



HAL
open science

Dynamique des matières en suspension en mer côtière : caractérisation, quantification et interactions sédiments/matière organique

Marion Chapalain

► To cite this version:

Marion Chapalain. Dynamique des matières en suspension en mer côtière : caractérisation, quantification et interactions sédiments/matière organique. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0010 . tel-02282179v2

HAL Id: tel-02282179

<https://theses.hal.science/tel-02282179v2>

Submitted on 9 Sep 2019

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : Océanographie Physique et Environnement

Par

Marion CHAPALAIN

Dynamique des matières en suspension en mer côtière : caractérisation, quantification et interactions sédiments / matière organique

Thèse présentée et soutenue à L'institut Universitaire Européen de la Mer, Technopôle Brest-Iroise, Plouzané, le 28 janvier 2019
Unité de recherche : Dynamiques des écosystèmes côtiers/DHYSED

Rapporteurs avant soutenance :

Isabelle BRENON

Maître de Conférences HDR, Université de la Rochelle.

Sylvain OUILLON

Directeur de recherche HDR, Université de Toulouse.

Composition du Jury :

Président :

Robert LAFITE, Professeur des Universités, Université de Rouen Normandie.

Isabelle BRENON, Maître de Conférences HDR, Université de la Rochelle.

Sylvain OUILLON, Directeur de recherche HDR, Université de Toulouse.

France FLOC'H, Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale.

Pascal CLAQUIN, Professeur des Universités, Université de Caen Normandie.

Directeur de thèse

Pierre LE HIR, Cadre de Recherche HDR, Ifremer.

Invité(s)

Frédéric Jourdin, Dr, chercheur SHOM.

Michaël Fettweis, chercheur PhD, RBINS.

Romarc Verney, cadre de recherche Ifremer, directeur de laboratoire.

Remerciements

Voici venu le moment qui marque la fin de cette folle aventure de trois années... Ce manuscrit ne pouvait en effet s'achever sans y consacrer une partie dédiée aux personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de cette thèse. Tant de choses à dire en si peu de mots...

Avant tout, je tiens à remercier mon directeur de thèse, Pierre Le Hir, et mes encadrants franco-belges Romaric Verney et Michael Fettweis, sans qui rien n'aurait été possible.

Pierre, un grand merci pour ta patience et pour tout ce que tu m'as transmis au cours de ses trois ans. Je crois n'avoir jamais rencontré une personne autant passionnée aussi bien par son métier que par bien d'autres domaines. Cette passion qui t'anime, tu réussis à la transmettre à tous ceux qui ont l'occasion de travailler avec toi, même à des personnes qui, comme moi, sont issues de domaines parfois bien éloignés de l'océanographie physique. Merci pour m'avoir poussée à aller toujours plus loin dans les résultats, cela en valait la peine.

Romaric, un grand merci pour ta bienveillance et ton immense disponibilité. Merci pour tout ce savoir et ces compétences que tu m'as transmis au cours de ces trois années, pour avoir été toujours présent quand je remettais en doute ce que je faisais ou pour avoir aiguillé mon parcours quand j'avais l'impression d'être perdue. Je voulais aussi te remercier pour ton enthousiasme débordant et contagieux, tes idées ainsi que pour les nombreuses heures, parfois tardives, que tu m'as consacrées. Merci pour ces nombreux échanges scientifiques et personnels (« c'est pas faux ! »), pour ton soutien et pour ta motivation sans borne avec les nombreux « allez c'est bientôt la fin... ». Merci pour cela et pour tant d'autres choses.

Michaël, merci pour tes remarques ingénieuses et ta capacité d'analyse et pour m'avoir permis d'utiliser les données que vous avez acquises. Même si nous n'avons pas pu échanger autant qu'avec Pierre et Romaric au cours de ces trois ans, le séjour que j'ai passé au sein du RBINS pour travailler avec toi a été une véritable bouffée d'oxygène et de motivation pour attaquer la dernière année de thèse. Merci pour tes remarques et questions qui m'ont parfois permis de relativiser et de prendre du recul sur mon travail, pour ta gentillesse et pour ton accueil au sein de ton laboratoire. Merci pour les nombreuses fois où tu as également fait le chemin jusqu'à Brest pour nos différentes réunions.

Je tenais à vous remercier tous les trois pour la confiance que vous m'avez accordée afin de mener à bien ce projet à vos côtés. J'espère que j'aurais encore l'occasion de travailler et d'échanger avec vous dans le futur.

Je tiens également à remercier les différents membres du jury pour avoir accepté de rapporter et de juger mon travail. Je vous remercie du temps que vous m'avez consacré et pour vos remarques constructives.

Je remercie également Frédéric et Julien pour vos précieux conseils et votre écoute au cours de mes comités de thèse.

Je tiens à remercier l'Ecole des Docteurs de l'Université Bretagne Loire et la Région Bretagne pour m'avoir accordé une bourse de mobilité afin de réaliser mon séjour de trois mois au sein du laboratoire RBINS à Bruxelles.

Merci à toute l'équipe DHYSED pour l'accueil mais aussi pour les nombreux conseils que vous m'avez donnés que ce soit pour les manipulations ou pour la préparation à la soutenance de thèse.

Merci pour cette bonne humeur qui a animé nos différents cafés et repas. En particulier, je voulais remercier les doctorants qui m'ont précédée et suivie au sein du laboratoire : Baptiste, pour toutes les fois où j'ai débarqué dans ton bureau parce que je me demandais comment je pouvais coder tel truc ou pour te demander un exemple de rapport/poster/présentation ; Aurélien, pour m'avoir accueillie dans ton bureau, pour nos nombreuses discussions légères lors de nos séances thé sur le parking avec Baptiste et pour tes conseils et ton aide précieuse sur MATLAB ; Mélanie, avec qui j'ai partagé mon énorme bureau (aquarium) pendant quasi 2 ans, merci pour avoir apporté des réponses à mes questions parfois stupides, pour nos discussions (commérages) qui ont souvent intrigué plus d'une personne, et surtout pour nos différentes séances de sport qui m'ont permis de me défouler et de me maintenir en forme au cours de cette longue course que représente une thèse. Un grand merci à Chloé, ma stagiaire, avec qui j'ai également partagé 6 mois de cette aventure : merci pour le travail sérieux que tu as accompli au labo et au cours des campagnes et pour ton enthousiasme. Merci à vous tous pour avoir égayé ma vie Brestoïse en dehors du travail. Merci à Flavie, ancienne doctorante à Rouen, pour ta sympathie et pour nos sorties aussi bien brestoïses qu'hongroises et pour tes messages de soutien dans la dernière étape de la thèse.

