benthique détermine le flux de CO₂.

à l'état transitoire, le flux est calculé à partir de l'augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère de la chambre benthique.

La chambre benthique LI-8100 est une chambre semi-fermée, opaque, qui utilise la méthode à « l'état de non-équilibre » pour mesurer les flux de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère. Au cours d'une période d'incubation, la mesure en continu de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère de la chambre permet finalement de déterminer le flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère, à partir de l'équation suivante :

$$F_c = \frac{10VP_0(1 - \frac{W_0}{1000})}{RS(T_0 + 273,15)} * \frac{\delta C'}{\delta t}$$

Avec F_c le flux total de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère de la chambre (en $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2/\text{s}$) ; V , le volume total de la chambre, de l'IRGA (*Infrared gas analyzer* : système de mesure de la concentration en CO₂ par absorption de rayonnement infrarouge) et des tubulures (en cm^3) ; P_0 , est la pression atmosphérique dans la chambre (en kPa) ; R , est la constante des gaz parfait ($8,314 \text{ Pa}\cdot\text{m}^3/\text{K}/\text{mol}$) ; W_0 , est la fraction en vapeur d'eau de l'air au temps initial (en mmol/mol) ; S est la surface de la chambre (cm^2), T_0 est la température de l'air dans la chambre (en °C) ; $\frac{\delta C'}{\delta t}$, est l'évolution exponentielle de la concentration en CO₂ au cours du temps corrigée de la dilution due à la vapeur d'eau de l'air (en $\mu\text{mol}/\text{mol}$).

1.2 La chambre benthique LI-8100

La mesure *in situ* du flux total est réalisée à l'aide d'une chambre benthique automatisée semi-fermée opaque (volume : 4,2 l) combinée à un système non dispersif d'analyseur de CO₂ par absorption infra-rouge de type IRGA (LI-8100A, LI-COR Inc., USA ; Figure 39) avec une erreur analytique inférieur à 1 ppm (Biosciences 2015). L'air chargé en CO₂ est aspiré de la chambre

benthique (1,7 l/min) vers l'analyseur IRGA, contenu dans une mallette étanche de terrain. L'air passe au préalable à travers des filtres de dessiccation d'air afin d'éviter toute dilution du CO₂ due à quantité de vapeur d'eau trop importante générée par l'évapotranspiration du sédiment lors de l'incubation. Après passage de l'air chargé en CO₂ dans l'analyseur IRGA, l'air est renvoyé dans la chambre benthique permettant de maintenir une pression atmosphérique naturelle, lors de la période d'incubation, assistée par la présence d'une fente (évent) au sommet de la chambre.

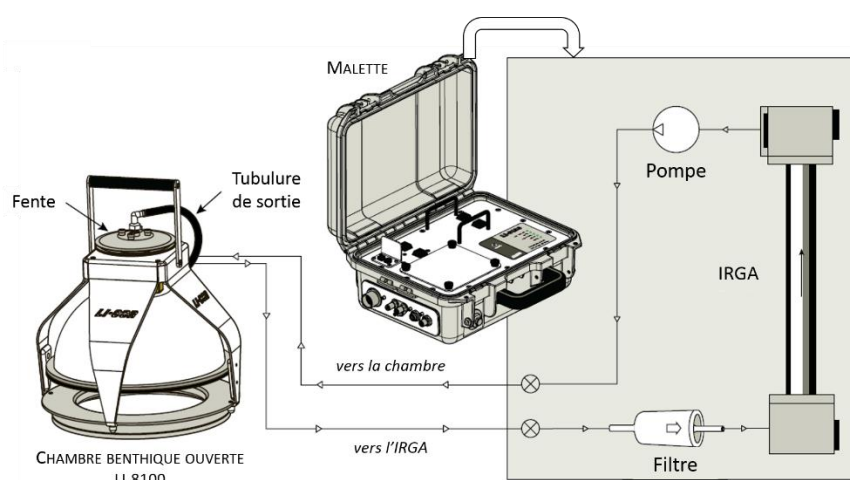


Figure 39 : Dispositif d'incubation *in situ* de mesure en continu de flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère : chambre benthique LICOR LI-8100 couplé à un analyseur en CO₂ de type IRGA (Madsen et al. 2009; modifié)

Des embases en PVC (20 cm de diamètre et 11,4 cm de hauteur) sont utilisées pour installer la chambre benthique à la surface du sédiment et assurer l'étanchéité du continuum sédiment - chambre benthique. Un cycle de mesure est initialisé lorsque la chambre benthique est positionnée sur une embase par un opérateur. Une première phase de purge est réalisée, permettant la vidange de l'ensemble du système constitué de la chambre benthique, des tubulures et de l'analyseur infra-rouge. Après la vidange du système, la chambre se ferme automatiquement, à l'aide d'un système pneumatique assurant l'étanchéité de la chambre benthique lors de l'incubation. Une mesure en continu (toutes les 1 s) de la concentration en CO₂ de l'atmosphère de la chambre est réalisée pendant une période d'incubation de 2 minutes. Pour convertir la pression partielle en CO₂ de l'air emprisonné dans le système d'incubation en $\mu\text{mol CO}_2$, la pression atmosphérique et la température de l'air sont mesurées en continu lors de l'incubation. De plus,

la quantité de vapeur d'eau est aussi enregistrée, permettant d'exprimer la mesure de la concentration en CO₂ en mol d'air sec ($\mu\text{mol/mol}$) et finalement de corriger la mesure du flux de CO₂ par une dilution éventuelle de la concentration en CO₂ due à la vapeur d'eau. Une mesure de la température du sédiment par une sonde de température (6000-09TC, Omega Engineering Inc., Norwalk, Connecticut, E.U.A) et du contenu en eau par une sonde GS1 (Decagon, Devices Inc., E.U.A.) est réalisée en parallèle respectivement sur les 15 et 5 premiers centimètres de la colonne sédimentaire (ceci correspond à la longueur des capteurs à pénétration insérés dans le sédiment). Les données, d'abord sauvegardées sur une mémoire interne présente dans la mallette de terrain (Figure 39), sont transférées pour le calcul de flux à partir du nuage de points à l'aide du logiciel SoilFluxPro version 4.0.1 (2015 LI-COR Biosciences, Inc, Nebraska, E.U.A.). Ce logiciel permet de visualiser l'évolution temporelle de la concentration en CO₂ durant les 2 minutes de mesures en continu et ainsi de s'assurer de la bonne représentativité du modèle exponentiel. La qualité de la représentation du nuage de points selon un modèle exponentiel est quantifiée selon l'indice R². Les mesures pour lesquelles l'indice R² est inférieur à 0,8 sont exclues.

De manière à mesurer la variation de concentration en CO₂, toute perturbation induite par la chambre benthique doit être limitée pour conserver des conditions naturelles. La mesure de la concentration en CO₂ à partir d'un système de type IRGA comporte un avantage principal en comparaison par exemple de la méthode du piège alcalin : la rapidité de mesure de la concentration en CO₂ dans l'air (1 seconde). Cette rapidité de mesure permet d'une part d'obtenir un nombre important de points pour déterminer avec une plus grande justesse l'évolution de la concentration en CO₂ au cours du temps et d'autre part de réduire le temps d'incubation. De plus le système de chambre d'incubation couplé au système IRGA constitue un dispositif ergonomique, suscitant un faible encombrement, une facilité d'utilisation pour un seul opérateur, dans les environnements difficiles tels que les estuaires. Le temps d'incubation est une notion importante étant donné que le gradient de concentration en CO₂ entre le sédiment et l'atmosphère de la chambre est perturbé par la diminution du gradient de concentration à l'interface sédimentaire, résultant de l'augmentation exponentielle de la concentration CO₂ dans l'atmosphère de la chambre benthique. Pour réduire ce biais, la mesure ne doit pas dépasser une certaine durée d'incubation, dépendante du volume de la chambre. Dans notre cas étant donné le volume restreint de la chambre benthique (4,2 l), l'incubation ne dépasse pas les 2 min. Une seconde source de biais de mesure à considérer à partir de l'utilisation de chambre benthique est

l’équilibre de pression entre l’intérieur et l’extérieur de la chambre. En effet, de nombreuses études ont démontré que les changements de pression à l’intérieur de la chambre benthique peuvent causer des grandes erreurs d’estimation des mesures des flux de CO₂ (Davidson et al., 2002; Denmead, 1979; Hutchinson and Livingston, 2001; Norman et al., 1997; Savage and Davidson, 2003). Dans des conditions de forts vents, le passage de l’air au niveau de l’ouverture de la chambre (évent) peut provoquer des erreurs de mesure en raison de l’effet Venturi. En conséquence à des pressions négatives dans la chambre, l’air est aspiré de la chambre vers l’extérieur, conduisant à une surestimation des flux de CO₂. La chambre LI-8100 dispose donc à son sommet d’un évent qui permet d’équilibrer la pression entre l’extérieur et l’intérieur de la chambre, sans perturber le flux de CO₂ même en conditions de vent fort (Xu et al. 2006).

La chambre benthique LI-8100 est couplée à une sonde GS1 (Decagon, E.U.A) permettant la mesure de l’humidité du sédiment à partir de la permittivité électrique du sédiment qui est alors convertie selon une relation linéaire donnée par le fournisseur :

$$\Theta = 4,94.10^{-4} \text{ RAW} - 0,554$$

avec Θ , le contenu volumétrique en eau du sédiment (%) et RAW, la permittivité électrique du sédiment en mV ($\Delta = 1-2$ mv). Ces paramètres d’étalonnage ont été rentrés au préalable dans le logiciel de mesure de la chambre benthique lors du montage du système expérimental au printemps 2018. Cependant, il s’avère que dans certains types de dépôts sédimentaires, les valeurs obtenues ne concordaient pas avec les observations de terrain ou encore les valeurs de contenu en eau obtenues par la méthode des pesées. De ce fait, un nouvel étalonnage de la sonde a été réalisé en laboratoire à partir de trois différents dépôts sédimentaires prélevés dans l’estuaire de la Canche : vase fluide, vase consolidée avec la présence de racines/rhizome et un sédiment perméable dominé par des sables. Une nuit d’humidification dans de l’eau de mer (salinité égale à 35) a été respectée pour atteindre une valeur de saturation en eau pour chaque type de substrat. Pour chaque point de mesure, les différents substrats ont été pesés avant et après une période (environ 1 h) de séchage à 60°C et ont subi une mesure de la permittivité électrique du sédiment (mV). Après 7 points de mesure, une courbe d’étalonnage a pu être tracée pour chaque type de substrat (Figure 40). Les réponses électriques obtenues par la sonde GS1 lors de cet étalonnage diffèrent selon le type de substrat. Pour un sédiment sableux, la sonde GS1 mesure une variation de 1 à 2,5 mV pour une gamme de variation de contenu en eau de 0 à 100 selon une

relation quadratique, utilisée pour de grande gamme variation de contenu en eau, soit de 0 à 100 %, comme mentionnée par le constructeur. D'après ce résultat il est alors tout à fait adapté d'utiliser cette sonde dans des dépôts de sédiments perméables. Cependant les résultats pour les dépôts de sédiments cohésifs sont nettement moins concluants. Malgré la significativité d'une relation quadratique entre le signal électrique et le contenu en eau, il a été observé que la gamme de variation du potentiel électrique de sortie est faible (0,009 mV).

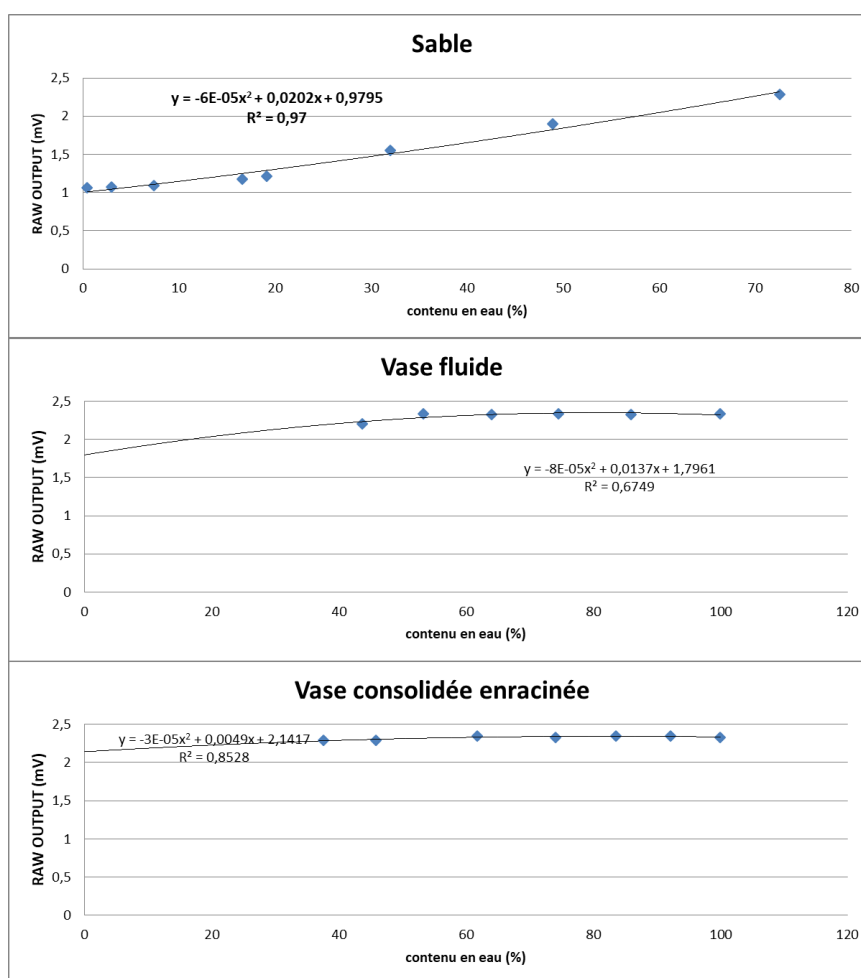


Figure 40 : Courbe d'étalonnage de la sonde GS1 où est reporté le potentiel électrique (mV) en fonction du contenu en eau libre mesuré par la méthode des pesées pour trois types de substrats rencontrés dans l'estuaire de la Canche.

En effet, l'interception de la courbe sur l'axe des y, montre une valeur importante du signal de sortie (raw output) pour une quantité d'eau nulle dans le sédiment. Etant donné que le courant électrique dans le sédiment est aussi dépendant de la salinité, il est possible que la forte salinité dans le sédiment (non mesuré), supposée être égale ou supérieure à la valeur de l'eau de mer utilisée, rend l'utilisation de la sonde peu adaptée dans des milieux estuariens. En effet d'après le

constructeur la salinité dans le sédiment ne doit pas dépasser 4 dS/m, soit après conversion 2,5 de salinité. Il est à souligner que le développement de cette sonde GS1 a été réalisé dans le cadre de mesures portant sur des milieux continentaux comme par exemple des sols alloués à l'exploitation agricole.

Cette observation a été réalisée trop tardivement au cours de ce travail de recherche et n'a pas permis d'anticiper l'absence de valeur du contenu en eau exploitable à partir de l'utilisation de la sonde. A l'avenir il devra alors être réalisé une mesure du contenu en eau du sédiment à partir de la méthode de pesée.

2 CARTOGRAPHIE DE LA MINÉRALISATION BENTHIQUE À L'ÉMERSION À L'ÉCHELLE DE L'ESTUAIRE DE LA CANCHE : PREMIÈRE SÉRIE DE MESURE

2.1 Mesures des flux de CO₂ à l'échelle de l'estuaire de la Canche : première série de mesures

Une première série de campagnes de mesures menée en octobre 2018 visait à obtenir une cartographie du potentiel de minéralisation du sédiment de l'estuaire de la Canche dans le cadre de l'appel à projet lancé par Le Parc Naturel Marin des Estuaires Picards et de la Mer d'Opale. La stratégie consistait à mesurer au cours de la marée basse les flux de CO₂ au noir, le long de transects transversaux issus du premier volet de ce travail de recherche présenté Chapitre 3 (Figure 41). Un total de 30 stations a été mesuré lors de 6 jours de terrain différents (8/11/2018 ; 15/11/2018 ; 19/11/2018 ; 22/11/2018 ; 10/12/2018 ; 11/12/2018) durant lesquels les coefficients de marées dépassaient 75. La mesure à chacune de stations a été réalisée à marée basse. La température du sédiment varie d'une minimale enregistrée le 22/11/2018 à 4,5 °C à une température maximale mesurée le 8/11/2018 à 10,8°C. La température moyenne du sédiment est égale à 7,9 °C sur l'ensemble des jours de mesure.



Figure 41 : Cartographie à l'émergence des flux moyens (n = 3) de CO₂ (μmol CO₂/m²/s) à l'interface sédiment-atmosphère, mesurés au noir, le long de transects transversaux au chenal principal.

Le long des transects transversaux au chenal principal, le relargage de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère mesuré au noir varie de -0,6 à 7,9 μmol CO₂/m²/s. Les flux de CO₂ augmentent généralement le long de chaque transect, avec des valeurs minimales rencontrées dans les sédiments perméables (0,4±0,4 μmol CO₂/m²/h), puis dans les sédiments cohésifs nus (1,1±1,9 μmol CO₂/m²/h), puis finalement avec des valeurs maximales dans le bas et le haut des prés salés, avec des moyennes respectives de 4,3±0,4 μmol CO₂/m²/h et 3,8±2,0 μmol CO₂/m²/h (Figure 42). Les valeurs ont été converties et comparées à la littérature, pour les sédiments sableux et cohésifs à l'étude réalisée par Migné et al. (2016) qui reportent un ensemble d'études effectuées dans l'estuaire de la Somme, baie de Morlaix, baie du mont Saint-Michel ou encore dans le bassin d'Arcachon. En ce qui concerne les valeurs obtenues dans les sédiments végétalisés des prés salés, ces dernières ont été comparées aux valeurs mesurées par (Gribsholt & Kristensen 2003) dans l'estuaire de Westerschelde (Pays bas), mais aussi dans le projet COMORE réalisées dans l'estuaire de la Somme par le GEMEL (Tous Rius 2013).

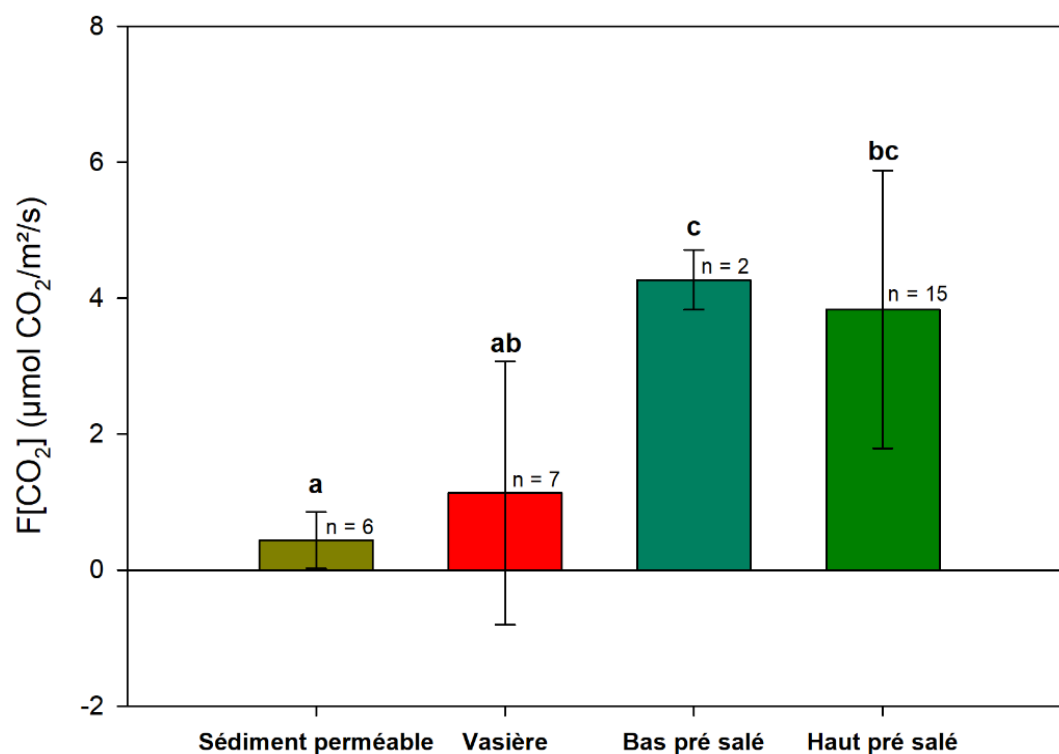


Figure 42 : Flux moyens de CO₂ mesurés à l'émersion pour chacun des faciès biosédimentaires rencontrés le long des transects transversaux dans l'estuaire de la Canche (octobre 2018).

Les valeurs négatives de flux de CO₂ que nous avons mesurées, principalement dans les sédiments nus cohésifs, révèlent une consommation de CO₂ par le sédiment lors des incubations. Même si les propriétés sédimentaires n'ont pas été mesurées lors de cette première campagne de terrain, il est possible que cette consommation de CO₂ soit associée à l'activité photosynthétique des communautés de MPB présentes à la surface du sédiment. Les communautés microphytobenthiques présentes à la surface du sédiment ont un métabolisme consommant du CO₂ atmosphérique et ceci malgré l'obscurcissement durant l'incubation (2 min). Ce phénomène avait été également reporté durant une étude en Nouvelle-Calédonie (Leopold et al. 2013, 2015) et a pu être discuté plus précisément par les travaux de Stal (2001) : des organismes chemoautotrophes présents dans le tapis microbien, à la surface du sédiment, sont capables de synthétiser des composés organiques à partir du CO₂ en absence de lumière jusqu'à ce que les coenzymes (NADPH et ATP) soient métabolisés. Il est donc probable que la durée d'obscurité avant les premières mesures de flux de CO₂ n'était pas suffisante pour contrecarrer ce mécanisme chez les producteurs primaires des vasières. Dans le but d'exclure le phénomène de production primaire par le MPB, des plaques de PVC ont été alors confectionnées. Ainsi pour les autres

mesures de terrain, des plaques de PVC sont déposées sur chacune des embases, 15 - 20 min avant la mesure, dans le but d'inhiber totalement la production primaire.

2.2 Impact des organes aériens sur les flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère

Durant cette première campagne de terrain, pour chacune des stations localisées dans le pré salé, deux séries de triplicats de mesures ont été réalisées, la première en présence des parties aériennes (tiges, feuilles) et la seconde après leur suppression. Cette première approche a permis de mettre en évidence l'impact de l'intégration des organes aériens des végétaux halophytes, ici, la pelouse de mare de chasseurs, mais aussi les environnements à *Spartina anglica*, *Puccinellia maritima* et *Halimione portulacoides* (Figure 43).

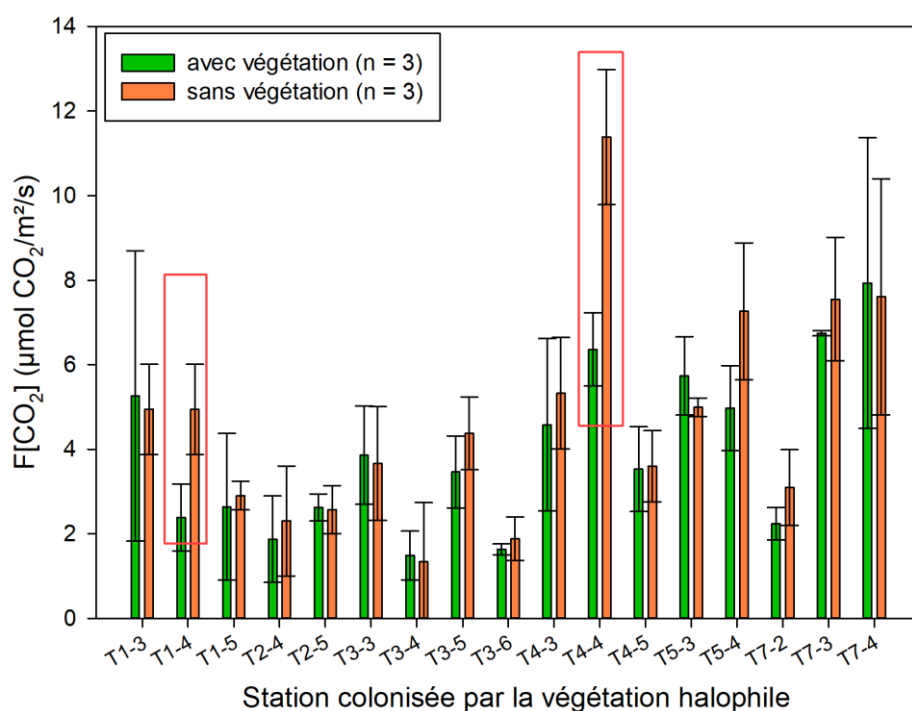


Figure 43 : Flux moyen de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère dans les sédiments végétalisés de l'estuaire de la Canche, en présence de la végétation (vert) et en absence de végétation (orange). Les encarts rouges désignent les différences significatives entre les triplicats de mesures avec et sans organes aériens ($p < 0,05$)

Il s'avère que l'intégration des organes aériens sous la chambre benthique ne perturbe pas les mesures de flux de CO₂. Ces données ne valident pas l'hypothèse selon laquelle les organes aériens limitent génèrent des perturbations de l'équilibre de la pression entre le milieu extérieur

et l'atmosphère de la chambre benthique pouvant induire des variations significatives des mesures de flux de CO₂ (Xu et al. 2006). Les seules stations pour lesquelles l'absence de végétation augmente significativement ($p < 0,05$) la moyenne du flux de CO₂ sont des stations colonisées par de la pelouse de mare de chasseurs (T1-4 et T4-4). Lors de la suppression des organes aériens de ces végétaux l'interface du sédiment a probablement été remaniée ce qui a finalement engendré (par modification de la porosité de la surface du sédiment) un flux plus important de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère. En effet, d'après la loi de Fick, les flux diffusifs à l'interface sédimentaire sont largement dépendants des propriétés physiques du sédiment, telle que la porosité (Boudreau & Jørgensen 2001).

Finalement ce premier jeu de données a permis de mettre en évidence l'impact du tapis microbien et des organes aériens sur les mesures de flux de CO₂ et ainsi d'améliorer l'approche de mesure *in situ* par incubation avec la chambre benthique LI-8100.

3 CONTRIBUTION DE LA RESPIRATION AUTOTROPHE AUX FLUX DE CO₂ À L'ÉMERGENCE : PREMIÈRE APPROCHE

Dans le contexte environnemental des prés salés, la présence de racines dans le sédiment est un facteur biotique primordial à prendre en compte lors des mesures des flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère (Gribsholt & Kristensen 2002, Middelburg et al. 2005, Subke et al. 2006, Hopkins et al. 2013).

En effet, les racines ont une respiration, appelée respiration autotrophe (RA), qui contribue significativement, jusqu'à 71 % dans une forêt tempérée (Lee et al. 2003), à la respiration totale (RT). Ainsi la quantification de la respiration exclusive du sédiment, dite hétérotrophe (RH), à partir de la mesure de flux de CO₂ dans des environnements tels que les prés salés, est surestimée en raison de la respiration autotrophe. De nombreux articles utilisant la chambre benthique LI-8100 ou d'autres dispositifs d'incubation *in situ* présentent des études qui ont visé à quantifier la part de la respiration autotrophe dans des environnements continentaux, de type forêt de bambou, champs de maïs, forêts de conifères, etc., (par exemple: Wang et al. 2005, Heinemeyer et al. 2011, Jin et al. 2013, Mathiba et al. 2015). A ma connaissance, aucune étude n'a en revanche cherché à quantifier la contribution de la respiration autotrophe dans des environnements intertidaux, à partir de mesures *in situ* de flux de CO₂. Dans une problématique de quantification

d'un bilan de minéralisation benthique, à l'échelle d'une saison, à partir de mesures de flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère, il est primordial d'élaborer un protocole permettant de quantifier la contribution de la RA aux mesures de flux de CO₂ dans les sédiments du prés salés, étant donné la biomasse racinaire non négligeable (Valiela et al., 1976 ; Figure 44). Il est important de souligner que le développement d'une méthodologie adaptée pour la détermination de la contribution autotrophe dans les mesures de flux totaux de CO₂ est toujours sujet aux débats et aux développements (Bond-Lamberty et al. 2004, Kuzyakov 2006).



Figure 44 : Photographie des premiers centimètres de sédiment sur une station recouverte de l'espèce halophyte : *Halimione portulacoides*.

Une approche pour quantifier la contribution de la respiration autotrophe sur les flux de CO₂ à l'interface sédiment - atmosphère repose sur l'arrêt du métabolisme racinaire par exclusion des racines (Hopkins et al. 2013). L'approche utilisée ne nécessite pas un travail à long terme comme par exemple la mise en place de tranchées (1 m x 1 m ; 70 cm de profondeur), 8 mois au préalable (Hu et al., 2018), inadaptée aux milieux estuariens sujets aux balancements des marées. Il a alors été choisi une méthode nommée « DeepCollar » qui consiste à enfoncer l'embase dans le sédiment pour couper les racines présentes et finalement stopper l'influence du métabolisme

racinaire, la respiration autotrophe, sur la mesure du flux total en CO₂ (Bond-Lamberty et al. 2011).

De ce fait, une campagne de terrain a été réalisée le 22/08/2019 dans l’estuaire de la Canche, le long d’un transect transversal au chenal principal : quatre types de substrats ont été testés avec différentes hauteurs d’enfoncement de l’embase avant les mesures de flux de CO₂ à l’aide de la chambre benthique LI-8100.



Figure 45 : photographie d’une embase par type de substrat rencontré dans l’estuaire de la Canche le long d’un transect : (A) pelouse, (B) *Halimione portulacoides*, (C) *Spartina anglica* et (D) vase nue.

Sur chacun de ces sites un triplicat de mesure du flux total de CO₂ a été réalisé à 5 profondeurs d’enfoncement différentes (Figure 45). Une heure de mise à l’équilibre du continuum sédiment-embase a été respectée entre chaque série de mesures. La température a varié d’un maximum de 1°C sur l’ensemble des stations au cours des 5 triplicats de mesures et n’explique donc pas les variations notées. Le substrat n’ayant pas été immergée depuis 3 jours, le contenu en eau (non mesuré) n’a probablement pas varié de manière importante durant notre étude

Les travaux de Heinemeyer et al., (2011) conduits dans trois types d’écosystèmes (forêt de pin , prairie et tourbière) ou encore de Menyailo et al. (2015) réalisées dans une forêt de mélèze,

notent que le flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère est réduit à partir d'une certaine hauteur d'enfoncement de l'embase, en raison de l'inhibition de la respiration autotrophe issue du métabolisme des racines. Les résultats que nous avons obtenus sont contraires à ces observations (Figure 46), puisque les flux de CO₂ sont plus élevés que la valeur « contrôle » (enfoncement compris entre 0,5 et 1,8 cm), pour la quasi-totalité de nos sites. Il est à noter que les valeurs négatives de flux de CO₂, proviennent probablement de l'absence d'étanchéité du continuum chambre-embase, dans le cas des valeurs « contrôles », étant donné la topographie du sédiment à l'échelle du cm.

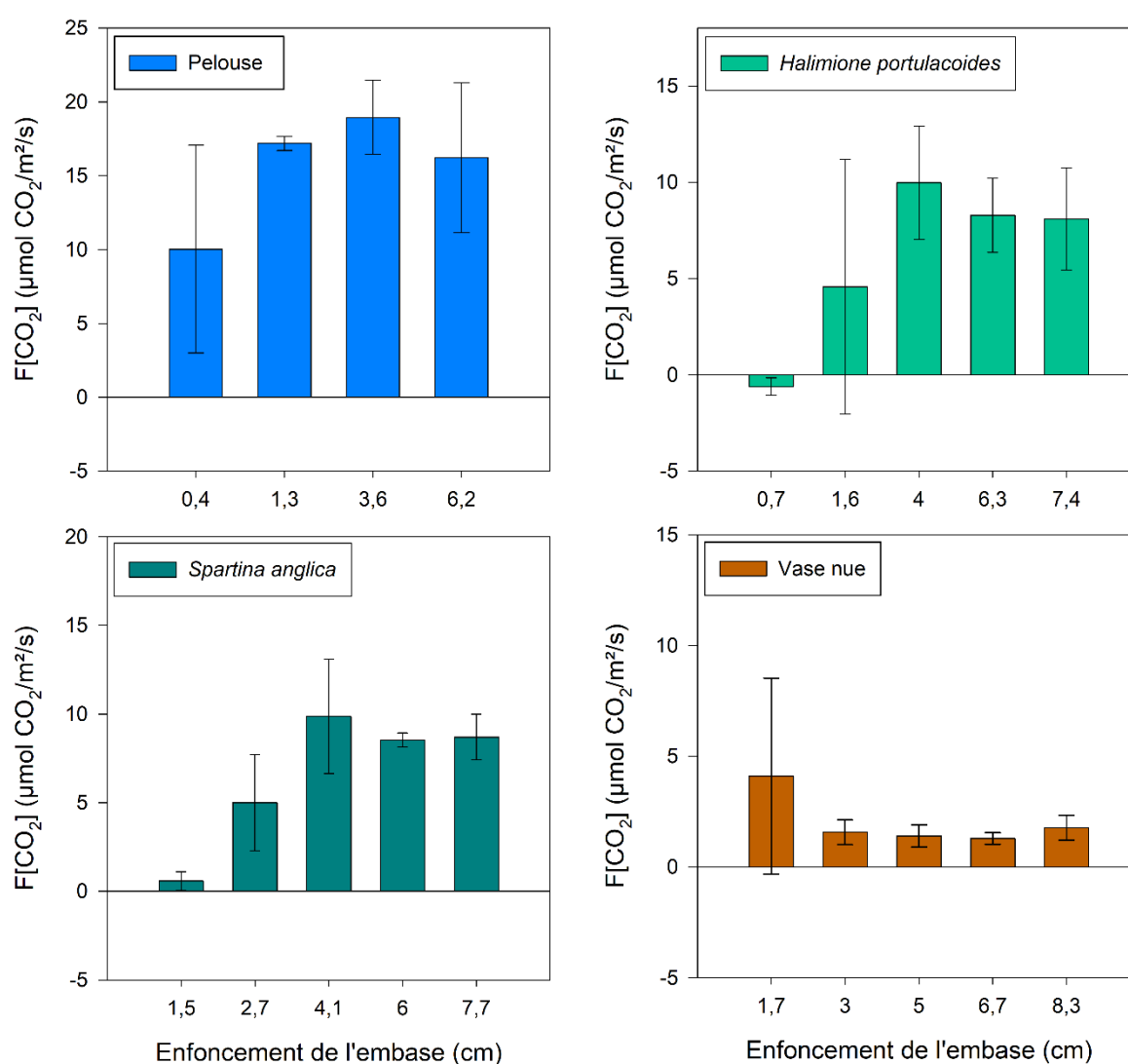


Figure 46 : Flux moyens de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère en fonction de l'enfoncement de l'embase en fonction de la végétation : pelouse, *Halimione portulacoides*, *Spartina anglica* et sédiment nue (vase)

Wang et al. (2005) ont eux aussi reporté une absence d'effet de l'enfoncement de l'embase sur les flux de CO₂ dans un écosystème forestier. Dans toutes les stations, exceptées dans les vasières, les résultats montrent que l'enfoncement de l'embase augmente les flux diffusifs de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère, jusqu'à un seuil de 4 cm d'enfoncement environ. Ce phénomène peut provenir de différentes origines, comme la formation aux abords de l'embase d'interstices dans le sédiment facilitant la pénétration d'O₂ et la libération de CO₂, ou encore du à l'arrêt du métabolisme des quelques racines coupées qui ne sont plus en compétition avec les bactéries pour l'eau et les nutriments induisant une hausse de l'activité de minéralisation (Menyailo et al. 2015). Étant donné que la méthodologie « DeepCollar » utilisée ne montre pas de résultats concluants vis-à-vis de la quantification de la contribution de la respiration autotrophe sur les flux totaux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère, une méthode s'appuyant sur le $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ et la quantification de la biomasse racinaire (Flanagan & Ehleringer 1998) est proposée en perspective d'étude (Chapitre 7).

4 LES VARIATIONS DES FLUX DE CO₂ À L'ÉMERSION LE LONG DU GRADIENT DANS L'ESTUAIRE DE LA CANCHE ET DE L'AUTHIE

Lors des campagnes d'échantillonnage réalisées dans le contexte des mesures des taux de minéralisation benthique à l'immersion, présentées Chapitre 4, des mesures de flux *in situ* de CO₂ à l'émersion, ont été réalisées. Ces mesures de flux de CO₂ à l'émersion ont pour vocation de venir compléter notre approche *ex situ* pour *in fine* intégrer les valeurs des taux de minéralisation benthique à l'émersion à un bilan saisonnier de la minéralisation benthique. De plus, il est intéressant de souligner que les facteurs contrôlant les flux de CO₂ au noir ont peu été étudiés en comparaison des flux de CO₂ en présence de lumière (Migné et al. 2016). Dans cette approche nous nous sommes alors intéressés à la variation des taux de minéralisation à l'émersion le long du gradient tidal entre le printemps et l'été, dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie mais nous avons aussi étudié les facteurs responsables de la variation spatiale et saisonnière des flux de CO₂.

4.1 Variation spatiale et saisonnière des flux de CO₂ à marée basse

Dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie, les flux de CO₂ à l'émersion ne sont pas homogènes entre les différents faciès biosédimentaires et les différentes saisons (Figure 47). Dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie, les flux de CO₂ varient de valeurs minimales mesurées dans les sédiments perméables et dans les vasières, et augmentent généralement significativement (KW ; $p < 0,05$) dans les prés salés (dans l'estuaire de la Canche (Sta3C) en été et dans le bas du pré salé dans l'estuaire de l'Authie (Sta.3A). Les valeurs de flux de CO₂ sont significativement plus élevées en été qu'au cours du printemps pour l'ensemble des stations, excepté pour les sédiments perméables (Sta1C) et la vasière (Sta.2C) de l'estuaire de la Canche pour lesquels aucune différence temporelle significative n'est mise en évidence.