Je tiens également à remercier les techniciens du laboratoire que l'on surnomme également les hommes qui murmuraient à l'oreille des ADCP : David et Matthias. Merci de m'avoir révélé tous vos secrets sur les manips et sur les instruments. Sans vous les campagnes en mer et donc la collecte de données n'auraient pu être réalisées. Merci également pour vos délires et discussions sans queue ni tête à bord et dans vos bureaux. Merci à Erwan pour avoir réalisé de nombreuses pièces indispensables à nos manips en Seine comme la cage dédiée aux profils verticaux.

Enfin merci à tous ceux du labo, les permanents et ceux de passage (Pascale, Catherine, Bénédicte, Florent, Matthieu, Christiane, Héloïse, François, Aurélie, Julien et Alan) dont certains ont vu d'un peu plus près au cours de nos campagnes ce qui se tramait en Baie de Seine.

Je voulais aussi remercier tout l'équipe du RBINS pour leur accueil et leur gentillesse. En particulier, je tenais à remercier Ming, ma BCF, pour sa folie et son enthousiasme qui m'ont permis de me sentir bien intégrée en Belgique. Merci pour ces repas où nous avons bien rigolé. Merci de m'avoir laissée faire avec toi ce qui semble être le plus moche des sapins de Noël qu'il m'ait été donné de croiser. Ta bonne humeur contagieuse m'a permis de ne pas me sentir seule loin de Brest. Merci aussi à Giacomo, Matthias, Pooran, Valérie et Camille pour nos échanges.

Je remercie également tous les marins embarqués à bord du Côtes de la Manche sans qui ces mesures, qui représentent le cœur de mes travaux, n'auraient pu être réalisées : Joël, Yves, Jojo, Cyrille, Gwen, Stéphane, Hervé, Vincent, Benoît, Bertrand, les deux Fred, Damien et Xavier. Merci pour votre accueil au sein du navire et merci pour tous les efforts que vous avez fournis pour que mes campagnes se passent au mieux. Merci pour vos blagues (pour avoir caché à plusieurs reprises mes chaussures, on se demande bien qui est le farceur...) et pour votre bonne humeur. J'espère que l'on se recroisera à l'occasion d'une campagne.

Je tiens à grandement remercier mes amies de l'ENSAT : Claire, Margaux, Florence, Marianne et Camille. Malgré la distance, j'ai toujours su et je sais encore que je peux compter sur leur soutien sans faille pour m'accompagner dans les moments difficiles. Merci à vous toutes pour vos innombrables messages, en particulier dans la dernière période où vous m'avez maintes fois encouragée à ne rien lâcher. Même si nous n'avons l'occasion de nous revoir qu'une à deux fois par an au cours de nos week-end organisés aux 4 coins de la France et même

à l'internationale (on se souviendra de ce fameux week-end bruxellois avec notre soirée jamaïcaine), c'est comme si nous ne nous étions jamais quittées. On se retrouve très rapidement pour une autre étape mais pas des moindres avec le mariage de notre petite Florence. Merci également à Florence, Camille et Élise pour m'avoir nourrie sainement dans le dernier mois, m'évitant ainsi de manger des pastabox à tous les repas.

Merci aussi à toute la team brestoïse que j'ai rencontré au cours de mes années de thèse : Thomas, Julie, Guillaume, Adé, Yves, Maureen, Jordan, Prisc et Seb. Merci de m'avoir accueillie dans votre groupe et pour ces nombreux restos et soirées brestoïses que nous avons passé ensemble. Je sais que ce n'est que le début d'une longue amitié et que de nombreux évènements nous attendent. Je tiens à remercier ma belle-famille brestoïse : Nelly, Didier, Yohann et Manue. Merci de m'avoir accueillie parmi les vôtres et de prendre soin de moi comme le ferait ma propre famille.

Je remercie également ma famille qui m'a toujours soutenue dans le cadre de mes études : mes grands-parents, mes oncles et tantes ainsi que leur pièce rapportée et mes 7 cousins-cousine (pour rappel, non, je ne travaille toujours pas sur les poissons)... En particulier, merci à mes grands-parents d'avoir bien voulu faire le chemin jusqu'à Brest pour la consécration de mon travail (j'espère que vous avez tout compris...) et pour vos encouragements. Merci à mes deux frangins, Jérémie et Nico, et leurs compagnes respectives, Nezli et Mathilde, pour votre soutien indéfectible et pour votre curiosité sur ce que j'ai bien pu trafiquer pendant ces trois ans. Merci à ma petite nièce, Lune, pour ton sourire et ton innocence.

Je tiens à remercier mes parents qui m'ont donné les moyens d'arriver jusqu'ici et qui m'ont transmis cette sensibilité à la protection de l'environnement. Tellement de choses à vous dire que ces quelques lignes ne peuvent suffire à vous montrer ma gratitude.

Papa, merci de m'avoir toujours poussée à donner le meilleur de moi-même, pour m'avoir rendue forte et à toujours croire que rien n'était impossible si je m'en donnais les moyens, sans quoi je ne serais probablement pas docteur aujourd'hui. Merci à ta compagne, Gene, pour son soutien et à vous deux d'être toujours présents quoi qu'il arrive et ce malgré la distance.

Maman, merci pour avoir toujours cru en moi et surtout, merci de m'avoir donné toutes les cartes en main pour devenir la personne que je suis aujourd'hui. Merci d'être venue avec moi choisir mon appart' sur Brest, de m'avoir aidée à déménager et de répondre à n'importe quelle heure du jour et de la nuit quand je t'appelle pour tout et n'importe quoi. Ce ne sont que de petits détails dans ce projet doctoral mais qui mis bout à bout ne sont pas négligeables pour autant. Je tiens également à te remercier pour m'avoir montré qu'il y a bien plus grave dans la vie qu'une thèse, et que tous ces petits tracas qui me paraissaient insurmontables hier, ne sont en réalité que de petites étapes à franchir. Merci également à ton compagnon, Didier, pour me faire rire, parfois malgré lui, et pour m'avoir offert ma première voiture, ce qui m'a quand même bien dépannée pour aller au travail et pour réaliser ma thèse dans des conditions optimales.

Enfin, je tiens à remercier une personne en particulier qui m'a vue dans tous mes états (du rire au larme) au cours de cette thèse : mon compagnon, Gaëtan. 2018 fut une année riche en accomplissement pour nous deux avec chacun son projet à mener : toi ton entreprise, et moi ma thèse. Merci d'avoir supporté mes humeurs changeantes et mon caractère bien trempé, de m'avoir soutenue dans les moments où la motivation me faisait défaut ou de t'être occupé de tout dans les derniers mois pour me permettre de me consacrer entièrement à mon travail. Merci de m'avoir montré qu'il fallait apprendre à relativiser et à ne pas trop stresser car quand on sait, on sait et quand on ne sait pas, on apprend, voilà !