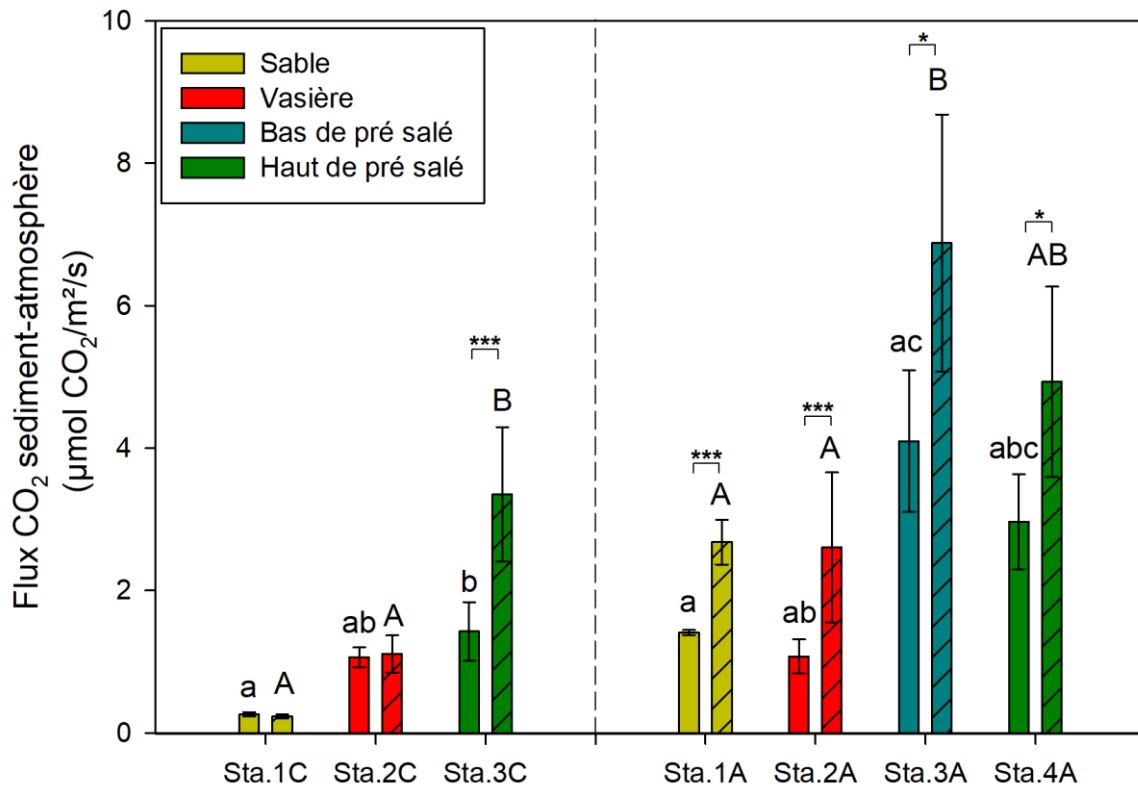


Figure 47 : Variations des flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère le long du gradient tidal pour la saison de printemps (non hachuré) et d'été (hachuré). Les résultats statistiques sont issus d'un test de comparaison de moyenne non paramétrique (Kruskal-Wallis ; $p < 0,05$), deux lettres similaires désignent une absence de différence significative. Les étoiles désignent une différence significative pour une même station entre le printemps et l'été (*, $p < 0,05$; **, $p < 0,01$; ***, $p < 0,001$)

Comme présenté, précédemment, les valeurs ont été converties et comparées à la littérature, pour les sédiments sableux et cohésifs à l'étude réalisées par Migné et al. (2016) qui

reportent un ensemble d’études effectuées dans l’estuaire de Somme, baie de Morlaix, baie du mont Saint-Michel ou encore dans le bassin d’Arcachon. En ce qui concerne les valeurs obtenues dans les sédiments végétalisés des prés salés, ces dernières ont été comparées aux valeurs mesurées par (Gribsholt and Kristensen, 2003) dans l’estuaire de Westerschelde (Pays bas), mais aussi dans le projet COMORE réalisées dans l’estuaire de la Somme par le GEMEL (Tous Rius, 2013).

La variabilité analytique de nos mesures n’a pas été quantifiée lors de nos campagnes de terrain. En effet, pour chaque station, ou plus précisément pour chaque embase, une seule mesure de flux total de CO₂ a été réalisée à l’aide la chambre benthique LI-8100. Concernant la variabilité de terrain, soit la variabilité mesurée pour un même site ($n = 3 ; 4 \text{ m}^2$) la comparaison a été effectuée d’après les travaux de Herbst et al. 2009, réalisés dans une exploitation agricole (Allemagne) ou encore de Mathiba et al. 2014 réalisés dans un ancien site de mine de charbon (E.U. A.). La variabilité de terrain mesurée est de 9,9 % ($n = 42$) et 48,7 % ($n = 41$) respectivement pour l’exploitation agricole et l’ancienne mine de charbon. Ces deux travaux ont été choisis pour comparer la variabilité de terrain mesurée dans nos stations car ces travaux s’intéressent particulièrement à la variabilité de terrain des mesures du flux total de CO₂, réalisées à l’aide de la chambre benthique LI-8100. Dans notre étude, la variabilité de terrain est respectivement égale à 9, 25, 12 et 27 % dans les sédiments perméables, les vasières, le bas de pré salé et les hauts de pré salé. La variabilité de terrain mesurée le long du gradient tidal est finalement inférieure à celle mesurée par Mathiba et al. (2014) et dans un même ordre de grandeur que celle mesurée par Herbst et al. (2009) en comparaison avec nos stations localisées dans les sédiments perméables. Dans notre étude, les sédiments perméables sont les environnements intertidaux où la variabilité à l’échelle du m² est la plus faible (9 %). Ces environnements sont en comparaison des vasières et des prés salés plus homogènes. En effet, dans l’estuaire de la Canche, les valeurs de densité de la macrofaune benthique mesurées dans les vasières ($> 3,5 \text{ g/m}^2$) sont supérieurs à celles mesurés dans les sédiments perméables ($< 1,5 \text{ g/m}^2$). Concernant les prés salés, la forte variabilité intra-station, plus particulièrement dans les zones à forte densité d’halophytes comme le haut de prés salés, est expliquée par la présence de racines. Les racines par leur présence et leur métabolisme influence les conditions redox du sédiment, créant une forte variabilité (création de niche redox) influençant directement les flux totaux de CO₂ (Gribsholt et al. 2003). En conclusion, la variabilité à l’échelle du m², représentant dans notre étude la variabilité intra-station ($n = 3$), est expliquée

principalement par le compartiment biologique du sédiment de surface. Etant donné la facilité de mesure de la chambre benthique LI-8100, il serait intéressant de déterminer le nombre optimal de répliques (intra-station) nécessaire pour être représentatif de chacun des faciès biosédimentaires. Dans ce but différentes études telles que Herbst et al. (2009) ou encore Thomazini et al. (2014), présentent une méthode d'échantillonnage et une méthode statique adéquate pour obtenir le nombre de répliques nécessaire à la bonne représentativité du milieu étudié.

À partir de l'ensemble des mesures des propriétés sédimentaires présentées en détails dans le Chapitre 4, il est alors envisagé de déterminer le ou les paramètres sédimentaires expliquant la variation spatiale et saisonnière des flux de CO₂ à l'émersion.

4.2 Paramètres explicatifs

La Figure 48 présente la dépendance des flux de CO₂ avec les différentes propriétés du sédiment de surface mesurées au cours de l'étude présentée Chapitre 4. Le meilleur ajustement qu'il soit linéaire ou exponentiel entre les flux de CO₂ et les différents paramètres sédimentaire a été déterminé à partir du R² et d'un test de significativité.

À partir des mesures réalisées dans les 14 stations, il a été démontré que les variations des flux de CO₂ à l'émersion sont expliqués significativement ($p < 0,05$) d'une part par la D₅₀ mais aussi par la quantité de MOT, la porosité, la quantité de chlorophylle *a* et finalement par l'altitude du sédiment (Figure 48). Nos résultats montrent clairement que les flux de CO₂ à l'émersion dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie sont dépendants de la topographie (Figure 48H) comme observés dans l'estuaire de l'Escaut (Westerschelde, Pays bas) pourvus d'une plateforme végétalisée (Gribsholt & Kristensen 2003). Les plus faibles étages tidaux (Sta1.C et Sta1.A) sont soumis à de fortes conditions hydrodynamiques où les dépôts sédimentaires sont définis par des dépôts de sédiments perméables (porosité inférieure à 0,47) appauvris en MOT (< 2 %). Dans ces dépôts grossiers (D₅₀ > 81 μm) les flux de CO₂ à l'émersion sont faibles (0,26-2,7 μmol CO₂/m²/s). Au contraire dans les étages tidaux plus élevés, les conditions hydrodynamiques plus faibles permettent le dépôt et la stabilisation de sédiments fins (moins remise en suspension) (D₅₀ < 24 μm) cohésifs (porosité supérieure à 0,54) enrichis en MOT (> 5,7 %) qui ont des flux de CO₂ plus élevés (1,1 – 6,9 μmol CO₂/m²/s). La libération de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère correspond à la minéralisation benthique totale (aérobie et anaérobie) de MO dans le sédiment

sous l’hypothèse que les processus de précipitation et de dissolution des carbonates soient négligeables (Kristensen et al. 1995, Gribsholt & Kristensen 2003). En effet dans notre étude la quantité de MOT déposée à la surface du sédiment permet d’expliquer partiellement ($R^2 = 0,52$) et significativement ($p < 0,001$) selon une relation linéaire, la variation spatiale et temporelle des taux de minéralisation mesurés à marée basse. Cette dépendance permet d’expliquer les plus forts flux de CO₂ mesurés dans les sédiments cohésifs en comparaison des sédiments perméables où la quantité de MOT importante conduit à une activité de minéralisation benthique plus importante à ces stations et donc à une libération accrue de CO₂. Cette tendance a aussi été observée à partir de nombreuses autres études conduites dans des environnements côtiers (Hammond et al. 1985, Nedwell et al. 1993, Zimmerman & Benner 1994, Wijsman et al. 1999, Denis & Grenz 2003, Giles et al. 2007, Pastor et al. 2011, Shim et al. 2011).

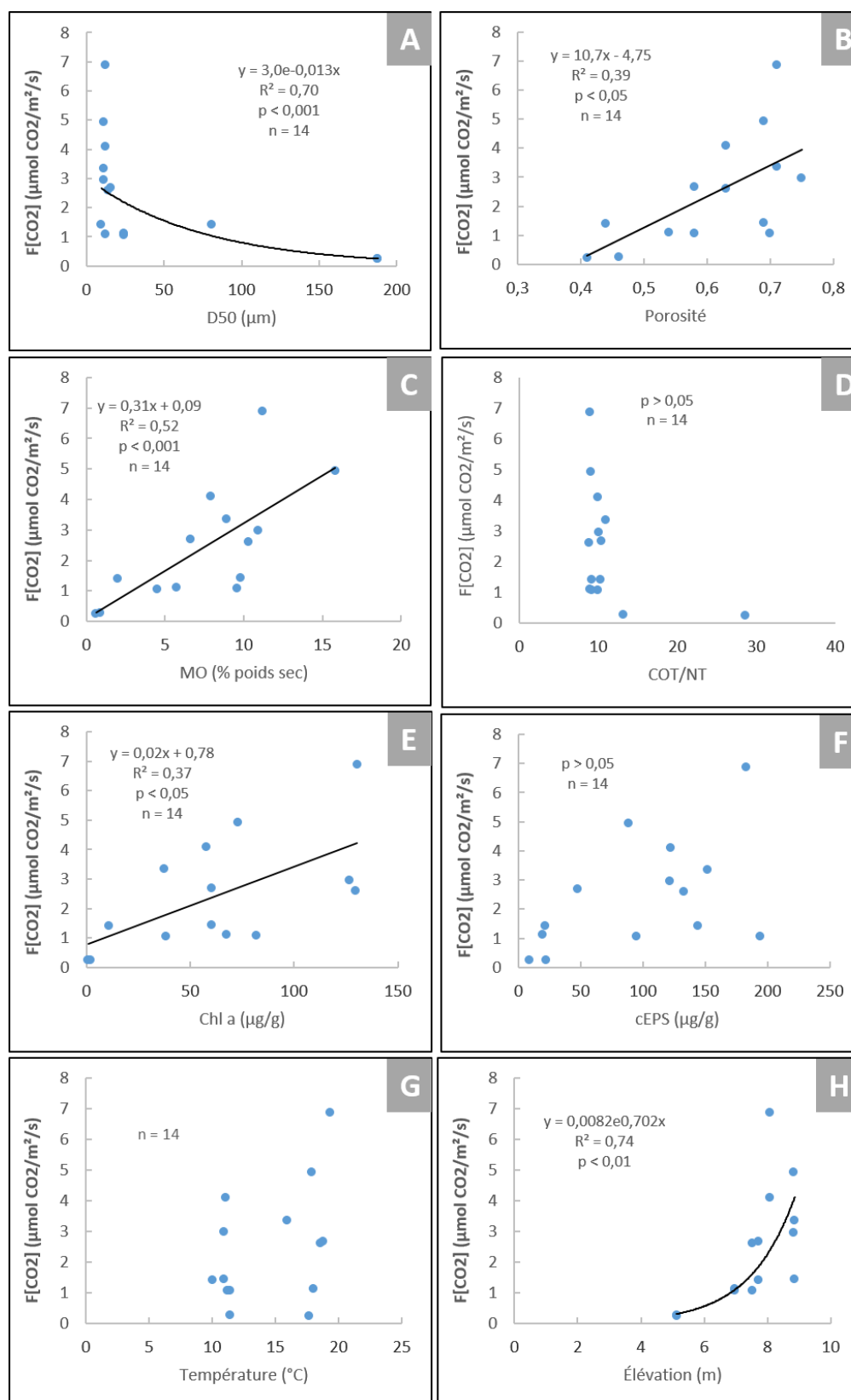


Figure 48 : Relation linéaire et non linéaire entre les valeurs de flux de CO₂ et les valeurs de la médiane granulométrique (A), de la porosité (B), de la quantité de matière organique totale (C), du rapport élémentaire COT/NT (D), de la quantité de chlorophylle *a* (E), de la quantité d'EPS colloïdaux (F), de la température du sédiment (G) et de l'altitude (H) pour chacune des stations échantillonnées le long du gradient tidal dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie et pour les deux saisons étudiées (printemps et été).

Cependant la dimension quantitative de la MOT n'est pas le seul élément mis en valeur à travers cette approche statistique. En effet les valeurs de flux de CO₂ à l'émersion sont significativement ($R^2 = 0,37$; $p < 0,05$) dépendants des valeurs de chlorophylle *a*. Les valeurs de chlorophylle *a* sont indicatrices de la biomasse chlorophyllienne, soit le MPB et le phytoplancton déposé à la surface du sédiment à marée basse (Blanchard et al. 1996, MacIntyre & Cullen 1996). Cette source de matière organique présente à la surface du sédiment est très labile, caractérisée par un rapport COT/NT faible (Lamb et al. 2006), et peut donc alimenter efficacement la minéralisation. Il est à noter cependant que les valeurs de chlorophylle *a* et du rapport COT/TN ne sont pas corrélées significativement ($R = -0,51$; $p = 0,059$), probablement en raison du fait que les végétaux supérieurs (COT/NT = 12) contribuent aussi significativement au réservoir de chlorophylle *a* à la surface du sédiment (Estrada et al. 1974, Brotas & Plante-Cuny 1998). Néanmoins, sous l'hypothèse que la quantité de chlorophylle *a* mesurée correspond potentiellement à un réservoir de MOT moins réfractaire, la dépendance significative entre les valeurs chlorophylle *a* et les flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère témoigne de l'influence de labilité de la MOT d'origine chlorophyllienne (MPB et phytoplancton) sur les taux de minéralisation benthique. Une telle relation a déjà été mise en avant dans d'autres études biogéochimiques à l'interface sédimentaire et est reconnue comme l'un des facteurs prépondérants pour expliquer les variations spatiales et saisonnières des taux de minéralisation en milieu côtier (Banta et al., 1995; Cowan and Boynton, 1996; Link et al., 2011; Shim et al., 2011).

Comme nous avons pu le voir précédemment, les végétaux supérieurs halophiles ont une contribution non négligeable dans les flux de CO₂ à l'interface sédimentaire (Gribsholt & Kristensen 2002, Middelburg et al. 2005). La présence d'un système racinaire dans des sédiments localisés aux plus hauts étages tidaux, c'est à dire les prés salés, explique alors les plus forts flux de CO₂ mesurés à ces stations. Un paramètre qui peut aussi influencer la minéralisation de manière significative à l'échelle du transect est la température du sédiment. La Figure 47 montre des différences significatives ($p < 0,05$) avec des flux de CO₂ mesurés au printemps plus faibles que ceux mesurés en été, excepté pour la station de sédiments perméables (Sta1.C) où les flux de CO₂ sont faibles et la vasière de la Canche (Sta.2C). Ces différences significatives ne semblent pas attribuées aux modifications des propriétés sédimentaires mesurées (qui ne varient pas significativement entre les deux saisons), mais elles sont en revanche corrélées à la température du sédiment qui varie de $11,1 \pm 0,8$ °C au printemps à $18,0 \pm 1,4$ °C en été. La température a été

largement reportée comme un facteur prépondérant dans les variations de taux de minéralisation (Boynton et al., 2018; Davoult et al., 2004; Hubas et al., 2006; Middelburg et al., 1994). Un indice de Q₁₀, traduisant le quotient du taux de l'augmentation de la valeur du flux total de CO₂ après une variation de 10 °C de la température du sédiment, est calculé selon l'équation suivante : $Q_{10} = e^{10 \times k}$ ou k est le coefficient défini à partir de la relation exponentielle entre la température du sédiment et les valeurs de flux de CO₂ ($F[CO_2] = a T e^k$) présentée Figure 48G. La faible significativité ($R^2 = 0.064$; $p > 0.05$) ne permet pas de fournir un indice Q₁₀ fiable à partir de nos mesures le long du gradient tidal. L'influence de la température sur les flux de CO₂ est masquée par l'influence d'autres paramètres sédimentaires comme les propriétés sédimentologiques (porosité, quantité de MOT) ou biologique (présence de racines) entre les différents faciès biosédimentaires. Il est alors plus judicieux de mesurer un indice Q₁₀ indépendamment pour chacun des faciès biosédimentaires pour finalement déterminer avec plus de justesse l'influence de la température du sédiment sur les taux de minéralisation benthiques.

4.3 Influence de la température dans les différents faciès biosédimentaires, détermination de l'indice Q₁₀

Dans le but d'obtenir la plus grande variation de température pour chacun des faciès biosédimentaires : sédiments perméables, vasières et sédiment du pré salé, l'ensemble des mesures réalisées au cours de ce travail de recherche ont été compilées pour obtenir la relation exponentielle entre la température du sédiment et les valeurs de flux totaux de CO₂ (Figure 49).

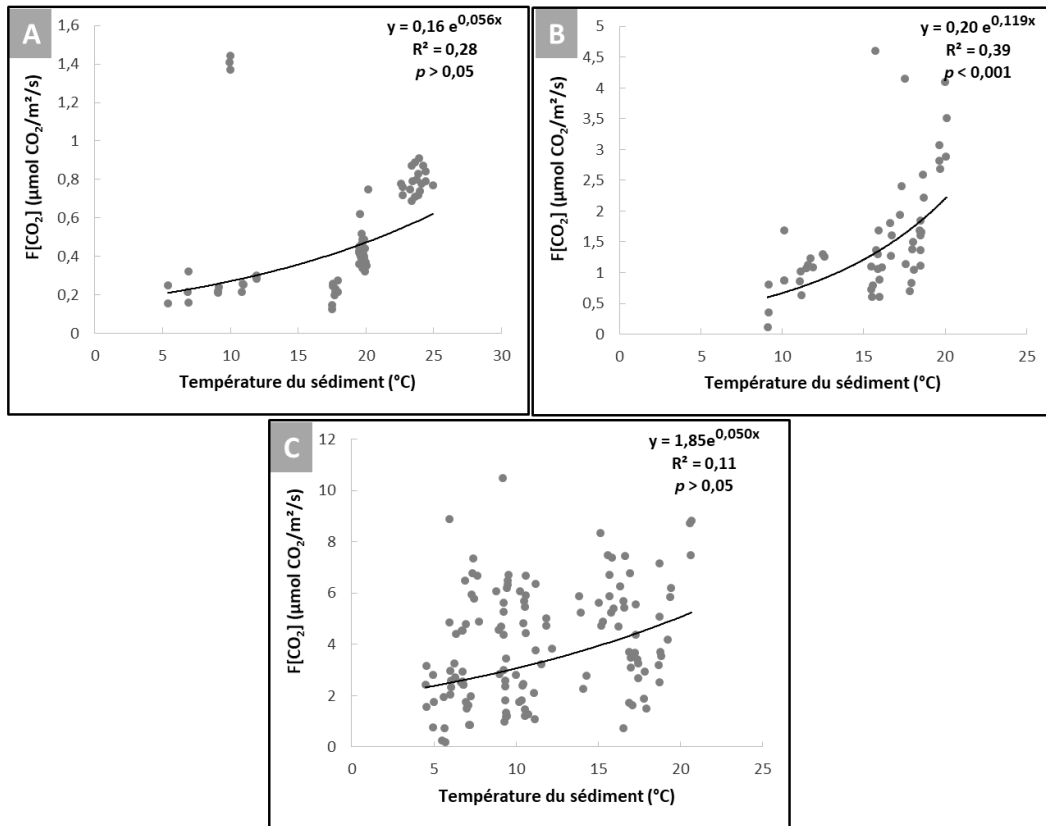


Figure 49 : Relation exponentielle entre les valeurs de flux totaux de CO₂ en fonction de la température du sédiment pour les sédiments perméables (A), les vasières (B) et les prés salés (C).

La température du sédiment varie de 5,4 à 24,9 °C, de 9,0 à 20,1 °C et de 4,5 à 20,7 °C, respectivement dans les sédiments perméables, dans les vasières et dans les prés salés lors des différentes campagnes de mesures de flux totaux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère. Un ensemble de 79, 53 et 132 valeurs ont été compilées, respectivement pour les sédiments perméables (Figure 49A), les vasières (Figure 49B) et les prés salés (Figure 49C). Les différents faciès biosédimentaires ne révèlent pas une même significativité vis-à-vis de la relation exponentielle reliant la température du sédiment avec les flux totaux de CO₂. Les vasières est le seul faciès biosédimentaire révélant une significativité de la dépendance entre les deux paramètres ($R^2 = 0,39$; $p < 0,001$). L'hypothèse soulevée pour expliquer ces différences est l'hétérogénéité des faciès biosédimentaires vis-à-vis de propriétés sédimentaires comme par exemple la quantité de MOT déposée à la surface du sédiment dans le cas par exemple des faciès biosédimentaire sableux. En effet comme il peut être observé Figure 49A, trois points sont situés bien au-delà de la courbe exponentielle du fait que ces dépôts ont une quantité non négligeable de MOT, estimée à 2%. Au contraire, 53 individus (soit 67% de la population totale) constituent des

mesures réalisées sur la plage de Wimereux dans laquelle, la quantité de MOT était inférieure à 1 % (valeurs non présentées). Or comme il l’a été décrit précédemment la quantité de MOT est un facteur influençant les flux totaux de CO₂ à l’interface sédiment-atmosphère. Concernant les prés salés, il est supposé que la présence des racines apporte une source de variabilité importante dans ces stations. De plus, la grande répartition de ces stations le long du gradient tidal sous-entend, comme présenté dans le Chapitre 1, une variation importante de la quantité de MOT. Néanmoins une valeur de Q₁₀ fiable a été estimée pour les vasières à 3,3. Cette valeur est légèrement supérieure avec les estimations réalisées par Thamdrup et al. (1998) dans la baie d’Aarhus au Danemark, dont le Q₁₀ varie de 1,9 et 3,1 due à l’optimum écologique des communautés bactériennes vis-à-vis de la température. La minéralisation de la MO est dépendante de l’activité de dégradation des bactéries qui en fonction de la température ne dégrade pas avec la même intensité la MO dans le sédiment (Jorgensen & Sorensen 1985, Banta et al. 1995, Thamdrup et al. 1998, Glud 2008).

Cette approche est tout à fait intéressante à mettre en valeur dans la quantification de la minéralisation benthique dans un contexte de réchauffement climatique et permet d’avoir une première estimation du potentiel impact du réchauffement climatique sur les processus de minéralisation dans les vasières de l’estuaire de la Canche et de l’Authie. Néanmoins, la température n’est pas le seul facteur abiotique important à prendre en compte pour comprendre les variations des taux de minéralisation, mesurés à partir des flux totaux de CO₂, le long du gradient tidal. En effet, il a été observé lors des deux campagnes de terrain permettant la mesure des flux d’O₂ à l’immersion (Chapitre 4), des variations des taux de minéralisation benthique à l’échelle de la station qui met en valeur des processus chimiques importants à prendre en compte pour comprendre la dynamique de relargage de CO₂ su sédiment vers l’atmosphère.

4.4 Variabilité spatiale des flux de CO₂ à l’échelle de la station : influence de l’intrusion marine

Pour rappel, les valeurs de flux de CO₂ présentés Figure 47, sont issues de 2 ou 3 séries de triplicats (une série de triplicats par jour d’échantillonnage) de mesures de flux de CO₂ à marée basse, respectivement pour la saison printanière et estivale. Ces triplicats de mesures ont été réalisés durant les différents jours de campagnes durant lesquels l’estuaire de la Canche et de l’Authie ont été échantillonnés (Tableau 9).

Tableau 9: Date de réalisation des différents triplicats de mesures des flux de CO₂ à l'émergence pour les campagnes de terrain de printemps et d'été dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie. Le terme (J) correspond au nombre de jours après le début du cycle de vive-eau.

		Réplicat 1	Réplicat 2	Réplicat 3
Canche	Printemps	19/04 (J3)	20/04 (J4)	-
	Été	31/08 (J3)	01/09 (J4)	03/09 (J6)
Authie	Printemps	17/04 (J1)	18/04 (J2)	-
	Été	29/08 (J1)	30/08 (J2)	02/09 (J5)

Le Tableau 9 permet de mettre en évidence que les mesures de flux de CO₂, le long du gradient tidal n'ont pas toutes été réalisées au même moment après le début du cycle de vive eau, ce qui signifie que le sédiment n'a pas subi le même nombre d'intrusions marines avant différentes mesures réalisées. À partir de la Figure 50, nous pouvons mettre en évidence des variations significatives entre les triplicats de terrain au sein d'une même station, pour toutes les stations rencontrées dans l'estuaire de l'Authie en été, et au printemps exclusivement à la station située dans le pré salé (Sta.4A). À ces stations, les valeurs de flux de CO₂ mesurés à partir du premier triplicat sont significativement (Nemenyi test ; $p < 0,001$) plus élevées que le second triplicat, dans le cas de la station Sta.3A et Sta.4A et du troisième triplicat pour toutes les stations en été et pour la Sta4.A au printemps.

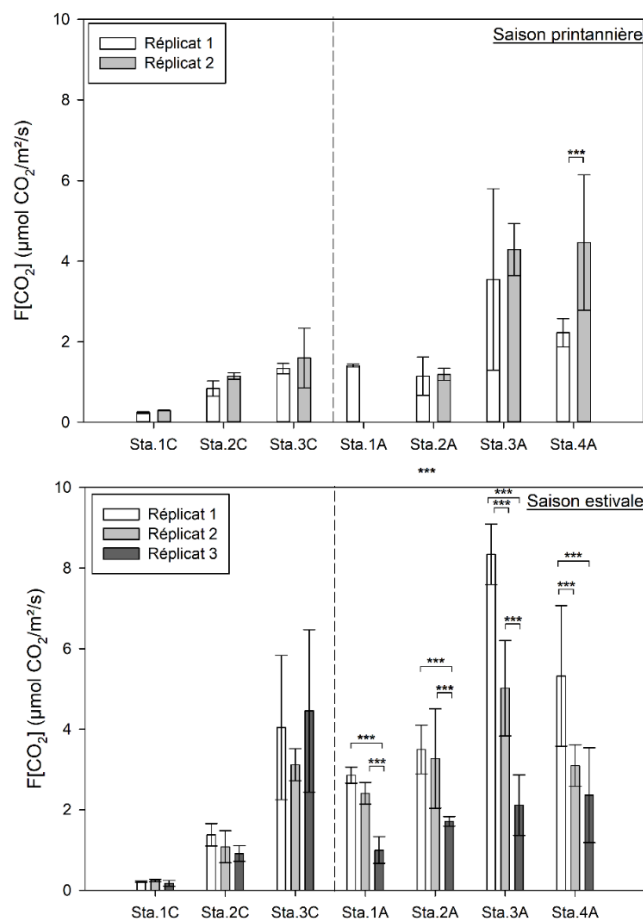


Figure 50 : Valeurs moyennes des flux de CO₂ pour chacun des triplicats de mesures réalisés pour les différents jours d'échantillonnage dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie pour la saison printanière (haut) et estivale (bas)

Pour illustrer ce phénomène, les photographies des embases permettant de réaliser les mesures des flux de CO₂ pour la station Sta2.A et Sta.3A (en été) sont présentées Figure 51. D'après la Figure 51 A, B, il a été observé pour le premier triplicat de terrain, soit le premier jour du cycle de vive eau (Tableau 9) des interstices à la surface du sédiment sous forme de crevasses, résultant de l'évaporation importante de l'eau interstitielle du sédiment après 21 jours successifs d'émersion.

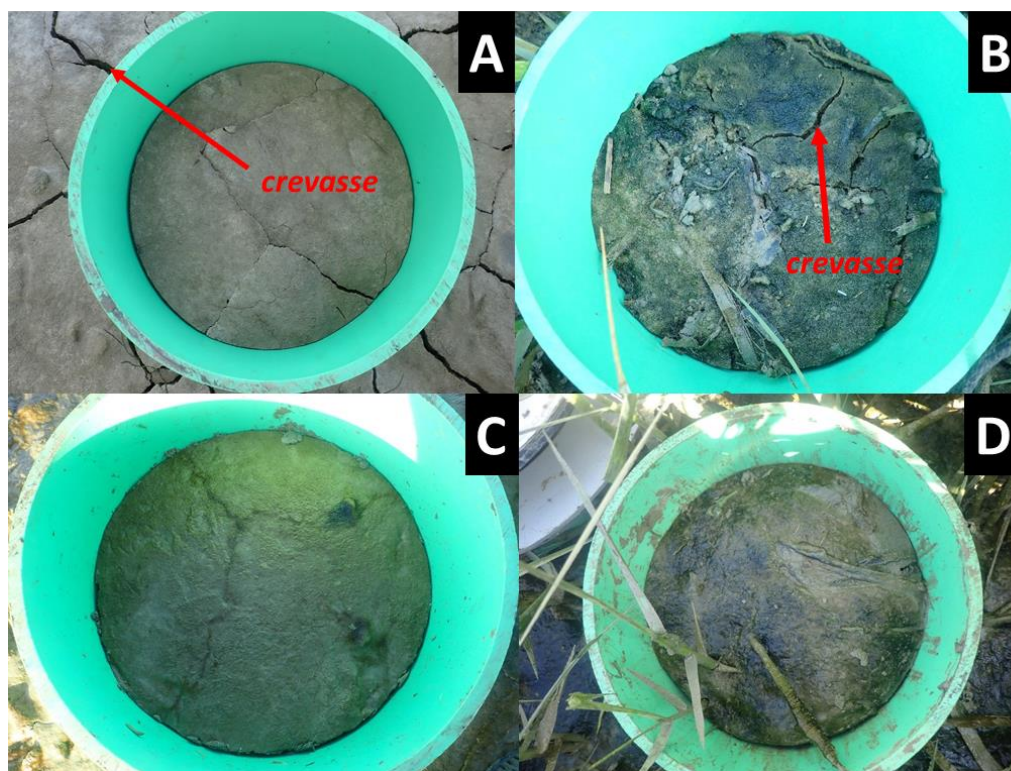


Figure 51 : Photographie des embases utilisées pour la mesure des flux de CO₂ à l'émergence lors du premier jour de mesure (A, B ; 29/08) et du cinquième jour (C, D) à la station vasière (A, C ; Sta.2A) et la station du bas du pré salé (B, D ; Sta.3A) dans l'estuaire de l'Authie pour la saison estivale.

Les interstices ont pour effet d'augmenter la surface d'échange entre l'atmosphère et le sédiment conduisant d'une part à une pénétration en O₂ plus importante dans le sédiment (non mesuré ici) et d'autre part une libération facilitée de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère. Dans les travaux de Gribsholt and Kristensen (2003), ces macropores sont décrits comme de véritables interfaces anoxique/anoxiques dans lesquels les échanges gazeux (O₂ et CO₂) sont augmentés entre le sédiment et l'atmosphère d'une part par une surface d'échange plus grande et d'autre part par les gradients importants de part et d'autre de l'interface sédimentaire. Ces macropores peuvent ainsi expliquer les fortes valeurs de flux de CO₂ mesurées lors du premier jour de mesure (29/08) lors de la campagne d'échantillonnage en été dans l'estuaire de l'Authie. Au fur à mesure des jours d'échantillonnage, des périodes d'immersion successives, ces macropores vont se remplir d'eau marine (Figure 51C, D). L'intrusion d'eau marine va alors modifier les conditions chimiques de l'eau interstitielle (pression partielle en CO₂). La pCO₂ dans le sédiment est dépendante de la température, de l'alcalinité et la quantité de carbone inorganique dissous, c.à.d. la somme des quantités de CO₂, de HCO₃⁻ et de CO₃²⁻ dans le sédiment de surface (Cai et al. 2000). Or l'eau marine est fortement chargée en ions, par exemple K⁺, Na⁺, Cl⁻ ce qui a pour effet de

d'augmenter l'alcalinité du sédiment de surface. En effet l'alcalinité dans l'eau est dépendante de la concentration en ions susceptibles de neutraliser les ions H⁺. En conséquence, la pCO₂ dans l'eau interstitielle diminue, conduisant à une libération moins importante de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère (Faber et al. 2012). L'effet de l'intrusion marine sur les flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère a été souligné dans d'autres études conduites dans des environnements intertidaux (Sasaki et al. 2009, Klaassen & Spilmont 2012, Migné et al. 2016).

5 CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'utilisation de la chambre benthique LI-8100 constitue une approche pertinente dans le but de déterminer la minéralisation benthique lors des périodes d'immersion en raison de sa légèreté (transport facilité dans des systèmes souvent difficilement praticables), de sa rapidité d'utilisation (2 min), ce qui permet de réaliser pour une même journée de nombreuses mesures et des répliques à l'échelle de chaque station. Néanmoins, il peut être souligné que l'hétérogénéité spatiale (à l'échelle du m²) des faciès biosédimentaires, plus particulièrement des vasières et prés salés, induisent une variabilité non négligeable des mesures de flux totaux de CO₂ et doit être mieux appréhender à l'avenir. Les premières séries de mesures permettent de mettre en valeur le gradient observé le long des différents étages tidaux, avec des faciès biosédimentaires spécifiques, vis-à-vis de leur capacité à minéraliser la matière organique dans les sédiments. Cette approche complémentaire des mesures des taux de minéralisation benthique à l'immersion, à partir des flux totaux d'O₂, permet finalement d'obtenir en fonction des conditions d'immersion/émersion un bilan complet de la minéralisation benthique. Cependant comme nous avons pu le constater à partir de ces premières campagnes de terrain, des processus benthiques viennent biaiser les mesures de flux de CO₂. Ainsi, le MPB, les végétaux supérieurs ou encore l'intrusion marine sont des phénomènes indissociables des environnements intertidaux étudiés dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie. L'influence des racines sur la mesure des flux totaux de CO₂ dans les sédiments végétalisés, traduite par une surestimation des taux de minéralisation dans ces dépôts sédimentaires suggère une approche spécifique afin de déterminer la contribution des racines aux valeurs de flux totaux de CO₂ obtenus. L'utilisation obligatoire d'une embase est un élément important à prendre en compte dans les futures études et représente un certain biais par la perturbation du sédiment sur les premiers centimètres. En effet il a été démontré que son

enfouissement dans le sédiment, plus particulièrement les prés salés, a un impact sur les mesures de flux totaux de CO₂. De plus les processus issus de l'intrusion d'eau marine au-dessus du sédiment sont importants à appréhender sur les valeurs de flux de CO₂ de manière à comprendre les variations des taux de minéralisation benthique à partir des mesures de flux de CO₂ à l'interface sédimentaire.

Malgré les incertitudes liées à l'environnement intertidal (racines, saturation du sédiment) et à la méthodologie utilisée (nombre de répliques, enfouissement de l'embase), l'utilisation de cette chambre benthique permet de couvrir de grandes superficies et ainsi de déterminer avec plus de justesse des bilans de minéralisation de la MO à l'échelle de l'écosystème estuarien. De plus cet outil en combinaison avec d'autres paramètres sédimentaires (p.ex. granulométrie, quantité de MOT) peut constituer une approche pertinente à proposer aux gestionnaires de l'environnement dans le but de réaliser un suivi du bon état écologique du milieu par l'intermédiaire de caractéristiques biogéochimiques du sédiment (Viaroli et al. 2004).

CHAPITRE 6

Discussion générale



Au cours de cette thèse, le travail a eu pour but de répondre aux objectifs suivants :

- La description sédimentologique et biologique des faciès biosédimentaires présents de l'étage proche subtidal à l'étage supratidal dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme,
- La détermination de la distribution et de l'origine de la MO sédimentaire au sein des faciès biosédimentaires identifiés,
- La quantification des processus de minéralisation de la MO sédimentaire à l'immersion et à l'émersion.

Pour répondre à ces objectifs, deux approches complémentaires ont été utilisées :

- Une approche cartographique à l'échelle des estuaires a été mise en place pour déterminer à partir d'un échantillonnage de 36 à 39 stations, la mosaïque des faciès biosédimentaires présents dans les estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme.
- À partir de l'approche cartographique, des stations représentatives de chacun des faciès biosédimentaires ont été déterminées pour l'étude des processus de minéralisation de la MO en employant la technique d'incubation *ex situ* de carottes sédimentaires à l'immersion et par l'utilisation directement sur le terrain d'une chambre benthique à l'émersion.

1 LES FACIES BIOSÉDIMENTAIRES DANS LES ESTUAIRES DE LA CANCHE, DE L'AUTHIE ET DE LA SOMME

Le premier aspect de ce travail de thèse (Chapitre 3) a permis de décrire les propriétés sédimentologiques (faciès sédimentaire, distribution granulométrique, porosité, quantité de MOT, rapport atomique COT/NT) et biologiques (espèces végétales) de quatre faciès biosédimentaires : les dépôts sableux, les vasières, le bas et le haut des prés salés. En parallèle, l'identification des sources potentielles de MOP issue de producteurs primaires et la détermination de l'origine de la MOT sédimentaire ont été réalisées par l'utilisation couplée du rapport atomique COT/NT et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Les valeurs isotopiques ont été mesurées par Swanne Gontharet en collaboration avec le laboratoire Biogéosciences de l'Université de Bourgogne (Olivier Mathieu et Anne-Lise Santoni).

1.1 *Caractéristiques sédimentologiques des faciès biosédimentaires*

La caractérisation des faciès biosédimentaires nous permet de comprendre l'influence des processus biotiques et abiotiques mais aussi l'impact de l'anthropisation du milieu estuarien sur la structuration du paysage estuarien. Les faciès biosédimentaires sont répartis le long d'un gradient tidal en fonction de l'altitude du sédiment de surface qui induit alors des variations dans la fréquence et la durée d'immersion ainsi que dans le contexte hydrodynamique.