En prélude, voici une citation qui me tient particulièrement à cœur pour rappeler à tous que le parcours parfait est utopique :

« Notre plus grande gloire n'est pas de ne jamais tomber mais de nous relever après chaque chute. » *Confucius*

Table des matières

Remerciements	1
Table des matières.....	5
Listes des abréviations.....	10
Listes des symboles	11
Introduction générale	14
Chapitre 1 : Etat des connaissances sur les matières en suspension	18
1.1. Déterminisme des matières en suspension	18
1.1.1. Définition.....	18
1.1.2. Vitesse de chute des particules individuelles.....	18
1.2. Différents types de MES	19
1.2.1. La fraction minérale.....	19
1.2.2. La fraction organique.....	21
1.2.3. Les différentes sources de MES	22
1.3. Distribution verticale des MES dans la colonne d'eau	23
1.4. Flocculation des MES	25
1.4.1. Processus de flocculation : phénoménologie.....	26
1.4.1.1. Phénoménologie de la flocculation	26
1.4.1.2. Conséquence de la flocculation sur la dynamique des MES.....	28
1.4.1.3. Conséquence de la flocculation sur la quantification des MES	30
1.4.1.4. Modèles conceptuels	31
1.4.2. Processus de flocculation : à l'état d'équilibre.....	33
1.4.2.1. Les forces interparticulaires	33
1.4.2.2. Effet de la concentration.....	35
1.4.2.3. Effet de la turbulence	37
1.4.2.4. Effet de la salinité.....	39
1.4.2.5. Effet de la matière organique	40
1.4.2.6. Modèles paramétriques de flocculation	44
1.4.3. Processus de flocculation : cinétique, échelles de temps	46
1.4.3.1. Expériences en laboratoire	47
1.4.3.2. Modélisation numérique.....	48
1.4.4. Approche fractale des floccs	50
1.4.4.1. Théorie fractale et application aux floccs	50
1.4.4.2. Détermination de la dimension fractale d'un flocc	51
1.4.4.3. Variabilité de la dimension fractale en milieu naturel	52
1.5. Vision microscopique des MES.....	53
1.5.1. Méthode électrique	54
1.5.2. Méthode utilisant la diffraction d'un rayon laser	54
1.5.3. Méthode photographique	55
1.5.4. Méthode holographique	57
1.5.5. Méthode combinée.....	58
1.6. Vision macroscopique des MES	58
1.6.1. La visibilité	58
1.6.2. Turbidité	59
1.6.2.1. L'atténuation ou transmission	60
1.6.2.2. La diffusion	60

1.6.3.	Rétrodiffusion acoustique	61
1.6.4.	La réflectance par télédétection satellite	62
Chapitre 2 : Présentation des zones ateliers et de la stratégie mise en place pour la		
caractérisation et la quantification des MES.....		63
2.1.	Caractéristiques générales et fonctionnement hydro-sédimentaire de la baie de	
	Seine 63	
2.1.1.	Présentation de la Baie de Seine et de l'estuaire de Seine	63
2.1.2.	Hydrodynamique en Baie de Seine	66
2.1.2.1.	Marée et courants associés	66
2.1.2.2.	Vagues	67
2.1.2.3.	Hydrologie	68
2.1.3.	Dynamique sédimentaire	72
2.1.3.1.	Apports solides amont et intra-estuariens	72
2.1.3.2.	Dynamique estuarienne	73
2.1.3.3.	Dynamique des sédiments fins en baie de Seine orientale	74
2.1.4.	Couverture sédimentaire	75
2.1.5.	Matière organique en Baie de Seine	76
2.1.5.1.	Les populations phytoplanctoniques et leur évolution saisonnière	76
2.1.5.2.	Importance et rôle du contenu en MO dans les processus de floculation en	
	Baie de Seine	80
2.2.	La zone côtière belge au débouché de l'Escaut : contrastes et similitudes avec la	
	Baie de Seine	81
2.2.1.	Contexte : similitudes et différences avec la Baie de Seine	81
2.2.2.	Caractéristiques générales et fonctionnement hydro-sédimentaire	84
2.3.	Stratégie d'acquisition des données en Baie de Seine orientale	86
2.3.1.	L'observatoire côtier : la bouée D4	88
2.3.2.	Les campagnes de mesures en Baie de Seine orientale	89
2.3.3.	Méthodologie et instrumentation	94
2.3.3.1.	Prélèvements et caractérisation des MES	94
2.3.3.2.	Hydrologie	97
2.3.3.3.	Hydrodynamique	98
2.3.3.4.	Turbidité <i>in situ</i>	99
2.3.3.5.	Turbidité acoustique	102
2.3.3.6.	Spectre en classe de taille et caractéristiques des floes	102
2.3.3.7.	Traitement des profils verticaux	104
2.3.3.8.	Limite du LISST dans les environnements stratifiés : effet Schlieren	105
2.4.	Cadre méthodologique et instrumentation en zone côtière belge	107
Chapitre 3 : Caractérisation et quantification des MES par méthode optique et		
incertitudes associées		110
3.1.	Méthode directe d'estimation de la masse en suspension des MES et incertitudes	
	associées	111
3.1.1.	Type de filtre	112
3.1.2.	La rétention des sels	113
3.1.3.	Estimation de la concentration massique finale : analyse critique de l'utilisation	
	d'un seul filtre, du mode de calcul (moyenne ou pente des triplicats)	118
3.1.3.1.	Utilisation de la pente ou de la moyenne des triplicats	119
3.1.3.2.	Utilisation de triplicats ou d'un filtre unique	123
3.1.4.	Synthèse : incertitude résultante sur les MES	125
3.2.	Méthode indirecte d'estimation de la masse en suspension des MES et	
	incertitudes associées	126