À l'étage proche subtidal, où sont localisées les contraintes hydrodynamiques les plus fortes, se forment des dépôts sédimentaires sableux sous forme de bancs et de plateformes. Ces dépôts de sédiments perméables, bien triés, appauvris en MOT et en carbonate total sont composés majoritairement de sables fins à moyens issus des fonds sableux de la Manche (Anthony, 2002). Le contexte hydrodynamique de ces dépôts de sédiments grossiers est déterminé par les courants tidaux, particulièrement puissants dans un contexte de régime macrotidal, avec dans le cas de l'estuaire de l'Authie, une valeur de vitesse de courant maximale, mesurée à l'embouchure, égale à 2,5 m/s (Anthony & Dobroniak 2000, Dobroniak 2005). La présence de rides de courant, principalement à crêtes sinueuses et lingoïdes, observées aux abords du chenal principal, révèlent une dominance des courants tidaux dans la dynamique sédimentaire de ces dépôts, comme cela est aussi observé dans l'estuaire macrotidal de Loughor

(Angleterre ; Elliott and Gardiner, 1981). Dans les dépôts sédimentaires pourvus de rides de courant, les particules fines ($< 63 \mu\text{m}$), composées de matières organiques et minérales, se déposent principalement dans les dépressions formées entre ces rides, exclusivement lors de l'étalement de basse mer, comme observé sur le banc de sable de Plassac, dans l'estuaire de la Gironde (France ; Fenies et al., 1999). Les rides de courant diffèrent en terme de dimensions (largeur, hauteur, longueur d'onde) en fonction de la taille des particules déposées et des vitesses de courant, et leur répartition à l'échelle de la station est non homogène. Cette hétérogénéité à méso-échelle (m^2) induit ainsi une grande variabilité à l'échelle de la station, vis-à-vis de la quantité de particules fines (organiques et inorganiques) dans ces dépôts sédimentaires caractérisés par la présence de rides de courant. En dehors de l'étalement de basse mer, les courants tidaux intenses ne permettent pas le dépôt pérenne des particules fines qui sont alors remises en suspension dans la colonne d'eau pour être redéposées dans les étages tidaux plus élevés (lors de la période de flot) ou exportées vers le réservoir océanique (lors de la période de jusant). Ainsi, la présence de MOT dans les dépressions des rides de courant correspond à un dépôt de particules fines, à court terme, remobilisée à l'échelle d'un cycle de marée.

Les vasières sont réparties entre l'étage proche subtidal constitué par les dépôts sableux et la plateforme végétalisée (pré salé). Ces faciès biosédimentaires sont définis par une distribution granulométrique plurimodale, centrée entre les argiles granulométriques ($< 4 \mu\text{m}$) et les silts moyens ($8 - 16 \mu\text{m}$). Dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie, certaines stations ont une part non négligeable de sables fins ($63 - 250 \mu\text{m}$) traduisant un milieu soumis à une grande amplitude de vitesses de courant (Le Hir et al. 2000). Ces faciès biosédimentaires constituent une zone préférentielle de dépôt de MO comme en témoigne la quantité non négligeable de MOT mesurée à la surface du sédiment (de 4,9 à 12,2 %). Ces dépôts de sédiments cohésifs, non colonisés par les halophytes, sont des aires privilégiées pour le développement de tapis microbien à leur surface (Watermann et al. 1999, Pan et al. 2013) dont les communautés microphytobenthiques sont des constituant majeurs (Stoodley et al. 2002, Patil & Anil 2005). Ces tapis ont été largement observés sous forme de tâches ou « patchs » caractéristiques à la surface du sédiment des sédiments cohésifs, soit les vasières et les prés salés (Underwood & Kromkamp 1999). Le tapis microbien constitue une source potentielle de MO dans les estuaires de la Canche et de l'Authie comme observé dans la baie de Wilson (Australie sud) où les bactéries et les

microalgues (dont le MPB) constituent jusqu'à 80 % du réservoir de MO déposé à la surface du sédiment (Volkman et al., 2008).

Aux étages tidaux les plus élevés, les prés salés, qui sont colonisés par des communautés de plantes vasculaires halophiles, constituent des étendues de sédiments cohésifs dont les particules ont une distribution granulométrique plurimodale et sont peu triées. Le sédiment de surface est composé principalement d'argiles granulométriques (11,8 – 31,9 %) et de silts fins à moyens (57,4 – 79,6 %). Certaines stations situées aux abords du milieu continental (estuaire de la Canche) ou aux abords de la flèche sableuse (estuaire de l'Authie) ont une part non négligeable de sédiments grossiers ($> 63\mu\text{m}$). Cette fraction grossière est composée principalement de sables fins, traduisant l'influence du transport éolien de particules sédimentaires marines, sur la distribution granulométrique du sédiment de surface de certaines stations des prés salés (Hesp et al. 2015). Les sédiments de surface colonisés par les halophytes ont une quantité de MOT importante variant de 5,6 à 26,9 %. La quantité de MOT à la surface du sédiment dans les prés salés est différente entre le bas ($8,4\pm 2,2\%$) du prés salés et le haut ($12,8\pm 5,0\%$) du prés salés. Les halophytes dans le haut des prés salés (*Halimione portulacoides*) sont plus productifs, sous-entendant un apport en MO plus important à la surface du sédiment, que les halophytes du bas des prés salés (*Spartina anglica*; Bouchard and Lefeuvre, 2000). De plus la densité des communautés végétales, moins importantes en bas du prés salés en comparaison du haut du prés salés, diminue l'apport de MO provenant des halophytes. Il est observé une forte variabilité spatiale qui peut être due à la répartition hétérogène de la végétation et donc du système racinaire qui est l'une des principales sources de MO dans les prés salés (Saintilan et al. 2013). Lors du broyage des échantillons, avant leur calcination, il a été observé des racines, des rhizomes, de taille millimétrique. Malgré un tri à l'œil nu, des racines encore présentes ont été intégrées dans la mesure, constituant donc une source de variations entre les différents réplicats, soit à l'échelle de la station. De plus, le dépôt de MO issue des halophytes se réalise en partie sous forme de macrodétritus (Bouchard & Lefeuvre 2000), conduisant à un dépôt très local (à l'échelle du cm) de MO à la surface du sédiment. Ces hypothèses peuvent être confirmées par l'identification des sources potentielles de MOP et la quantification de leur contribution relative dans les différents faciès biosédimentaires réalisée sur un triplicat à chacune des stations pour mieux déterminer cette hétérogénéité spatiale.

1.2 Les sources et l'origine de la MO sédimentaire issue de la production primaire dans les différents faciès biosédimentaires

L'approche consiste à déterminer le rapport atomique COT/NT et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des différentes sources potentielles de MOP apportées aux sédiments de surface incluant les matières en suspension (MES) caractéristiques des eaux fluviales (Authie, Canche) et océanique (station SOMLIT), les tapis microbiens et les halophytes (C3 et C4). À partir de l'identification de ces sources, il est possible de quantifier la contribution relative des trois principales sources majoritaires à la fraction de MO sédimentaire, en supposant que les réactions diagénétiques n'altèrent pas significativement les outils géochimiques utilisés, à partir du modèle de partition suivant :

$$\text{COT/NT}_{\text{Sed}} = f_{\text{Seawater}} \times \text{COT/NT}_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} \times \text{COT/NT}_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}} \times \text{COT/NT}_{\text{Marsh}}$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Sed}} = f_{\text{Seawater}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}} \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Marsh}}$$

$$1 = f_{\text{Seawater}} + f_{\text{River}} + f_{\text{Marsh}}$$

en y intégrant le rapport atomique COT/NT et les valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ des sources potentielles de MOPs identifiées reportées Tableau 10.

Tableau 10: Caractéristiques des sources potentielles de MOP à partir des valeurs moyennes du rapport atomique COT/NT et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtenus à travers notre propre échantillonnage

Source potentielle de MO	Rapport atomique COT/NT	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, V-PDB)
Tapis microbien (n = 3)	16,1 ± 0,3	-16,5 ± 0,1
MES de la Canche (n = 3)	6,2 ± 0,9	-28,8 ± 1,9
MES de l'Authie (n = 3)	8,6 ± 1,4	-29,9 ± 1,0
Halophytes (n = 6)	27,8 ± 12,9	-26,7 ± 0,8

La comparaison des valeurs moyennes du rapport atomique COT/NT et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtenues à partir des échantillons du sédiment de surface et des différentes sources potentielles de MOP révèlent que la MO sédimentaire présente dans les estuaires de la Canche et de l'Authie est issue majoritairement d'un mélange de MOP allochtone provenant des communautés phytoplanctoniques marines et fluviales, mais aussi de MOP autochtone

provenant des plantes vasculaires halophiles en C3, soit *Halimione portulacoides* et *Puccinellia maritima* et des communautés phytoplanctoniques estuarienne (Figure 52).

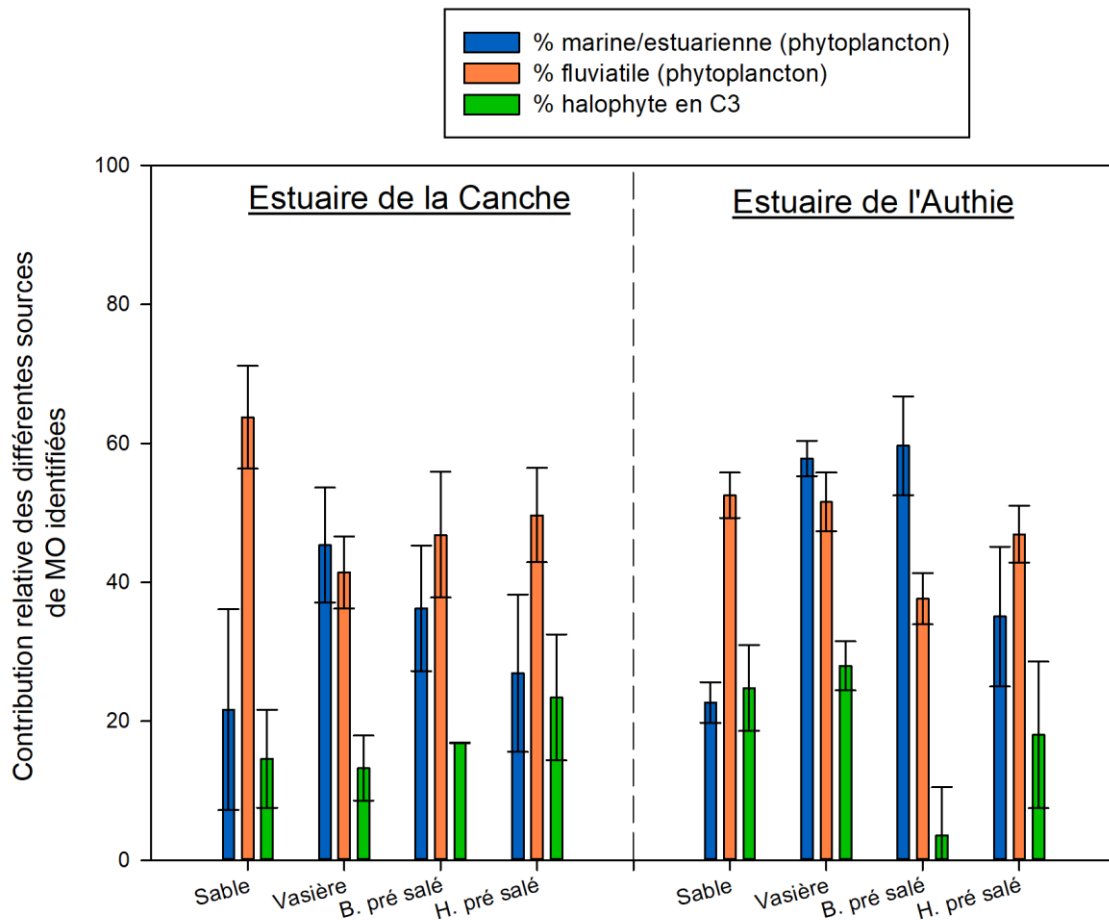


Figure 52 : Contribution relative pour chacun des différents faciès biosédimentaires des différentes sources majeurs de MOP identifiées : phytoplancton marin/estuarien, phytoplancton fluviatile et halophyte en C3

Dans les sédiments sableux et les vasières, l'origine de la MO sédimentaire a été identifiée comme étant majoritairement issue des communautés phytoplanctoniques estuariennes/marines et fluviatiles, soient des sources de MOP allochtones. La contribution de ces sources majeures de MOP témoigne d'un apport de MOP (fluviatile et marin) dans le système estuarien. Il est à noter qu'une part non négligeable de MOP autochtone, provenant des halophytes en C3, a été mesurée dans les sédiments perméables (10 à 20 %) et dans les vasières (8 à 15 %) de l'estuaire de la Canche et dans une moindre mesure dans l'estuaire de l'Authie soit respectivement 5 % et 0 à 7 %. Ce résultat montre l'interconnexion des faciès biosédimentaires et ceux des prés salés à travers le transfert de MO sédimentaire principalement par les courants tidiaux. Cette hypothèse est confirmée par l'observation de traces de ruissellement de surface, observées principalement le

long du profil sédimentaire dans l'estuaire de la Canche en escalier issue de l'érosion du pré salé des vasières, augmentant le ruissellement de surface des prés salés vers les vasières et les sédiments perméables. Au contraire, dans l'estuaire de l'Authie la pente le long du gradient tidal est plus douce, réduisant le phénomène de ruissellement de surface comme en témoigne l'absence d'observation de trace de ruissellement de surface dans les vasières.

Dans les sédiments des prés salés, la MO sédimentaire provient majoritairement d'un mélange constitué de plantes vasculaires en C3 (p.ex. *Halimione portulacoides*) et de communautés phytoplanctoniques fluviatiles. Dans notre étude, la contribution des plantes du bas des prés salés (plantes en C4), principalement *Spartina anglica* n'a pas été relevée comme une source majoritaire dans les différents faciès biosédimentaires, malgré leur présence particulièrement importante dans les bas des prés salés de l'estuaire de l'Authie. Ce résultat est contradictoire avec une étude similaire réalisée en hiver dans l'estuaire de la Tamise (Angleterre ; Bristow et al., 2013) durant laquelle une contribution significative et majoritaire d'un mélange de macroalgues et/ou de plantes en C4 (*Spartina anglica*) a été déterminée dans la fraction organique échantillonnée dans les vasières ou les prés salés. Dans notre étude, il est supposé que la diagénèse précoce, plus particulièrement la minéralisation benthique, n'influence pas les caractéristiques isotopiques de la fraction organique échantillonnée à la surface du sédiment dans le bas des prés salés (Ember et al. 1987). Cependant, comme l'ont démontré Benner et al. (1987), sur une période de 10 ans, la dégradation de la fraction organique issue de *Spartina* spp. modifie la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -13,1 à -17,2 ‰. Or, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ issue des stations du bas du pré salé de l'estuaire de l'Authie (où une forte colonisation de *Spartina anglica* est notable) sont encore bien en deçà de la gamme de valeurs fournie par l'étude précédemment citées. Il peut être alors ajouté à notre hypothèse, que la contribution d'autres sources de MO comme les végétaux halophiles en C3 et les bactéries présentes dans le sédiment dévient nettement les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vers des valeurs plus négatives, caractérisant ces deux sources potentielles, et finalement rendant difficile l'identification des plantes en C4 à partir dans notre étude. La contribution des communautés bactériennes comme source de MOP dans les sédiments des estuaires a largement été observée et cela plus particulièrement dans le contexte d'un apport important de MO issue des communautés phytoplanctoniques (Dai & Sun 2007, Palomo & Canuel 2010). De plus, la contribution des végétaux en C4 est supposée être limitée étant donné leur cycle de croissance, ponctué d'une phase de senescence en hiver (Valiela et al., 1976), limitant leur contribution au réservoir de MO

sédimentaire. Mais aussi leur faible densité observée dans le bas des prés salés limite une nouvelle fois leur contribution à l'apport de MOP à la surface du sédiment. Il est à noter que l'identification des sources de MOP relative aux plantes vasculaires est focalisée seulement sur les organes aériens. Néanmoins, d'après Wang et al. (2003) à partir d'échantillons de feuilles, de tiges et de racines issus de l'espèce *Spartina alterniflora*, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ne varient que de -1‰ et les valeurs du rapport molaire COT/NT varient de 31 à 75.

Il était attendu que les compositions isotopiques de carbone mesurées dans la fraction organique échantillonnée dans les stations des vasières et des prés salés, se rapprochent des valeurs définissant le tapis microbien. Il a été reporté dans la littérature que la caractérisation du tapis microbien est difficile à obtenir à partir seulement du rapport atomique COT/NT et la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. En effet les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, issu du tapis microbien sont très fluctuantes (-8.5 à -20 ‰) étant donné que la matrice sédimentaire est intimement liée à ces organismes benthiques autotrophes, mais aussi due à la variation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, en fonction de leur composition taxonomique (cyanobactéries, diatomées) leur productivité dépendante principalement de la température mais aussi des concentrations en nutriments (Currin et al. 1995, Canuel et al. 1997). Il a été démontré que le MPB peut constituer une source majoritaire de MO, comme dans l'estuaire tempéré de Kowie (Afrique du Sud ; Bergamino et al., 2014) ou dans l'estuaire de Newport (Caroline du Nord ; E.U.A. ; Currin et al., 1995) ou encore comme souligné dans le travail de synthèse de Bouillon and Boschker (2006). L'utilisation d'un troisième descripteur géochimique de la MO comme les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ pourrait permettre de déterminer avec plus de précision la contribution de cette source de MO qui était attendue être une des trois sources majoritaires dans les estuaires de la Canche et de l'Authie dans les stations constituées de sédiment cohésifs.

Les origines de la MO sédimentaire dans les estuaires de la Canche et de l'Authie sont conditionnées par la productivité primaire des différents réservoirs potentiels, soit la production primaire issue des communautés d'organismes autotrophes des eaux fluviales, des eaux marines et estuariennes mais aussi des prés salés. L'impact de la saisonnalité sur la production primaire issue des différents réservoirs comme les fleuves a été reporté dans d'autres environnements côtiers comme en Caroline du Nord (Cape Lookout Bight ; E.U.A ; Canuel and Martens, 1993) ou dans l'estuaire du Delaware (Cifuentes 1991) ou encore dans l'estuaire de York en Virginie (E.U.A. ; (Palomo & Canuel 2010).

La contribution des producteurs primaires fluviaux au réservoir de MO sédimentaire est conditionnée par l'apport des fleuves de la Canche et de l'Authie. La quantification des concentrations en sels nutritifs des eaux de surface de la Canche et de l'Authie a pu être réalisée à partir de Mars 2018 (Tableau 11).

Tableau 11: Concentration en nitrate et nitrite ($[\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-]$) et en phosphate dissoute ($[\text{PO}_4^{3-}]$) dans l'eau de surface des rivières de la Canche (n = 3) et de l'Authie (n = 3) pour le mois de Mars 2018

	$[\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-]$ (μM)	$[\text{NH}_4^+]$ (μM)	$[\text{PO}_4^{3-}]$ (μM)
Canche	314,3 ± 11,3	14,4 ± 0,1	0,33 ± 0,02
Authie	294,5 ± 25,9	20,6 ± 0,4	0,34 ± 0,06

Durant le mois de Mars 2018, les concentrations dans les eaux de surface mesurées dans la Canche et l'Authie se distinguent par des concentrations élevées en sels nutritifs azotés ($\text{N-NH}_4^+ > 10 \mu\text{M}$; $\text{N-NO}_3^- + \text{NO}_2^- > 250 \mu\text{M}$; $\text{PO}_4^{3-} > 0,25 \mu\text{M}$), typiques de cours d'eau pollués par l'exploitation agricole (Meybeck 1982). Avec une occupation des sols majoritairement allouée à l'agriculture (> 80% ; Corine Land Cover 2000), l'amendement des sols contribue à près de 80 % du flux en azote rejeté dans les milieux aquatiques du bassin Artois-Picardie (source : Agence de l'eau Artois-Picard - Etat des lieux 2013). Les fortes concentrations en nutriments sous formes d'azote et de phosphate ont pour conséquence de stimuler la production primaire phytoplanctonique dans les eaux de surface fluviales (Bum & Pick 1996). La détermination des différentes espèces phytoplanctoniques présentes dans l'eau de surface de la rivière de la Canche et de l'Authie, mais aussi la quantification de leur abondance respective a été réalisée à travers la collaboration d'Alice Delegrange (LOG UMR 8187 CNRS/UL/ULCO). Les résultats montrent une dominance des espèces de diatomées centriques contribuant à 48 % et 31 % de l'abondance totale des communautés phytoplanctoniques issues des échantillons d'eaux de surface respectivement de la Canche et l'Authie (Annexe 1). La dominance des diatomées centriques a été mesurée dans d'autres rivières tempérées (Devercelli and O'Farrell, 2013). Finalement l'ensemble de ces mesures montrent que la MOP provenant des eaux de surface fluviales est principalement dominée par une origine issue des communautés phytoplanctoniques. En revanche, ces eaux de surface ne montrent pas une contribution significative des plantes terrestres, étant donné les valeurs faibles du rapport COT/NT (Tableau 11). Cette observation a aussi été reportée dans un

environnement similaire en Georgie (E.U.A.) où les sources majoritaires de MO sont les communautés phytoplanctoniques marines et les halophytes en C4 (Sherr 1982). Une contribution moins importante de cette source allochtone de MOP au réservoir total de MO sédimentaire est attendue en période estivale en raison des débits faibles des fleuves et d'une diminution de la concentration en nutriments.

La quantification de la contribution des différentes sources à partir du rapport COT/NT et de la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sont à considérer avec précautions car il est supposé que la diagénèse précoce ne modifie pas les caractéristiques géochimiques de la MO sédimentaire. Or il a été démontré que la diagénèse précoce est une source potentielle de biais dans la caractérisation des sources de MO dans les environnements estuariens à partir du rapport atomique COT/NT et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Meckenstock et al. 1999, Freudenthal et al. 2001, Hill & McQuaid 2009, Greiner et al. 2016). Cependant, l'influence de la diagenèse précoce sur la caractérisation des sources de MO sédimentaire n'est pas similaire en fonction de l'origine de la MO (Lanari et al. 2018). En effet, les plantes vasculaires sont soumises à une modification moins importante des caractéristiques isotopiques et du rapport atomique COT/NT en comparaison de sources de MO plus facilement dégradables comme par exemple les macro- ou micro-algues (Galván et al., 2008; Kristensen, 1994). L'utilisation conjointe de biomarqueurs lipidiques et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ associés permettrait de déterminer l'impact de la diagénèse précoce, particulièrement la minéralisation benthique sur l'identification de l'origine de la MO sédimentaire dans les différents faciès biosédimentaires, permettant finalement d'affiner la caractérisation des contributions des différentes sources de MO (Boschker et al. 1999, Dai et al. 2005).

1.3 L'impact de l'aménagement de l'environnement sur la succession des faciès biosédimentaires le long du gradient tidal

Dans l'estuaire de la Canche, la chenalisation sur les deux rives du chenal principal réduit la méandrisation de ce dernier, donnant lieu à un cours d'eau rectiligne. Lors des évènements de vives eaux, associés à des évènements de fortes houles ou de crue, des forçages hydrodynamiques intenses sont susceptibles d'éroder efficacement les dépôts de sédiments cohésifs situés sur les deux rives, comme en témoigne l'observation de galets mous et de microfalaises d'érosion. Cependant, il est à noter que le rehaussement de la digue proche de l'embouchure, réalisé durant les années 1987-1988, a permis l'établissement d'une vasière étendue en rive nord de l'estuaire

de la Canche (Batthieu-Queney 2010). En conséquence de cette protection, la vasière est moins fréquemment et durablement soumise à l'action du chenal principal ce qui permet au pré salé de prograder localement comme en témoigne l'observation quasi exclusive d'une communauté de plantes halophytes composée de *Spartina anglica* et de *Salicornia europea* comme observé dans l'estuaire de Blackwater (Angleterre Underwood, 1997). Malgré cette zone en progradation, l'estuaire de la Canche a atteint un stade dans lequel la colonne sédimentaire est en équilibre avec la colonne d'eau résultant en un taux de sédimentation limité et une colonisation bien avancée de la quasi-totalité de la plateforme végétalisée par les espèces végétales du haut du pré salé.

Dans l'estuaire de l'Authie, l'absence de chenalisation et la forme plus envasée de l'estran permet une plus grande liberté de migration du chenal. En conséquence, ce dernier est alors flanqué en rive sud d'une déviation du cours d'eau par la plateforme de sable massive issue de l'érosion des dunes localisées sur la rive du contre poulie ou « bec de Perroquet » (Anthony & Dobroniak 2000). Ce phénomène d'érosion aurait pu être aussi présent dans l'estuaire de la Canche étant donné le contexte hydrodynamique et les similarités morphologiques propres aux estuaires picards. Cependant, la présence d'épis rocheux à l'embouchure de l'estuaire de la Canche limite l'érosion de cette rive et surtout le transfert de sédiments sableux dans la partie interne de l'estuaire. La migration du chenal principal en rive sud provoque une érosion significative de cette rive avec une absence de vasières aux abords du pré salé. La plateforme massive de sable déposée en rive nord subit un envasement du fait d'un espace d'accommodation réduit, à une absence de remobilisation par les courants de flot / jusant et à la biostabilisation du sédiment de surface par la présence de communautés microphytobenthiques, observées lors de notre échantillonnage (Holland et al. 1974, Grant et al. 1986). L'envasement qui se déroule sur cette plateforme massive ouvre la voie à la colonisation du sédiment par les espèces pionnières du pré salé qui prograde alors progressivement vers le sud (Sanchez et al. 2001). La rive sud étant sous contrainte érosive en raison de l'influence directe du chenal principal, les deux rives évoluent de manière antagoniste. Contrairement à l'estuaire de la Canche, l'estuaire de l'Authie est dans un état transitoire, et en rive nord, une progradation significative du pré salé a été observée.

L'influence de l'aménagement de la zone intertidale et des processus naturels comme les tempêtes sur la géomorphologie et la dynamique sédimentaire contrôlent la répartition, l'origine et le devenir de la MO sédimentaire à l'échelle de l'estuaire. Dans l'estuaire de la Canche, la

configuration du chenal augmente la probabilité d'éléments érosifs des vasières et des prés salés dans lesquels la MOT déposée à la surface et enfouie dans les couches plus profondes du sédiment est exportée lors des événements extrêmes vers le réservoir océanique ou redéposée aux étages tidaux plus élevés. L'état stable des prés salés induit une importante contribution des végétaux halophytes au réservoir de MOT à la surface du sédiment. A partir de nos mesures de terrain, cette contribution reste restreinte étant donné la forte production primaire issue des communautés phytoplanctoniques fluviales et marines/estuariennes. En ce qui concerne l'estuaire de l'Authie, la progradation des prés salés en rive nord conduira à une augmentation de la contribution de la production primaire issue des halophytes à l'échelle de l'estuaire. Cependant, l'évolution antagoniste, soit l'érosion, en rive sud est liée à la proximité du chenal principal et conduit à une diminution de la surface des prés salés. Cette diminution finalement aura pour impact d'une part de diminuer sur cette rive la contribution des végétaux halophytes au réservoir total de MO sédimentaire et d'autre part d'augmenter l'exportation de MO vers le réservoir océanique lors des événements érosifs. Dans un contexte de réchauffement climatique globalisé, la hausse du niveau marin et l'augmentation de la fréquence des tempêtes induit une augmentation des événements érosifs dans les estuaires et finalement une amplification des processus d'exports de MO sédimentaire des prés salés vers le réservoir océanique (Temmerman et al. 2004b, Theuerkauf et al. 2015).

La dynamique du pré salé selon son état de maturité a aussi un rôle primordial à jouer sur les processus de production, d'exportation de la MO sédimentaire. Un cas de figure non envisagé à partir des estuaires de la Canche et de l'Authie est le retrait du pré salé suite à un ensablement avancé, reflétant le devenir de ces estuaires.

1.4 L'estuaire de la Somme : le retrait du pré salé par ensablement

L'estuaire de la Somme a été échantillonné dans le cadre de ce projet de thèse sur la rive nord et ouest. L'échantillonnage, comptabilisant 39 stations, s'est concentré sur la rive nord à travers 4 transects. La rive ouest quant à elle a été échantillonnée le long d'un seul et unique transect s'étendant sur environ 1400 mètres (Figure 17). Étant donné la faible représentativité de notre échantillonnage en considérant la surface totale de cet estuaire, il a été décidé de ne pas intégrer ce jeu de donnée au Chapitre 3. Malgré cela, l'étude de la distribution de la MO

sédimentaire et de la répartition des faciès biosédimentaires à travers l'échantillonnage de ces deux rives illustre les conséquences d'un ensablement avancé et l'importance de la disponibilité en sédiments fins pour la pérennité des vasières et des prés salés.

Dans l'estuaire de la Somme, la flèche composée de galets à l'embouchure protège partiellement la partie interne de l'estuaire de la houle. La rive nord est alors particulièrement exposée à de fortes contraintes hydrodynamiques, résultant dans le cas de l'estuaire de la Somme, à des apports fréquents de sable issu de la Manche. Au contraire, la rive ouest, flanquée contre la flèche, est quant à elle protégée de la houle. La succession des faciès biosédimentaires observée le long des transects est constituée de dépôts étendus de sédiments perméables qui succèdent directement à une plateforme végétalisée, soulignant l'absence généralisée de vase sur cette rive. Les corps sédimentaires sableux sont des dépôts constitués de sédiments très bien triés, dont la distribution granulométrique est unimodale et centrée sur la classe des sables fins. Des rides lingoïdes et sinueuses sont observées à la surface de ces étendues planes de sables nus où une quantité importante de bioclastes carbonatés, correspondant principalement à des lamellibranches (*Cerastoderma edule*), ont été retrouvés (Tableau 12). La quantité de MOT à la surface de ces dépôts de sédiments perméables est négligeable, malgré la présence de rides de courant susceptibles de faciliter le dépôt de particules fines minérales et organiques dans les creux de ces dernières comme nous avons pu l'observer dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie. Concernant la plateforme végétalisée, cette dernière peut être divisée en deux zones. Une première zone située plus au sud, en direction du Crotoy, est composée de sédiments de surface en grande partie sableux (61,6 à 86,1 %), traduisant un ensablement significatif de la plateforme végétalisée (Figure 16). La quantité de MOT à ces stations est plus faible (2,1 – 3,6 %) que les valeurs mesurées dans les prés salés de l'estuaire de la Canche et de l'Authie (> 5,0 %). La seconde zone du pré salé, localisée à l'embouchure de la Maye, est constituée de communautés de végétaux halophytes bien établies, dominées par *Halimione portulacoides*. Dans cette zone, le sédiment de surface contient une faible quantité de sable (0,1 à 4,9 %) et *a contrario* une fraction organique importante (7,6 à 16,3 %), caractéristiques des parties hautes du pré salé identifiées dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie. La distinction de ces deux zones traduit deux phénomènes influençant la répartition des communautés halophytes et finalement de la MOT à la surface du sédiment.

Premièrement, l'ensablement du sédiment de surface réduit la croissance des populations de végétaux halophytes ce qui limite l'apport direct de MO à la surface du sédiment par ces derniers mais aussi le dépôt de particules fines à la surface du sédiment en raison d'une plus faible réduction des courants au voisinage du fond. Concernant la zone de pré salé sous influence de 'la Maye', le pré salé reçoit une part plus importante de particules fines à la surface du sédiment. En effet, la Maye malgré un débit très faible (moyenne de 0,4 m³/s à la station de jaugeage de « Arry »; Banque Hydro, 1993-2006) joue un rôle dans le maintien du pré salé, en diminuant localement la salinité du sédiment et en apportant des particules fines indispensables à l'accrétion verticale des sédiments cohésifs et finalement à la pérennité des espèces halophytes comme observé dans un pré salé en Louisiane (E.U.A.; DeLaune et al. 2003). Le maintien de ces espèces halophytes conduit à une boucle de rétroaction positive et finalement à l'accumulation de MO dans le sédiment.

Le transect positionné sur la rive ouest montre une organisation similaire à la rive nord de l'estuaire de l'Authie avec un haut de pré salé dominé par des étendues denses de *Halimione portulacoides* et plus proche du bas du transect des communautés de *Spartina anglica* très étendues. Il est cependant important de souligner que le transect échantillonné se termine dans une vasière étendue jusqu'à une digue. La vasière est séparée de l'influence du chenal principal par une digue comme observé localement en rive nord de l'estuaire de la Canche. Le long de ce transect, la répartition de la MOT suit la même logique que présentée le long des étages tidaux dans l'estuaire de l'Authie avec une augmentation graduelle de la quantité de MOT vers le haut de pré sale, à la surface du sédiment. La détermination des sources de MOP sur les deux rives n'a pas été effectuée. Cependant il est attendu que les communautés phytoplanctoniques fluviales soient moins représentées dans le réservoir de MO sédimentaire, étant donné la limitation des apports fluviaux de la Somme dans la zone estuarienne en raison du barrage ouvert seulement lors des marées descendantes (Figure 16).

Tableau 12: Localisation des stations et caractéristiques sédimentologiques mesurées à la surface du sédiment collecté dans l'estuaire de la Somme

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Faciès de dépôt et végétation	Distribution granulométrique (%) et paramètre							Contenu en carbonate totale (% poids sec)
				Argile	Silt	Sable	Moyenne (µm)	Sorting	Skewness		
T1-1	50° 15' 05.004"	1° 34' 43.751"	Sable avec des rides de courant, présence de débris coquilliers	0,6 ± 0,2	2,1 ± 0,4	97,3 ± 0,6	240,8 ± 1,8	1,4 ± 0,0	-0,04 ± 0,01	-	
T1-2	50° 15' 09.396"	1° 34' 59.159"	Sable avec des rides de courant sinueuses à linguoides dont les creux sont recouverts par du matériel fin et des débris coquilliers	3,2 ± 0,4	14,5 ± 3,7	137,1 ± 20,3	17,7 ± 0,3	2,7 ± 0,3	-0,51 ± 0,01	7,3 ± 1,3	
T1-3	50° 15' 09.792"	1° 35' 00.347"	Sable avec des rides de courant rectilignes à sinueuses	0,4 ± 0,0	1,0 ± 0,1	98,6 ± 0,1	266,7 ± 3,7	1,3 ± 0,0	-0,02 ± 0,01	41,1 ± 0,8	
T1-4	50° 15' 10.332"	1° 35' 01.536"	Sable avec rides de courant sinueuses, présence de débris coquilliers	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	100,0 ± 0,0	278,8 ± 5,9	1,3 ± 0,0	0,00 ± 0,00	3,7 ± 0,3	
T1-5	50° 15' 12.656"	1° 35' 10.139"	Sédiment cohésif avec des patchs de <i>Puccinellia maritima</i>	20,5 ± 2,7	74,6 ± 1,0	4,9 ± 3,0	11,7 ± 0,5	3,7 ± 0,2	-0,15 ± 0,03	44,3 ± 0,6	
T1-6	50° 15' 15.696"	1° 35' 19.067"	Sédiment cohésif avec des patchs de <i>Puccinellia maritima</i>	17,2 ± 4,0	78,2 ± 2,6	4,5 ± 2,0	15,6 ± 0,6	3,3 ± 0,1	-0,24 ± 0,03	42,1 ± 1,4	
T1-7	50° 15' 18.796"	1° 35' 28.175"	Sédiment cohésif avec des patchs de <i>Puccinellia maritima</i>	23,6 ± 1,3	76,3 ± 1,3	0,1 ± 0,1	9,7 ± 0,6	3,2 ± 0,1	-0,17 ± 0,02	-	
T2-1	50° 14' 52.800"	1° 34' 21.360"	Sable avec des rides de courant et des débris coquilliers	1,5 ± 0,3	2,7 ± 0,1	96,4 ± 0,2	216,0 ± 9,8	1,5 ± 0,0	-0,08 ± 0,08	-	
T2-2	50° 14' 54.346"	1° 34' 44.003"	Sable avec des rides de courant sinueuses, présence de pores en surface d'origine biologique et des débris coquilliers	0,8 ± 0,1	4,9 ± 0,7	93,6 ± 0,9	196,0 ± 3,4	1,8 ± 0,2	-0,30 ± 0,08	10,5 ± 0,3	
T2-3	50° 14' 55.752"	1° 34' 57.071"	Sable avec présence de pores en surface d'origine biologique	2,9 ± 0,3	15,9 ± 0,5	81,1 ± 0,7	123,8 ± 6,9	2,7 ± 0,0	-0,58 ± 0,02	15,1 ± 2,5	
T2-4	50° 14' 55.896"	1° 34' 59.051"	Sable avec des rides de courant croisées et linguoides, pores en surface d'origine biologique et des débris coquilliers	1,6 ± 0,4	12,3 ± 2,8	85,1 ± 3,2	127,9 ± 15,1	2,2 ± 0,2	-0,54 ± 0,04	19,8 ± 1,6	
T2-5	50° 14' 55.680"	1° 35' 02.219"	Sable avec des rides de courants linguoides et des débris coquilliers	1,4 ± 0,3	4,4 ± 0,8	94,3 ± 1,1	211,3 ± 4,9	1,6 ± 0,1	-0,30 ± 0,08	9,5 ± 0,7	
T2-6	50° 14' 57.388"	1° 35' 08.231"	Vase avec présence de pores en surface d'origine biologique	23,6 ± 1,0	74,3 ± 2,7	2,2 ± 1,6	11,3 ± 0,4	3,6 ± 0,2	-0,14 ± 0,01	-	
T2-7	50° 14' 59.244"	1° 35' 18.455"	Sédiment plus compact	24,2 ± 2,6	76,2 ± 1,8	0,0 ± 0,0	101,0 ± 0,0	3,2 ± 0,0	-0,16 ± 0,00	56,7 ± 0,3	
T2-8	50° 15' 01.872"	1° 35' 28.319"	Sédiment plus compact	19,5 ± 2,6	75,8 ± 2,7	4,7 ± 5,2	12,7 ± 2,2	3,4 ± 0,1	-0,16 ± 0,01	-	
T3-1	50° 14' 37.788"	1° 35' 05.135"	Sable avec des rides de courant sinueuses dont les creux sont recouverts par du matériel fin et des débris coquilliers	0,7 ± 0,1	2,1 ± 0,1	97,2 ± 0,1	209,2 ± 2,5	1,4 ± 0,0	-0,06 ± 0,01	10,3 ± 0,0	
T3-2	50° 14' 42.900"	1° 35' 13.343"	Sable avec des rides de courant sinueuses et des débris coquilliers	0,4 ± 0,1	1,0 ± 0,1	98,6 ± 0,2	227,8 ± 3,3	1,4 ± 0,0	-0,01 ± 0,00	9,9 ± 0,6	
T3-3	50° 14' 44.016"	1° 35' 14.856"	Sable avec des rides de courant sinueuses et des débris coquilliers	0,4 ± 0,0	1,1 ± 0,1	98,5 ± 0,0	219,1 ± 4,9	1,4 ± 0,0	-0,03 ± 0,00	9,9 ± 0,3	
T3-4	50° 14' 45.312"	1° 35' 16.763"	Sable avec des rides de courant sinueuses et des débris coquilliers	0,5 ± 0,0	1,2 ± 0,1	98,3 ± 0,1	78,5 ± 15,2	3,5 ± 0,3	-0,04 ± 0,02	9,7 ± 0,3	
T3-5	50° 14' 47.344"	1° 35' 22.019"	Sédiment plus compact	6,4 ± 2,3	24,2 ± 7,1	67,0 ± 7,0	46,1 ± 1,6	3,7 ± 0,1	-0,66 ± 0,03	-	
T3-6	50° 14' 60.640"	1° 35' 31.056"	Sable avec des rides de courant, présence de pores en surface d'origine biologique et des débris coquilliers	2,3 ± 0,1	11,6 ± 2,0	86,1 ± 2,1	142,3 ± 9,3	2,2 ± 0,2	-0,51 ± 0,01	16,2 ± 1,9	
T4-1	50° 14' 22.812"	1° 34' 54.696"	Sable avec des rides de courant linguoides, présence de débris coquilliers et d'un patch de <i>Spartina anglica</i> (< 5 cm de hauteur)	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	100,0 ± 0,0	230,5 ± 3,6	1,3 ± 0,0	0,03 ± 0,00	7,1 ± 0,6	
T4-2	50° 14' 26.760"	1° 35' 11.831"	Sable avec des rides de courant linguoides, présence de débris coquilliers	0,7 ± 0,2	2,3 ± 0,4	97,0 ± 0,6	221,5 ± 3,3	1,4 ± 0,0	-0,09 ± 0,03	8,7 ± 0,4	
T4-3	50° 14' 33.324"	1° 35' 22.668"	Sable avec des rides de courant linguoides, présence de débris coquilliers	0,3 ± 0,2	0,5 ± 0,5	99,2 ± 0,7	225,6 ± 1,9	1,3 ± 0,0	-0,02 ± 0,01	7,4 ± 0,2	
T4-4	50° 14' 33.576"	1° 35' 22.388"	Sable avec des rides de courant croisées et linguoides, présence de débris coquilliers	0,4 ± 0,0	0,9 ± 0,3	98,7 ± 0,3	234,0 ± 5,2	1,3 ± 0,0	-0,04 ± 0,01	6,9 ± 0,1	
T4-5	50° 14' 34.044"	1° 35' 24.56"	Sable avec des rides de courant linguoides, présence de coquilles et des débris coquilliers	0,4 ± 0,0	1,1 ± 0,3	98,5 ± 0,4	242,7 ± 1,7	1,4 ± 0,0	-0,02 ± 0,01	7,0 ± 0,1	
T4-6	50° 14' 35.412"	1° 35' 29.147"	Sablo-vaseux, présence de patchs de <i>Spartina anglica</i> (< 3 cm de hauteur)	7,9 ± 1,9	30,2 ± 4,6	61,9 ± 5,9	47,1 ± 7,3	3,3 ± 0,2	-0,71 ± 0,04	26,7 ± 2,3	
T4-7	50° 14' 38.364"	1° 35' 38.075"	Sablo-vaseux, présence de patchs de <i>Spartina anglica</i> (< 3 cm de hauteur)	0,9 ± 0,0	46,0 ± 5,7	40,0 ± 6,6	41,3 ± 8,6	5,6 ± 0,1	0,30 ± 0,07	22,4 ± 5,3	
T5-2	50° 12' 02.628"	1° 35' 01.967"	Sédiment plus compact	18,0 ± 0,1	59,5 ± 3,2	22,6 ± 3,2	17,3 ± 0,8	4,3 ± 0,2	-0,09 ± 0,04	39,4 ± 0,9	
T5-3	50° 11' 32.784"	1° 34' 47.927"	Sédiment plus compact	3,2 ± 0,9	0,5 ± 0,1	14,8 ± 2,6	17,6 ± 3,0	3,5 ± 0,2	-0,17 ± 0,04	45,1 ± 0,9	
T5-4	50° 12' 01.332"	1° 35' 1.463"	Sédiment plus compact	4,6 ± 0,4	11,9 ± 1,1	83,4 ± 0,9	118,4 ± 9,7	2,5 ± 0,1	-0,64 ± 0,01	24,7 ± 0,2	
T5-5	50° 12' 01.332"	1° 35' 01.145"	Sablo-vaseux avec des rides de courant sinueuses à linguoides, présence de pores à la surface d'origine biologique	4,5 ± 1,4	8,9 ± 2,4	84,5 ± 1,7	151,0 ± 2,2	2,3 ± 0,4	-0,67 ± 0,09	17,8 ± 0,5	
T5-6	50° 12' 00.792"	1° 35' 01.284"	Sablo-vaseux avec ride de courant sinueuses à linguoides et des débris coquilliers	7,5 ± 0,6	21,8 ± 2,7	70,9 ± 3,0	70,1 ± 6,2	4,1 ± 0,2	-0,66 ± 0,02	25,9 ± 2,1	
T5-7	50° 11' 42.864"	1° 34' 52.140"	Sédiment plus compact	25,5 ± 0,9	73,9 ± 0,8	0,6 ± 0,1	102,7 ± 0,7	3,6 ± 0,2	-0,14 ± 0,04	46,7 ± 0,3	
T6-1	50° 12' 11.844"	1° 35' 06.035"	Vase avec présence de pores en surface d'origine biologique	16,5 ± 0,3	63,0 ± 4,9	20,4 ± 4,7	19,4 ± 1,6	3,9 ± 0,4	-0,32 ± 0,01	42,7 ± 0,3	
T6-2	50° 12' 17.280"	1° 35' 10.355"	Sable avec des dépôts hétérogènes de matériels fins, présence de pores à la surface d'origine biologique	12,4 ± 2,0	54,5 ± 3,2	33,1 ± 4,6	27,2 ± 3,1	3,7 ± 0,2	-0,49 ± 0,04	37,4 ± 1,4	
T6-3	50° 12' 08.316"	1° 35' 05.064"	Sablo-vaseux	21,8 ± 2,8	74,4 ± 2,5	3,8 ± 1,8	11,8 ± 1,4	3,5 ± 0,2	-0,11 ± 0,02	45,3 ± 2,0	
T6-4	50° 12' 08.316"	1° 35' 05.064"	Sablo-vaseux	27,1 ± 1,6	72,8 ± 1,6	0,1 ± 0,1	9,0 ± 0,3	3,4 ± 0,1	-0,10 ± 0,02	47,5 ± 0,4	
T6-5	50° 12' 00.324"	1° 34' 59.627"	Sablo-vaseux avec rides de courant sinueuses, présence de pores en surface d'origine biologique	13,4 ± 1,4	35,3 ± 3,1	51,3 ± 4,4	37,8 ± 5,1	4,9 ± 0,1	-0,54 ± 0,06	28,0 ± 3,4	
T6-6	50° 11' 58.560"	1° 34' 59.340"	Sédiment plus compact	17,0 ± 2,0	55,8 ± 5,9	27,4 ± 7,8	16,8 ± 1,0	4,2 ± 0,1	-0,09 ± 0,05	34,5 ± 1,0	

1.5 Conclusion

L'approche cartographique a permis la caractérisation de la mosaïque des faciès biosédimentaires à l'échelle de l'estuaire de la Canche et de l'Authie. La diversité du paysage estuarien peut être regroupée en quatre grands faciès biosédimentaires répartis de manière non homogène. Ces faciès sont discriminés principalement à partir de la distribution granulométrique, de la végétation, de la quantité et de l'origine de la MO sédimentaire. À l'échelle du quadra jusqu'à l'échelle de l'estuaire, différents processus naturels et anthropiques ont été déterminés comme facteurs contrôlant directement ou indirectement la répartition et l'origine de la MO sédimentaire. Finalement ce travail est un véritable pré requis pour la caractérisation des processus de la minéralisation en ciblant des stations représentatives des différents faciès biosédimentaires dans les estuaires de la Canche et de l'Authie. Étant donné la faible représentativité de notre échantillonnage dans l'estuaire de la Somme, il a été décidé d'exclure cet environnement estuarien des mesures des taux de minéralisation benthique.

2 LA MINÉRALISATION DE LA MO DANS LA MOSAÏQUE DE FACIES BIOSÉDIMENTAIRES DE L'ESTUAIRE DE LA CANCHE ET DE L'AUTHIE

2.1 *Influence des propriétés sédimentologiques sur les taux de minéralisation benthiques*

2.1.1 La disponibilité de la MOT à la surface du sédiment

L'étage proche subtidal est soumis à des conditions hydrodynamiques intenses induisant la formation d'un environnement sédimentaire défini par des sédiments grossiers ($D_{50} > 81 \mu\text{m}$), une faible porosité (0,35 - 0,46) et un dépôt faible de MOT à la surface du sédiment (0,6 - 2,0 %). Les étages tidaux plus élevés, les vasières et les prés salés, sont sujets à des contraintes hydrodynamiques moins intenses et sont donc définis par des dépôts de sédiments fins ($D_{50} < 24 \mu\text{m}$), caractérisés par une forte porosité (0,62 - 0,77) et une quantité de MOT déposée à la surface du sédiment non négligeable ($> 4,5 \%$). Dans ces environnements sédimentaires, la quantité importante de MOT disponible à la surface du sédiment induit des taux de minéralisation benthique à l'immersion (demande en O_2 du sédiment) et à l'émersion (libération de CO_2 du

sédiments) importants, contrairement aux sédiments perméables appauvris en MOT (Figure 37A et 47).

Cette variation le long des transects est mise en valeur à travers l'identification de la granulométrie (D_{50}) et de la quantité de MOT comme les meilleurs descripteurs de la variation spatiale et saisonnière, respectivement des taux de minéralisation à l'immersion et à l'émersion. Dans la littérature, il a largement été rapporté que la disponibilité en MO à la surface du sédiment contrôle en partie les taux de minéralisation benthique dans les environnements côtiers (p.ex. Denis and Grenz, 2003; Giles et al., 2007; Hammond et al., 1985; Nedwell et al., 1993; Pastor et al., 2011; Shim et al., 2011; Wijsman et al., 1999; Zimmerman and Benner, 1994). De plus, dans les environnements enrichis en MO, les vasières et les prés salés, la cohésion des particules fines, limitent la pénétration en O_2 dans le sédiment de surface (Revsbech et al. 1980). En effet, la présence d'un sédiment cohésif limite le transport diffusif et inhibe le transport advectif d' O_2 à la surface du sédiment (Rasmussen & Jørgensen 1992), induisant des processus de minéralisation anaérobie intenses et une accumulation d'espèces chimiques réduites, ces éléments étant amplifiés par la forte quantité de MO disponible, et finalement accentue la demande en O_2 du sédiment (Glud 2008). Étant donné la faible disponibilité en O_2 dans les sédiments cohésifs, les processus de minéralisation anaérobie sont prédominants comme la sulfato-réduction et l'oxydation par l'utilisation de Fe^{2+} démontrée comme voie de minéralisation anaérobie dominante dans les prés salés (Howarth 1984, Kostka et al. 2002, Gribsholt & Kristensen 2003).

2.1.2 La labilité de la MO à la surface du sédiment

La dimension quantitative de la MO n'est pas la seule à avoir une incidence sur les taux de minéralisation benthique. En effet, la dimension qualitative, c.à.d. la labilité de la MO sédimentaire a été reportée comme ayant une influence significative sur la demande en O_2 du sédiment (Hedges et al. 1988, Jensen et al. 1990, Grenz et al. 2000, Arnosti & Holmer 2003, Pastor et al. 2011). L'étude de la labilité de la MO sédimentaire dans notre étude a été peu développée, étant donné que cette quantification sous-tend une caractérisation géochimique plus poussée de la fraction organique, comme par exemple *via* l'utilisation de biomarqueurs lipidiques (Karlsson et al. 2012) ou d'acides aminés (p.ex. Pastor et al., 2011). Néanmoins, il est largement reconnu que les sucres correspondent à une fraction organique rapidement minéralisée par l'activité microbienne et sont

donc considérés comme une fraction labile de la MO (Decho 2000, Hofmann et al. 2009, Pierre et al. 2014). Les EPS colloïdaux (cEPS) correspondent à des sucres (monosaccharides) dont le glucose est la forme majoritaire (Hofmann et al. 2009, Pierre et al. 2012). Cette source de carbone est synthétisée à marée basse, à la lumière et proportionnellement à la biomasse microphytobenthique et à la productivité de ces communautés (Underwood & Smith 1998, De Brouwer & Stal 2001). Les biomasses chlorophylliennes mesurées dans les sédiments de surface sont corrélées significativement ($R = 0,53$, $p < 0,049$) aux concentrations d'EPS colloïdaux. Néanmoins il est important de souligner que cette corrélation est limitée étant donné que la quantité de chlorophylle *a* mesurée à la surface du sédiment, n'est pas seulement attribuable à la biomasse microphytobenthique. En effet la quantité de chlorophylle *a* mesurée à la surface du sédiment peut provenir de diverses origines, de divers organismes photosynthétiques tels que les végétaux halophiles du pré salé et les communautés phytoplanctoniques (Estrada et al. 1974, Blanchard et al. 1996, Macintyre & Cullen 1996, Brotas & Plante-Cuny 1998). Dans les sédiments cohésifs, les concentrations en cEPS sont les plus élevées, variant de 19,7 à 194,3 $\mu\text{g glu/g}$. Au contraire, les sédiments perméables où la colonisation du sédiment par le MPB (0,9 à 11 $\mu\text{g/g}$) est limitée, sont caractérisés par de faibles concentrations de cEPS (9,1 – 21,9 $\mu\text{g glu/g}$). Cependant à partir de nos mesures de terrain, il n'est pas possible de confirmer de lien significatif entre les concentrations en cEPS et les taux de minéralisation benthique mesurés à partir de l' O_2 ($R = 0,49$; $p = 0,076$) et du CO_2 ($R = 0,52$; $p = 0,056$). Il est supposé que l'absence de significativité provient de l'hétérogénéité spatiale à l'échelle de la station (Underwood & Kromkamp 1999). Néanmoins, malgré une absence de significativité, la production de MO labile issue principalement du MPB est susceptible d'expliquer partiellement les variations spatiales des taux de minéralisation benthiques entre les sédiments perméables peu productifs et les sédiments cohésifs des vasières et des prés salés fortement colonisés par le MPB (Figure 37A et 47). Néanmoins, le long du gradient tidal, le MPB n'est pas la seule source de composés organiques susceptibles de stimuler la minéralisation benthique. En effet, à travers leurs racines, les halophytes libèrent du carbone organique dissous et des produits de la fermentation issue du métabolisme anaérobie du système racinaire (Hines et al. 1999). Il est attendu qu'une part des forts taux de minéralisation benthique mesurés à l'immersion et à l'émersion dans les plateformes végétalisées provienne en partie de la libération du carbone organique dissous par les racines des halophytes qui est alors minéralisé

par les communautés microbiennes aérobies capables de dégrader cette source de carbone organique dissous labile (Kristensen & Holmer 2001, Gribsholt & Kristensen 2002).

2.2 Influences des facteurs biotiques sur taux de minéralisation benthique

Comme décrit précédemment, le long du gradient tidal, le sédiment est colonisé par des communautés d'organismes autotrophes comme les communautés microphytobenthiques, mais aussi par les plantes vasculaires halophiles présentes dans les prés salés. De plus, à travers la détermination taxonomique de la macrofaune benthique et la quantification de la biomasse totale, la description des communautés de la macrofaune benthique a pu être obtenue le long du gradient tidal

2.2.1 Influence sur les flux mesurés à l'immersion : O_2 , $NO_3^- + NO_2^-$ et NH_4^+

2.2.1.1 Impact des organismes autotrophes : le MPB et les végétaux halophytes

La diffusion d' O_2 dans les couches superficielles du sédiment par le MPB et le système racinaire des halophytes conduit à une plus forte pénétration en O_2 modifiant les conditions redox du sédiment et finalement stimule l'activité de minéralisation aérobie mais aussi anaérobie par l'oxydation des espèces chimiques réduites accumulées dans le sédiment de surface (Gribsholt & Kristensen 2002, 2003, Holmer et al. 2002, Sundby et al. 2003). Etant donné que le MPB est distribué de manière non significativement différente entre les vasières et les prés salés, la demande en O_2 moins importante des prés salés en comparaison des vasières est issue de la diffusion d' O_2 par le système racinaire (Figure 37A). L'oxydation du sédiment par l'activité de ces organismes autotrophes influence directement le couplage nitrification – dénitrification en stimulant la nitrification (Rysgaard et al. 1995, Petersen & Jensen 1997, Hamersley & Howes 2005). Ce phénomène induit alors la prédominance de la nitrification (production de NO_3^-) sur la dénitrification (consommation de NO_3^-) traduite par les mesures positives des flux NO_3^- .

Il est à souligner que le couplage nitrification-dénitrification est aussi impacté par l'assimilation du MPB et des plantes vasculaires directement pour leur métabolisme de NO_3^- et de NH_4^+ qui limite ainsi la disponibilité en azote pour les bactéries nitrifiantes et dénitrifiantes (Anderson et al., 1997; Howes et al., 1996; Rysgaard et al., 1993; Sundbäck and Graneli, 1988). La forte activité de

bactéries nitrifiantes couplée à l'assimilation de NH_4^+ des halophytes et du MPB mais aussi leur pouvoir oxydatif sont confirmés par les faibles relargages de NH_4^+ du sédiment vers la colonne d'eau dans les stations du pré salé. Néanmoins, les sédiments cohésifs colonisés par la macrofaune benthique montrent des résultats contraires avec un fort relargage de NH_4^+ du sédiment vers la colonne d'eau.

2.2.1.2 Influence de la macrofaune benthique

Les vasières colonisées par la macrofaune benthique (Sta.2C pour les deux saisons et Sta.1A pour la saison estivale) sont de véritables sources de NH_4^+ pour la colonne d'eau comme le traduisent les flux positifs et non négligeables mesurés à ces stations (Figure 37B). En effet, à partir des mesures de terrain, il a pu être démontré que la biomasse totale de la macrofaune benthique qui est principalement représentée par la biomasse totale du polychète *Hediste diversicolor*, a un impact significatif ($R^2 = 0,57$; $p < 0,05$) sur la libération de NH_4^+ du sédiment vers la colonne d'eau. L'augmentation du relargage de NH_4^+ dans les sédiments colonisés par la macrofaune benthique est plus précisément la conséquence de la présence et de l'activité de bioturbation de *Hediste diversicolor* qui induit la stimulation de la minéralisation benthique (Christensen et al., 2000; Kristensen et al., 2012; Mermillod-Blondin et al., 2004; Nizzoli et al., 2007). En effet, l'espèce *Hediste diversicolor* par la création d'un terrier en forme de U, accroît la surface d'échanges entre la colonne d'eau et le sédiment et augmente la formation de véritables interfaces oxygène/anoxique (Aller, 1982; Kristensen, 2000) mais est aussi responsable, par l'activité intermittente de ventilation de son terrier, de l'accroissement du transport d'oxydants en profondeur dans le sédiment (Kristensen 1985, Nielsen et al. 2004, Wenzhöfer & Glud 2004). De plus, la stimulation de la minéralisation benthique est induite par le remaniement sédimentaire qui a pour conséquence de transporter des particules organiques présentes à la surface du sédiment dans les couches sédimentaires plus profondes (Duport et al. 2006). Il a aussi été démontré que l'espèce *Hediste diversicolor* libère par excrétion directement du NH_4^+ dans la colonne d'eau (Asmus et al., 2000; Henriksen et al., 1983; Kristensen and Hansen, 1999). Etant donné que la dynamique de l'azote à partir de nos mesures de terrain est impactée par la présence et l'activité de bioturbation de la macrofaune benthique, il est alors intéressant de quantifier l'impact de la présence de la macrofaune benthique sur la consommation d' O_2 du sédiment. La Figure 53 présente pour chaque station colonisée par la macrofaune benthique, les différentes

valeurs de la demande en O₂ du sédiment en fonction de la biomasse totale dans chaque carotte incubée. Pour rappel, l'espèce *Hediste diversicolor* était l'espèce dominante dans les stations des vasières (Sta.2C et Sta.1A en été). Cependant, la présence de *Scrobicularia plana* à la station Sta.1A (en été) et de *Macoma balthica* à la station Sta.1C (en été), a été observée et représente respectivement 23 % et 64% de la biomasse totale mesurée.

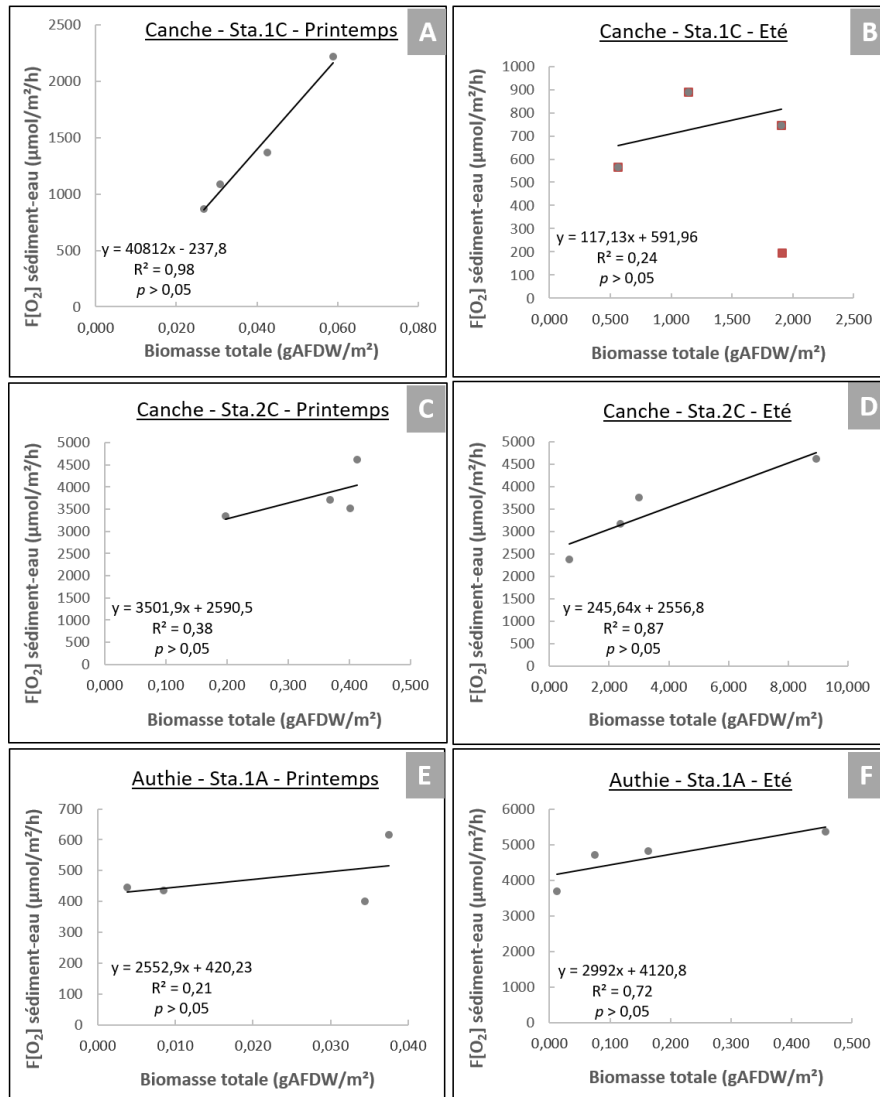


Figure 53 : Droite de régression linéaire entre la demande en O₂ du sédiment et la biomasse totale de la macrofaune. Le point rouge désigne un point qui a été retiré de la régression linéaire.

Cette méthode graphique permet à partir de la droite de régression, d'obtenir la valeur de la demande en O₂ du sédiment en absence de macrofaune benthique, soit l'interception de la droite linéaire sur l'ordonnée à l'origine. Néanmoins en vue des résultats, cette méthode ne présente pas pour toutes les stations des résultats pertinents, comme observés à la station sableuse de la Canche, soit Sta.1C au printemps (Figure 53A). Le manque de points proches de

l'ordonnée à l'origine occasionne une valeur d'interception légèrement négative, qui est attendue être proche de 0. Néanmoins, pour les autres stations, les résultats permettent de quantifier la contribution relative de la macrofaune benthique à la demande en O₂ du sédiment pour chacune des stations (Tableau 13). Par exemple à la station 2C au printemps, en absence de la faune benthique ($x = 0$), le compartiment benthique consomme 2590 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$. Or à cette même station, la valeur moyenne de consommation totale d'O₂ (minéralisation + respiration de la macrofaune) est égale à 3799 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{h}$. En divisant la consommation d'O₂ sans la macrofaune par la consommation totale d'O₂, il est obtenu la part relative de la consommation d'O₂ exclusivement issue de la minéralisation benthique. Finalement, par soustraction, il est déduit la part de la consommation d'O₂ issue de la respiration de la macrofaune benthique (Tableau 13).

Tableau 13: Contribution relative de la respiration de la macrofaune benthique sur la demande en O₂ du sédiment

	printemps	été
Sta.1C	-	1%
Sta.2C	32%	27%
Sta.1A	11%	11%

Les stations de sédiments perméables montrent une faible contribution de la macrofaune, cependant étant donné les faibles valeurs de biomasse mesurées à ces stations (Figure 53B), il semble logique que la macrofaune benthique retrouvée à ces stations ne consomme pas une part aussi importante que la communauté de macrofaune benthique retrouvée à la station Sta.2C (Figure 53C,D). A cette station, la respiration de *Hediste diversicolor* consomme entre 27 et 31 % de l'O₂ consommé par le sédiment. De manière générale, la consommation d'O₂ par la macrofaune benthique varie entre 15 et 20 % et n'excède pas 30 % du flux total d'O₂ à l'interface sédiment - eau (Kristensen et al. 1992, Banta et al. 1999, Glud 2008). Il est à souligner que cette approche montre un certain biais à ne pas négliger étant donné la faible gamme de valeurs de biomasse étudiée. Il aurait été intéressant, de coupler les mesures au noir de flux totaux en O₂ (TOU : 'total oxygen uptake') à des mesures au noir de flux diffusif en O₂ (DOU : 'diffusive oxygen uptake') à l'interface sédiment-eau, par l'intermédiaire de micro-profilés d'O₂, de déterminer un rapport TOU/DOU (Pastor et al. 2011) permettant de quantifier la part de l'O₂ consommée par la présence et l'activité de la macrofaune benthique. Néanmoins à partir de ces résultats obtenus *in situ*, il est

possible de discriminer le pompage de l'eau du sédiment et soustraire la part de l'O₂ consommé par la macrofaune benthique à la demande en O₂ du sédiment pour obtenir la part de l'O₂ utilisé directement par les activités de minéralisation aérobie et indirectement par les activités de minéralisation anaérobie.

2.2.2 Impact sur les flux mesurés à l'émersion : CO₂

Les forts flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère mesurés dans les sédiments végétalisés sont partiellement attribuables à la respiration autotrophe, c'est-à-dire la respiration issue du métabolisme des organes racinaires des plantes vasculaires (racines et rhizomes ; Subke et al. 2006, Hopkins et al. 2013). Dans des environnements continentaux comme une forêt tempérée, il a pu être démontré que la respiration issue du système racinaire peut atteindre jusqu'à 71 % de la respiration totale (Lee et al. 2003). D'après une recherche bibliographique, à ma connaissance, la contribution de la respiration autotrophe, soit le CO₂ issu du métabolisme du système racinaire des halophytes, aux mesures des flux totaux en CO₂, n'a pas encore été quantifiée dans des environnements tidaux comme les prés salés. Or, même si cette contribution n'a pas été mesurée dans notre étude, il est supposé que la contribution de la respiration autotrophe explique partiellement les plus forts flux totaux en CO₂, entre les stations du pré salé et les stations dépourvues d'un système racinaire (Figure 47). Le MPB présent à la surface du sédiment influence la composition du sédiment de surface par diffusion d'O₂ mais aussi par la consommation de CO₂ présent dans l'eau interstitielle du sédiment (Bartoli et al. 2003). Il serait intéressant, pour quantifier la présence de ces organismes autotrophes, de mesurer à partir de microélectrodes à CO₂ (Cai & Reimers 1993, Cai et al. 2000) la pression partielle en CO₂ dans le sédiment en présence et en absence de ces communautés microphytobenthiques. Ces mesures permettraient alors de déterminer l'impact du pompage en CO₂ par le MPB sur la concentration en CO₂ dans le sédiment (De Beer et al. 1997).

2.3 Bilan de la minéralisation benthique à l'échelle de l'estuaire lors de la saison printannière et estivale, de l'année 2019

2.3.1 Conversion des taux de minéralisation benthique

Les valeurs de flux d'O₂ (μmol O₂/m²/h) et de CO₂ (μmol CO₂/m²/s) ont été converties en taux de carbone minéralisé (g C/m²/h), dans le but de comparer les différentes valeurs de taux de minéralisation benthique obtenus à l'immersion et l'émersion (Figure 54). Il est à souligner que les taux de minéralisation à l'immersion, obtenus à partir des flux d'O₂, ont été convertis à partir du rapport 0,85 proposé par Denis & Grenz (2003).

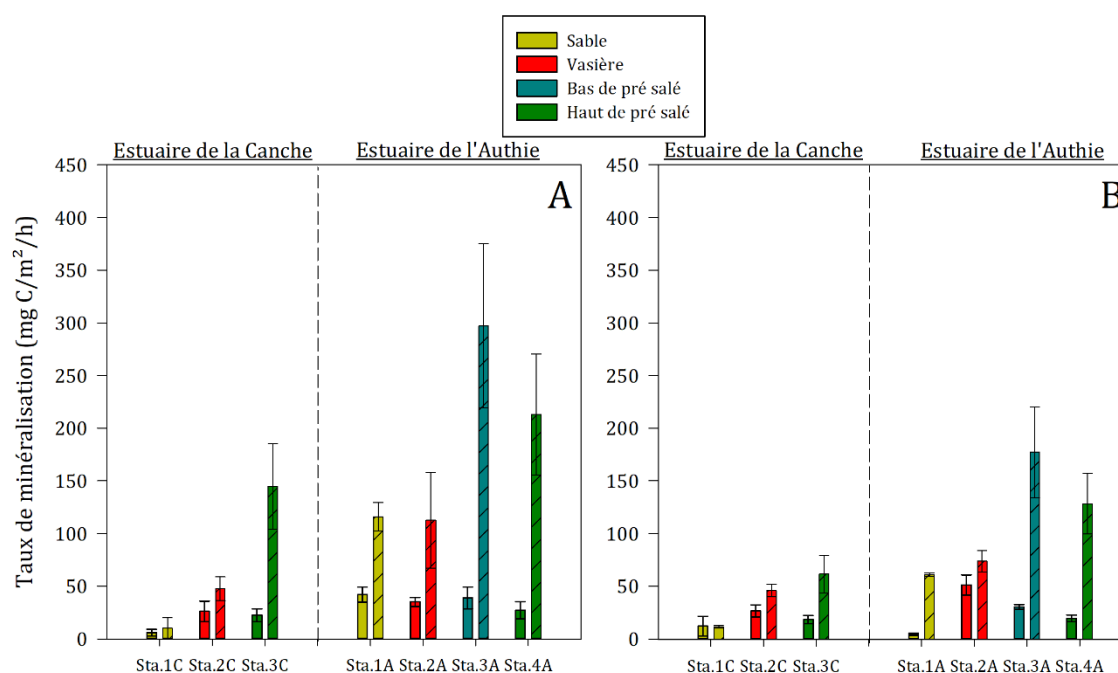


Figure 54 : Taux de minéralisation benthique (mg C/m²/h) à l'immersion (non hachuré) et à l'émersion (hachuré) mesurés le long des transects dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie en été (A) et au printemps (B).

Le long du gradient tidal, le taux de minéralisation varie de valeurs minimales mesurées dans les sédiments perméables (4,3±1,0 – 6,0±3,6 g C/m²/h) à des valeurs maximales mesurées dans les sédiments cohésifs, à l'émersion dans les bas des prés salés (297,2±78,1 g C/m²/h) et à l'immersion dans les vasières (51,1±9,6 g C/m²/h). Le taux de minéralisation benthique est plus important à marée basse que lors de la période d'immersion, plus particulièrement lors de la saison estivale. Finalement, à chacune des stations, la variation saisonnière est faible durant les conditions d'immersion mais est particulièrement marquée à l'émersion.

2.3.2 Influence de l'intrusion tidale

Il est observé après conversion des flux totaux d'O₂ et de CO₂ que les taux de minéralisation sont plus élevés à marée basse. Il est alors supposé que cette différence est la conséquence de l'intrusion marine sur l'intensité des échanges d'O₂ et de CO₂ aux interfaces sédimentaires.

La diffusion aux interfaces sédimentaires, s'effectue à travers une couche limite benthique (DBL ; '*diffusive benthic layer*'), localisée directement au-dessus de l'interface sédimentaire, de l'échelle du micromètre, dans laquelle l'intensité de transport des éléments dissous est dépendante de son épaisseur (Jørgensen & Revsbech 1985, Rasmussen & Jørgensen 1992, Glud et al. 2007). Lors de l'émersion, la DBL à l'interface sédiment-atmosphère est très fine facilitant le transport diffusif d'O₂ et finalement la disponibilité en O₂ pour la minéralisation aérobie de la MO, comme en témoigne les plus forts taux de minéralisation observés à marée basse (D'Angelo & Reddy 1999, Boudreau & Jørgensen 2001, Gribsholt & Kristensen 2003). Lors de l'émersion, des interstices se développent sous la forme de macropores par évaporation, évapotranspiration des halophytes ou encore par drainage de l'eau interstitielle, créant de véritables interfaces oxique-anoxique à la surface du sédiment (Gribsholt & Kristensen 2003). Le transport advectif d'O₂ atmosphérique à l'intérieur de ces macropores induit une forte pénétration d'O₂ dans les couches anoxiques du sédiment et un flux de CO₂ facilité du sédiment vers l'atmosphère reflétant des taux de minéralisation benthique plus importants mesurés à partir des flux totaux de CO₂. Ce phénomène a été particulièrement observé en été dans l'estuaire de l'Authie, étant donné que ce dernier a été échantillonné les deux premiers jours du cycle de vives eaux. En effet, après 2 jours de campagne, les interstices formés à la surface du sédiment se sont remplis d'eau marine limitant le phénomène de diffusion facilité du CO₂ et de la forte pénétration en O₂ dans ces interstices. De plus, l'intensité des flux de CO₂ aux interfaces est contrôlée par la pression partielle en CO₂ dans le sédiment (Klaassen & Spilmont 2012). La pCO₂ dans le sédiment est dépendante de la température, de l'alcalinité et de la quantité de carbone inorganique dissous, c.à.d. la somme des quantités de CO₂, de HCO₃⁻ et de CO₃²⁻ dans le sédiment de surface (Cai et al. 2000). Or à l'immersion, l'eau marine, chargée en ions tels que K⁺, Na²⁺, Ca²⁺, diminue l'alcalinité dans l'eau interstitielle, par neutralisation des protons H⁺. Par conséquent, la pCO₂ est réduite conduisant finalement à la diminution des flux totaux en CO₂, après plusieurs intrusions marines (Faber et al.

2012). Ce phénomène a été reporté dans une autre étude biogéochimique à l'interface sédiment-atmosphère conduite sur la frange littorale de la mer de Wadden (Klaassen & Spilmont 2012).

Les concentrations en O_2 et en solutés (p.ex. NO_3^- et NO_2^-) dans la colonne d'eau influencent les échanges d'éléments dissous à l'interface sédiment-eau (Magalhães et al., 2002; Neubacher et al., 2011). Dans notre étude, les concentrations en O_2 supérieures à $63 \mu M$, soit 30 % de saturation en O_2 , sous-entendent un bon état d'oxygénation de la colonne d'eau, exemptant nos conditions d'expérimentations à des perturbations des processus benthiques induites par des conditions d'hypoxie (Gray et al. 2002, Middelburg & Levin 2009). Cependant, les faibles concentrations en NO_3^- , en NO_2^- et en NH_4^+ mesurées dans la colonne d'eau influencent la direction des flux de ces espèces chimiques. En effet, à partir des fortes demandes en O_2 mesurées dans les sédiments cohésifs enrichis en MOT, il était attendu un flux de NO_3^- et NO_2^- de la colonne d'eau vers les sédiments, soit des flux négatifs, pour soutenir la minéralisation anaérobie *via* la dénitrification. Néanmoins en considérant le processus de nitrification dominant sur la dénitrification et les faibles concentrations dans la colonne d'eau, le sédiment est une source de nutriments (NO_3^- , NO_2^-). De plus la faible disponibilité en NO_3^- dans la colonne d'eau induit une stimulation de l'assimilation de NO_3^- par les communautés microphytobenthiques présentes dans le sédiment de surface (Rysgaard et al. 1995). Ce phénomène a été reporté dans d'autres environnements intertidaux comme l'estuaire de Colne (Angleterre ; Ogilvie et al., 1997) ou de Tagus (Portugal ; Cabrita and Brotas, 2000).

2.3.3 Bilan général de la minéralisation benthique

2.3.3.1 Dimension temporelle: cycle de marée, saison

Le bilan de minéralisation proposé dans ce travail de recherche a pour but de quantifier la quantité de C minéralisé au cours de l'ensemble de la saison printannière (20/03/2019 – 20/06/2019) et estivale (21/06/2019 – 23/09/2019) de l'année 2019. Ce bilan intègre au cours de chacune de ces deux saisons, les cycles tidaux, soit les temps d'immersion et d'émersion, le long du gradient tidal. Pour intégrer la variation du temps d'immersion et d'émersion, les relevés marégraphiques de l'année 2019 à la bouée de Boulogne-sur-Mer (SHOM) ont été utilisés, avec des mesures à un pas de temps horaire. Les données topographiques délivrées par le Réseau observatoire du Littoral (données LiDAR ; Figure 32) couplées aux relevés marégraphiques

permettent le calcul du temps d’immersion et d’émersion, en jours, lors du printemps et de l’été 2019, pour chacune des stations de l’estuaire de la Canche et de l’Authie (Tableau 14).

2.3.3.2 Dimension spatiale

Le calcul d’un bilan de minéralisation induit l’extrapolation spatiale de l’échelle du m², soit l’unité de mesure utilisée pour exprimer les flux de matière à l’interface sédiment - eau et sédiment - atmosphère, à l’échelle de l’estuaire (km²). Ce travail d’extrapolation se repose sur la digitalisation d’une photographie aérienne des estuaires de la Canche et de l’Authie (Figure 55).