3.2.1.	Contrôle de la qualité des mesures	127
3.2.1.1.	Contrôle métrologique de la qualité des capteurs optiques à la formazine .	127
3.2.1.2.	Des capteurs optiques différents : pas une, mais des turbidités	128
3.2.1.3.	Contrôle de la qualité des prélèvements d'eau de mer	130
3.2.2.	Conversion du signal optique de turbidité en concentration en MES	131
3.2.2.1.	Choix du type de régression linéaire	131
3.2.2.2.	Résultats des calibrations des capteurs optiques	134
3.2.2.3.	Synthèse des calibrations optiques	147
3.2.3.	Quantification de l'incertitude générée par la non-colocalisation spatiale et temporelle des prélèvements et des capteurs	148
3.3.	Synthèse sur la quantification des MES par méthode optique	152
3.4.	LISST : mesure d'une concentration volumique.....	152
Chapitre 4 : Dynamique spatiale et temporelle des caractéristiques des MES par méthode optique.....		
		155
4.1.	Dynamique des MES dans la zone Baie de Seine large (BS1)	155
4.1.1.	Dynamique à l'échelle de la marée.....	155
4.1.1.1.	Courants de marée (ou hydrodynamique)	157
4.1.1.2.	Concentration en MES	158
4.1.1.3.	Taille et densité des particules.....	158
4.1.2.	Dynamique à l'échelle saisonnière	163
4.1.2.1.	Dynamique de la matière organique.....	163
4.1.2.2.	Dynamique des MES.....	164
4.2.	Dynamique des MES dans la zone d'embouchure sous influence du panache : site de La Carosse (LC).....	167
4.2.1.	Dynamique à l'échelle de la marée.....	167
4.2.1.1.	Courants de marée (ou hydrodynamique)	170
4.2.1.2.	Concentration en MES	170
4.2.1.3.	Taille et densité des particules.....	171
4.2.2.	Dynamique des MES du cycle VE/ME à l'échelle saisonnière.....	175
4.2.2.1.	Dynamique de la matière organique.....	175
4.2.2.2.	Dynamique des MES.....	176
4.3.	Synthèse sur la dynamique des MES et les paramètres de contrôle des processus de floculation en milieu côtier	179
4.3.1.	A l'échelle du cycle de marée : la turbulence.....	179
4.3.2.	A l'échelle saisonnière : le contenu en MO	182
4.3.2.1.	La dynamique du contenu en MO en Baie de Seine	182
4.3.2.2.	L'influence du contenu en MO sur les caractéristiques physiques des particules	184
4.3.2.3.	La modulation du contenu en MO concernant l'effet de la turbulence sur les processus de floculation et de défloculation	188
4.3.2.4.	Les TEP : paramètre Rubiks's Cube	189
4.4.	Dynamique saisonnière des MES : analyse de la variabilité des calibrations des capteurs optiques de rétrodiffusion	193
Chapitre 5 : Etude de la dynamique des MES en milieu côtier à partir de la théorie fractale		
		195
5.1.	Description de la méthode	195
5.1.1.	Approche fractale appliquée aux floes	195
5.1.2.	Calcul de la dimension fractale optimale.....	196
5.2.	Résultats	197
5.2.1.	Dynamique de la dimension fractale dans la zone Baie de Seine large (BS1)	197

5.2.2.	Dynamique de la dimension fractale dans la zone d'embouchure sous influence du panache : site de La Carosse (LC).....	202
5.3.	Discussion 1 : Analyse de sensibilité de l'application de l'approche fractale ...	206
5.3.1.	Les paramètres fractals : la taille et la densité des particules primaires	207
5.3.2.	La calibration de l'OBS	212
5.3.3.	Le modèle optique d'inversion et la taille des floes	213
5.3.3.1.	Le modèle optique d'inversion.....	213
5.3.3.2.	Les particules hors de la gamme de taille.....	214
5.4.	Discussion 2 : Dimension fractale et faibles concentrations	216
5.5.	Discussion 3 : dimension fractale et panache de surface	218
5.6.	Discussion 4 : l'influence du contenu en MO sur la dimension fractale et la vitesse de chute.....	220
5.6.1.	Variation de la dimension fractale.....	220
5.6.2.	Variation de la vitesse de chute moyenne.....	223
5.7.	Discussion 5 : Dimension fractale et épisode de remise en suspension.....	224
5.8.	Synthèse de l'application de l'approche fractale dans le cadre de cette thèse..	227
Chapitre 6 : Dynamique spatiale et temporelle des caractéristiques des MES par méthode acoustique		
229		
6.1.	Mesure des MES par méthode acoustique	229
6.1.1.	L'équation du sonar	230
6.1.1.1.	Caractérisation de l'instrument en émission et réception.....	230
6.1.1.2.	Les pertes de transmission PT	231
6.1.1.3.	L'indice de cible IC.....	232
6.1.2.	Modèle théorique de diffusion d'une onde acoustique sur une particule	233
6.1.2.1.	Modèle de section efficace de rétrodiffusion moyenne (SER).....	233
6.1.2.2.	Atténuation liée aux particules et modèle de section efficace de diffusion totale (SED)	234
6.1.3.	Méthode d'inversion du signal acoustique	234
6.2.	Analyse de la variabilité du signal acoustique en Baie de Seine	236
6.2.1.	Dynamique de l'indice de rétrodiffusion volumique.....	236
6.2.1.1.	Inversion du signal brut d'intensité acoustique rétrodiffusée	236
6.2.1.2.	Dynamique de la réponse des capteurs acoustiques en lien avec la variabilité des caractéristiques physiques des particules	237
6.2.2.	Dynamique des caractéristiques de rétrodiffusion des particules.....	243
6.2.3.	Comparaison de la dynamique de rétrodiffusion acoustique pour deux fréquences différentes	245
6.3.	Analyse de la variabilité du signal acoustique sur le long terme à partir des mesures en zone côtière belge	247
6.3.1.	Présentation des mesures sur une année	247
6.3.2.	Dynamique du signal de rétrodiffusion acoustique	250
6.3.2.1.	Inversion du signal brut d'intensité	250
6.3.2.2.	Dynamique de la réponse des capteurs acoustiques en lien avec la variabilité des caractéristiques physiques des particules	251
Conclusion générale et perspectives		
254		
Références bibliographiques		
259		
Liste des figures.....		
278		
Liste des tableaux.....		
291		
ANNEXE A : DESCRIPTION DES CYCLES DE MAREE À BS1		
293		

ANNEXE B : DESCRIPTION DES CYCLES DE MAREE À LC	300
ANNEXE C : DESCRIPTION DES SERIES TEMPORELLES DE LA DIMENSION FRACTALE À LC.....	316
ANNEXE D – Investigating suspended particulate matter in coastal waters by using the fractal theory	322