Tableau 14 : Temps d’immersion et d’émersion pour chacune des stations échantillonnées le long du gradient tidal dans l’estuaire de la Canche et de l’Authie

	Station	Altitude (zéro marégraphique) (m)	Temps d’immersion / émersion			
			(h)		(%)	
			Printemps	Eté	Printemps	Eté
Canche	Sta.1C	3,7	1391 / 841	1428 / 828	0,62 / 0,38	0,63 / 0,37
	Sta.2C	7,6	385 / 1847	376 / 1880	0,16 / 0,84	0,15 / 0,85
	Sta.3C	8,5	145 / 2087	107 / 2149	0,06 / 0,94	0,05 / 0,95
Authie	Sta.1A	7,7	358 / 1874	350 / 1906	0,16 / 0,84	0,15 / 0,85
	Sta.2A	7,6	385 / 1847	376 / 1880	0,16 / 0,84	0,15 / 0,85
	Sta.3A	8,0	279 / 1953	249 / 2007	0,13 / 0,87	0,11 / 0,89
	Sta.4A	9,0	24 / 2208	26 / 2230	0,01 / 0,99	0,01 / 0,99

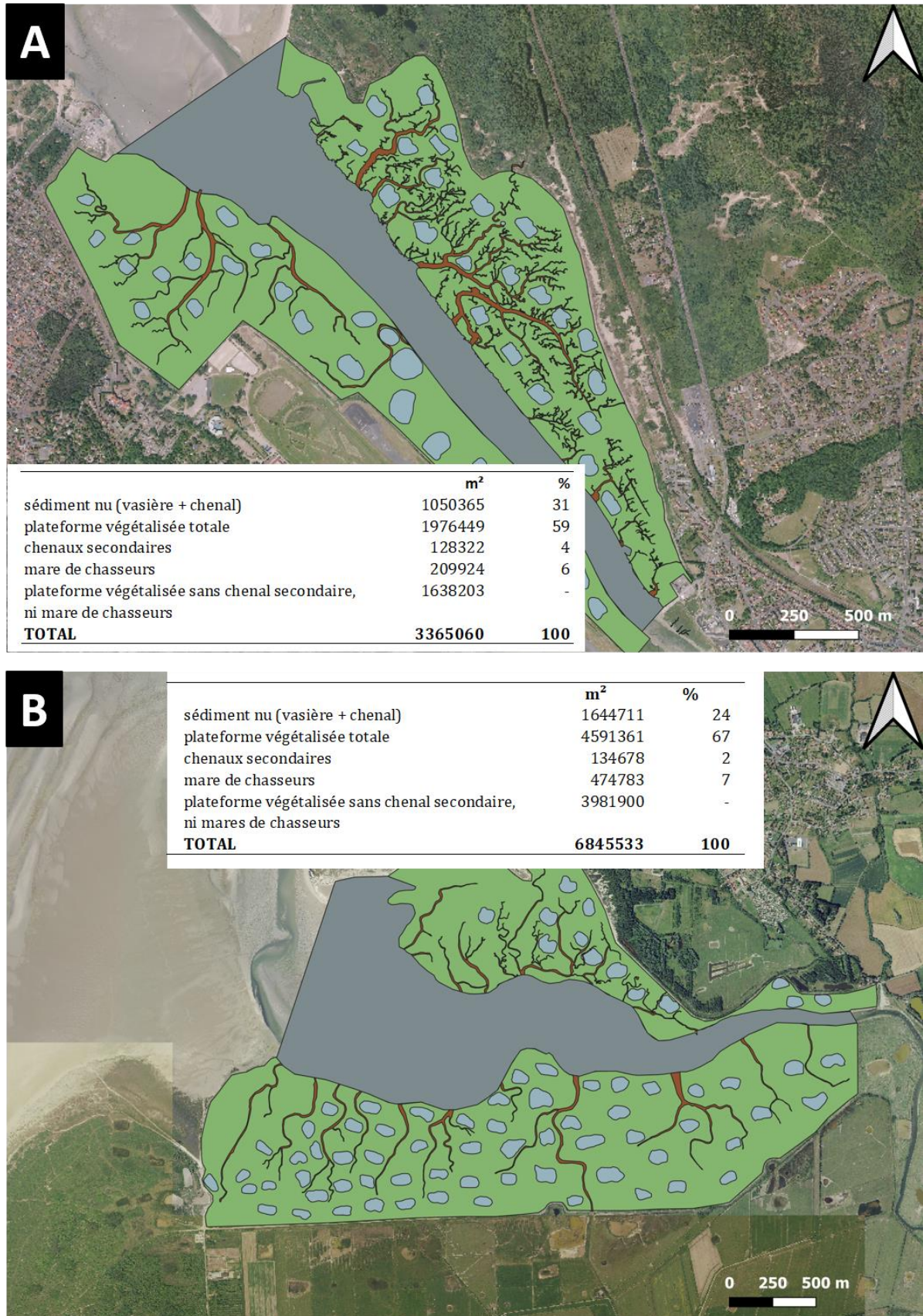


Figure 55 : Digitalisation des photographies aériennes de l'estuaire de la Canche (A) et de l'Authie (B). En vert, les plateformes végétalisées, en gris, les sédiments nus (vasières et sédiments perméables), en bleu, les mares de chasseurs et en marron, les chenaux secondaires.

À partir de cette photographie, il est possible de distinguer la plateforme végétalisée, correspondant dans notre étude aux stations du bas et haut des prés salés et les sédiments nus correspondant aux sédiments perméables (bancs et plateformes sableuses) et aux vasières. Les surfaces représentant les mares de chasseurs sont non négligeables, soit respectivement 6 et 7 % de la surface totale de l'estuaire de la Canche et de l'Authie. Finalement, il faut donc à souligner que l'extrapolation utilisée ne permet pas la distinction entre les différents faciès biosédimentaires identifiés lors de la description de l'environnement estuarien de l'estuaire de la Canche et de l'Authie : les sédiments perméables, les vasières, le bas de pré salé et le haut de pré salé.

2.3.3.3 Résultats du bilan de minéralisation à l'échelle de l'estuaire de la Canche et de l'Authie

À partir des taux de minéralisation benthique à l'immersion et à l'émersion, des temps d'immersion et d'émersion, de la surface globale des plateformes végétalisées et des sédiments nus, un bilan de la minéralisation de carbone a été établi pour la saison printanière et estivale de l'année 2019 à l'échelle de la Canche et de l'Authie, selon les deux équations suivantes :

Quantité de C minéralisé à l'immersion/émersion

$$= \text{taux de minéralisation à l'immersion/émersion} * \text{surface} \\ * \text{temps d'immersion/émersion}$$

Avec la quantité de C minéralisation à l'immersion et l'émersion exprimé en tC, le taux de minéralisation à l'émersion exprimé en mgC/m²/h (Figure 54), la surface exprimée en m² (Figure 55) et finalement le temps d'immersion/émersion exprimé en heure (Tableau 14).

Par exemple, en septembre 2019 dans l'estuaire de la Canche, pour les sédiments nus, c'est à dire les sédiments perméables et les vasières, les taux de minéralisation à l'immersion soit respectivement $6,0 \pm 3,1$ et $26,1 \pm 9,7$ mgC/m²/h et à l'émersion, soit respectivement $10,1 \pm 9,9$ et $47,5 \pm 11,3$ mgC/m²/h sont multipliés chacun par le temps (en heure) durant lequel les sédiments perméables et la vasière ont été immergés, soit respectivement 1428 et 329 h et émergés soit respectivement 828 et 1927 h à l'échelle de la saison d'été. Les produits pour chacune des stations sont sommées pour obtenir une valeur totale de C minéralisé au cours de l'été pour les sédiments perméables et la vasière, soit respectivement $17,0 \pm 9,3$ et $99,2 \pm 21,5$ 10⁻⁶ tC/m². Finalement, ces

deux sommes sont moyennées et sont multipliées par la surface totale des sédiments nus (en m²), soit 1050365 m². À la suite de ce calcul, il a été mesuré par extrapolation que les sédiments nus ont minéralisés au cours de l'été 2019 dans l'estuaire de la Canche 61 ± 54 tC (Tableau 15).

Tableau 15: Bilan général (en tonnes de C) de la minéralisation benthique dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie en fonction du temps relatif d'immersion et d'émersion pour la saison printanière (20/03/2019 au 21/06/2019) et estivale (21/06/2019 au 23/09/2019) en fonction de la superficie des sédiments nus (sédiments perméables + vasières) et des sédiments de la plateforme végétalisée (bas et haut de prés salés).

	Faciès biosédimentaires	Surface (hectare)	Bilan de C minéralisé	
			printemps	tC été
Canche	Sédiment nu (sédiments perméables + vasières)	105	64 ± 44	61 ± 54
	Prés salés	164	215 ± 61	513 ± 143
	Total	269	279 ± 75	574 ± 153
Authie	Sédiment nu (sédiments perméables + vasières)	164	223 ± 46	378 ± 120
	Prés salés	398	1275 ± 378	2113 ± 701
	Total	563	1498 ± 380	2491 ± 711
Shanyutan (Chine)	Sédiment nu (sédiments perméables + vasières)	251	105 ± 6	169 ± 12
	Prés salés	279	213 ± 22	350 ± 39
	Total	530	319 ± 23	519 ± 41

L'observation réalisée par Rauch et Denis (2008) a permis de définir les sédiments perméables comme de grands contributeurs de la minéralisation benthique totale le long de la frange littorale de la Manche Orientale, malgré les faibles taux de minéralisation, dues exclusivement à leurs fortes étendues, au contraire, les vasières plus faiblement développées, malgré leur fort potentiel de minéralisation, contribuent plus faiblement à la minéralisation benthique. Cette même observation est largement transposable à la contribution des sédiments nus dans la minéralisation benthique totale dans les estuaires de la Canche et de l'Authie. A partir du premier volet de ce travail de recherche, il a été principalement observé, dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie, de faibles étendues de sédiments cohésifs, qui représentent alors des surfaces négligeables par rapport aux sédiments perméables. Néanmoins notre approche cartographique ne permet pas de mettre en évidence cette hypothèse étant donné que la surface

de chacun de ces deux faciès biosédimentaires n'est pas renseignée. Il est intéressant ici de mettre en valeur la station la plus proche du chenal (Sta.1A), dans l'estuaire de l'Authie, localisée au sommet d'une digue rocheuse partiellement enfouie, la digue « Barrois ». Entre la saison printanière (17-21/04/2020) et estivale (29/08/2020 – 03/09/2020) la station a subi un envasement, traduit par l'augmentation de particules fines (argiles granulométriques et silts) de 43,5 % à 97,6 % mesurée à la surface du sédiment, conduisant à une augmentation de la porosité de $0,46 \pm 0,01$ à $0,69 \pm 0,02$. Le dépôt important de particules fines est accompagné d'une augmentation de la quantité de MOT à la surface du sédiment de $2,0 \pm 0,5$ à $6,6 \pm 0,7$ %. La production de MO labile, sous forme d'EPS colloïdaux, a elle aussi augmenté, de 21,7 à 47,8 $\mu\text{g/g}$ accompagnée de la colonisation du sédiment de surface par le MPB comme en témoigne l'augmentation de la quantité en Chl *a* de 11 ± 4 à 60 ± 10 $\mu\text{g/g}$. La modification des propriétés sédimentologiques du sédiment de surface à cette station a pour conséquence une augmentation du taux de minéralisation benthique respectivement l'immersion ($\times 10$) et à l'émersion ($\times 2$) entre le printemps et l'été (Figure 37 et 47). Ce phénomène met en avant la vitesse de transformation que peuvent subir les sédiments de surface. En trois mois, un dépôt de sédiments perméables au potentiel de minéralisation faible a été transformé en un dépôt de sédiments cohésifs où les processus biogéochimiques de minéralisation benthique sont amplifiés par entre autre l'apport important de MO. Néanmoins étant donné la proximité du chenal principal, il est supposé que ce dépôt sédimentaire subira une succession d'évènements érosifs tels qu'une crue et/ou tempête couplé aux cycles de vives eaux qui va soumettre le dépôt à de nouvelles modifications sédimentologiques. Il est difficile de généraliser cette observation à l'échelle de l'estuaire, cependant il peut être mis en valeur que lors du premier volet de cette thèse, un envasement analogue avait été localisé sur la partie haute de la plateforme sableuse massive déposée à l'embouchure de l'estuaire. Cette envasement s'il perdure pourrait alors entraîner une augmentation significative de la capacité de minéralisation de la MO dans l'estuaire. Néanmoins, cette hypothèse reste très incertaine étant donné que le sédiment sablo-vaseux observé en cette localisation est largement colonisé par un gisement de coques (*Cerastoderma edule*). La présence de cette espèce de bivalve fouisseur a pour influence d'augmenter la rugosité du sédiment conduisant à la hausse du taux de cisaillement à la surface du sédiment et finalement augmentant la resuspension des particules fines (Ciutat et al. 2007, Cozzoli et al. 2020).

Les prés salés (bas et haut), dont l'étendue représente pour la rive nord de l'estuaire de la Canche et de l'Authie respectivement 49 et 58 %, ont une contribution prépondérante sur la minéralisation de la MO à l'échelle de l'estuaire. La détermination d'une moyenne pour ces faciès biosédimentaires est moins biaisée en comparaison de la moyenne calculée entre les sédiments cohésifs et perméables. En effet les bas et le haut des prés salés ont montré des taux de minéralisation benthique proches que ce soit à l'immersion et à l'émersion. La progradation dans l'estuaire de l'Authie renseignée dans le Chapitre 3 montre qu'à l'avenir le potentiel de minéralisation de la MO à l'échelle de l'estuaire de l'Authie sera augmenté occasionnant une plus forte libération de CO₂ du sédiment vers l'atmosphère. Néanmoins il est attendu que la séquestration de CO₂ atmosphérique augmente due à une plus grande production primaire à l'échelle de l'estuaire, contre balançant à un certain degré l'augmentation de la libération de CO₂ issue de la hausse de la minéralisation benthique. Ce dernier point soulève alors l'importance de la quantification de la production primaire le long du gradient tidal pour se rendre compte du rôle des estuaires comme puits ou source de carbone atmosphérique.

Cheng et al. (2021) ont déterminé à partir de mesures de flux de CO₂ à l'immersion et l'émersion, la quantité de C minéralisé dans une succession de faciès biosédimentaires (sédiments perméables, vasières et prés salés), pour la saison printanière et estivale en 2009 (Tableau 15). Il est alors observé que les bilans de C minéralisé, calculés à l'échelle de l'estuaire de la Canche et de l'Authie, sont dans le même ordre de grandeur que cet environnement intertidal tropical localisé en Chine (Shanyutan). Il est important de souligner que les travaux de Cheng et al. (2021) permettent de comparer nos résultats obtenus grâce aux similarités entre les plans d'échantillonnage : mesures dans différents faciès biosédimentaires lors de l'immersion et de l'émersion au printemps et en été. Les différences importantes entre l'estuaire de l'Authie et de l'environnement intertidal de Shanyutan sont expliquées (1) par les forts flux de CO₂ mesurés à l'émersion dans les prés salés dans l'estuaire de l'Authie, (2) l'envasement en été 2019 des sédiments perméables présents en bas du transect en Authie et (3) une surface de prés salés plus importante en Authie. Il est à souligner que l'ensemble de la zone intertidale de Shanyutan est immergée quotidiennement (8h par jour) au contraire du pré salé en Authie. Or en été, nos mesures ont été menées le premier jour après seulement une période d'immersion. Cette différence est fondamentale entre les deux plans d'échantillonnage. Le passé proche du sédiment est un élément capital à prendre en compte lors de mesures de flux total de CO₂ dans les estuaires

macrotidaux de la Canche et de l'Authie. En effet, après une longue période d'émersion, pouvant par exemple atteindre jusqu'à 25 jours consécutif dans l'estuaire de l'Authie (en été), les échanges à l'interface sédiment-atmosphère sont intensifiés (Figure 50). La question du choix d'une fenêtre marégraphique la plus représentative se pose avec par exemple l'information suivante: seulement 17 jours (sur 93), le pré salé en Authie subi une immersion en été 2019.

CHAPITRE 7

Conclusion générale et perspectives d'étude



1 CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail de recherche, en premier lieu, a permis de mettre en évidence la mosaïque des faciès biosédimentaires de l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme à partir d'une approche cartographique présentée Chapitre 3 et 6. Plus précisément cette étude se repose sur approche descriptive (faciès de courant, végétation) couplée à une approche quantitative (distribution granulométrique, porosité, quantité de MOT) conduisant à la caractérisation sédimentologique et biologique de quatre faciès biosédimentaires : les sédiments sableux, les vasières, le bas et haut des prés salés (Chapitre 3 – section 4.1). Leurs caractéristiques sédimentologiques révèlent une distribution spatiale de la MOT non homogène à l'échelle de l'estuaire. La comparaison des trois estuaires a mis en valeur des différences importantes dans la structuration du paysage estuarien malgré leur ressemblance morphologique en tant qu'estuaire picard (Chapitre 3 – section 5.3). À partir de cette cartographie, l'origine de la MO déposée à la surface du sédiment et la contribution relative des apports de MOP d'origine marine, estuarienne et fluviale a pu être quantifiée à partir de deux paramètres géochimiques le rapport COT/NT et la valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Chapitre 3 – section 4.2).

Cette première étude a été primordiale dans le choix de stations représentatives pour venir assoir la seconde étude de ce travail de recherche : la quantification des processus de minéralisation benthique à partir de mesures de flux totaux à l'immersion (Chapitre 4 – section 4.4) et à l'émersion (Chapitre 5 – section 4.1), le long du gradient tidal. Cette approche a nécessité au préalable une élaboration d'un protocole pour la quantification *in situ* des taux de minéralisation benthiques *via* l'utilisation de la chambre benthique LI-8100 (Chapitre 5). En parallèle des mesures des flux totaux une caractérisation sédimentologique (quantité de MOT, porosité, distribution granulométrique, quantité d'EPS colloïdaux, rapport COT/NT, chlorophylle *a*) des différents faciès biosédimentaires a été réalisée et a finalement permis de révéler les facteurs biotiques et abiotiques dominants les échanges de matière à l'interface eau-sédiment (O_2 , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ ; Chapitre 4 -section 5.3) et sédiment-atmosphère (CO_2 ; Chapitre 5 – section 4.2). Finalement un bilan général de la minéralisation de la MO à l'échelle de la rive nord de l'estuaire de la Canche et de l'Authie a pu être quantifié sur la saison printanière et estivale de l'année 2019 (Chapitre 6 – section 2.3.3).

De manière plus précise, l'axe 1 de ce travail de thèse, a démontré que la répartition de la MO à l'échelle de l'estuaire est contrôlé par la distribution des différents faciès biosédimentaires. En effet les sédiments sableux (bancs et plateforme) sont soumis à des contraintes hydrodynamiques importantes dans lequel le dépôt de MO est limité. En revanche, l'accumulation de MO à la surface du sédiment se réalise préférentiellement dans les dépôts de sédiments fins tels que les vasières et plus particulièrement les prés salés. Ces deux derniers environnements sédimentaires sont soumis à des contraintes hydrodynamiques plus faibles, plus particulièrement les prés salés, où la végétation réduit fortement les vitesses de courants tidaux conduisant à l'augmentation du dépôt et la réduction de la resuspension des particules organiques à la surface du sédiment.

En plus de la dépendance des conditions hydrodynamiques sur la répartition de la MO, la contribution des sources marines, estuariennes et fluviale joue un rôle prépondérant sur la répartition de la MO. Les fortes quantités de MOT mesurées dans les prés salés sont issues de la contribution importante de la production primaire issue des végétaux halophytes en C3 dominant le haut des prés salés. Néanmoins il a été démontré que la MO déposée le long du gradient tidal n'est pas exclusivement issue de cette source de MOP autochtone, mais aussi de la contribution des communautés phytoplanctoniques fluviales et marines/estuariennes. Ces sources de MOP contribuent majoritairement au dépôt de MOT déposé à la surface du sédiment dans les vasières et les dépôts sableux. La détermination de l'origine de la MO sédimentaire est affectée par la période d'échantillonnage (fin hiver – début printemps) et ne constitue pas une vision étendue, à l'échelle de l'année. La caractérisation des sources de la MOP à partir du rapport atomique COT/NT et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ n'a pas identifié le microphytobenthos ou les plante en C4 comme source majeure à l'échelle de l'estuaire. Néanmoins, l'identification des sources de MO sédimentaire à partir seulement de ces deux descripteurs géochimiques s'est révélée difficile, étant donné le nombre important de sources potentielles de MOP identifiées (tapis microbien, halophytes en C3, en C4, phytoplancton fluviale marin/estuarien, bactéries) dont seules les sources majoritaires (phytoplancton fluviale, marin /estuarien et halophytes en C3) ont pu être intégrées dans le modèle de mélange. De plus, la variabilité des caractéristiques géochimiques de ces sources, du mélange important de MO dans le sédiment de surface, de la phénoménologie des plantes en C4 ou encore de la diagenèse précoce limite la précision de nos résultats. Une analyse des biomarqueurs lipidiques pourrait être utilisée pour déterminer avec plus de précision les

différents contributeurs de la MO sédimentaire mais aussi permettant d'intégrer la production secondaire avec l'identification des bactéries comme contributeur potentiel de la MO sédimentaire

Pour compléter cette étude, le devenir de la MO déposé à la surface du sédiment estuarien, dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie a été étudié à travers la quantification de la minéralisation benthique. Cette approche a permis de mettre en évidence le fait que les taux de minéralisation benthique des faciès biosédimentaires diffèrent en fonction de leur localisation le long du gradient tidal. Les sédiments perméables, soit les bancs et les plateformes sableuses, sont définis par des taux de minéralisation benthique faibles à l'immersion et à l'émersion. Au contraire, les sédiments cohésifs présents dans les vasières et les prés salés sont caractérisés par des taux de minéralisation benthique importants. Cette gradation des taux de minéralisation benthique le long des différents étages tidaux est dépendante des propriétés sédimentologiques comme la quantité et la labilité de la MO disponible à la surface du sédiment mais aussi la disponibilité en O₂ du sédiment. En effet, les sédiments des vasières et des prés salés supportent d'intenses activités de minéralisation benthique induisant un déficit en accepteurs d'électrons qui se traduit finalement par une accumulation de MO à la surface du sédiment.

Néanmoins les propriétés sédimentologiques du sédiment de surface ne sont pas les seuls paramètres responsables de la minéralisation benthique. En effet, la macrofaune benthique particulièrement présente dans les vasières a un impact significatif sur la minéralisation benthique comme démontré à partir des forts relargages de NH₄⁺ dans ces stations. De plus les organismes autotrophes tels que le microphytobenthos et les halophytes influencent directement la disponibilité en O₂ dans le sédiment de surface. La plus grande disponibilité en O₂ induit une stimulation des processus de minéralisation aérobie et anaérobie et finalement accélère la dégradation de la MO dans les vasières et plus particulièrement dans les stations des prés salés. Cette influence n'impacte pas seulement la minéralisation de la MO mais aussi le relargage de nutriments du sédiment vers la colonne d'eau. Les sédiments des estuaires de la Canche et de l'Authie ont ainsi été identifiés comme de véritables sources de nutriments traduisant le soutien de la production primaire estuarienne et côtière par le compartiment benthique estuarien.

La quantification des processus de minéralisation benthique à l'immersion et à l'émersion a permis finalement de réaliser un bilan général de la minéralisation de la MO par le compartiment

benthique à l'échelle de la rive nord des estuaires de la Canche et de l'Authie. Cette extrapolation des données nécessiterait cependant une amélioration de la définition des surfaces occupées par les différents faciès biosédimentaires afin de déterminer avec plus de précision la quantité de MO minéralisée à l'échelle de l'estuaire. Néanmoins, après extrapolation des mesures des taux de minéralisation benthique à la superficie totale des faciès biosédimentaires, paradoxalement les sédiments perméables dans lesquels une faible minéralisation benthique a été mesurée, contribue de manière non négligeable à la minéralisation de la MO à l'échelle de l'estuaire, plus particulièrement dans l'estuaire de l'Authie étant donné leur vaste étendue.

2 PERSPECTIVES D'ÉTUDE

2.1 Approfondissement du bilan général de MO à l'échelle de l'estuaire : quantification des processus de production primaire

Une étude des processus de production primaire intégrant les principaux producteurs primaires, c.à.d. le microphytobenthos et les halophytes serait alors à envisager pour quantifier avec plus de précision le bilan de MO à l'échelle de l'estuaire. L'approche analytique consisterait à incuber directement sur le terrain, à l'aide de la chambre benthique LI-8100 munie d'une chambre claire ('8100-104C Clear Chamber') une surface donnée dans chacun des faciès biosédimentaires rencontrés. La mesure serait alors réalisée sur une gamme d'ensoleillement donnée durant laquelle l'irradiance est mesurée, permettant d'obtenir une courbe P/I, soit la production primaire brute ($\text{mgC}/\text{m}^2/\text{h}$) en fonction de l'irradiance ($\mu\text{mol photons}/\text{m}^2/\text{s}$). Pour obtenir une valeur de production primaire nette, la respiration benthique serait mesurée en obscurcissant la chambre benthique. En complément de cette mesure, la biomasse aérienne et souterraine des végétaux halophytes mais aussi la biomasse du MPB serait mesurée pour finalement déterminer la quantité de carbone produit par g de poids sec de ces différents producteurs primaires. Cette approche pourrait être appliquée dans les différents faciès biosédimentaires rencontrés dans la plateforme végétalisée de l'estuaire de la Canche et de l'Authie.

2.2 L'accumulation de la MOP dans les sédiments

Les prés salés sont largement reconnus comme un écosystème à fort potentiel de séquestration de carbone atmosphérique ('*blue carbon*') à long terme (Chmura et al. 2003b,

Ouyang & Lee 2013). Ce pouvoir de séquestration de carbone (CAR : 'carbon accumulation rate') est la conséquence d'un fort enfouissement de matières organiques et inorganique mais aussi d'une production primaire plus importante que la minéralisation benthique (Abbott et al. 2019). Cette problématique induit différentes questions : quelle est le taux d'accrétion ?, quelle est la quantité de MOP enfouie ?, quelles sont les origines de la MOP enfouie ?, la MOP est-elle enfouie à long terme dans le sédiment ?

Pour répondre à cette problématique, des carottes sédimentaires (0 – 30 cm) ont été échantillonnées durant les campagnes de mesure des processus de minéralisation benthique (avril et septembre 2019) permettant de caractériser potentiellement les différentes propriétés suivantes du sédiment :

- La **distribution granulométrique**,
- La **densité du sédiment** (g/cm^3),
- La **quantité de MOP**,
- La **quantité de carbone organique totale et azote total**,
- Le **taux d'accrétion** par radiochronologie ($^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$; Callaway et al., 1996) en collaboration par exemple avec l'IRSN,
- **L'origine de la MOP** par l'utilisation de biomarqueurs lipidiques (n-alkanes C_{27} , C_{29} , C_{31}) couplés aux valeurs des caractéristiques élémentaires et isotopiques de la MOP (Tanner et al. 2007),
- La **fraction de carbone labile et réfractaire** de la MOP par hydrolyse acide (Dodla et al. 2012).

La détermination de la densité du sédiment permet d'exprimer la quantité de carbone organique présente le long de la colonne sédimentaire et finalement de contraindre le phénomène de dilution de la fraction organique dans la matrice sédimentaire. La quantification du taux d'accrétion par radiochronologie ($^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$) permettrait de déterminer la dynamique d'enfouissement de la fraction organique dans les différents faciès biosédimentaires. Finalement à partir des mesures de densité de carbone et du taux d'accrétion, un taux d'accumulation de carbone serait obtenu dans chacun des faciès biosédimentaires. De plus une caractérisation géochimique de la MOP à travers l'utilisation de biomarqueurs lipidiques et des radio-isotopes du carbone permettrait de déterminer la dynamique de la succession végétale entre les plantes en C3

(haut des prés salés) et les plantes en C4 (bas des prés salés). L'avancée du pré salé sur les vasières serait quantifiée puis, en parallèle, l'évolution du taux d'accumulation de carbone (CAR) seraient caractérisées. La discrimination et la quantification des fractions labiles et réfractaires de la MOP est un élément important à déterminer pour comprendre la stabilité du carbone enfouit dans le sédiment et sa potentialité d'accumulation à long terme. La quantification de ces deux fractions est encore peu étudiée dans les environnements littoraux.

L'originalité de cette étude serait tout d'abord la détermination du CAR dans l'ensemble de la mosaïque de faciès biosédimentaires identifiés. En effet de nombreuses études qui portent sur le pouvoir de séquestration de carbone dans les milieux côtiers s'attardent exclusivement sur la plateforme végétalisée (Connor et al. 2001, Van de Broek et al. 2018) négligeant les vasières comme environnement au potentiel de séquestration de carbone (Lin et al. 2020). De plus, la comparaison d'un système stationnaire (estuaire de la Canche) et un pré salé en progradation, (estuaire de l'Authie) apporterait un intérêt tout particulier à cette étude.

2.3 Les flux de CO₂ à l'émersion, vers une quantification de la respiration autotrophe et hétérotrophe

La respiration benthique mesurée à partir du flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère a été grandement étudiée depuis des décennies dans de nombreux contextes environnementaux (Migné et al. 2002, Spilmont et al. 2003, Bond-Lamberty et al. 2004). La variation saisonnière et spatiale des flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère est contrôlée par des paramètres abiotiques comme la température ou encore la pression partielle en CO₂ de l'eau interstitielle (p.ex. Klaassen and Spilmont, 2012; Migné et al., 2016). Dans le contexte environnemental des prés salés, la présence de racines dans le sédiment est un facteur biotique primordial à prendre en compte lors des mesures des flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère (Subke et al. 2006, Hopkins et al. 2013). Ainsi dans une problématique de quantification d'un bilan de MO à l'échelle d'un estuaire à partir de mesures de la minéralisation benthique via l'utilisation d'une chambre benthique LICOR LI-8100, il est primordial d'élaborer un protocole visant à quantifier la contribution de la respiration autotrophe aux mesures *in situ* de flux de CO₂ à l'interface sédiment-atmosphère dans les prés salés

L'approche développée au cours de ce travail de thèse n'a pas permis de déterminer la contribution de la respiration autotrophe issue du système racinaire des halophytes. Une méthodologie basée sur l'utilisation du $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ serait une approche intéressante pour évaluer la contribution de la respiration autotrophe et hétérotrophe à la respiration totale. Cette méthode a été utilisée dans des systèmes continentaux comme les prairies (Gomez-Casanovas et al. 2012) ou les forêts (Ekblad et al. 2005) mais a rarement été appliquée aux systèmes côtiers végétalisés (Jacotot et al. 2019). D'un point de vue méthodologique, cette approche nécessite l'utilisation de la valve de prélèvement fournie en série par le fournisseur LiCOR. Après analyse dans un spectromètre de masse pour déterminer la valeur $\delta^{13}\text{C-CO}_2$, la part de la respiration autotrophe et hétérotrophe est alors déterminée dans la mesure respiration totale (p.ex. Pataki et al. 2003). Des résultats issus de cette méthode ont permis de mettre en évidence dans un système côtier tropical (mangrove) que le CO_2 émis lors d'incubation au noir provenait à la fois de la dégradation de la MO sédimentaire, de la respiration autotrophe et de la dégradation et/ou respiration du MPB. En parallèle de cette approche, la biomasse souterraine dans les différents faciès biosédimentaires des prés salés devra être quantifiée au niveau de chacune des embases afin de discriminer l'influence des différentes communautés végétales (*Halimione portulacoides*, pelouse de mares de chasseurs et *Spartina anglica*) rencontrées dans les plateformes végétalisées sur la mesure des flux totaux en CO_2 (respiration totale). D'après les travaux de Valiela et al. (1976) dans un pré salé dans l'état du Massachussets (E.U.A.) la biomasse souterraine (racine et rhizome) est principalement présente dans les premiers 5 centimètres et ne varie pas saisonnièrement. Il sera cependant important de distinguer dans la quantification de la biomasse souterraine la contribution des racines et des rhizomes. En effet ces deux organes ont des rôles et un métabolisme différents ce qui pourraient très probablement impacter différemment la respiration autotrophe (Wang et al. 2005).

2.4 Les mares de chasseurs, des réacteurs biogéochimiques indépendants

La surface totale des mares de chasseurs représente respectivement 6,4 et 8,1 % de la surface totale de l'estuaire de la Canche et de l'Authie. Il serait alors intéressant de déterminer l'impact de ces points d'eau artificiels sur la biogéochimie des estuaires, plus particulièrement de déterminer leur métabolisme (puits ou source de MO) mais aussi de déterminer un bilan de

matière dissoute et particulaire (p. ex MOP et dissoute, nutriments) de ces points d'eau pour évaluer leur contribution au bilan générale de MO et de nutriment des estuaires.

Ces points d'eau artificiels isolés sont connectés aux eaux estuariennes lors des évènements de vive eau durant lesquels s'effectue un brassage entre la colonne d'eau des mares de chasseurs et la colonne d'eau estuarienne. Dans les prés salés, les mares de chasseurs peuvent être assimilées à des mares d'eau naturelles présentes dans les dépressions de la plateforme végétalisée ('tidal pond') dont leur importance écologique (Smith & Able 2003, MacKenzie & Dionne 2008, Allen et al. 2017) et plus récemment leurs caractéristiques biogéochimiques (Spivak et al. 2017, 2018, Koop-Jakobsen & Gutbrod 2019) ont été étudiées. Les travaux effectués dans ces 'tidal pond' révèlent que la variation journalière de l'O₂ est très importante passant d'un état de suroxygénation (jour) à un état d'hypoxie (nuit), respectivement liés aux processus de production primaire et de minéralisation benthique (Koop-Jakobsen & Gutbrod 2019). De plus d'après les travaux de (Spivak et al. 2018) sur la caractérisation de la MO dans ces points d'eau naturels, il a été démontré que la contribution des microalgues benthiques au réservoir de MO est plus importante que dans les environnements adjacents (sédiments végétalisés, méandres). Malgré l'analogie des travaux avec les 'tidal pond', les mares de chasseurs sont des systèmes aquatiques non documentés dont l'influence sur le bilan de la MO et sur la biogéochimie des estuaires n'a pas encore été étudiée.

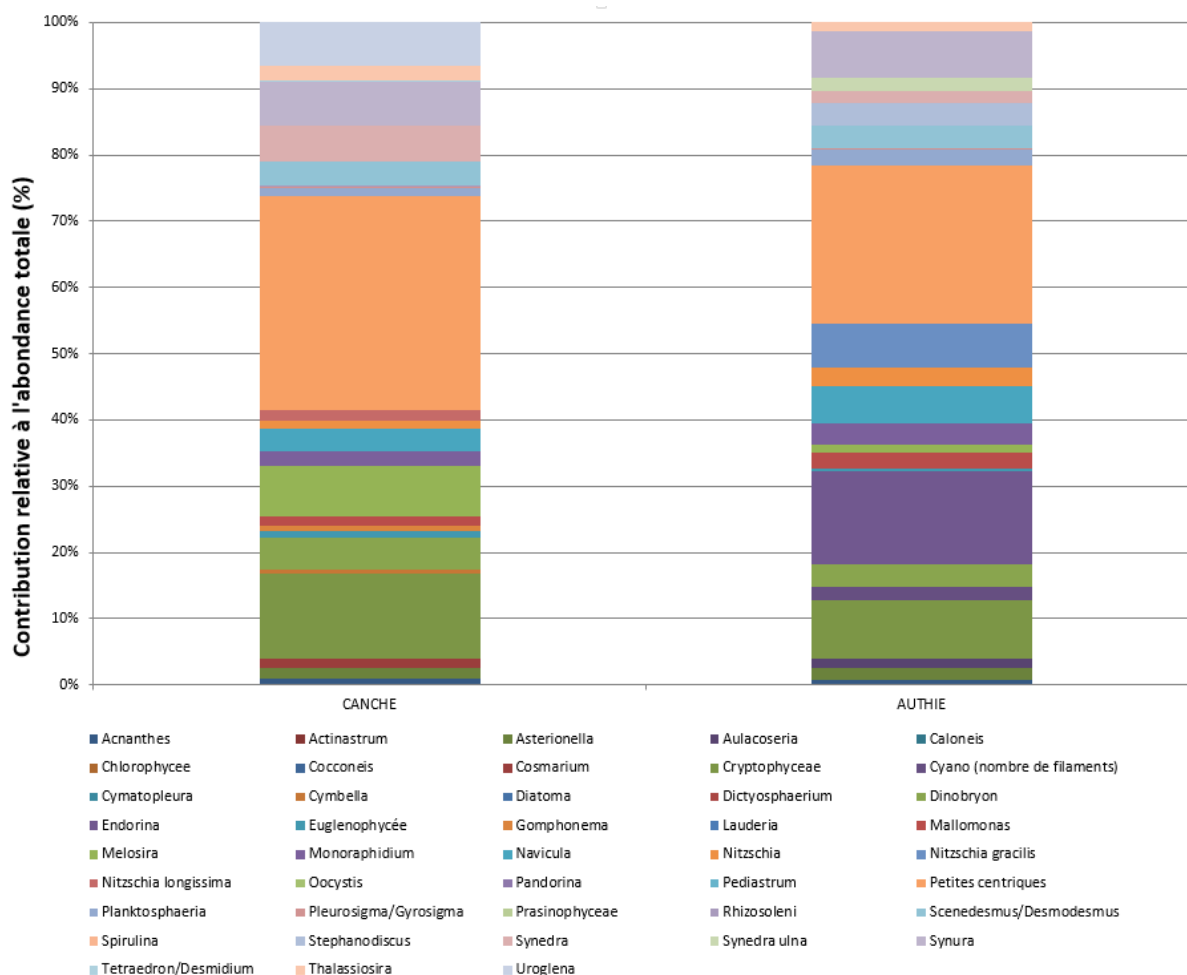
De ce fait, il serait envisageable de déterminer le métabolisme de ces micro-écosystèmes aquatiques semi-fermés lors d'un cycle de vive eau et finalement de déterminer l'influence de ces derniers dans la biogéochimie des estuaires en déterminant un bilan d'entrée et de sortie de matières dissoutes (nutriments, O₂, MO dissoute) et particulaires (COT, NT, MOP). La première étape consisterait à sélectionner et cartographier une mare de chasseurs afin de déterminer la surface et la profondeur du bassin pour obtenir le volume d'eau total et finalement de déterminer un réservoir de matières dissoutes et particulaires de la mare, potentiellement échangeable avec le système estuarien lors des marées de vives eaux. A l'issue de cette première étape cartographique, l'étude du métabolisme de la mare et la caractérisation de la MO serait réalisée immédiatement après la fin d'un cycle de vive eau (état initial) jusqu'au début du cycle de vive eau suivant (état final), soit environ 10 jours. Cette étude pourrait se réaliser lors de la saison hivernale et estivale pour se rendre compte des différences des dynamiques biogéochimiques

induites par les variations abiotiques (température, ensoleillement, disponibilité en sels nutritifs) et biotiques (p.ex. diversité et biomasses phytoplanctoniques et microphytobenthiques) issues des cycles saisonniers. Une mesure en continu du flux d'O₂ entre le sédiment et la colonne d'eau dans des conditions hydrodynamiques naturelles serait réalisée à partir d'un système de 'eddy correlation' aquatique (Berg et al. 2003). Ce système à haute fréquence mesure la vitesse et la direction du courant (en 3 dimensions) à partir d'un système ADV ('Acoustic doppler velocity') et la concentration en O₂ (15 cm au-dessous du sédiment) à l'aide d'une microélectrode à O₂ de type 'clark'. L'évolution de la production et de la consommation en O₂ nous renseignera alors sur le métabolisme de la mare de chasseurs. Il serait intéressant de coupler cette étude avec la dynamique du CO₂ par la mesure du pH et de l'alcalinité de la colonne d'eau. En effet à partir de ce couplage il pourrait être calculé un quotient respiratoire journalier (O₂/CO₂) témoignant du statut hétérotrophe ou autotrophe de la mare de chasseurs. Cette approche analytique serait complétée par l'analyse des conditions physico-chimiques de la colonne d'eau de la mare avec la mesure de la concentration en O₂ (1 m au-dessus du sédiment), la salinité, la température, la concentration en sels nutritifs (NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, PO₄³⁻, Si), la quantité de matière en suspension, la chlorophylle *a* et l'irradiance (PAR : 'photosynthesis active radiation'). Une attention particulière sera portée sur la fraction organique dans la colonne d'eau et la surface du sédiment avec la détermination de la quantité de MO (COT, NT, %MO) et son origine à partir de l'utilisation biomarqueurs lipidiques et la valeur de δ¹³C associés.

Il est attendu à partir de la mesure en continu du flux en O₂ entre le sédiment et l'eau de la mare, un cycle diurne de production (jour) et respiration (nuit). Au cours de l'isolement de la mare, l'appauvrissement en sels nutritifs diminuerait la production primaire et *a contrario* une augmentation de la respiration due à un fort apport de MO labile sur le sédiment en combinaison avec un réchauffement progressif de la mare, lors de la période estivale. Cette évolution de la mare serait reflétée par une diminution du rapport O₂/CO₂. Concernant le réservoir de MO, il est attendu qu'à l'état initial le réservoir de MO est représentatif de la colonne d'eau estuarienne soit un mélange variable de phytoplancton marin de débris de végétaux halophytes, de microphytobenthos. A la fin de l'isolement la contribution serait représentée particulièrement par de la MO labile provenant particulièrement voir exclusivement des communautés de microphytobenthos et de phytoplanctons marins. L'intrusion d'eau marine après 10 jours d'isolement aurait un effet de brassage total ou partiel de la colonne d'eau de la mare qui

reviendrait alors à l'état initial au niveau des conditions physico-chimique (O_2 , CO_2 , salinité, température) et de la MO dans la colonne d'eau. Le brassage serait visible à partir des flux d' O_2 mesuré par le système d'eddy covariance avec une hausse immédiate de la vitesse du courant et une modification des flux d' O_2 .

ANNEXE 1: Diversité spécifique et abondance relative des différentes communautés phytoplanctoniques échantillonnées dans les eaux de surface fluviales dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES:

A

- Abbott KM, Elsey - Quirk T, DeLaune RD (2019) Factors influencing blue carbon accumulation across a 32 - year chronosequence of created coastal marshes. *Ecosphere* 10(8) Article e02828.
- Abril G, Nogueira M, Etcheber H, Cabeçadas G, Lemaire E, Brogueira MJ (2002) Behaviour of Organic Carbon in Nine Contrasting European Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54:241–262.
- Adams RS, Bustin RM (2001) The effects of surface area, grain size and mineralogy on organic matter sedimentation and preservation across the modern Squamish Delta, British Columbia: the potential rôle of sediment surface area in the formation of petroleum source rocks. *International Journal. Coal Geology*. 46:93–112.
- Admiraal W (1984) The ecology of estuarine sediment-inhabiting diatoms. *Progress in phycological research* 3:232-269.
- Alder J (2003) Putting the coast in the Sea Around Us project. *The Sea Around Us Newsletter* 15:1–2.
- Allen DM, Ogburn-Matthews V, Kenny PD (2017) Nekton use of flooded salt marsh and an assessment of intertidal creek pools as low-tide refuges. *Estuaries and Coasts* 40:1450–1463.
- Allen GP (1971) Relationship between grain size parameter distribution and current patterns in the Gironde estuary (France). *Journal of Sedimentary Research* 41:74–88.
- Allen J (1989) Evolution of salt - marsh cliffs in muddy and sandy systems: a qualitative comparison of British west - coast estuaries. *Earth Surface Processes and Landforms* 14(1):85–92.
- Allen J (1992) Large-scale textural patterns and sedimentary processes on tidal salt marshes in the Severn Estuary, southwest Britain. *Sedimentary Geology* 81(3-4):299–318.
- Allen JRL (2000) Morphodynamics of Holocene salt marshes: A review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* 19(12):1155–1231.
- Aller RC (1994) Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter: effects of redox oscillation. *Chemical Geology* 114(3-4):331–345.
- Aller RC (2014) Sedimentary Diagenesis, Depositional Environments, and Benthic Fluxes. In: H. Holland and K. K. Turekian (eds), *Treatise on Geochemistry*, 2nd edition, v. 8, 293 – 334, Oxford: Elsevier.
- Aller R.C. (1982) The Effects of Macrobenthos on Chemical Properties of Marine Sediment and Overlying Water. In: McCall P.L., Tevesz M.J.S. (eds) *Animal-Sediment Relations*. Topics in Geobiology, vol 100, 53-102. Springer, Boston, MA.
- Aller, R.C. (2001). Transport and reactions in the bioirrigated zone, in: Boudreau, B.P. et al. (Ed.) *The benthic boundary layer: transport processes and biogeochemistry*. pp. 269-301.
- Alongi DM (1998). *Coastal ecosystem processes*. Boca Raton: CRC Press. 419 p.

- Amara R, Meziane T, Gilliers C, Hermel G, Laffargue P (2007) Growth and condition indices in juvenile sole *Solea solea* measured to assess the quality of essential fish habitat. *Marine Ecology Progress Series* 351:201–208.
- Amiard-Triquet C, Durou C, Amiard JC, Berthet B, Billon G, Budzinski H, Créach A, Roméo M, Debenay J-P, Deloffre J, Denis F, Denis L, Ferrero T, Gillet P, Hummel H, Mouneyrac C, Ouddane B, Petit F, Poirier L, Quillet L, Smith B, Sylvestre F (2007) A comprehensive methodology for the assessment of the health status of estuarine ecosystems. *Ices*:1–17.
- Amiard-Triquet C, Rainbow PS (2009) Environmental assessment of estuarine ecosystems: a case study. Boca Raton: CRC Press.
- Aminot A, Chaussepied M (1983) Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO. Brest.
- Aminot A, Kirkwood DS, Kerouel R (1997) Determination of ammonia in seawater by the indophenol-blue method: evaluation of the ICES NUTS I/C 5 questionnaire. *Marine Chemistry* 56:59–75.
- Andersen TJ, Lanuru M, van Bernem C, Pejrup M, Riethmueller R (2010) Erodibility of a mixed mudflat dominated by microphytobenthos and *Cerastoderma edule*, East Frisian Wadden Sea, Germany. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87:197–206.
- Anderson CE (1974) Review of structure in several North Carolina salt marsh plants. 307–344. *In* R. J. Reimold and W. H. Queen (eds.), *Ecology of Halophytes*. Academic Press, N.Y.
- Anderson IC, Tobias CR, Neikirk BB, Wetzel RL (1997) Development of a process-based nitrogen mass balance model for a Virginia (USA) *Spartina alterniflora* salt marsh: implications for net DIN flux. *Marine Ecology Progress Series* 159:13–27.
- Andrews JE, Samways G, Dennis PF, Maher BA (2000) Origin, abundance and storage of organic carbon and sulphur in the Holocene Humber Estuary: emphasizing human impact on storage changes. Geological Society, London, Special Publications 166:145–170.
- Anthony EJ (2002) Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology* 187:221–234.
- Anthony EJ, Dobroniak C (2000) Erosion and recycling of aeolian dunes in a rapidly infilling macrotidal estuary: the Authie, Picardy, northern France. Geological Society, London, Special Publications 175:109–121.
- Anthony EJ, Héquette A (2007) The grain-size characterization of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology* 202:369–382.
- Armynot du Châtelet É, Bout-Roumazeilles V, Riboulleau A, Trentesaux A (2009) Sediment (grain size and clay mineralogy) and organic matter quality control on living benthic foraminifera. *Revue de Micropaléontologie* 52:75–84.
- Arndt S, Jørgensen B, LaRowe D, Middelburg J, Pancost R, Regnier P (2013) Quantifying of organic matter degradation in marine sediments: A synthesis and review. *Earth-Science Reviews* 123:53–86.
- Arnosti C, Holmer M (2003) Carbon cycling in a continental margin sediment: contrasts between organic matter characteristics and remineralization rates and pathways. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58:197–208.
- Arnosti C, Jørgensen BB, Sagemann J, Thamdrup B (1998) Temperature dependence of microbial degradation of organic matter in marine sediments: polysaccharide hydrolysis, oxygen consumption, and sulfate reduction. *Marine Ecology Progress Series* 165:59–70.

- Arrhenius S (1910) *L'évolution des mondes*, Librairie Polytechnique Paris: Ch. Béranger.
- Asmus R (1982) Field measurements on seasonal variation of the activity of primary producers on a sandy tidal flat in the northern Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 16:389-402.
- Asmus RM, Sprung M, Asmus H (2000) Nutrient fluxes in intertidal communities of a South European lagoon (Ria Formosa)-similarities and differences with a northern Wadden Sea bay (Sylt-Rømø Bay). *Hydrobiologia* 436:217-235.
- Avoine J (1985) Evaluation des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine. In: *La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985. IFREMER. Actes de colloques n° 4:117-124*
-

B

- Banta G, Holmer M, Jensen M, Kristensen E (1999) Effects of two polychaete worms, *Nereis diversicolor* and *Arenicola marina*, on aerobic and anaerobic decomposition in a sandy marine sediment. *Aquatic Microbial Ecology* 19:189-204.
- Banta GT, Giblin AE, Hobbie JE, Tucker J (1995) Benthic respiration and nitrogen release in Buzzards Bay, Massachusetts. *Journal of Marine Research* 53:107-135.
- Barnola JM, Raynaud D, Korotkevicht YS, Lorius C (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329:408-414.
- Bartlett KB, Bartlett DS, Harriss RC, Sebacher DI (1987) Methane emissions along a salt marsh salinity gradient. *Biogeochemistry* 4:183-202.
- Bartoli M, Nizzoli D, Viaroli P (2003) Microphytobenthos activity and fluxes at the sediment-water interface: interactions and spatial variability. *Aquatic Ecology* 37:341-349.
- Bastide J (2011) *Morphodynamique et enjeux d'aménagement des franges littorales d'un estuaire macrotidal tempéré: la baie de Somme, Picardie, France. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale.*
- Batthieu-Queney Y (2010) *Atelier de terrain en baie de Canche (7 et 8 octobre 2010). Pour une gestion intégrée et un développement durable de l'estuaire. Syndicat Mixte pour le S.A.G.E. De la Canche Agence des aires marines protégées.*
- Beauchamps J (1994) Rôle des facteurs dynamiques dans le colmatage de la Baie de Somme. *Ann Soc Géol du Nord* 3:65-72.
- Beckinsale R, Robert P (1969) *River regimes in Water Earth and Man*. Chorley, RJ, editor, London: Methuen and Co.
- Benner R, Fogel ML, Sprague EK, Hodson RE (1987) Depletion of ¹³C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature* 329:708-710.
- Benner R, Opsahl S (2001) Molecular indicators of the sources and transformations of dissolved organic matter in the Mississippi river plume. *Organic Geochemistry* 32:597-611.
- Berg P, Røy H, Janssen F, Meyer V, Jørgensen BB, Huettel M, de Beer D (2003) Oxygen uptake by aquatic sediments measured with a novel non-invasive eddy-correlation technique. *Marine Ecology Progress Series* 261:75-83.

- Bergamino L, Dalu T, Richoux NB (2014) Evidence of spatial and temporal changes in sources of organic matter in estuarine sediments: stable isotope and fatty acid analyses. *Hydrobiologia* 732:133–145.
- Berner RA (1980) *Early diagenesis: a theoretical approach*. Princeton University Press.
- Berthelot M (1859) *Répertoire de chimie appliquée*. 254.
- Bertness MD, Ellison AM (1987) Determinants of pattern in a New England salt marsh plant community. *Ecological Monographs* 57:129–147.
- Bianchi TS (2007) *Biogeochemistry of estuaries*. Oxford University Press, Oxford.
- Bianchi TS, Cui X, Blair NE, Burdige DJ, Eglinton TI, Galy V (2018) Centers of organic carbon burial and oxidation at the land-ocean interface. *Organic Geochemistry* 115:138–155.
- Billon G (2001) *Géochimie des métaux et du soufre dans les sédiments des estuaires de la Seine et de l'Authie*. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Billon G, Ouddane B, Recourt P, Boughrieta. (2002) Depth variability and some geochemical characteristics of Fe, Mn, Ca, Mg, Sr, S, P, Cd and Zn in anoxic sediments from Authie Bay (Northern France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 55:167–181.
- Biosciences L (2015) Using the LI-8100A Soil Gas Flux System & the LI-8150 Multiplexer.
- Blaber SJM (2013) Fishes and fisheries in tropical estuaries: The last 10 years. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 135:57–65.
- Blanchard G, Guarini J, Richard P, Gros P, Mornet F (1996) Quantifying the short-term temperature effect on light-saturated photosynthesis of intertidal microphytobenthos. *Marine Ecology Progress Series* 134:309–313.
- Blanchard GF (1991) Measurement of meiofauna grazing rates on microphytobenthos: is primary production a limiting factor ? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 147:37–46.
- Blott SJ, Pye K (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26:1237–1248.
- Bond-Lamberty B, Bronson D, Bladyka E, Gower ST (2011) A comparison of trenched plot techniques for partitioning soil respiration. *Soil Biology and Biochemistry* 43:2108–2114.
- Bond-Lamberty B, Wang C, Gower ST (2004) A global relationship between the heterotrophic and autotrophic components of soil respiration ? *Global Change Biology* 10:1756–1766.
- Boon A, Duineveld G, Berghuis E, Van der Weele J (1998) Relationships between benthic activity and the annual phytopigment cycle in near-bottom water and sediments in the southern North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 46:1–13.
- Boorman LA, Ashton C (1997) The productivity of salt marsh vegetation at Tollesbury, Essex, and Stiffkey, Norfolk, England. *Mangroves and Salt Marshes* 1:113–126.
- Borges AV (2005) Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean ? *Estuaries* 28:3–27.
- Boschker HTS, de Brouwer JFC, Cappenberg TE (1999) The contribution of macrophyte-derived organic matter to microbial biomass in salt-marsh sediments: Stable carbon isotope analysis of microbial biomarkers. *Limnology and Oceanography* 44:309–319.
- Bouchard V, Lefeuvre J-C (2000) Primary production and macro-detritus dynamics in a European salt marsh: carbon and nitrogen budgets. *Aquatic Botany* 67:23–42.

- Boudreau BP (1996) The diffusive tortuosity of fine-grained unlithified sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60:3139–3142.
- Boudreau BP, Jørgensen B (2001) Diagenesis and sediment-water exchange. In: Boudreau, B.P. and Jørgensen, B.B. (eds.) *The Benthic Boundary Layer: Transport Processes and Biogeochemistry*. Oxford, UK. Oxford University Press. 211-244.
- Bouillon S, Boschker HTS (2006) Bacterial carbon sources in coastal sediments: a cross-system analysis based on stable isotope data of biomarkers. *Biogeosciences* 3:175–185.
- Bouma T, Vries MD, Low E, Kusters L, Herman P, Tanczos I, Temmerman S, Hesselink A, Meire P, Van Regenmortel S (2005) Flow hydrodynamics on a mudflat and in salt marsh vegetation: identifying general relationships for habitat characterisations. *Hydrobiologia* 540:259–274.
- Bourdier F, Lautridou JP (1974) Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse- Seine. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 11:109–111.
- Boyd B, Sommerfield C, Elsey-Quirk T (2017) Hydrogeomorphic influences on salt marsh sediment accumulation and accretion in two estuaries of the US Mid-Atlantic coast. *Marine Geology* 383:132–145.
- Boynton W, Ceballos M, Bailey E, Hodgkins C, Humphrey J, Testa J (2018) Oxygen and nutrient exchanges at the sediment-water interface: a global synthesis and critique of estuarine and coastal data. *Estuaries and coasts* 41:301–333.
- Briquet A (1930) Le Littoral du nord de la France et son évolution morphologique, suivi d'un appendice, l'évolution du rivage du nord de la France et l'activité de l'Homme. *Revue du Nord* 64:313-319. Armand Colin.
- Bristow LA, Jickells TD, Weston K, Marca-Bell A, Parker R, Andrews JE (2013) Tracing estuarine organic matter sources into the southern North Sea using C and N isotopic signatures. *Biogeochemistry* 113:9–22.
- Brotas V, Plante-Cuny M (1998) Spatial and temporal patterns of microphytobenthic taxa of estuarine tidal flats in the Tagus Estuary (Portugal) using pigment analysis by HPLC. *Marine Ecology Progress Series* 171:43–57.
- de Brouwer J, Stal L (2001) Short-term dynamics in microphytobenthos distribution and associated extracellular carbohydrates in surface sediments of an intertidal mudflat. *Marine Ecology Progress Series* 218:33–44.
- Budge SM, Iverson SJ, Koopman HN (2006) Studying trophic ecology in marine ecosystems using fatty acids: a primer on analysis and interpretation. *Marine Mammal Science* 22 :759–801.
- Bum BK, Pick FR (1996) Factors regulating phytoplankton and zooplankton biomass in temperate rivers. *Limnology and Oceanography* 41:1572–1577.
- Burden A, Garbutt R, Evans C, Jones D, Cooper D (2013) Carbon sequestration and biogeochemical cycling in a saltmarsh subject to coastal managed realignment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 120:12–20.

C

- Cabrera MT, Brotas V (2000) Seasonal variation in denitrification and dissolved nitrogen fluxes in intertidal sediment estuary, Portugal. *Marine Ecology Progress Series* 202:51–65.
- Cadée G, Hegeman J (1974) Primary production of the benthic microflora living on tidal flats in the Dutch Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*.
- Cahoon DR, Lynch JC, Powell AN (1996) Marsh vertical accretion in a southern California estuary, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 43:19–32.
- Cai W, Reimers CE (1993) The development of pH and pCO₂ microelectrodes for studying the carbonate chemistry of pore waters near the sediment-water interface. *Limnology and Oceanography* 38:1762–1773.
- Cai W-J, Zhao P, Wang Y (2000) pH and pCO₂ microelectrode measurements and the diffusive behavior of carbon dioxide species in coastal marine sediments. *Marine Chemistry* 70:133–148.
- Calbet A (2001) Mesozooplankton grazing effect on primary production: a global comparative analysis in marine ecosystems. *Limnology and Oceanography* 46:1824–1830.
- Callaway J, DeLaune R, Patrick Jr W (1996) Chernobyl ¹³⁷Cs used to determine sediment accretion rates at selected northern European coastal wetlands. *Limnology and Oceanography* 41:444–450.
- Canfield DE (1994) Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology* 114:315–329.
- Canfield DE, Kristensen E, Thamdrup B (2005) The oxygen cycle. In: *Advances in Marine Biology*. Elsevier, p 167–204
- Canuel EA, Martens CS (1993) Seasonal variations in the sources and alteration of organic matter associated with recently-deposited sediments. *Organic Geochemistry* 20:563–577.
- Canuel EA, Freeman KH, Wakeham SG (1997) Isotopic compositions of lipid biomarker compounds in estuarine plants and surface sediments. *Limnology and Oceanography* 42:1570–1583.
- Canuel EA, Zimmerman AR (1999) Composition of particulate organic matter in the southern Chesapeake Bay: sources and reactivity. *Estuaries* 22 : 980-994.
- Canuel EA (2001) Relations between river flow, primary production and fatty acid composition of particulate organic matter in San Francisco and Chesapeake Bays: a multivariate approach. *Organic Geochemistry* 32 :563-583.
- Canuel EA, Hardison AK (2016) Sources, ages, and alteration of organic matter in estuaries. *Annual Review of Marine Science* 8:409–434.
- Caravaca F, Alguacil M, Torres P, Roldán A (2005) Plant type mediates rhizospheric microbial activities and soil aggregation in a semiarid Mediterranean salt marsh. *Geoderma* 124:375–382.
- Carrut D, Carpenter J (1966) Recommendation procedure for Winkler analyses of sea water for dissolved oxygen. *Journal of Marine Research* 24:313–318.
- Cartier A (2011) Évaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas de Calais: vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales. Université du Littoral Côte d'Opale

- CEREMA (2018) Dynamiques et évolution du littoral - Fascicule 1 : de la frontière belge à la pointe du Hourdel. CEREMA.
- Chaalali A, Beaugrand G, Boët P, Sautour B (2013) Climate-Caused Abrupt Shifts in a European Macrotidal Estuary. *Estuaries and Coasts* 36:1193–1205.
- Chamley H (1987) *Sédimentologie*. Dunod Paris.
- Chen S, Torres R, Goñi MA (2016) The role of salt marsh structure in the distribution of surface sedimentary organic matter. *Estuaries and Coasts* 39:108–122.
- Chen Y, Thompson C, Collins M (2012) Saltmarsh creek bank stability: biostabilisation and consolidation with depth. *Continental Shelf Research* 35:64–74.
- Cheng Y, Zha Y, Tong C, Du D, Chen L and Wei G (2021) Estimating the gaseous carbon budget of a degraded tidal wetland. *Ecological Engineering* 160:106–147.
- Chmura GL, Anisfeld SC, Cahoon DR, Lynch JC (2003) Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles* 17:22.
- Choi Y, Wang Y, Hsieh Y-P, Robinson L (2001) Vegetation succession and carbon sequestration in a coastal wetland in northwest Florida: Evidence from carbon isotopes. *Global Biogeochemical Cycles* 15:311–319.
- Christensen B, Vedel A, Kristensen E (2000) Carbon and nitrogen fluxes in sediment inhabited by suspension-feeding (*Nereis diversicolor*) and non-suspension-feeding (*N. virens*) polychaetes. *Marine Ecology Progress Series* 192:203–217.
- Cifuentes LA (1991) Spatial and temporal variations in terrestrially-derived organic matter from sediments of the Delaware Estuary. *Estuaries* 14:414–429.
- Cifuentes LA, Coffin RB, Solorzano L, Cardenas W, Espinoza J, Twilley RR (1996) Isotopic and elemental variations of carbon and nitrogen in a mangrove estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 43:781–800.
- Ciutat A, Widdows J, Pope ND (2007) Effect of *Cerastoderma edule* density on near-bed hydrodynamics and stability of cohesive muddy sediments. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 346:114–126.
- Clavero V, Izquierdo J, Fernandez J, Niell F (2000) Seasonal fluxes of phosphate and ammonium across the sediment-water interface in a shallow small estuary (Palmones River, southern Spain). *Marine Ecology Progress Series* 198:51–60.
- Cloern J, Dufford R (2005) Phytoplankton community ecology: principles applied in San Francisco Bay. *Marine Ecology Progress Series* 285:11–28.
- Cloern JE, Abreu PC, Carstensen J, Chauvaud L, Elmgren R, Grall J, Greening H, Johansson JOR, Kahru M, Sherwood ET, Xu J, Yin K (2015) Human activities and climate variability drive fast-paced change across the world's estuarine-coastal ecosystems. *Global Change Biology* 22:513–529.
- Cloern JE, Foster S, Kleckner A (2014) Phytoplankton primary production in the world's estuarine-coastal ecosystems. *Biogeosciences* 11:2477.
- Colijn F, De Jonge VN (1984) Primary production of microphytobenthos in the Ems-Dollard Estuary. *Marine ecology progress series Oldendorf* 14:185–196.

- Connor RF, Gail L, Chmura GL, Beecher CB (2001) Carbon accumulation in bay of fundy salt marshes: Implications for restoration of reclaimed marshes. *Global Biogeochemical Cycles* 15:943–954.
- Cook HW, McMaster CR (1996) Fatty acid desaturation and chain elongation in eukaryotes. In *Biochemistry of lipids, lipoproteins and membranes*. 4th Edition Volume 36 p.648
- Coplen TB (2011) Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid communications in mass spectrometry* 25:2538–2560.
- Costanza R, Arge R, De Groot R, Farber S, Grasso M, Hannon B, Limburg K, Naeem S, O’neill RV, Paruelo J (1997) The value of the world’s ecosystem services and natural capital. *Nature* 387:253.
- Cowan JL, Boynton WR (1996) Sediment-water oxygen and nutrient exchanges along the longitudinal axis of Chesapeake Bay: seasonal patterns, controlling factors and ecological significance. *Estuaries* 19:562–580.
- Cox R, Wadsworth RA, Thomson AG (2003) Long-term changes in salt marsh extent affected by channel deepening in a modified estuary. *Continental Shelf Research* 23:1833–1846.
- Cozzoli F, Da Conceição TG, Van Dalen J, Fang X, Gjoni V, Herman PM, Hu Z, Soissons LM, Walles B, Ysebaert T (2020) Biological and physical drivers of bio-mediated sediment resuspension: A flume study on *Cerastoderma edule*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*:106824.
- Craft C (2007) Freshwater input structures soil properties, vertical accretion, and nutrient accumulation of Georgia and U.S tidal marshes. *Limnology and Oceanography* 52:1220–1230.
- Crutzen P (2002) Geology of Mankind. *Nature* 415:23.
- Currin CA, Newell SY, Paerl H (1995) The role of standing dead *Spartina alterniflora* and benthic microalgae in salt marsh food webs: considerations based on multiple stable isotope analysis. *Marine Ecology Progress Series* 121:99–116.

D

- Dade WB, Nowell ARM, Jumars PA (1992) Predicting erosion resistance of muds. *Marine Geology* 105:285–297.
- Daehler CC, Strong DR (1994) Variable reproductive output among clones of *Spartina alterniflora* (Poaceae) invading San Francisco Bay, California: the influence of herbivory, pollination, and establishment site. *American Journal of Botany* 81:307–313.
- Dai J, Sun M, Culp RA, Noakes JE (2005) Changes in chemical and isotopic signatures of plant materials during degradation: Implication for assessing various organic inputs in estuarine systems. *Geophysical research letters* 32.
- Dai J, Sun M-Y (2007) Organic matter sources and their use by bacteria in the sediments of the Altamaha estuary during high and low discharge periods. *Organic Geochemistry* 38:1–15.
- Dale AW, Prego R (2002) Physico-biogeochemical controls on benthic pelagic coupling of nutrient fluxes and recycling in a coastal upwelling system. *Marine Ecology Progress Series* 235:15–28.

- Dalrymple RW, Choi K (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81:135–174.
- Dalrymple RW, Knight RJ, Zaitlin BA, Middleton GV (1990) Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37:577–612.
- Dalrymple RW, Zaitlin BA, Boyd R (1992) Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62:1130–1146.
- Dalsgaard J, St. John M, Kattner G, Müller-Navarra, D, Hagen W (2003) Fatty acid trophic markers in pelagic marine environment. *Advance Marine Biology* 46: 227–318.
- D’Andrea AF, Aller RC, Lopez GR (2002) Organic matter flux and reactivity on a South Carolina sandflat: The impacts of porewater advection and macrobiological structures. *Limnology and Oceanography* 47:1056–1070.
- D’Angelo EM, Reddy KR (1999) Regulators of heterotrophic microbial potentials in wetland soils. *Soil Biology and Biochemistry* 31:815–830.
- Danovaro R, Marrale D, Della Croce N, Parodi P, Fabiano M (1999) Biochemical composition of sedimentary organic matter and bacterial distribution in the Aegean Sea: trophic state and pelagic–benthic coupling. *Journal of Sea Research* 42:117–129.
- David V (2017) *Data treatment in environmental sciences: multivariate approach*. ISTE Press ; Elsevier, London.
- Davidson EA, Savage K, Verchot LV, Navarro R (2002) Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology* 113:21–37.
- Davidson N, Laffoley D d’A, Doody J, Way L, Gordon J, Key R eta, Drake C, Pienkowski M, Mitchell R, Duff K (1991) *Nature conservation and estuaries in Great Britain*. Nature Conservancy Council, Peterborough:1–76.
- Davidson-Arnott RGD, van Proosdij D, Ollerhead J, Schostak L (2002) Hydrodynamics and sedimentation in salt marshes: examples from a macrotidal marsh, Bay of Fundy. *Geomorphology* 48:209–231.
- Davies JL (1964) *A Morphogenetic Approach to World Shorelines*. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 8:127.
- Davis RA, Dalrymple RW (eds) (2012) *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Davault D, Migné A, Spilmont N (2004) Multiscale in situ measurements of intertidal benthic production and respiration. *Handbook of Scaling Methods in Aquatic Ecology: Measurements, Analysis, Simulation* CRC Press, Boca Raton:97–107.
- De Beer D, Glud A, Epping E, Kùhl M (1997) A fast-responding CO₂ microelectrode for profiling sediments, microbial mats, and biofilms. *Limnology and Oceanography* 42:1590–1600.
- De Brouwer J, Stal L (2001) Short-term dynamics in microphytobenthos distribution and associated extracellular carbohydrates in surface sediments of an intertidal mudflat. *Marine Ecology Progress Series* 218:33–44.

- Decho AW (2000) Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research*:17.
- DeLaune RD, Jugsujinda A, Peterson GW, Patrick WH (2003) Impact of Mississippi River freshwater reintroduction on enhancing marsh accretionary processes in a Louisiana estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58:653–662.
- Deloffre J, Verney R, Lafite R, Lesueur P, Lesourd S, Cundy AB (2007) Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology* 241:19–32.
- Denis L, Desreumaux P-E (2009) Short-term variability of intertidal microphytobenthic production using an oxygen microprofiling system. *Marine and Freshwater Research* 60:712.
- Denis L, Desroy N (2008) Consequences of spring phytodetritus sedimentation on the benthic compartment along a depth gradient in the Eastern English Channel. *Marine Pollution Bulletin* 56:1844–1854.
- Denis L, Gevaert F, Spilmont N (2012) Microphytobenthic production estimated by in situ oxygen microprofiling: short-term dynamics and carbon budget implications. *Journal of Soils and Sediments* 12:1517–1529.
- Denis L, Grenz C (2003) Spatial variability in oxygen and nutrient fluxes at the sediment-water interface on the continental shelf in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 26:373–389.
- Denis L, Grenz C, Alliot É, Rodier M (2001) Temporal variability in dissolved inorganic nitrogen fluxes at the sediment-water interface and related annual budget on a continental shelf (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 24:85–97.
- Denmead O (1979) Chamber systems for measuring nitrous oxide emission from soils in the field. *Soil Science Society of America Journal* 43:89–95.
- Desaunay Y (1974) Aménagement de la Baie de la Canche - Rapport de l'étude sur l'écologie et la productivité de l'estuaire de la Canche. IFREMER.
- Despeyroux Y (1985) Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). 223.
- Despeyroux Y, Chamley H (1985) Distribution des sédiments récents dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). *Ann Soc géol Nord* 105:179–186.
- Desprez M, Ducrotoy J, Elkaim B (1987) Crise de la production des coques (*Cerastoderma edule*) en baie de Somme. I. Synthèse des connaissances biologiques. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches maritimes* 49:215–230.
- Desprez M, Rybarczyk H, Wilson JG, Ducrotoy JP, Sueur F, Olivesi R, Elkaim B (1992) Biological impact of eutrophication in the bay of somme and the induction and impact of anoxia. *Netherlands Journal of Sea Research* 30:149–159.
- Desroy N (2003) Macrobenthic resources of the shallow soft-bottom sediments in the eastern English Channel and southern North Sea. *ICES Journal of Marine Science* 60:120–131.
- Desroy N, Denis L (2004) Influence of spring phytodetritus sedimentation on intertidal macrozoobenthos in the eastern English Channel. *Marine Ecology Progress Series* 270:41–53.
- Devercelli M, O'Farrell I (2013) Factors affecting the structure and maintenance of phytoplankton functional groups in a nutrient rich lowland river. *Limnologia* 43:67–78.

- Dobroniak C (1999) Les progrès de la sédimentation dans un estuaire de type picard : l'estuaire de l'Authie (Nord-Pas-de-Calais) (Note). *Méditerranée* 93:65–68.
- Dobroniak C (2005) Morphological evolution and management proposals in the Authie Estuary, northern France. 537–545.
- Dobroniak C, Anthony EJ (2002) Short-term morphological expression of dune sand recycling on a macrotidal, wave-exposed estuarine shoreline. *Journal of Coastal Research* 36:240–248.
- Dodla SK, Wang JJ, DeLaune RD (2012) Characterization of labile organic carbon in coastal wetland soils of the Mississippi River deltaic plain: Relationships to carbon functionalities. *Science of The Total Environment* 435–436:151–158.
- Dolbeth M, Pardal M, Lillebø A, Azeiteiro U, Marques J (2003) Short-and long-term effects of eutrophication on the secondary production of an intertidal macrobenthic community. *Marine Biology* 143:1229–1238.
- Doody JP (2004) 'Coastal squeeze'—an historical perspective. *Journal of Coastal Conservation* 10:129–138.
- Dubois M, Gilles KA, Hamilton JK, Rebers P t, Smith F (1956) Colorimetric method for determination of sugars and related substances. *Analytical chemistry* 28:350–356.
- Dupont J-P (1981) Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme.
- Dupont J-P, Lafite R, Eisma D (1991) Comparaison de la dynamique du matériel en suspension dans les eaux côtières de la Manche Orientale et de la Baie Méridionale de la Mer du Nord. *Estuaries and Coasts: Spatial and Temporal Intercomparisons* 19:57.
- Duport E, Stora G, Tremblay P, Gilbert F (2006) Effects of population density on the sediment mixing induced by the gallery-diffusor *Hediste (Nereis) diversicolor* O.F. Müller, 1776. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 336:33–41.
- dit Durell SEALV, Stillman RA, Triplet P, Desprez M, Fagot C, Loquet N, Sueur F, Goss-Custard JD (2008) Using an individual-based model to inform estuary management in the Baie de Somme, France. *Oryx* 42.
- Dye A (1981) A study of benthic oxygen consumption on exposed sandy beaches. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 13:671–680.
- Dyer KR (1997) *Estuaries: a physical introduction*, 2nd ed. John Wiley. London.
- Dyer KR, Christie MC, Wright EW (2000) The classification of intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*:22.

E

- Eisma D (1986) Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research* 20:183–199.
- Ekblad A, Boström B, Holm A, Comstedt D (2005) Forest soil respiration rate and $\delta^{13}\text{C}$ is regulated by recent above ground weather conditions. *Oecologia* 143:136–142.

- Elliott M, McLusky DS (2002) The Need for Definitions in Understanding Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 55:815–827.
- Elliott T, Gardiner A (1981) Ripple, megaripple, and sandwave bedforms in the macrotidal Loughor Estuary, South Wales, UK. In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. Blackwell Publishing Ltd. Oxford, UK, p 51–64
- Elsley-Quirk T, Seliskar DM, Sommerfield CK, Gallagher JL (2011) Salt Marsh Carbon Pool Distribution in a Mid-Atlantic Lagoon, USA: Sea Level Rise Implications. *Wetlands* 31:87–99.
- Ember LM, Williams DF, Morris T (1987) Processes that influence carbon isotope variations in salt marsh sediments. *Mar Ecol Prog Ser*:10.
- Emmerson M (2000) Remedial habitat creation: does *Nereis diversicolor* play a confounding role in the colonisation and establishment of the pioneering saltmarsh plant, *Spartina anglica* ? *Helgoland Marine Research* 54:110–116.
- Enes TA (2001) Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard 1. Milieu Physique. Préfecture de la région Picardie-DDE de la Somme.
- Erwin RM (1996) Dependence of Waterbirds and Shorebirds on Shallow-Water Habitats in the Mid-Atlantic Coastal Region: An Ecological Profile and Management Recommendations. *Estuaries* 19:213.
- Estrada M, Valiela I, Teal JM (1974) Concentration and distribution of chlorophyll in fertilized plots in a Massachusetts salt marsh. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 14:47–56.

F

- Faber PA, Kessler AJ, Bull JK, McKelvie ID, Meysman FJR, Cook PLM (2012) The role of alkalinity generation in controlling the fluxes of CO₂ during exposure and inundation on tidal flats. *Biogeosciences* 9:4087–4097.
- Fagherazzi S, Kirwan ML, Mudd SM, Guntenspergen GR, Temmerman S, D'Alpaos A, van de Koppel J, Rybczyk JM, Reyes E, Craft C, Clough J (2012) Numerical models of salt marsh evolution: Ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics* 50.
- Fan D, Guo Y, Wang P, Shi JZ (2006) Cross-shore variations in morphodynamic processes of an open-coast mudflat in the Changjiang Delta, China: with an emphasis on storm impacts. *Continental Shelf Research* 26:517–538.
- Fenchel T (1996) Worm burrows and oxic microniches in marine sediments. 1. Spatial and temporal scales. *Marine Biology* 127:289–295.
- Feng H, Han X, Zhang W, Yu L (2004) A preliminary study of heavy metal contamination in Yangtze River intertidal zone due to urbanization. *Marine Pollution Bulletin* 49:910–915.
- Fenies H, Resseguier AD, Tastet J (1999) Intertidal clay - drape couplets (Gironde estuary, France). *Sedimentology* 46:1–15.
- Figueiras F, Labarta U, Reiriz MF (2002) Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas of Galicia. In: *Sustainable Increase of Marine Harvesting: Fundamental Mechanisms and New Concepts*. Springer, p 121–131

- Flanagan LB, Ehleringer JR (1998) Ecosystem-atmosphere CO₂ exchange: interpreting signals of change using stable isotope ratios. *Trends in Ecology & Evolution* 13:10–14.
- Flemming BW, Delafontaine MT (2000) Mass physical properties of muddy intertidal sediments: some applications, misapplications and non-applications. *Continental Shelf Research* 20:1179–1197.
- Folk RL (1966) A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6:73–93.
- Folk RL, Ward WC (1957) Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.
- Foveau A (2013) Evaluation des gisements exploitables d'*Arenicola marina* dans les estuaires picards (Canche, Authie et Somme) : prospections complémentaires 2012-2013 et synthèse 2011-2013. Groupe d'Etude des Milieux Estuariens et Littoraux, Baie de Somme.
- Francescangeli F, Bouchet VMP, Trentesaux A, Armynot du Chatelet E (2017) Does elevation matter ? Living foraminiferal distribution in a hyper tidal salt marsh (Canche Estuary, Northern France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 194:192–204.
- Francescangeli F, Portela M, Armynot du Chatelet E, Billon G, Andersen TJ, Bouchet VMP, Trentesaux A (2018) Infilling of the Canche Estuary (eastern English Channel, France): Insight from benthic foraminifera and historical pictures. *Marine Micropaleontology* 142:1–12.
- François F, Gerino M, Stora G, Durbec J-P, Poggiale J-C (2002) Functional approach to sediment reworking by gallery-forming macrobenthic organisms: modeling and application with the polychaete *Nereis diversicolor*. *Marine Ecology Progress Series* 229:127–136.
- French J (2019) Tidal Salt Marshes: Sedimentology and Geomorphology. In: *Coastal Wetlands*. Elsevier, p 479–517.
- French JR, Spencer T (1993) Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology* 110:315–331.
- French JR, Stoddart DR (1992) Hydrodynamics of salt marsh creek systems: Implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth surface processes and landforms* 17:235–252.
- Freudenthal T, Wagner T, Wenzhöfer F, Zabel M, Wefer G (2001) Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic: evidence from stable nitrogen and carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:1795–1808.
- Froelich P, Klinkhammer G, Bender ML, Luedtke N, Heath GR, Cullen D, Dauphin P, Hammond D, Hartman B, Maynard V (1979) Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43:1075–1090.
- Fry B (1996) ¹³C/¹²C fractionation by marine diatoms. *Marine Ecology Progress Series* 134:283–294.
- Fry B, Sherr E (1984) δ¹³C measurements as indicators of carbon flow in marine food webs. *Contrib Mar Sei* 27:15–47

G

- Gallagher JL, Reimold RJ, Linthurst RA, Pfeiffer WJ (1980) Aerial production, mortality, and mineral accumulation-export dynamics in *Spartina alterniflora* and *Juncus roemerianus* plant stands in a Georgia salt marsh. *Ecology* 61:303–312.
- Gallegos CL (2012) Phytoplankton photosynthetic capacity in a shallow estuary: environmental correlates and interannual variation. *Marine Ecology Progress Series* 463:23–37.
- Galloway WE (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.
- Galois R, Blanchard G, Seguignes M, Huet V, Joassard L (2000) Spatial distribution of sediment particulate organic matter on two estuarine intertidal mudflats: a comparison between Marennes-Oléron Bay (France) and the Humber Estuary (UK). *Continental Shelf Research*:19.
- Galván K, Fleeger JW, Fry B (2008) Stable isotope addition reveals dietary importance of phytoplankton and microphytobenthos to saltmarsh infauna. *Marine Ecology Progress Series* 359:37–49.
- Gao S (2019) Geomorphology and Sedimentology of Tidal Flats. In: *Coastal Wetlands*. Elsevier, p 359–381
- Gao S (2009) Modeling the preservation potential of tidal flat sedimentary records, Jiangsu coast, eastern China. *Continental Shelf Research* 29:1927–1936.
- Garnaud S, Lesueur P, Lesourd S, Poupinet N, Brun-Cottan J-C (2002) Caractérisation des variations lithologiques saisonnières des sédiments de la Baie de Seine orientale; impact des crues de la Seine (France). *Comptes Rendus Geoscience* 334:323–330.
- Gattuso J-P, Frankignoulle M, Wollast R (1998) Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 29:405–434.
- Gibbard P, Preece R (1995) *Island Britain: a Quaternary Perspective*.
- Giles H, Pilditch C, Nodder S, Zeldis J, Currie K (2007) Benthic oxygen fluxes and sediment properties on the northeastern New Zealand continental shelf. *Continental Shelf Research* 27:2373–2388.
- Gillet P, Mouloud M, Durou C, Deutsch B (2008) Response of *Nereis diversicolor* population (Polychaeta, Nereididae) to the pollution impact - Authie and Seine estuaries (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76:201–210.
- Gillet P, Torresani S (2003) Structure of the population and secondary production of *Hediste diversicolor* (O.F. Müller, 1776), (Polychaeta, Nereididae) in the Loire estuary, Atlantic Coast, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 56:621–628.
- Glaser M (2003) Interrelations between mangrove ecosystem, local economy and social sustainability in Caeté Estuary, North Brazil. *Wetlands Ecology and Management* 11:265–272.
- Glud RN (2008) Oxygen dynamics of marine sediments. *Marine Biology Research* 4:243–289.
- Glud RN, Berg P, Fossing H, Jørgensen BB (2007) Effect of the diffusive boundary layer on benthic mineralization and O₂ distribution: A theoretical model analysis. *Limnology and Oceanography* 52:547–557.
- Gomez-Casanovas N, Matamala R, Cook DR, Gonzalez-Meler MA (2012) Net ecosystem exchange modifies the relationship between the autotrophic and heterotrophic components of soil respiration with abiotic factors in prairie grasslands. *Global Change Biology* 18:2532–2545.