Listes des abréviations

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ADP	Acoustic Doppler Profiler
BF	Basse Fréquence
BM	Basse Mer
BTU	Backscatter Turbidity Unit
Chl a	Chlorophylle a
DCSMM	Directive-Cadre Stratégie pour le Milieu Marin
EPS	Substances Exopolymériques
FBU	Formazine Backscatter Unit
FNU	Formazine Nephelometric Unit
GF/F	Glass microFiber Filters
GPMH	Grand Port Maritime du Havre
GPMR	Grand Port Maritime de Rouen
HF	Haute Fréquence
IOP	Propriétés inhérentes aux particules
ISO	International Standards Organization
LISST	Laser In situ Scattering and Transmissometry
ME	Morte-Eau
MEB	Microscope Electronique à Balayage
MES	Matière En Suspension
MO	Matière Organique
MOP	Matière Organique Particulaire
NTU	Nephelometric Turbidity Unit
OBS	Optical Backscatter Sensor
PM	Pleine Mer
PSD	Particle Size Distribution
PSU	Practical Salinity Unit
TEP	Particules exopolymériques transparentes
VE	Vive-Eau
XGeq	équivalent en Gomme de Xanthane

Listes des symboles

a_s	rayon moyen des particules (m)
α_d	coefficient de diffusion par les particules (dB.m ⁻¹)
α_s	coefficient d'atténuation de l'onde acoustique liée aux particules (dB.m ⁻¹)
α_{sel}	incertitude de mesure sur la concentration en MES associée au rinçage à l'eau distillée du filtre (%)
α_v	coefficient d'absorption visqueuse par les particules (dB.m ⁻¹)
α_w	coefficient d'atténuation de l'onde acoustique liée à l'eau (dB.m ⁻¹)
β	rendement électroacoustique du transducteur
B_r	seuil de bruit (dB)
BS	taille de la cellule élémentaire de l'appareil acoustique (m)
$\langle C \rangle$	moyenne de la concentration en MES
C'	fluctuation turbulente autour de la moyenne de la concentration en MES
C_D	coefficient de frottement de la particule
C_s	célérité du son dans les particules (m.s ⁻¹)
$c.v$	coefficient de variation (%)
C_w	célérité du son dans l'eau de mer (m.s ⁻¹)
D	diamètre de la sphère (m)
D_{50}	diamètre médian (μm)
D_p	diamètre des particules primaires
D_t	Dimension caractéristique du transducteur
$e = gh^2$	rapport des modules d'élasticité de la particule et de celui du milieu
f	fréquence de l'onde (Hz)
F_g	force de gravité
F_f	force de frottement
g	accélération de la pesanteur (m.s ⁻²)
$g = \rho_f / \rho_w$	rapport des masses volumiques des flocs et du milieu
$h = f / C_w$	rapport des célérités des ondes dans les flocs et dans le milieu
h	hauteur de la lame d'eau (m)
IC	indice de cible (dB)
IV	indice de rétrodiffusion volumique (dB réf. 1 m ³)
κ	constante de Von Karman
$k = 2\pi f / C_w$	nombre d'onde (rad.m ⁻¹)
Kc	coefficient dB/counts

$K_z = \beta N_z$	diffusivité turbulente selon z (avec β le nombre de Schmidt-Prandtl)
L	épaisseur insonifiée (m)
λ	longueur d'onde de l'instrument (m)
$M / [\text{MES}] / C$	concentration en MES (g.l^{-1} ou kg.m^{-3})
MRE	erreur relative moyenne (%)
M_{sel}	masse de sels retenus sur filtre (mg)
N	densité numérique moyenne des particules
NC	niveau d'intensité rétrodiffusé (counts)
NC_0	niveau plancher de l'appareil acoustique (counts)
NE	niveau émis par l'instrument acoustique (dB)
N_z	viscosité turbulente
nf	dimension fractale
NR	niveau reçu par l'instrument acoustique (dB)
PT	pertes de transmission (dB)
ϕ	ouverture équivalente du faisceau
Ψ	facteur de correction du champ proche
R	distance au transducteur (m)
$\Re = \frac{W_s D}{\nu}$	nombre de Reynolds
$R_0 = D_t^2 / \lambda$	distance de Fresnel (m)
Rf	coefficient de réflexion interne
$RMSE$	Erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error)
ρ_p	densité des particules primaires (kg.m^{-3})
ρ_f	densité apparente des floes (kg.m^{-3})
ρ_d	concentration massique (densité sèche) du floe (kg.m^{-3})
ρ_s	densité des particules primaire (kg.m^{-3})
ρ_w	densité de l'eau (kg.m^{-3})
$s = \rho_s / \rho_w$	densité relative des grains par rapport à l'eau
σ	écart-type
$\bar{\sigma}$	section efficace de rétrodiffusion SER (m^2)
$\overline{\sigma_{tot}}$	section efficace de diffusion totale SED (m^2)
ζ_d	constante d'atténuation liée à la diffusion par les particules
ζ_v	constante d'absorption visqueuse par les particules
t	temps (s)
T_{OBS}	turbidité de l'OBS
T_{HACH}	turbidité du HACH

θ	angle entre l'onde incidente et rétrodiffusée (rad)
u^*	vitesse de frottement de l'écoulement (m.s^{-1})
u, v et w	composantes du vecteur vitesse de l'écoulement (m.s^{-1})
ν	viscosité cinématique de l'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
V	volume insonifié à la distance R du transducteur
V_{min}	volume minimal de rinçage à l'eau distillée
V_c	concentration volumique totale mesurée par le LISST ($\mu\text{l.l}^{-1}$)
\bar{v}_s	volume individuel moyen des particules (m^3)
$\langle w \rangle$	valeur moyenne de la composante w du vecteur vitesse de l'écoulement
w'	fluctuation turbulente autour de la moyenne de la composante w
W_s	vitesse de chute des particules (mm.s^{-1})
x, y et z	dimensions de l'espace (m)
$Z = \frac{W_s}{\beta\kappa.u^*}$	nombre de Rouse

Introduction générale

Contexte général

Les zones côtières constituent un environnement critique de transition où des interactions intenses se produisent entre les systèmes maritimes et terrestres. À l'origine de nombreux services écosystémiques, les espaces côtiers sont le lieu de processus biogéochimiques importants résultant des échanges entre océan, continent et atmosphère. Les zones côtières jouent notamment un rôle majeur dans les cycles biogéochimiques dont celui du carbone. En effet, d'après Hedges et Keil (1995) 80 % de l'enfouissement du carbone organique s'effectue le long des côtes, et 25% de la production primaire est formée dans ces zones (Smith et Hollibaugh 1993).

Ces espaces d'une grande richesse biologique accueillent aujourd'hui plus de 60% de la population mondiale et sont également le support d'activité humaines variées telles que la pêche, le tourisme et différents secteurs agricoles ou industriels comme l'activité portuaire. Soumises à des pressions anthropiques croissantes liées aux diverses activités sur les bassins versants et dans les eaux côtières, ces zones de transition se retrouvent à l'intersection entre enjeux écologiques et socio-économiques.

Mieux comprendre la dynamique physique, sédimentaire et biologique de ces zones est nécessaire pour la maintenir et préserver la santé et la richesse des écosystèmes côtiers, mais également pour anticiper leurs trajectoires futures dans un contexte de changement climatique. La protection du milieu marin fait depuis plusieurs années l'objet d'une prise de conscience notamment dans le domaine politique par la mise en œuvre de la Directive-Cadre Stratégie pour le Milieu Marin (DCSMM). Ce plan d'action communautaire a pour objectif d'atteindre ou de maintenir un bon état écologique du milieu marin d'ici l'horizon 2020 en vue de son utilisation durable. La définition du bon état écologique s'appuie sur onze descripteurs dont le descripteur 7 (conditions hydrographiques) qui s'intéresse notamment à la turbidité, indicateur de la concentration en matières en suspension (MES) dans la colonne d'eau.

Les matières en suspension

Les apports fluviaux représentent la principale source de matières en suspension (nutriments, matière organique et sédiments) dans les écosystèmes côtiers. Ainsi, chaque année 15 à 20 milliards de tonnes de sédiments en moyenne sont exportées depuis les continents vers les océans via les fleuves (Owens et al. 2005), dont 16 millions de tonnes environ par les fleuves en France (Delmas et al. 2012). Le rôle des MES au sein de l'écosystème est pluriel : transport de sédiments et modulation de la morphologie des systèmes côtiers et des habitats sédimentaires, impact sur les voies de navigation et accès aux zones portuaires, vecteur de contaminants adsorbés sur les particules en suspension. En plus d'être le support de nombreux contaminants chimiques, ces éléments fins jouent également un rôle essentiel dans le transport de nutriments, dans la modulation de la production primaire et in fine des risques d'eutrophisation, en influençant la disponibilité de la lumière dans la colonne d'eau. Ils sont également une source de nourriture pour de nombreux organismes. Les espaces côtiers

représentent donc des zones de piégeage importantes de sédiments et potentiellement de contaminants.

Le devenir des sédiments dépend directement des processus de transfert des MES, en particulier dans les zones côtières. La dynamique des MES et de leurs flux dans la colonne d'eau est la conséquence de l'action combinée des processus sédimentaires comprenant l'érosion, le transport et le dépôt. La chute représente un mécanisme crucial pour la dynamique des MES. Cette dernière peut être quantifiée par la mesure de la vitesse de chute, paramètre clé des modèles hydro-sédimentaires pour décrire le transport des particules en suspension et leur devenir dans l'environnement. En zone côtière, à l'interface entre continent et océan, ces MES sont essentiellement transportées sous forme de floccs, agrégats de matière minérale (sédiments fins) et organique (bactérie, phytoplancton, résidus organiques, etc.). Sous l'effet des processus de floculation et de défloculation, les caractéristiques physiques des MES varient : les floccs grossissent et deviennent moins denses avant de finir par chuter. Les principaux facteurs qui contrôlent cette dynamique ont fait l'objet de nombreuses études (e.g. Dyer, 1989 ; Manning et al., 2006 ; Winterwerp et van Kesteren, 2004 ; Mietta et al., 2009 ; Verney et al., 2009 ; Tang et Maggi, 2016) : il s'agit de l'hydrodynamisme et de la turbulence associée, de la concentration en MES, de la salinité et de la matière organique (MO). Tous ces paramètres contribuent à moduler les mécanismes d'agrégation et, par conséquent, les caractéristiques des floccs contrôlant leur vitesse de chute et leur devenir dans l'environnement marin (van Leussen, 1994). Bien que la turbulence et la concentration en MES soient aujourd'hui correctement appréhendées, la salinité et en particulier la MO soulèvent encore de nombreuses questions. Ce dernier paramètre est d'autant plus important en environnement côtier, où la contribution des blooms phytoplanctoniques peut devenir prépondérante (Lancelot et al., 1987).

Outre le questionnement scientifique, la dynamique spatio-temporelle des MES pose également la question des moyens d'observation et de quantification des MES. Les prélèvements *in situ* permettent de caractériser la colonne d'eau avec l'ensemble des informations nécessaires. Cependant, cette technique plus intrusive ne permet que des mesures ponctuelles dans l'espace et dans le temps. D'autres moyens reposant sur des méthodes de mesures indirectes existent. Ces techniques se basent sur les propriétés optiques et acoustiques des particules en suspension (Rai et Kumar, 2015). Les caractéristiques des MES étant susceptibles de varier avec les différents forçages à l'échelle événementielle, de la marée et saisonnière, leurs propriétés optiques et acoustiques peuvent également varier. Par conséquent, la question des conséquences de la variabilité des MES sur la qualité de la mesure se pose.

Mise en œuvre de la DCSMM : le Projet INDI67

La connaissance de la dynamique des MES et des turbidités associées en milieu côtier est donc un élément clé pour comprendre les écosystèmes marins. Cette problématique est à l'intersection du projet INDI67, ayant pour objectif de développer et d'évaluer des outils et des méthodes afin de décrire l'état du fond marin et des conditions hydrographiques (descripteurs 6 et 7) dans le contexte de la DCSMM et l'atteinte du bon état écologique des écosystèmes marins. Ce projet financé par le BRAIN-be (Belgian Research Action through Interdisciplinary Networks) BELSPO (Belgian Federal Science Policy), repose sur un partenariat entre l'Ifremer, le RBINS (Royal Belgian Institute National Sciences) et l'Université de Louvain (KU Leuven). La caractérisation du bon état écologique vu du sédiment se fonde sur trois indicateurs : la

turbidité, la contrainte de cisaillement au fond et le type d'habitats caractérisant les fonds marins. Mesurer et modéliser de façon précise ces paramètres représente aujourd'hui un des défis les plus importants dans le domaine sédimentaire et plus particulièrement au sein de ce projet où des données de nature différente sont utilisées (résultats de modèle, données *in situ* et de télédétection). La quantification des incertitudes liées aux techniques de mesure, d'analyses et de validation des données sont nécessaires pour les scientifiques et les gestionnaires pour piloter la surveillance du milieu marin et l'évaluation du bon état écologique. Deux zones ateliers ont été choisies pour ces études : (i) en Belgique, au débouché de l'Escaut et (ii) en France, au débouché de la Seine, à l'interface entre estuaire et baie, qui représente la zone étudiée dans le cadre de la thèse.

Objectifs de la thèse

Ces différents points illustrent l'importance de caractériser et de quantifier les MES en zone côtière. Cette caractérisation repose notamment sur la connaissance de leur concentration dans la colonne d'eau mais aussi de leurs propriétés physiques telles que la taille, la densité et in fine leur vitesse de chute. La connaissance de cette dernière est notamment importante à la paramétrisation des modèles numériques de transport et de sédimentation de ces MES dans l'environnement.