- Goñi MA, Hedges JI (1995) Sources and reactivities of marine-derived organic matter in coastal sediments as determined by alkaline CuO oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59:2965–2981.
- Goñi MA, Thomas KA (2000) Sources and transformations of organic matter in surface soils and sediments from a tidal estuary (North Inlet, South Carolina, USA). *Estuaries* 23:548–564.
- Gontharet S, Crémière A, Blanc-Valleron M-M, Sebilo M, Gros O, Laverman AM, Dessailly D (2016) Sediment characteristics and microbial mats in a marine mangrove, Manche-à-eau lagoon (Guadeloupe). *Journal of Soils and Sediments* 17:1999–2010.
- Gontharet S, Mathieu O, Lévêque J, Milloux M, Lesourd S, Philippe S, Caillaud J, Gardel A, Sarrazin M, Proisy C (2014) Distribution and sources of bulk organic matter (OM) on a tropical intertidal mud bank in French Guiana from elemental and isotopic proxies. *Chemical Geology* 376:1–10.
- Grabowski RC, Droppo IG, Wharton G (2011) Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties. *Earth-Science Reviews* 105:101–120.
- Graf G (1992) Benthic-pelagic coupling: a benthic view. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*.
- Grant J, Bathmann U, Mills E (1986) The interaction between benthic diatom films and sediment transport. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 23:225–238.
- Gray J, Wu R, Or Y (2002) Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment. *Marine Ecology Progress Series* 238:249–279.
- Gray JS (1997) Marine biodiversity: patterns, threats and conservation needs. *Biodiversity & Conservation* 6:153–175.
- Greiner J, Wilkinson G, McGlathery K, Emery K (2016) Sources of sediment carbon sequestered in restored seagrass meadows. *Marine Ecology Progress Series* 551:95–105.
- Grenz C, Cloern J, Hager S, Cole B (2000) Dynamics of nutrient cycling and related benthic nutrient and oxygen fluxes during a spring phytoplankton bloom in South San Francisco Bay (USA). *Marine Ecology Progress Series* 197:67–80.
- Gribsholt B, Kristensen E (2003) Benthic metabolism and sulfur cycling along an inundation gradient in a tidal *Spartina anglica* salt marsh. *Limnology and Oceanography* 48:2151–2162.
- Gribsholt B, Kristensen E (2002) Effects of bioturbation and plant roots on salt marsh biogeochemistry: a mesocosm study. *Marine Ecology Progress Series* 241:71–87.
- Griffiths JR, Kadin M, Nascimento FJ, Tamelander T, Törnroos A, Bonaglia S, Bonsdorff E, Brüchert V, Gårdmark A, Järnström M (2017) The importance of benthic–pelagic coupling for marine ecosystem functioning in a changing world. *Global change biology* 23:2179–2196.
- Grousset F, Jouanneau J, Castaing P, Lavaux G, Latouche C (1999) A 70 year record of contamination from industrial activity along the Garonne River and its tributaries (SW France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48:401–414.
- Guarini J-M, Blanchard GF, Gros P, Harrison S (1997) Modelling the mud surface temperature on intertidal flats to investigate the spatio-temporal dynamics of the benthic microalgal photosynthetic capacity. *Marine Ecology Progress Series* 153:25–36.

Gupta S, Collier JS, Garcia-Moreno D, Oggioni F, Trentesaux A, Vanneste K, De Batist M, Camelbeeck T, Potter G, Van Vliet-Lanoë B, Arthur JCR (2017) Two-stage opening of the Dover Strait and the origin of island Britain. *Nat Commun* 8:15101.

Gupta S, Collier JS, Palmer-Felgate A, Potter G (2007) Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. *Nature* 448:342–345.

H

- Haines AT, Finlayson BL, McMahon TA (1988) A global classification of river regimes. *Applied Geography* 8:255–272.
- Hamersley MR, Howes BL (2005) Coupled nitrification–denitrification measured in situ in a *Spartina alterniflora* marsh with a $^{15}\text{NH}_4^+$ tracer. *Marine Ecology Progress Series* 299:123–135.
- Hammond DE, Fuller C, Harmon D, Hartman B, Korosec M, Miller LG, Rea R, Warren S, Berelson W, Hager SW (1985) Benthic fluxes in San Francisco bay. In: *Temporal dynamics of an estuary: San Francisco Bay*. Springer, p 69–90
- Hanlon ARM, Bellinger B, Haynes K, Xiao G, Hofmann TA, Gretz MR, Ball AS, Osborn AM, Underwood GJC (2006) Dynamics of extracellular polymeric substance (EPS) production and loss in an estuarine, diatom-dominated, microalgal biofilm over a tidal emersion-immersion period. *Limnology and Oceanography* 51:79–93.
- Hansen JI, Henriksen K, Blackburn TH (1981) Seasonal distribution of nitrifying bacteria and rates of nitrification in coastal marine sediments. *Microbial Ecology* 7:297–304.
- Happay-Wood CM, Jones P (1988) Rhythms of vertical migration and motility in intertidal benthic diatoms with particular reference to *Pleurosigma angulatum*. *Diatom research* 3:83–93.
- Hargrave B, Prouse N, Phillips G, Neame P (1983) Primary production and respiration in pelagic and benthic communities at two intertidal sites in the upper Bay of Fundy. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 40:s229–s243.
- Harvey HR, Mannino A (2001) The chemical composition and cycling of particulate and macromolecular dissolved organic matter in temperate estuaries as revealed by molecular organic tracers. *Organic Geochemistry* 32:527–542.
- Hayward PJ, Ryland JS (2017) *Handbook of the marine fauna of North-West Europe*. Oxford University Press.
- He W., Chen M., Schlautman M. A. and Hur J. (2016) Dynamic exchanges between DOM and POM pools in coastal and inland aquatic ecosystems: A review. *Science Total Environment* 551:415–428.
- Headrich R (1983) *Estuarine fishes*.
- Hedges JI, Clark WA, Come GL (1988) Fluxes and reactivities of organic matter in a coastal marine bay. *Limnology and Oceanography* 33:1137–1152.
- Hedges JI, Keil RG (1995) Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 35.
- Heinemeyer A, Di Bene C, Lloyd AR, Tortorella D, Baxter R, Huntley B, Gelsomino A, Ineson P (2011) Soil respiration: implications of the plant-soil continuum and respiration chamber collar-insertion depth on measurement and modelling of soil CO₂ efflux rates in three ecosystems. *European Journal of Soil Science* 62:82–94.
- Heip C, Goosen N, Herman P, Kromkamp J, Middelburg J, Soetaert K (1995) Production and consumption of biological particles in temperate tidal estuaries. *Oceanography and Marine Biology: an annual review* 33:1–149.

- Heiri O, Lotter AF, Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology* 25:101–110.
- Henriksen K, Rasmussen M, Jensen A (1983) Effect of bioturbation on microbial nitrogen transformations in the sediment and fluxes of ammonium and nitrate to the overlying water. *Ecological Bulletins*:193–205.
- Héquette A, Hemdane Y, Anthony EJ (2008) Determination of sediment transport paths in macrotidal shoreface environments: a comparison of grain-size trend analysis with near-bed current measurements. *Journal of Coastal Research* 24:695–707.
- Herbert R (1999) Nitrogen cycling in coastal marine ecosystems. *FEMS microbiology reviews* 23:563–590.
- Herbst M, Prolingheuer N, Graf A, Huisman JA, Weihermüller L and Vanderborght J (2009) Characterization and understanding of bare soil respiration spatial variability at plot scale. *Vadose Zone Journal* 8:762-771.
- Herlory O, Guarini J, Richard P, Blanchard G (2004) Microstructure of microphytobenthic biofilm and its spatio-temporal dynamics in an intertidal mudflat (Aiguillon Bay, France). *Marine Ecology Progress Series* 282:33–44.
- Herman PMJ, Middelburg JJ, Van De Koppel J, Heip CHR (1999) Ecology of Estuarine Macrobenthos. In: *Advances in Ecological Research*. Elsevier, p 195–240
- Hesp PA, Ruz MH, Hequette A, Marin D, Miot da Silva G (2015) Geomorphology and dynamics of a traveling cusped foreland, Authie estuary, France. *Geomorphology* 254:104–120.
- Hill D, Rushton SP, Clark N, Green P, Prys-Jones R (1993) Shorebird communities on British estuaries: factors affecting community composition. *Journal of Applied Ecology*:220–234.
- Hill JM, McQuaid CD (2009) Variability in the fractionation of stable isotopes during degradation of two intertidal red algae. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 82:397–405.
- Hines ME, Evans RS, Genthner BRS, Willis SG, Friedman S, Rooney-Varga JN, Devereux R (1999) Molecular phylogenetic and biogeochemical studies of sulfate-reducing bacteria in the rhizosphere of *Spartina alterniflora*. *Applied and Environmental Microbiology* 65:2209–2216.
- Hjulstrom F (1955) Transportation of detritus by moving water.
- Hofmann T, Hanlon A, Taylor J, Ball A, Osborn A, Underwood G (2009) Dynamics and compositional changes in extracellular carbohydrates in estuarine sediments during degradation. *Marine Ecology Progress Series* 379:45–58.
- Holland A, Zingmark R, Dean J (1974) Quantitative evidence concerning the stabilization of sediments by marine benthic diatoms. *Marine Biology* 27:191–196.
- Holmer M, Gribsholt B, Kristensen E (2002) Effects of sea level rise on growth of *Spartina anglica* and oxygen dynamics in rhizosphere and salt marsh sediments. *Marine Ecology Progress Series* 225:197–204.
- Hopkins F, Gonzalez-Meler MA, Flower CE, Lynch DJ, Czimczik C, Tang J, Subke J-A (2013) Ecosystem-level controls on root-rhizosphere respiration. *New Phytologist* 199:339–351.
- Howarth RW (1984) The ecological significance of sulfur in the energy dynamics of salt marsh and coastal marine sediments. *Biogeochemistry* 1:5–27.

Howarth RW, Giblin A (1983) Sulfate reduction in the salt marshes at Sapelo Island, Georgia 1. *Limnology and Oceanography* 28:70–82.

Howes BL, Weiskel PK, Goehringer DD, Teal JM (1996) Interception of freshwater and nitrogen transport from uplands to coastal waters: the role of saltmarshes. *Estuarine shores: Evolution, environments and human alterations*:287–310.

Hu S, Li Y, Chang SX, Li Y, Yang W, Fu W, Liu J, Jiang P, Lin Z (2018) Soil autotrophic and heterotrophic respiration respond differently to land-use change and variations in environmental factors. *Agricultural and Forest Meteorology* 250:290–298.

Hubas C, Davoult D, Cariou T, Artigas L (2006) Factors controlling benthic metabolism during low tide along a granulometric gradient in an intertidal bay (Roscoff Aber Bay, France). *Marine Ecology Progress Series* 316:53–68.

Hubbard J (1965) *Spartina* marshes in southern England: VI. Pattern of invasion in Poole harbour. *The Journal of Ecology*:799–813.

Huettel M, Rusch A (2000) Advective particle transport into permeable sediments-evidence from experiments in an intertidal sandflat. *Limnology and Oceanography* 45:525–533.

Hughes RN (1970) Population Dynamics of the Bivalve *Scrobicularia plana* (Da Costa) on an Intertidal Mud-Flat in North Wales. *The Journal of Animal Ecology* 39:333.

Hutchinson G, Livingston G (2001) Vents and seals in non-steady-state chambers used for measuring gas exchange between soil and the atmosphere. *European Journal of Soil Science* 52:675–682.

I - J - K

IPCC (2019) *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*.

Iverson, SJ (2009) Tracing aquatic food webs using fatty acids: from qualitative indicators to quantitative determination. In *Lipids in Aquatic Ecosystems* p. 281–307

Jackson JBC (2001) Historical Overfishing and the Recent Collapse of Coastal Ecosystems. *Science* 293:629–637.

Jacotot A, Marchand C, Allenbach M (2019) Biofilm and temperature controls on greenhouse gas (CO₂ and CH₄) emissions from a *Rhizophora* mangrove soil (New Caledonia). *Science of The Total Environment* 650:1019–1028.

Jensen MH, Lomstein E, Sorensen J (1990) Benthic NH₄⁺ and NO₃⁻ flux following sedimentation of a spring phytoplankton bloom in Aarhus Bight, Denmark. *Marine Ecology Progress Series* 61:87–96.

Jesus B, Mendes CR, Brotas V, Paterson DM (2006) Effect of sediment type on microphytobenthos vertical distribution: modelling the productive biomass and improving ground truth measurements. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 332:60–74.

- Jiang L-Q, Cai W-J, Wang Y, Bauer JE (2013) Influence of terrestrial inputs on continental shelf carbon dioxide. *Biogeosciences* 10:839–849.
- Jin L, Lu C-Y, Ye Y, Ye G-F (2013) Soil Respiration in a Subtropical Mangrove Wetland in the Jiulong River Estuary, China. *Pedosphere* 23:678–685.
- De Jong DJ, De Jonge VN (1995) Dynamics and distribution of microphytobenthic chlorophyll-a in the Western Scheldt estuary (SW Netherlands). *Hydrobiologia* 311:21–30.
- Jorgensen BB, Sorensen J (1985) Seasonal cycles of O, NO, and S@-reduction in estuarine sediments: the significance of an NO; reduction maximum in spring. *Marine Ecology-Progress Series* 24:65–74.
- Jorgensen BB (2000) Bacteria and marine biogeochemistry. In: *Marine geochemistry*. Springer, p 173–207
- Jorgensen BB (1977) The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark) 1. *Limnology and Oceanography* 22:814–832.
- Jorgensen BB, Des Marais DJ (1990) The diffusive boundary layer of sediments: oxygen microgradients over a microbial mat. *Limnology and Oceanography* 35:1343–1355.
- Jorgensen BB, Revsbech NP (1985) Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus1: Diffusive boundary layers. *Limnol Oceanogr* 30:111–122.
- Jouenne F, Lefebvre S, Véron B, Lagadeuc Y (2007) Phytoplankton community structure and primary production in small intertidal estuarine-bay ecosystem (eastern English Channel, France). *Marine Biology* 151:805–825.
- Jouzel J, Lorius C, Petit JR, Genthon C, Barkov NI, Kotlyakov VM, Petrov VM (1987) Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature* 329:403–408.
- Kaiser D, Unger D, Qiu G (2014) Particulate organic matter dynamics in coastal systems of the northern Beibu Gulf. *Continental Shelf Research* 82:99–118.
- Kaplan G, Avdan U (2018) Monthly analysis of wetlands dynamics using remote sensing data. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 7:411.
- Kaplan I, Rittenberg S (1964) Carbon isotope fractionation during metabolism of lactate by *Desulfovibrio desulfuricans*. *Microbiology* 34:213–217.
- Karlsson E, Brüchert V, Charkin A, Dudarev O, Semiletov I, Gustafsson Ö (2012) Combined molecular biomarker-microbial incubation approach to investigate organic matter mineralization in the East Siberian Shelf Sea sediments. *EGUGA*:11054.
- Kathilankal JC, Mozdzer TJ, Fuentes JD, D'Odorico P, McGlathery KJ, Zieman JC (2008) Tidal influences on carbon assimilation by a salt marsh. *Environmental Research Letters* 3:044010.
- Keil R, Hedges J (1993) Sorption of organic matter to mineral surfaces and the preservation of organic matter in coastal marine sediments. *Chemical Geology* 107:385–388.
- Keil RG, Mayer LM (2014) Mineral Matrices and Organic Matter. In: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, p 337–359
- Keil RG, Mayer LM, Quay PD, Richey JE, Hedges JI (1997) Loss of organic matter from riverine particles in deltas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1507–1511.

- Keil RG, Tsamakis E, Fuh CB, Giddings JC, Hedges JI (1994) Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:879–893.
- Kemp WM, Testa JM, Conley DJ, Gilbert D, Hagy JD (2009) Temporal responses of coastal hypoxia to nutrient loading and physical controls. *Biogeosciences* 6:2985–3008.
- Kempe S, Depetris PJ (1992) Factors controlling the concentration of particulate carbohydrates and amino acids in the Paraná River. *Hydrobiologia* 242:175–183.
- Kennish MJ (2002) Environmental threats and environmental future of estuaries. *Environmental Conservation* 29:78–107.
- Kerner M (2007) Effects of deepening the Elbe Estuary on sediment regime and water quality. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 75:492–500.
- Kirwan ML, Mudd SM (2012) Response of salt-marsh carbon accumulation to climate change. *Nature* 489:550–553.
- Klaassen W, Spilmont N (2012) Inter-annual variability of CO₂ exchanges between an emersed tidal flat and the atmosphere. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 100:18–25.
- Kleber M, Sollins P, Sutton R (2007) A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry* 85 :9–24.
- Knowles N, Cayan DR (2002) Potential effects of global warming on the Sacramento/San Joaquin watershed and the San Francisco estuary: POTENTIAL EFFECTS OF GLOBAL WARMING. *Geophysical Research Letters* 29:38-1-38-4.
- Koop-Jakobsen K, Fischer J, Wenzhöfer F (2017) Survey of sediment oxygenation in rhizospheres of the saltmarsh grass - *Spartina anglica*. *Science of The Total Environment* 589:191–199.
- Koop-Jakobsen K, Gutbrod MS (2019) Shallow Salt Marsh Tidal Ponds—An Environment With Extreme Oxygen Dynamics. *Frontier in Environmental Science* 7:137.
- Koop-Jakobsen K, Wenzhöfer F (2015) The Dynamics of Plant-Mediated Sediment Oxygenation in *Spartina anglica* Rhizospheres—a Planar Optode Study. *Estuaries and Coasts* 38:951–963.
- Van de Koppel J, Herman PM, Thoolen P, Heip CH (2001) Do alternate stable states occur in natural ecosystems? Evidence from a tidal flat. *Ecology* 82:3449–3461.
- Koroleff F (1970) Direct determination of ammonia in natural waters as indophenol blue. Information on techniques and methods for seawater analysis:19–22.
- Kossina E (1921) Die Tiefen des Weltmeeres.
- Kostka JE, Gribsholt B, Petrie E, Dalton D, Skelton H, Kristensen E (2002) The rates and pathways of carbon oxidation in bioturbated saltmarsh sediments. *Limnology and Oceanography* 47:230–240.
- Kristensen E (1994) Decomposition of macroalgae, vascular plants and sediment detritus in seawater: use of stepwise thermogravimetry. *Biogeochemistry* 26:1–24.
- Kristensen E (2001) Impact of polychaetes (*Nereis* spp. and *Arenicola marina*) on carbon biogeochemistry in coastal marine sediments†. *Geochemical Transactions* 2.

- Kristensen E (2000) Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals. In: Life at Interfaces and Under Extreme Conditions. Liebezeit G, Dittmann S, Kröncke I (eds) Springer Netherlands, Dordrecht, p 1–24
- Kristensen E (1985) Oxygen and Inorganic Nitrogen Exchange in a *Nereis virens* (Polychaeta) Bioturbated Sediment-Water System. *Journal of Coastal Research*:8.
- Kristensen E, Ahmed SI, Devol AH (1995) Aerobic and anaerobic decomposition of organic matter in marine sediment: Which is fastest? *Limnology and Oceanography* 40:1430–1437.
- Kristensen E, Andersen FO, Blackburn TH (1992) Effects of benthic macrofauna and temperature on degradation of macroalgal detritus: the fate of organic carbon. *Limnology and Oceanography* 37:1404–1419.
- Kristensen E, Hansen K (1999) Transport of carbon dioxide and ammonium in bioturbated (*Nereis diversicolor*) coastal, marine sediments. *Biogeochemistry* 45:147–168.
- Kristensen E, Holmer M (2001) Decomposition of plant materials in marine sediment exposed to different electron acceptors (O₂, NO₃⁻, and SO₄²⁻), with emphasis on substrate origin, degradation kinetics, and the role of bioturbation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:419–433.
- Kristensen E, Holmer M, Banta GT, Jensen MH, Hansen K (1995) Carbon, nitrogen and sulfur cycling in sediments of the Ao Nam Bor mangrove forest, Phuket, Thailand: a review. *Phuket Mar Biol Cent Res Bull* 60:37–64.
- Kristensen E, Kostka J (2005) Macrofaunal Burrows and Irrigation in Marine Sediment: Microbiological and Biogeochemical. *Interactions between Macro- and Microorganisms in Marine Sediments* Washington, DC: American Geophysical Union 60:125–157.
- Kristensen E, Penha-Lopes G, Delefosse M, Valdemarsen T, Quintana CO, Banta GT (2012a) What is bioturbation? The need for a precise definition for fauna in aquatic sciences. *Marine Ecology Progress Series* 446:285–302.
- Kuzyakov Y (2006) Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. *Soil Biology and Biochemistry* 38:425–448.

L

- Lafite R (1986) Etude sédimentologique de la Baie de Somme. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00080/19120/>
- Laima MJ (1992) Extraction and seasonal variation of NH₄⁺ pools in different types of coastal marine sediments. *Marine Ecology Progress Series* 75–84.
- Lamb AL, Wilson GP, Leng MJ (2006) A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ¹³C and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* 75:29–57.
- Lanari M, Claudino MC, Garcia AM, da Silva Copertino M (2018) Changes in the elemental (C, N) and isotopic (δ¹³C, δ¹⁵N) composition of estuarine plants during diagenesis and implications for ecological studies. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 500:46–54.

- Lansard B, Rabouille C, Denis L, Grenz C (2008) In situ oxygen uptake rates by coastal sediments under the influence of the Rhône River (NW Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 28:1501–1510.
- Larsonneur C, Bouysse P, Auffret J-P (1982) The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology* 29:851–864.
- Latteux B (2001) Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard. Préfecture de la Région Picardie DDE de la Somme, Baie de Somme.
- Laverock B, Gilbert JA, Tait K, Osborn AM, Widdicombe S (2011) Bioturbation: impact on the marine nitrogen cycle.
- Le Bot S (2001) Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes: processus hydro-sédimentaires et enregistrement: exemple du Pas-de-Calais.
- Le Bot S, Trentesaux A (2004) Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology* 211:143–168.
- Le Floch JF (1961) Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime. Thèse.
- Le Goazigo M (2019) ESTUAIRES. *Encyclopædia Universalis* [en ligne] URL: <https://www.universalis.fr/encyclopedie/estuaires/>
- Le Hir P, Roberts W, Cazaillet O, Christie M, Bassoullet P, Bacher C (2000) Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental shelf research* 20:1433–1459.
- Lee M, Nakane K, Nakatsubo T, Koizumi H (2003) Seasonal changes in the contribution of root respiration to total soil respiration in a cool-temperate deciduous forest. In: *Roots: The Dynamic Interface between Plants and the Earth*. Springer, p 311–318
- de Leeuw J, de Munck W, Olff H, Bakker JP (1993) Does zonation reflect the succession of salt-marsh vegetation ? A comparison of an estuarine and a coastal bar island marsh in The Netherlands. *Acta Botanica Neerlandica* 42:435–445.
- Lefevre J (1996) Effects of environmental change on European salt marshes. Structure, Functioning and Exchange Potentialities with Marine Coastal Waters, vol: 1–6.
- Leonard LA, Croft AL (2006) The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69:325–336.
- Leonard LA, Luther ME (1995) Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. 40:1474–1484.
- Leonard LA, Wren PA, Beavers RL (2002) Flow dynamics and sedimentation in *Spartina alterniflora* and *Phragmites australis* marshes of the Chesapeake Bay. *Wetlands* 22:415–424.
- Leonardi N, Carnacina I, Donatelli C, Ganju NK, Plater AJ, Schuerch M, Temmerman S (2018) Dynamic interactions between coastal storms and salt marshes: A review. *Geomorphology* 301:92–107.
- Leopold A, Marchand C, Deborde J, Chaduteau C, Allenbach M (2013) Influence of mangrove zonation on CO₂ fluxes at the sediment–air interface (New Caledonia). *Geoderma* 202–203:62–70.
- Leroux J (2013) Chenaux tidaux et dynamique des prés-salés en régime méga-tidal: approche multi-temporelle du siècle à l'événement de marée. Thèse Université Rennes 1.

- Lesourd S, Lesueur P, Brun-Cottan J-C, Auffret J-P, Poupinet N, Laignel B (2001) Morphosedimentary Evolution of the Macrotidal Seine Estuary Subjected to Human Impact. *Estuaries* 24:940.
- van Leussen W (1994) Estuarine macroflocs and their rôle in fine-grained sediment transport. Ph D Thesis, University of Utrecht.
- Li B, Cozzoli F, Soissons LM, Bouma TJ, Chen L (2017) Effects of bioturbation on the erodibility of cohesive versus non-cohesive sediments along a current-velocity gradient: A case study on cockles. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 496:84–90.
- Li Y, Wang L, Zhang W, Zhang S, Wang H, Fu X, Le Y (2010) Variability of soil carbon sequestration capability and microbial activity of different types of salt marsh soils at Chongming Dongtan. *Ecological Engineering* 36:1754–1760.
- Lin W, Wu J, Lin H (2020) Contribution of unvegetated tidal flats to coastal carbon flux. *Global Change Biology* 26:3443–3454.
- Link H, Archambault P, Tamelander T, Renaud PE, Piepenburg D (2011) Spring-to-summer changes and regional variability of benthic processes in the western Canadian Arctic. *Polar Biology* 34:2025–2038.
- Liu M, Hou LJ, Xu SY, Ou DN, Yang Y, Yu J, Wang Q (2006) Organic carbon and nitrogen stable isotopes in the intertidal sediments from the Yangtze Estuary, China. *Marine Pollution Bulletin* 52:1625–1633.
- Livingston G, Hutchinson G (1995) Enclosure-based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error. *Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water* 51:14–51.
- Lorenzen CJ (1967) Determination of chlorophyll and phaeo-pigments: spectrophotometric equations. *Limnology and Oceanography* 12:343–346.
- Lorius C, Carpentier L (2010) Voyage dans l'anthropocène cette nouvelle ère dont nous sommes les héros. Actes Sud, Arles.
- Lorius C, Jouzel J, Raynaud D, Hansen J, Treut HL (1990) The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature* 347:139–145.
- Lundegårdh H (1927) Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Science* 23:417–453.

M

- MacIntyre H, Cullen J (1996) Primary production by suspended and benthic microalgae in a turbid estuary: time-scales of variability in San Antonio Bay, Texas. *Marine Ecology Progress Series* 145:245–268.
- MacKenzie RA, Dionne M (2008) Habitat heterogeneity: importance of salt marsh pools and high marsh surfaces to fish production in two Gulf of Maine salt marshes. *Marine Ecology Progress Series* 368:217–230.
- Madeira D, Narciso L, Cabral HN, Vinagre C (2012) Thermal tolerance and potential impacts of climate change on coastal and estuarine organisms. *Journal of Sea Research* 70:32–41.

- Madison AS, Tebo BM, Luther III GW (2011) Simultaneous determination of soluble manganese (III), manganese (II) and total manganese in natural (pore) waters. *Talanta* 84:374–381.
- Madsen R, Xu L, Claassen B, McDermitt D (2009) Surface Monitoring Method for Carbon Capture and Storage Projects. *Energy Procedia* 1:2161–2168.
- Magalhães CM, Bordalo AA, Wiebe WJ (2002) Temporal and spatial patterns of intertidal sediment-water nutrient and oxygen fluxes in the Douro River estuary, Portugal. *Marine Ecology Progress Series* 233:55–71.
- Maggi F (2005) Flocculation dynamics of cohesive sediment. Thèse de Doctorat. The Netherlands: Delft University of Technology, Delft
- Maire O, Lecroart P, Meysman F, Rosenberg R, Duchêne J-C, Grémare A (2008) Quantification of sediment reworking rates in bioturbation research: a review. *Aquatic Biology* 2:219–238.
- Manning AJ, Dyer KR (2002) A Comparison Of Floc Properties Observed During Neap and Spring Tidal Conditions. *Proceedings in Marine Science*. Elsevier, 5:233–250
- Marani M, Silverstri S, Belluco E, Camuffo M, D’Alpaos A, Lanzoni S, Marani A, Rinaldo A (2003) Patterns in tidal environments: salt-marsh channel networks and vegetation *Proceedings of the International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, 3269–3271.
- Marion C (2007) Processus de sédimentation fine en domaine estuarien macrotidal: approche trans-disciplinaire et multi-échelles: application à l’estuaire de l’Authie, Nord de la France. Thèse de Doctorat. Université du Littoral de la Côte d’Opale. France.
- Marion C, Anthony EJ, Trentesaux A (2005) Multi-technique survey of fine sediment transport and deposition in a managed estuary: the Authie estuary, northern France. *VLIZ Special Publication* 19:219–228.
- Marion C, Anthony EJ, Trentesaux A (2009) Short-term (≤ 2 yrs) estuarine mudflat and saltmarsh sedimentation: High-resolution data from ultrasonic altimetry, rod surface-elevation table, and filter traps. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 83:475–484.
- Marks RB (2006) *The origins of the modern world: A global and ecological narrative from the fifteenth to the twenty-first century*. Rowman & Littlefield Publishers.
- Marks T, Truscott A (1985) Variation in seed production and germination of *Spartina anglica* within a zoned saltmarsh. *The Journal of Ecology*, 73:695–705.
- Mathiba M, Awuah-Offei K, Baldassare FJ (2015) Influence of elevation, soil temperature and soil moisture content on reclaimed mine land soil CO₂ fluxes. *Environmental Earth Sciences* 73:6131–6143.
- Mayer LM (1994) Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chemical Geology*, 58:1271-1284.
- Mayer LM, Rahaim PT, Guerin W, Macko SA, Watling L, Anderson FE (1985) Biological and granulometric controls on sedimentary organic matter of an intertidal mudflat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 20:491–503.
- McAnally W, Mehta A (2001) Parameters affecting mud floc size on a seasonal time scale: The impact of a phytoplankton bloom in the Dollard estuary, The Netherlands. *Coastal and Estuarine fine sediment processes*. *Proceedings in Marine Science*, 3:403-421.

- McCave IN (1984) Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. Geological Society, London, Special Publications 15:35–69.
- McClain ME, Boyer EW, Dent CL, Gergel SE, Grimm NB, Groffman PM, Hart SC, Harvey JW, Johnston CA, Mayorga E (2003) Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems*, 6:301–312.
- McKee LJ, Eyre BD, Hossain S (2000) Transport and retention of nitrogen and phosphorus in the sub-tropical Richmond River estuary, Australia—A budget approach. *Biogeochemistry* 50:241–278.
- McKew BA, Taylor JD, McGenity TJ, Underwood GJC (2011) Resistance and resilience of benthic biofilm communities from a temperate saltmarsh to desiccation and rewetting. *Multidisciplinary Journal of Microbial Ecology* 5:30–41.
- McLeod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Björk M, Duarte CM, Lovelock CE, Schlesinger WH, Silliman BR (2011) A blueprint for blue carbon : toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 9:552–560
- McLusky D, Desprez M, Elkaim B, Duhamel S (1994) The inner estuary of the Baie de Somme. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38:313–318.
- Meckenstock RU, Morasch B, Warthmann R, Schink B, Annweiler E, Michaelis W, Richnow HH (1999) ¹³C/¹²C isotope fractionation of aromatic hydrocarbons during microbial degradation. *Environmental Microbiology* 1:409–414.
- Mehta AJ, Partheniades E (1982) Resuspension of deposited cohesive sediment beds. *Coastal Engineering* 1982. 569–588.
- Menyailo O, Matvienko A, Stepanov A, Makarov M (2015) Measuring soil CO₂ efflux: Effect of collar depth. *Russian Journal of Ecology* 46:152–156.
- Mermillod-Blondin F, Rosenberg R, François-Carcaillet F, Norling K, Mauclair L (2004) Influence of bioturbation by three benthic infaunal species on microbial communities and biogeochemical processes in marine sediment. *Aquatic Microbial Ecology* 36:271–284.
- Meybeck M (1982) Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *American Journal Science*. 282:401–450.
- Meybeck M, Vörösmarty C (1999) Global transfer of carbon by rivers. *Global Change Newsletter* 37:18–19.
- Meyers PA (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic geochemistry* 34:261–289.
- Meyers PA (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114:289–302.
- Meyers PA, Eadie BJ (1993) Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. *Organic Geochemistry* 20:47–56.
- Meysman FJ, Boudreau BP, Middelburg JJ (2010) When and why does bioturbation lead to diffusive mixing? *Journal of Marine Research* 68:881–920.
- Meysman FJ, Galaktionov OS, Gribsholt B, Middelburg JJ (2006) Bio-irrigation in permeable sediments: an assessment of model complexity. *Journal of Marine Research* 64:589–627.

- Middelburg JJ (2018) Reviews and syntheses: to the bottom of carbon processing at the seafloor. *Biogeosciences* 15:413–427.
- Middelburg JJ, Barranguet C, Boschker HTS, Herman PMJ, Moens T, Heip CHR (2000) The fate of intertidal microphytobenthos carbon: An *in situ* ^{13}C -labeling study. *Limnology and Oceanography* 45:1224–1234.
- Middelburg JJ, Duarte CM, Gattuso J-P (2005) Respiration in coastal benthic communities. *Respiration in aquatic ecosystems* Oxford University Press, Oxford. 206–224.
- Middelburg JJ, Klaver G, Nieuwenhuize J, Vlug T (1995) Carbon and nitrogen cycling in intertidal sediments near Doel, Scheldt Estuary. *Hydrobiologia* 1:57–69.
- Middelburg JJ, Klaver G, Nieuwenhuize J, Wielemaker A, Haas WD, Vlug T, Nat JFWAVD (1994) Organic matter mineralization in intertidal sediments along an estuarine gradient. *Marine Ecology Progress Series* 132:157–168.
- Middelburg JJ, Levin LA (2009) Coastal hypoxia and sediment biogeochemistry. *Biogeosciences* 6:1273–1293.
- Middelburg JJ, Nieuwenhuize J (1998) Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. *Marine Chemistry* 60:217–225.
- Middelburg JJ, Soetaert K, Herman PM (1997) Empirical relationships for use in global diagenetic models. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 44:327–344.
- Migné A, Davoult D, Spilmont N, Menu D, Boucher G, Gattuso J-P, Rybarczyk H (2002) A closed-chamber CO_2 flux method for estimating intertidal primary production and respiration under emersed conditions. *Marine Biology* 140:865–869.
- Migné A, Davoult D, Spilmont N, Ouisse V, Boucher G (2016) Spatial and temporal variability of CO_2 fluxes at the sediment–air interface in a tidal flat of a temperate lagoon (Arcachon Bay, France). *Journal of Sea Research* 109:13–19.
- Mitchener H, O'Brien D (2000) Seasonal variability of sediment erodibility and properties on a macrotidal mudflat, Peterstone Wentlooge, Severn estuary, UK. *Proceedings in Marine Science*. 3:301–322
- Möller I (2006) Quantifying saltmarsh vegetation and its effect on wave height dissipation: Results from a UK East coast saltmarsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69:337–351.
- Morais P (2008) Review on the major ecosystem impacts caused by damming and watershed development in an Iberian basin (SW-Europe): focus on the Guadiana estuary. *International Journal of Limnology* 44:105–117.
- Moreira F (1993) Winter macro habitat selection by birds in the Tagus estuary (Portugal): herons, flamingos, gulls and ducks. *Portugaliae Zoologica* 2:16–23.
- Morris JT, Sundareshwar P, Nietch CT, Kjerfve B, Cahoon DR (2002) Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology* 83:2869–2877.
- Mudd SM, D'Alpaos A, Morris JT (2010) How does vegetation affect sedimentation on tidal marshes? Investigating particle capture and hydrodynamic controls on biologically mediated sedimentation. *Journal of Geophysical Research* 115:F03029.
- Müller P (1977) C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41:765–776.

Murphy J, Riley JP (1962) A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica chimica acta* 27:31–36.

Murray C, Riley J (1969) The solubility of gases in distilled water and sea water—II. Oxygen. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 16:311–320

N – O – P – Q

- Nealson KH, Saffarini D (1994) Iron and manganese in anaerobic respiration: environmental significance, physiology, and regulation. *Annual review of microbiology* 48:311–344.
- Nedwell D, Walker T, Ellis-Evans J, Clarke A (1993) Measurements of seasonal rates and annual budgets of organic carbon fluxes in an Antarctic coastal environment at Signy Island, South Orkney Islands, suggest a broad balance between production and decomposition. *Applied and Environmental Microbiology* 59:3989–3995.
- Neubacher EC, Parker RE, Trimmer M (2011) Short-term hypoxia alters the balance of the nitrogen cycle in coastal sediments. *Limnology and Oceanography* 56:651–665.
- Neumeier U, Ciavola P (2004) Flow resistance and associated sedimentary processes in a *Spartina maritima* salt-marsh. *Journal of Coastal Research* 20:435–447.
- Newell SY, Porter D (2002) Microbial secondary production from salt marsh-grass shoots, and its known and potential fates. *Concepts and controversies in tidal marsh ecology*. 159–185
- Nielsen O, Gribsholt B, Kristensen E, Revsbech N (2004) Microscale distribution of oxygen and nitrate in sediment inhabited by *Nereis diversicolor*: spatial patterns and estimated reaction rates. *Aquatic Microbial Ecology* 34:23–32.
- Nieuwenhuize J, Maas YEM, Middelburg JJ (1994) Rapid analysis of organic carbon and nitrogen in particulate materials. *Marine Chemistry* 45:217–224.
- Nithart M (1998) Population dynamics and secondary production of *Nereis diversicolor* in a North Norfolk saltmarsh (UK). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 78:131–143.
- Nizzoli D, Bartoli M, Cooper M, Welsh DT, Underwood GJC, Viaroli P (2007) Implications for oxygen, nutrient fluxes and denitrification rates during the early stage of sediment colonisation by the polychaete *Nereis* spp. in four estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 75:125–134.
- Norman J, Kucharik C, Gower S, Baldocchi D, Crill P, Rayment M, Savage K, Striegl RG (1997) A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102:28771–28777.
- Ogilvie B, Nedwell D, Harrison R, Robinson A, Sage A (1997) High nitrate, muddy estuaries as nitrogen sinks: the nitrogen budget of the River Colne estuary (United Kingdom). *Marine Ecology Progress Series* 150:217–228.
- O’Leary MH (1990) Carbon isotope fractionation in plants. Wisconsin Univ., Madison, WI (United States). Dept. of Chemistry.
- van der Oost R, Beyer J, Vermeulen NPE (2003) Fish bioaccumulation and biomarkers in environmental risk assessment: a review. *Environmental Toxicology and Pharmacology* 13:57–149.
- Orvain F, Lefebvre S, Montepini J, Sébire M, Gangnery A, Sylvand B (2012) Spatial and temporal interaction between sediment and microphytobenthos in a temperate estuarine macro-intertidal bay. *Marine Ecology Progress Series* 458:53–68.