La problématique de la caractérisation des MES en zone côtière est au cœur des travaux de cette thèse. A partir d'une vision macroscopique basée sur des mesures optiques et acoustiques réalisées *in situ*, le travail de thèse vise à améliorer la compréhension des processus de floculation associés à la dynamique des MES, et à évaluer les conséquences de cette variabilité des MES sur la qualité de la mesure.

Les objectifs de ces travaux sont donc :

- (i) De caractériser et quantifier les MES par méthode optique et acoustique en termes de concentration, de taille, de densité et de vitesse de chute.
- (ii) D'identifier, d'évaluer et de comprendre la dynamique des caractéristiques des MES en relation avec les forçages présents en milieu côtier. En particulier, il s'agit de tenter de déterminer le lien entre la variation des caractéristiques physiques des MES et la variabilité de leur composition, plus spécifiquement le contenu en MO.
- (iii) D'évaluer les conséquences de cette variabilité sur la qualité des mesures directes et indirectes (optiques et acoustiques) d'observations à court et long terme des MES.

Le projet de thèse se base sur une approche expérimentale d'observations *in situ* et de compréhension de la dynamique des MES en milieu côtier, à l'interface entre fleuves/estuaire et mer côtière, où les gradients hydro-sédimentaires sont intenses. L'originalité de la thèse repose sur une collaboration forte entre l'Ifremer et le RBINS permettant à cette étude doctorale de s'appuyer sur deux zones ateliers, i.e. la zone côtière belge, au débouché de l'Escaut, et la Baie de Seine orientale, au débouché de l'estuaire de Seine. Cette dernière représente le site d'étude principal sur lequel une stratégie de mesure permettant de répondre aux problématiques de cette thèse a été mise en œuvre. En complément, une partie des travaux repose sur l'analyse d'une série temporelle longue acquise en zone côtière belge. L'exploitation de ces données a été

permise par des échanges scientifiques et méthodologiques forts entre l'Ifremer et le RBINS, garantis par le co-encadrement de la thèse et qui se sont concrétisés par un séjour de trois mois réalisé au sein du laboratoire RBINS, partenaire du projet INDI67. Les observations *in situ* réalisées au sein de ces deux zones rendent possible l'étude de la dynamique des MES, en termes de processus, dans des environnements côtiers aux caractéristiques à la fois similaires et contrastées.

Structuration de la thèse

Le premier chapitre présente une synthèse des connaissances actuelles de la dynamique des MES et des mécanismes associés. Dans ce chapitre, les MES sont définies et les processus de floculation y sont décrits. Différents moyens utilisés pour mesurer les MES sont inventoriés. Finalement, ce chapitre formalise les questionnements de recherche associés à la dynamique des caractéristiques des MES et leur devenir en milieu côtier, en particulier les paramètres contrôlant les processus de floculation qui soulèvent encore de nombreuses questions.

Le second chapitre est consacré à la présentation des deux zones ateliers que constituent la Baie de Seine et la zone côtière belge, au débouché de l'Escaut. Les caractéristiques hydrologiques, hydrodynamiques et le contenu en MES sont présentés. Puis, la stratégie de mesure mise en œuvre en Baie de Seine, site d'étude principal de cette thèse, est détaillée, avant de rapidement décrire l'instrumentation utilisée en zone côtière belge.

Le troisième chapitre a pour objectif d'évaluer les incertitudes associées aux différentes étapes de caractérisation et de quantification des MES, depuis le prélèvement à l'estimation finale d'une concentration massique à partir de mesures de turbidité. Les deux premières parties de ce chapitre visent à estimer les incertitudes de mesure associées à l'estimation directe et indirecte de la concentration en MES à partir du protocole mis en œuvre dans cette thèse. Dans une dernière partie, l'utilisation de la mesure du LISST pour la quantification des MES est abordée.

Le quatrième chapitre vise à analyser dans un premier temps la dynamique des caractéristiques des MES par méthode optique en Baie de Seine à l'échelle tidale et saisonnière, au travers de deux stations de mesures situées à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de Seine et plus au large. Pour chaque station de mesure, cette variabilité est mise en regard des forçages hydrologiques, hydrodynamiques et biologiques. Dans un second temps, la réponse des capteurs optiques à la variabilité des caractéristiques MES est examinée.

Le cinquième chapitre évalue la dynamique de la dimension fractale des floes estimée à partir d'une méthode combinant mesure optique de concentration massique et de la distribution volumique. L'objectif est d'examiner le lien entre la variation de la dynamique de la dimension fractale avec la variabilité des MES. L'impact des paramètres choisis dans cette approche est évalué à partir d'une analyse de sensibilité.

Enfin, le dernier chapitre vise à évaluer les conséquences de la variabilité des caractéristiques des MES sur la réponse du signal acoustique et, inversement, de voir dans quelle condition une information de signal acoustique peut nous renseigner sur la concentration en MES, et peut-être sur certaines de leurs caractéristiques.

Chapitre 1 : Etat des connaissances sur les matières en suspension

1.1. Déterminisme des matières en suspension

1.1.1. Définition

Les *matières en suspension* (MES) peuvent être différenciées dans la colonne d'eau selon plusieurs critères : leur granulométrie, leurs propriétés physico-chimiques ou encore leur nature minérale et/ou organique. La taille est souvent désignée comme le critère majeur permettant de discerner au mieux la dynamique des MES. Les matières en suspension sont définies comme le matériel particulaire pouvant être véhiculé naturellement en suspension, dont la taille minimale est arbitrairement fixée à $0,45\mu\text{m}$. Cette coupure granulométrique provient de l'utilisation de filtres de porosité $0,45\mu\text{m}$, à l'origine d'une définition expérimentale de la fraction dissoute, qui n'est pas abordée dans le cadre de cette étude.

Le maintien en suspension du matériel particulaire résulte de l'équilibre entre le mélange turbulent, induit au cours des périodes de forts courants ou de vagues importantes, et la gravité, qui provoque la chute des particules vers le fond. Le transport en suspension est, quant à lui, assuré par les courants. Lorsque les forces de gravité deviennent supérieures aux forces turbulentes, par exemple aux étales de marée, les MES ayant généralement une densité plus élevée que celle de l'eau de mer peuvent sédimenter et s'accumuler sur le fond. La chute représente un mécanisme crucial pour la dynamique des MES. Ces particules en fonction de leurs caractéristiques (densité, cohésion, forme, taille) et des propriétés de l'environnement (régime de l'écoulement, température, biochimie, etc.), vont chuter plus ou moins rapidement.