- Orvain F, Sauriau P-G, Le Hir P, Guillou G, Cann P, Paillard M (2007) Spatio-temporal variations in intertidal mudflat erodability: Marennes-Oléron Bay, western France. *Continental Shelf Research* 27:1153–1173.
- Ouyang X, Lee SY (2013) Carbon accumulation rates in salt marsh sediments suggest high carbon storage capacity. *Biogeosciences Discussions* 10:19155–19188.
- Palomo L, Canuel EA (2010) Sources of fatty acids in sediments of the York River estuary: relationships with physical and biological processes. *Estuaries and coasts* 33:585–599.
- Pamatmat MM, Fenton D (1968) An instrument for measuring subtidal benthic metabolism in situ. *Limnology and Oceanography* 13:537–540.
- Pan J, Bournod CN, Cuadrado DG, Vitale A, Piccolo MC (2013) Interaction between Estuarine Microphytobenthos and Physical Forcings: The Role of Atmospheric and Sedimentary Factors. *IJG* 04:352–361.
- Parker J (1983) A comparison of methods used for the measurement of organic matter in marine sediment. *Chemistry in Ecology* 1:201–209.
- Partheniades E (1965) Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division* 91:105–139.
- Pasternack GB, Brush GS (2001) Seasonal Variations in Sedimentation and Organic Content in Five Plant Associations on a Chesapeake Bay Tidal Freshwater Delta. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53:93–106.
- Pastor L, Deflandre B, Viollier E, Cathalot C, Metzger E, Rabouille C, Escoubeyrou K, Lloret E, Pruski AM, Vétion G (2011) Influence of the organic matter composition on benthic oxygen demand in the Rhône River prodelta (NW Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 31:1008–1019.
- Pataki D, Ehleringer J, Flanagan L, Yakir D, Bowling D, Still C, Buchmann N, Kaplan J, Berry J (2003) The application and interpretation of Keeling plots in terrestrial carbon cycle research. *Global biogeochemical cycles* 17.
- Paterson DM, Hagerthey SE (2001) Microphytobenthos in Constrasting Coastal Ecosystems: Biology and Dynamics. *Ecological Comparisons of Sedimentary Shores*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 105–125
- Patil JS, Anil AC (2005) Biofilm diatom community structure: influence of temporal and substratum variability. *Biofouling* 21:189–206.
- Pedersen JBT, Bartholdy J (2007) Exposed salt marsh morphodynamics: An example from the Danish Wadden Sea. *Geomorphology* 90:115–125.
- Pennock JR, Sharp JH (1986) Phytoplankton production in the Delaware Estuary: temporal and spatial variability. *Marine Ecology Progress Series* 34:143–155.
- Perillo GM (1995) Geomorphology and sedimentology of estuaries: An introduction. *Developments in sedimentology*. 53:1–16
- Perkins R, Underwood G, Brotas V, Snow G, Jesus B, Ribeiro L (2001) Responses of microphytobenthos to light: primary production and carbohydrate allocation over an emersion period. *Marine Ecology Progress Series* 223:101–112.
- Petersen C (1913) The animal communities of the sea bottom and their importance for marine zoogeography. *Rept Danish Biol Stat* 21:44.

- Petersen NR, Jensen K (1997) Nitrification and denitrification in the rhizosphere of the aquatic macrophyte *Lobelia dortmanna* L. *Limnology and Oceanography* 42:529–537.
- Petersen NR, Rysgaard S, Nielsen LP, Revsbech NP (1994) Diurnal variation of denitrification and nitrification in sediments colonized by benthic microphytes. *Limnology and Oceanography* 39:573–579.
- Pierre G, Graber M, Rafiliposon BA, Dupuy C, Orvain F, De Crignis M, Maugard T (2012) Biochemical Composition and Changes of Extracellular Polysaccharides (ECPS) Produced during Microphytobenthic Biofilm Development (Marennes-Oléron, France). *Microbial Ecology* 63:157–169.
- Pierre G, Zhao J-M, Orvain F, Dupuy C, Klein GL, Graber M, Maugard T (2014) Seasonal dynamics of extracellular polymeric substances (EPS) in surface sediments of a diatom-dominated intertidal mudflat (Marennes–Oléron, France). *Journal of Sea Research* 92:26–35.
- Pinchemel P (1954) Les plaines de craie du nord-ouest du bassin parisien et du sud-est du bassin de Londres et leurs bordures: étude de géomorphologie. A. Colin.
- Pinckney J, Zingmark R (1991) Effects of tidal stage and sun angles on intertidal benthic microalgal productivity. *Mar Ecol Prog Ser* 76:81–89.
- Pinckney JL, Paerl HW, Harrington MB (1999) Responses of phytoplankton community growth rate to nutrient pulses in variable estuarine environments. *Journal of Phycology* 35:1455–1463.
- Postma H (1967) Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. *American Association of Advanced Sciences* 83:158–179.
- Potter IC, Beckley LE, Whitfield AK, Lenanton RCJ (1990) Comparisons between the roles played by estuaries in the life cycles of fishes in temperate Western Australia and Southern Africa. *Environ Biol Fish* 28:143–178.
- Pringle AW (1995) Erosion of a cyclic saltmarsh in Morecambe Bay, North-West England. *Earth Surface Processes and Landforms* 20:387–405.
- Pritchard DW (1955) Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 81:1–11.
- Pritchard DW (1967) What is an estuary: physical viewpoint. *American Association for the Advancement of Science. Galveston Bay Bibliography*.

R – S

- Rabalais N, Cai W-J, Carstensen J, Conley D, Fry B, Hu X, Quiñones-Rivera Z, Rosenberg R, Slomp C, Turner E, Voss M, Wissel B, Zhang J (2014) Eutrophication-Driven Deoxygenation in the Coastal Ocean. *Oceanography* 27:172–183.
- Rabalais NN, Turner RE, Díaz RJ, Justić D (2009) Global change and eutrophication of coastal waters. *Journal of Marine Science* 66:1528–1537.
- Rabouille C, Mackenzie FT, Ver LM (2001) Influence of the human perturbation on carbon, nitrogen, and oxygen biogeochemical cycles in the global coastal ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65:3615–3641.
- Rasheed M, Badran MI, Huettel M (2003a) Influence of sediment permeability and mineral composition on organic matter degradation in three sediments from the Gulf of Aqaba , Red Sea. 57:369–384.
- Rasmussen H, Jørgensen BB (1992) Microelectrode studies of seasonal oxygen uptake in a coastal sediment: role of molecular diffusion. *Marine Ecology Progress Series Oldendorf* 81:289–303.
- Rauch M, Denis L (2008) Spatio-temporal variability in benthic mineralization processes in the eastern English Channel. *Biogeochemistry* 89:163–180.
- Rauch M, Denis L, Dauvin J (2008) The effects of *Phaeocystis globosa* bloom on the dynamics of the mineralization processes in intertidal permeable sediment in the Eastern English Channel. 56:1284–1293.
- Ray GC (2005) Connectivities of estuarine fishes to the coastal realm. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64:18–32.
- Raymond PA, Bauer JE (2001) Use of ¹⁴C and ¹³C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry* 32:469–485.
- Redfield AC (1963) The influence of organisms on the composition of seawater. *The Sea* 2:26–77.
- Reimers CE (1987) An in situ microprofiling instrument for measuring interfacial pore water gradients: methods and oxygen profiles from the North Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers* 34:2019–2035.
- Reiners W (1968) Carbon dioxide evolution from the floor of three Minnesota forests. *Ecology* 49:471–483.
- Revsbech NP, Sorensen J, Blackburn TH, Lomholt JP (1980) Distribution of oxygen in marine sediments measured with microelectrodes 1. *Limnology and Oceanography* 25:403–411.
- Roden EE, Tuttle JH, Boynton WR, Kemp WM (1995) Carbon cycling in mesohaline Chesapeake Bay sediments 1: POC deposition rates and mineralization pathways. *Journal of Marine Research* 53:779–819.
- Roessig JM, Woodley CM, Cech JJ, Hansen LJ (2004) Effects of global climate change on marine and estuarine fishes and fisheries. *Reviews in fish biology and fisheries* 14:251–275.

- Roner M, D'Alpaos A, Ghinassi M, Marani M, Silvestri S, Franceschinis E, Realdon N (2016) Spatial variation of salt-marsh organic and inorganic deposition and organic carbon accumulation: Inferences from the Venice lagoon, Italy. *Advances in Water Resources* 93:276–287.
- Rosenberg R, Nilsson HC, Diaz RJ (2001) Response of Benthic Fauna and Changing Sediment Redox Profiles over a Hypoxic Gradient. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53:343–350.
- Rusch A, Huettel M (2000) Advective particle transport into permeable sediments - evidence from experiments in an intertidal sandflat. *Limnology and Oceanography* 45:525–533.
- Ryden J, Lund L, Letey J, Focht D (1979) Direct measurement of denitrification loss from soils: II. Development and application of field methods. *Soil Science Society of America Journal* 43:110–118.
- Rysgaard S, Christensen PB, Nielsen LP (1995) Seasonal variation in nitrification and denitrification in estuarine sediment colonized by benthic microalgae and bioturbating infauna. *Marine Ecology Progress Series* 126:111–121.
- Rysgaard S, Risgaard-Petersen N, Niels Peter S, Kim J, Lars Peter N (1994) Oxygen regulation of nitrification and denitrification in sediments. *Limnology and Oceanography* 39:1643–1652.
- Rysgaard S, Risgaard-Petersen N, Nielsen LP, Revsbech NP (1993) Nitrification and denitrification in lake and estuarine sediments measured by the ¹⁵N dilution technique and isotope pairing. *Applied and Environmental Microbiology* 59:2093–2098.
- Ryther JH, Dunstan WM (1971) Nitrogen, phosphorus, and eutrophication in the coastal marine environment. *Science* 171:1008–1013.
- Saintilan N, Rogers K, Mazumder D, Woodroffe C (2013) Allochthonous and autochthonous contributions to carbon accumulation and carbon store in southeastern Australian coastal wetlands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 128:84–92.
- Sakho I, Mesnage V, Copard Y, Deloffre J, Faye G, Lafite R, Niang I (2015) A cross-section analysis of sedimentary organic matter in a mangrove ecosystem under dry climate conditions: The Somone estuary, Senegal. *Journal of African Earth Sciences* 101:220–231.
- Sanchez J, SanLeon D, Izco J (2001) Primary colonization of mudflat estuaries by *Spartina maritima* (Curtis) Fernald in Northwest Spain: vegetation structure and sediment accretion. *Aquatic Botany* 69:15–25.
- Santisteban JI, Mediavilla R, López-Pamo E, Dabrio CJ, Blanca Ruiz Zapata M, José Gil García M, Castaño S, Martínez-Alfaro PE (2004) Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* 32:287–299.
- Sasaki A, Hagimori Y, Nakatsubo T, Hoshika A (2009) Tidal effects on the organic carbon mineralization rate under aerobic conditions in sediments of an intertidal estuary. *Ecological research* 24:723–729.
- Sargent JR, Henderson RJ (1995) Marine (n-3) polyunsaturated fatty acids. In *Developments in oils and fats*. Hamilton RJ Editions p. 32-65.
- Savage KE, Davidson EA (2003) A comparison of manual and automated systems for soil CO₂ flux measurements: Trade-offs between spatial and temporal resolution. *Journal of Experimental Botany* 54:891–899.

- Scaps P (2002) A review of the biology, ecology and potential use of the common ragworm *Hediste diversicolor* (OF Müller)(Annelida: Polychaeta). *Hydrobiologia* 470:203–218.
- Schapira M (2005) Dynamique spatio-temporelle de *Phaeocystis globosa* en Manche Orientale: effets de la turbulence et des apports sporadiques en sels nutritifs. Thèse de Doctorat. Université de Lille. France.
- Scherrer B (1984) Biostatistique. Gaëtan Morin, Boucherville– Québec, Canada.
- Schiavone S, Coquery M (2011) Guide d'échantillonnage et de pré-traitement des sédiments en milieu continental pour les analyses physico-chimiques de la DCE. CEMAGREF.
- Seitz RD, Wennhage Hakan, Bergström U, Lipcius RN, Ysebaert T (2013) Ecological value of coastal habitats for commercially and ecologically important species. *I Journal of Marine Science* 71:648–665.
- Selleslagh J (2008) Fonctionnement des nourriceries intertidales et estuariennes : influence de l'environnement sur la dynamique et les performances physiologiques de l'ichtyofaune. Thèse de Doctorat. Université du Littoral Côte d'Opale. France.
- Selleslagh J, Amara R, Laffargue P, Lesourd S, Lepage M, Girardin M (2009) Fish composition and assemblage structure in three Eastern English Channel macrotidal estuaries: A comparison with other French estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81:149–159.
- Shepard FP (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of sedimentary Research* 24:151–158.
- Sherr EB (1982) Carbon isotope composition of organic seston and sediments in a Georgia salt marsh estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46:1227–1232.
- Shim J, Kang YC, Kang D-J, Han MW (2011) Fluxes and budgets of biogenic elements at the sediment-water interface of Marian Cove, King George Island. *Antarctic Science* 23:358-368
- Silvestri S, Defina A, Marani M (2005) Tidal regime, salinity and salt marsh plant zonation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 62:119–130.
- Smith DC, Simon M, Alldredge AL, Azam (1992) Intense hydrolytic enzyme activity on marine aggregates and implications for rapid particle dissolution. *Nature* 359:139–142.
- Smith K, Able K (2003) Dissolved oxygen dynamics in salt marsh pools and its potential impacts on fish assemblages. *Marine Ecology Progress Series* 258:223–232.
- Soares C, Sobral P (2009) Bioturbation and Erodibility of Sediments from the Tagus Estuary. *Journal of Coastal Research* 6:1429-1433
- Soetaert K, Middelburg JJ, Herman PM, Buis K (2000) On the coupling of benthic and pelagic biogeochemical models. *Earth-Science Reviews* 51:173–201.
- SOGREAH (1997) Conclusions de l'experimentation sur modèle réduit de l'ensablement de la Baie de Somme. Prévisions à moyen et long terme et propositions d'aménagement. Direction Départementale de l'Environnement, Abbeville. Synthèse.
- Solan M, Wigham B (2005) Biogenic particle reworking and bacterial-invertebrate interactions in marine sediments. Interactions between macro-and microorganisms in marine sediments American Geophysical Union, Washington, DC 105–124.

- Sousa AI, Lillebø AI, Pardal MA, Caçador I (2010) The influence of *Spartina maritima* on carbon retention capacity in salt marshes from warm-temperate estuaries. *Marine Pollution Bulletin* 61:215–223.
- Spilmont N, Davoult D, Migné A (2003) Multiscale in Situ Measurements of Intertidal Benthic Production and Respiration. *Handbook of Scaling Methods in Aquatic Ecology* 6:97–107.
- Spilmont N, Denis L, Artigas LF, Caloin F, Courcot L, Créach A, Desroy N, Gevaert F, Hacquebart P, Hubas C, Janquin MA, Lemoine Y, Luczak C, Migné A, Rauch M, Davoult D (2009) Impact of the *Phaeocystis globosa* spring bloom on the intertidal benthic compartment in the eastern English Channel: A synthesis. *Marine Pollution Bulletin* 58:55–63.
- Spilmont N, Migné A, Seuront L, Davoult D (2007) Short-term variability of intertidal benthic community production during emersion and the implication in annual budget calculation. *Marine Ecology Progress Series* 333:95–101.
- Spivak AC, Gosselin K, Howard E, Mariotti G, Forbrich I, Stanley R, Sylva SP (2017) Shallow ponds are heterogeneous habitats within a temperate salt marsh ecosystem: Shallow ponds are heterogeneous habitats. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 122:1371–1384.
- Spivak AC, Gosselin KM, Sylva SP (2018) Shallow ponds are biogeochemically distinct habitats in salt marsh ecosystems: Marsh ponds are biogeochemical hotspots. *Limnology and Oceanography* 63:1622–1642.
- Staats N (2001) Spatial patterns of benthic diatoms, carbohydrates and mud on a tidal flat in the Ems-Dollard estuary. *Hydrobiologia* 448:107–115
- Stal LJ (2001) Coastal microbial mats: the physiology of a small-scale ecosystem. *South African Journal of Botany* 67:399–410.
- Stal LJ (2010) Microphytobenthos as a biogeomorphological force in intertidal sediment stabilization. *Ecological Engineering* 36:236–245.
- Stoddart DR, Reed DJ, French JR (1989) Understanding salt-marsh accretion, Scolt Head Island, Norfolk, England. *Estuaries* 12:228–236.
- Stoodley P, Sauer K, Davies DG, Costerton JW (2002) Biofilms as complex differentiated communities. *Annual Reviews in Microbiology* 56:187–209.
- Stordal MC, Santschi PH, Gill GA (1996) Colloidal pumping: evidence for the coagulation process using natural colloids tagged with ²⁰³Hg. *Environmental Science and Technology* 30 :3335–3340.
- Stout J, TA R, JH T (1975) The possible significance of isotopic ratios in paleoecology. *Quaternary Studies* 13:279–286.
- Strickland J, Parsons TR, Parsons TR (1972) A manual of seawater analysis. *Bulletin of the Fisheries Research Board Canada*. Ottawa.
- Subke J-A, Inghima I, Francesca Cotrufo M (2006) Trends and methodological impacts in soil CO₂ efflux partitioning: A meta-analytical review. *Global Change Biology* 12:921–943.
- Sun M-Y, Aller RC, Lee C, Wakeham SG (2002) Effects of oxygen and redox oscillation on degradation of cell-associated lipids in surficial marine sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 66:2003–2012.
- Sundbäck K, Graneli W (1988) Influence of microphytobenthos on the nutrient flux between sediment and water: a laboratory study. *Marine Ecology Progress Series* 43:63–69.

Sundby B, Vale C, Caetano M, Luther III GW (2003) Redox Chemistry in the Root Zone of a Salt Marsh Sediment in the Tagus Estuary, Portugal. *Aquatic Geochemistry* 9:257–271.

T – U

Tanner BR, Uhle ME, Kelley JT, Mora CI (2007) C3/C4 variations in salt-marsh sediments: An application of compound specific isotopic analysis of lipid biomarkers to late Holocene paleoenvironmental research. *Organic Geochemistry* 38:474–484.

Tay R (2017) Correlation, variance inflation and multicollinearity in regression model. *Journal of the Eastern Asia Society for Transportation Studies* 12:2006–2015.

Temmerman S, Govers G, Wartel S, Meire P (2004) Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology* 212:1–19.

Tenore R (1982) Perspectives of research on detritus: do factors controlling the availability of detritus to macroconsumers depend on its source? *Journal of Marine Research* 40:473–490.

Testa JM, Kemp WM (2012) Oxygen - Dynamics and Biogeochemical Consequences.

Thamdrup B, Canfield DE (2000) Benthic respiration in aquatic sediments. *Methods in Ecosystem Science*. Springer, 86–103

Thamdrup B, Hansen JW, Jørgensen BB (1998) Temperature dependence of aerobic respiration in a coastal sediment. *FEMS Microbiology Ecology* 25:189–200.

Theuerkauf EJ, Stephens JD, Ridge JT, Fodrie FJ, Rodriguez AB (2015) Carbon export from fringing saltmarsh shoreline erosion overwhelms carbon storage across a critical width threshold. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 164:367–378.

Thompson JD (1991) The biology of an invasive plant. *Bioscience* 41:393–401.

Thomazini A, Teixeira DDB, Turbay CV, La Scala N, Schaefer CEG and Mendonça EDS (2014) Spatial variability of CO₂ emissions from newly exposed paraglacial soils at a glacier retreat zone on King George Island, Maritime Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25:233–242.

Thornton D, Dong L, Underwood G, Nedwell D (2002) Factors affecting microphytobenthic biomass, species composition and production in the Colne Estuary (UK). *Aquatic Microbial Ecology* 27:285–300.

Thornton S, McManus J (1994) Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38:219–233.

Tobias C, Neubauer SC (2019) Salt Marsh Biogeochemistry—An Overview. *Coastal Wetlands*. Elsevier, 539–596

Tous Rius A (2013) Etablissement de la production instantanée en baie de Somme dans le cadre du projet COMORES. GEMEL, Valéry-sur-Somme. Synthèse.

Tremblay L and Gagné J-P (2009) Organic matter distribution and reactivity in the waters of a large estuarine system. *Marine Chemistry* 116:1–12.

- Tréguer P, Le Corre P (1975) Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer. Laboratoire d'Océanographie Chimique, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Ubertini M, Lefebvre S, Rakotomalala C, Orvain F (2015) Impact of sediment grain-size and biofilm age on epipellic microphytobenthos resuspension. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 467:52–64.
- Uncles RJ, Stephens JA, Harris C (1998) Seasonal variability of subtidal and intertidal sediment distributions in a muddy, macrotidal estuary: the Humber-Ouse, UK. Geological Society, London, Special Publications 139:211–219.
- Underwood G (2001) Microphytobenthos. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. 3:807–814.
- Underwood GJ, Boulcott M, Raines CA, Waldron K (2004) Environmental effects of exopolymer production by marine benthic diatoms: dynamics, changes in composition, and pathways of production. *Journal of Phycology* 40:293–304.
- Underwood GJ, Paterson DM (2003) The importance of extracellular carbohydrate production by marine epipellic diatoms. *Advances in botanical research* 40:183–240.
- Underwood GJC (1997) Microalgal Colonization in a Saltmarsh Restoration Scheme. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 44:471–481.
- Underwood GJC, Kromkamp J (1999) Primary production by phytoplankton and microphytobenthos in estuaries. *Advances in Ecological Research*. Elsevier, 93–153
- Underwood GJC, Smith DJ (1998) Predicting Epipellic Diatom Exopolymer Concentrations in Intertidal Sediments from Sediment Chlorophyll *a*. *Microbial Ecology* 35:116–125.
- Unger V, Elsey-Quirk T, Sommerfield C, Velinsky D (2016) Stability of organic carbon accumulating in *Spartina alterniflora*-dominated salt marshes of the Mid-Atlantic U.S. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 182:179–189.

V – W

- Valiela I, Teal JM, Persson NY (1976) Production and dynamics of experimentally enriched salt marsh vegetation: Belowground biomass. *Limnology and Oceanography* 21:245–252.
- Van Beusekom J, De Jonge V (1998) Retention of phosphorus and nitrogen in the Ems estuary. *Estuaries* 21:527–539.
- Van de Broek M, Vandendriessche C, Poppelmonde D, Merckx R, Temmerman S, Govers G (2018) Long-term organic carbon sequestration in tidal marsh sediments is dominated by old-aged allochthonous inputs in a macrotidal estuary. *Global Change Biology* 24:2498–2512.
- Veldkornet DA, Potts AJ, Adams JB (2016) The distribution of salt marsh macrophyte species in relation to physicochemical variables. *South African Journal of Botany* 107:84–90.
- Verdelhos T, Cardoso P, Dolbeth M, Pardal M (2011) Latitudinal gradients in *Scrobicularia plana* reproduction patterns, population dynamics, growth, and secondary production. *Marine Ecology Progress Series* 442:271–283.
- Vernadsky VI (1926) *Biosfera*. Hoshymyzdat, Leningrad.

- Vernadsky VI (1924) La géochimie. Librairie Félix Alcan.
- Vernberg FJ (1993) Salt-marsh processes: A Review. *Environmental Toxicology and Chemistry* 12:2167–2195.
- Verney R, Lafite R, Brun-Cottan J-C (2009) Flocculation Potential of Estuarine Particles: The Importance of Environmental Factors and of the Spatial and Seasonal Variability of Suspended Particulate Matter. *Estuaries and Coasts* 32:678–693.
- Viaroli P, Bartoli M, Giordani G, Magni P, Welsh DT (2004) Biogeochemical indicators as tools for assessing sediment quality/vulnerability in transitional aquatic ecosystems. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 14:19–29.
- Viollier E, Rabouille C, Apitz SE, Breuer E, Chaillou G, Dedieu K, Furukawa Y, Grenz C, Hall P, Janssen F, Morford JL, Poggiale J-C, Roberts S, Shimmiel T, Taillefert M, Tengberg A, Wenzhöfer F, Witte U (2003) Benthic biogeochemistry: state of the art technologies and guidelines for the future of in situ survey. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 285–286:5–31.
- Vogel JC (1980) Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis. *Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis*. Springer, 5–29.
- Volkman JK, Eglinton G, Corner EDS, Forsberg TEV, (1980). Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *Phytochemistry* 19, 2619–2622.
- Volkman JK, Revill AT, Holdsworth DG, Fredericks D (2008) Organic matter sources in an enclosed coastal inlet assessed using lipid biomarkers and stable isotopes. *Organic Geochemistry* 39:689–710.
- Volkman JK, Rohjans D, Rullko J, Scholz-Bo BM (2000) Sources and diagenesis of organic matter in tidal flat sediments from the German Wadden Sea. *Continental Shelf Research* 20:1139–1158.
- Volkman JK, Tanoue E (2002). Chemical and biological studies of particulate organic matter in the ocean. *Journal of Oceanography* 58, 265–279.
- Vollenweider RA (1992) Coastal marine eutrophication: principles and control. *Marine coastal eutrophication*. Elsevier, 1–20.
- van der Wal D, Herman P, Forster R, Ysebaert T, Rossi F, Knaeps E, Plancke Y, Ides S (2008) Distribution and dynamics of intertidal macrobenthos predicted from remote sensing: response to microphytobenthos and environment. *Mar Ecol Prog Ser* 367:57–72.
- van der Wal D, Pye K (2004) Patterns, rates and possible causes of saltmarsh erosion in the Greater Thames area (UK). *Geomorphology* 61:373–391.
- Wakeham SG, Beier JA (1991) Fatty acid and sterol biomarkers as indicators of particulate matter source and alteration processes in the Black Sea. *Deep Sea Research Part Oceanogr. Research* 38:943–968.
- Wang WJ, Zu YG, Wang HM, Hirano T, Takagi K, Sasa K, Koike T (2005) Effect of collar insertion on soil respiration in a larch forest measured with a LI-6400 soil CO₂ flux system. *Journal of Forest Research* 10:57–60.
- Wang X-C, Chen RF, Berry A (2003) Sources and preservation of organic matter in Plum Island salt marsh sediments (MA, USA): long-chain n-alkanes and stable carbon isotope compositions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58:917–928.

- Wang Z, Zeng D, Patrick WH (1996) Methane emissions from natural wetlands. *Environmental Monitoring and Assessment* 42:143–161.
- Wang ZB, Van Maren DS, Ding PX, Yang SL, Van Prooijen BC, De Vet PLM, Winterwerp JC, De Vriend HJ, Stive MJF, He Q (2015) Human impacts on morphodynamic thresholds in estuarine systems. *Continental Shelf Research* 111:174–183.
- Warren RS, Niering WA (1993) Vegetation change on a northeast tidal marsh: Interaction of sea-level rise and marsh accretion. *Ecology* 74:96–103.
- Watermann F, Hillebrand H, Gerdes G, Krumbein W, Sommer U (1999) Competition between benthic cyanobacteria and diatoms as influenced by different grain sizes and temperatures. *Marine Ecology Progress Series* 187:77–87.
- Watson RT (2005) Turning science into policy: challenges and experiences from the science-policy interface. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 360:471–477.
- Wentworth CK (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The University of Chicago Press* 30:377–392.
- Wenzhöfer F, Glud RN (2004) Small-scale spatial and temporal variability in coastal benthic O₂ dynamics: Effects of fauna activity. *Limnology and Oceanography* 49:1471–1481.
- Wiegert R, Pomeroy L, Wiebe W (1981) Ecology of salt marshes: an introduction. *The ecology of a salt marsh*. Springer, 3–19
- Wijsman JW, Herman PM, Gomoiu M-T (1999) Spatial distribution in sediment characteristics and benthic activity on the northwestern Black Sea shelf. *Marine Ecology Progress Series* 181:25–39.
- Winder M, Carstensen J, Galloway AW, Jakobsen HH, Cloern JE (2017) The land–sea interface: A source of high-quality phytoplankton to support secondary production. *Limnology and Oceanography* 62:258–271.
- Wingender J, Neu TR, Flemming H-C (1999) What are bacterial extracellular polymeric substances? *Microbial extracellular polymeric substances*. Springer, 1–19
- Winterwerp JC, Wang ZB, van Braeckel A, van Holland G, Kösters F (2013) Man-induced regime shifts in small estuaries: a comparison of rivers. *Ocean Dynamics* 63:1293–1306.
- Wood ED, Armstrong FAJ, Richards FA (1967) Determination of nitrate in sea water by cadmium-copper reduction to nitrite. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 47:23–31.

X – Y – Z

- Xu L, Furtaw MD, Madsen RA, Garcia RL, Anderson DJ, McDermitt DK (2006) On maintaining pressure equilibrium between a soil CO₂ flux chamber and the ambient air. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111 :1-14
- Yallop ML, Paterson DM, Wellsbury P (2000) Interrelationships between rates of microbial production, exopolymer production, microbial biomass, and sediment stability in biofilms of intertidal sediments. *Microbial Ecology* 39:116–127.
- Yang R-M, Guo W-W (2019) Using time-series Sentinel-1 data for soil prediction on invaded coastal wetlands. *Environmental monitoring and assessment* 191:462-477

- Yang SL (1999) Sedimentation on a growing intertidal island in the Yangtze River mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49:401–410.
- Yang SL, Li H, Ysebaert T, Bouma TJ, Zhang WX, Wang YY, Li P, Li M, Ding PX (2008) Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic controls. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77:657–671.
- Yang SL, Shi Z, Zhao HY, Li P, Dai SB, Gao A (2004) Research Note: Effects of human activities on the Yangtze River suspended sediment flux into the estuary in the last century. *Hydrology and Earth System Sciences* 8:1210–1216.
- Yang X, Zhang Q, Zhang J, Tan F, Wu Y, Zhang N, Yang H, Pang Q (2015) An integrated model for three-dimensional cohesive sediment transport in storm event and its application on Lianyungang Harbor, China. *Ocean Dynamics* 65:395–417.
- Yentsch CS, Menzel DW (1963) A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, 221–231
- Yu F, Zong Y, Lloyd JM, Huang G, Leng MJ, Kendrick C, Lamb AL, Yim WWS (2010) Bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as indicators for sediment sources in the Pearl River delta and estuary, southern China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87:618–630.
- van der Zee C, Roelvros N, Chou L (2007) Phosphorus speciation, transformation and retention in the Scheldt estuary (Belgium/The Netherlands) from the freshwater tidal limits to the North Sea. *Marine Chemistry* 106:76–91.
- Zhang J, Wu Y, Jennerjahn TC, Ittekkot V, He Q (2007) Distribution of organic matter in the Changjiang (Yangtze River) Estuary and their stable carbon and nitrogen isotopic ratios: Implications for source discrimination and sedimentary dynamics. *Marine Chemistry* 106:111–126.
- Zhao S, Feng C, Quan W, Chen X, Niu J, Shen Z (2012) Role of living environments in the accumulation characteristics of heavy metals in fishes and crabs in the Yangtze River Estuary, China. *Marine Pollution Bulletin* 64:1163–1171.
- Zhou J, Wu Y, Zhang J, Kang Q, Liu Z (2006) Carbon and nitrogen composition and stable isotope as potential indicators of source and fate of organic matter in the salt marsh of the Changjiang Estuary, China. *Chemosphere* 65:310–317.
- Zhou Q, Zhang J, Fu J, Shi J, Jiang G (2008) Biomonitoring: An appealing tool for assessment of metal pollution in the aquatic ecosystem. *Analytica Chimica Acta* 606:135–150.
- Zimmerman AR, Benner R (1994) Denitrification, nutrient regeneration and carbon mineralization in sediments of Galveston Bay, Texas, USA. *Marine Ecology Progress Series* 114:275–288.
- Zwolsman JJ, Van Eck BT, Van Der Weijden CH (1997) Geochemistry of dissolved trace metals (cadmium, copper, zinc) in the Scheldt estuary, southwestern Netherlands: impact of seasonal variability. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1635–1652

Estuaries ensure a high production and transfer a large amount of organic matter (OM) from continent to ocean. To understand OM exchanges at the continent-ocean interface along the eastern English Channel coast, it is primordial to establish a mass balance OM budget in the three main estuaries: the Canche, the Authie and the Somme estuaries.

In this frame, the sedimentary OM distribution and origin were studied by coupling a sedimentological and biological description of surficial sediments and an elemental and isotopic characterization of the sedimentary OM. Such approach was carried out from near subtidal to supratidal stages, along transects transversal to the main river channel, resulting in a sampling of 36, 37 and 39 stations respectively for the Canche, the Authie and the Somme estuaries. Based on this mapping approach, a representative transect was selected in the Canche and the Authie estuaries in order to quantify the sedimentary OM benthic mineralization along the tidal gradient and finally to establish an OM mineralization budget at the estuarine scale.

Based on the sedimentological and biological characterization of sediments, the estuarine landscape was described according to four biosedimentary facies: sand flats, mud flats, low and high marshes. This study evidenced that the distribution of OM at the estuary scale is mainly controlled by the distribution of these biosedimentary facies. Indeed, sand flats are subject to intense hydrodynamic conditions in which sedimentary OM deposition is limited. On the other hand, OM is preferentially deposited in fine-grained sediments such as mud flats and salt marshes. Both of these sedimentary environments are subjected to lower hydrodynamic conditions, especially salt marshes, where vegetation enhances deposition and limits the resuspension of sedimentary OM. Indeed, the high quantities of sedimentary OM measured in salt marshes mainly originate from C3 halophytes dominating high marsh areas. Nevertheless, our study also evidenced that the deposition of sedimentary OM along the tidal gradient depends on the contribution of particulate OM from fluvial and marine/estuarine phytoplankton communities. Moreover, this study has demonstrated that various evolutions of the geomorphological features, with a mature salt marsh present in the Canche estuary, a seaward prograding salt marsh on the north shore of the Authie estuary, a salt marsh retreat on the north shore of the Somme estuary resulting from an advanced sand infilling.

The OM benthic mineralization campaigns demonstrated that during immersion and emersion periods, mud flats and salt marshes are the main contributors to total OM mineralization along the tidal gradient in contrast to sand flats. The spatial variation mainly depended on the sedimentological characteristics of each of biosedimentary facies but also on biological factors such as benthic macrofauna, microphytobenthos and root system of halophytes. The OM mineralization budget at the estuarine scale showed a significant contribution of sand flats in the Authie estuary given their wide distribution. This thesis contributes to a better definition of the role of “picard” estuaries in the OM cycling and allows a first step towards the quantification of a mass balance OM budget in the three main estuaries of the eastern English Channel coast.

Key words : estuaries, biosedimentary facies, organic matter, benthic mineralization, mass balance OM budget

Les estuaires assurent une production élevée et le transfert d'une grande quantité de matière organique (MO) du continent vers l'océan. Une étape importante pour comprendre les échanges de MO à l'interface continent – océan, le long de la côte française de la Manche Orientale, est d'établir un bilan de MO dans les trois plus grands estuaires : la Canche, de l'Authie et de la Somme.

Dans ce but, il a été réalisé une description sédimentologique et biologique du sédiment de surface et une caractérisation élémentaire et isotopique distinguant l'origine de la MO sédimentaire. La caractérisation du sédiment de surface été réalisée, de l'étage proche subtidal à supratidal, le long de transects transversaux au fleuve, constituant un réseau de 36, 37 et 39 stations respectivement pour l'estuaire de la Canche, de l'Authie et de la Somme. À partir de cette approche cartographique, un transect représentatif dans l'estuaire de la Canche et de l'Authie a été sélectionné, dans le but de quantifier la minéralisation benthique de la MO sédimentaire, le long du gradient tidal et finalement d'établir un bilan de la dégradation de la MO à l'échelle de l'estuaire.

À partir de la caractérisation sédimentologique et biologique du sédiment de surface, le paysage estuarien a été défini selon quatre faciès biosédimentaires : les bancs et plateformes sableuses, les vasières, le bas et le haut des prés salés. Il a été démontré que la répartition de la MO à l'échelle de l'estuaire est contrôlée par la distribution de ces différents faciès biosédimentaires. En effet, les sédiments sableux sont soumis à des contraintes hydrodynamiques importantes dans lequel le dépôt de la MO est limité. En revanche, la MO se dépose préférentiellement dans les lieux où les sédiments fins s'accumulent tels que les vasières et les prés salés. Ces deux environnements sédimentaires sont soumis à des contraintes hydrodynamiques plus faibles, plus particulièrement les prés salés, où la végétation favorise le dépôt et limite la remise en suspension de la MO sédimentaire. En effet, les fortes quantités de MO sédimentaire mesurées dans les prés salés sont issues de la contribution des halophytes en C3 dominant le haut des prés salés. Néanmoins, notre étude montre que la MO déposée le long du gradient tidal est aussi dépendant de l'apport de MO particulaire provenant des communautés phytoplanctoniques fluviales et marines/estuariennes. De plus, cette étude a mis en évidence des différences géomorphologique avec un état de maturité des prés salés avancée dans l'estuaire de la Canche, une progradation du pré salé en rive dans l'estuaire de l'Authie et une régression du pré salé, en rive nord dans l'estuaire de la Somme, issue d'un comblement avancé.

À l'immersion et à l'émersion, les vasières et les prés salés ont une contribution plus importante que les sédiments perméables à la minéralisation benthique. Paradoxalement, le bilan de la minéralisation benthique, relève une contribution non négligeable des sédiments perméables dans l'estuaire de l'Authie, étant donné leur vaste répartition à l'échelle de l'estuaire. Il a été démontré que la variation spatiale de la minéralisation benthique repose sur les caractéristiques sédimentologiques des faciès biosédimentaires mais aussi sur les facteurs biologiques tels que la macrofaune benthique, le microphytobenthos et le système racinaire des halophytes. Cette thèse contribue à une meilleure définition du rôle des estuaires picards dans le cycle de la MO et permet un premier pas vers la quantification d'un bilan de MO dans les trois principaux estuaires de la Manche Orientale.

Mots clefs : estuaire, faciès biosédimentaire, matière organique, minéralisation benthique, bilan de matière.