1.1.2. Vitesse de chute des particules individuelles

La dynamique des particules en suspension peut être quantifiée par la mesure de la vitesse de chute. La vitesse de chute est également un paramètre clé des modèles hydro-sédimentaires pour décrire le transport des particules en suspension et leur devenir dans l'environnement.

Dans le cas d'une particule isolée, la vitesse de chute est couramment estimée à partir de la loi de Stokes, dérivée de l'équilibre entre les forces de gravité et de frottement pour une particule sphérique au sein d'un fluide au repos. Ces dernières s'expriment :

$$F_g = (\rho_s - \rho_w)g \frac{\pi D^3}{6} \quad \text{Force de gravité} \quad (1.1)$$

où ρ_s et ρ_w sont les masses volumiques de la sphère solide et de l'eau, respectivement ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), g est l'accélération de la pesanteur ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$), D est le diamètre de la sphère (m).

$$F_f = C_D \frac{\pi D^2 \rho_w W_s^2}{8} \quad \text{Force de frottement} \quad (1.2)$$

où C_D est le coefficient de frottement de la particule et W_s est la vitesse de chute terminale de la sphère (m.s^{-1}).

La force de frottement variant avec la vitesse de chute, le bilan des forces est généralement en faveur de la gravité qui accélère la particule vers le bas, jusqu'à obtention d'un équilibre des forces. Cet équilibre permet d'exprimer la vitesse de chute de la sphère en régime permanent :

$$W_s = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} g D} \quad (1.3)$$

En fonction du type d'écoulement autour de la particule, le coefficient de frottement C_D varie. La valeur du nombre de Reynolds de grain $\Re = \frac{W_s D}{\nu}$ où ν est la viscosité cinématique du fluide ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) permet de caractériser l'écoulement :

- Pour $\Re < 0,4$, l'écoulement est laminaire et la particule chute en régime de Stokes : $C_D = \frac{24}{\Re}$.
- Pour $0,4 < \Re < 10^3$, le régime est transitoire. Le coefficient de frottement est alors exprimé via une formulation empirique : $C_D = \frac{24}{\Re} \left(1 + \frac{3}{16} \Re \right)$.
- Pour $\Re > 10^3$, le régime est turbulent et le coefficient de frottement est constant : $C_D = 0,45$.

Le régime est laminaire pour des particules minérales (dont la densité ρ_s est de l'ordre de 2650 kg.m^{-3}) caractérisées par un diamètre inférieur à $100 \mu\text{m}$ (Van Rijn, 1984).

En régime laminaire, la loi de Stokes devient :

$$W_s = \frac{g}{18\nu} \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} D^2 \quad (1.4)$$

La loi de Stokes exprime une vitesse de chute pour des grains minéraux dont le diamètre et la masse volumique sont bien définis et n'est valable que pour une particule chutant seule.

1.2. Différents types de MES

En zone côtière, à la sortie des embouchures fluviales comme les estuaires, les MES peuvent avoir des origines diverses à la fois continentale et marine. La répartition quantitative et qualitative de ces apports va dépendre des différents forçages agissant dans le système. Ces MES issues à la fois du bassin versant, du milieu marin et de la production biologique associée à chacun des deux milieux, peuvent également être différenciées selon leur nature : les MES se décomposent en fraction minérale et organique.

1.2.1. La fraction minérale

Les particules minérales peuvent être caractérisées par leur nature minéralogique et leur propriétés physiques telles que la taille et le poids. Deux grandes familles peuvent être alors distinguées : (i) les sédiments vaseux (silts, argiles...) et (ii) les sédiments sableux ou grossiers. La limite granulométrique entre ces deux classes varie selon les auteurs entre 40 et $100 \mu\text{m}$

(Poizot, 2009). Généralement, cette limite est fixée à 62,5 μm (norme anglo-saxonne, classification de Wentworth), ce qui correspond au diamètre phi de 4 (Fig. 1-1). Le diamètre phi, utilisé en sédimentologie, est défini comme le logarithme en base 2 de l'inverse du diamètre (en mm). Cette limite de 62,5 μm est utilisée par la suite dans le cadre de cette étude.

La fraction supérieure à 62,5 μm correspond aux sables, et aux sédiments grossiers (graviers, galets,...). Les sables dont la taille varie entre 62,5 μm et 2 mm d'après la classification de Wentworth (Fig. 1-1), sont principalement composés de grains de quartz et de feldspaths issus de l'érosion de roches détritiques ou de carbonates provenant de la destruction de coquilles.

La fraction inférieure à 62,5 μm correspond aux sédiments fins qui peuvent également être subdivisés en deux familles : (i) les silts dont la taille est comprise entre 62,5 et 2 ou 4 μm , et (ii) les argiles granulométriques, particules les plus fines dont la taille est inférieure à 2 ou 4 μm , selon les auteurs. En fonction du domaine d'étude, la coupure granulométrique entre argiles et silts varie : en sciences du sol, cette limite est de 2 μm et est reprise par la norme française (AFNOR, 1998) alors qu'en géologie, elle est de 4 μm (d'après la classification de Wentworth). Les minéraux argileux, issus de l'altération des roches, sont les minéraux les plus abondants de la phase particulaire (Eisma, 1993). Les processus d'érosion, qui varient en fonction du climat et du type de roche, sont à l'origine de différentes familles d'argiles (kaolinite, chlorite, illite, smectite, etc.), dont les propriétés physico-chimiques varient. D'autres minéraux non argileux composent également la fraction minérale tels que les quartz, les micas et les feldspaths. A ces minéraux s'ajoute le carbone inorganique particulaire sous forme de carbonates issues de l'érosion de roches carbonatées ou de la production biologique.

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class	
4096		-12.0	Boulder	Gravel
256		-8.0	Cobble	
64		-6.0	Pebble	
4		-2.0	Granule	
2.00		-1.0	Very coarse sand	
1.00		0.0	Coarse sand	
1/2	0.50	1.0	Medium sand	
1/4	0.25	2.0	Fine sand	
1/8	0.125	3.0	Very fine sand	
1/16	0.0625	4.0	Coarse silt	Silt
1/32	0.031	5.0	Medium silt	
1/64	0.0156	6.0	Fine silt	
1/128	0.0078	7.0	Very fine silt	
1/256	0.0039	8.0		Mud
	0.00006	14.0	Clay	

Figure 1-1 : Classification granulométrique de Wentworth (Wentworth, 1922) modifiée à partir de la classification de Udden (1914).

Ces différentes classes de minéraux (argiles, silts et sables) sont caractérisées par des vitesses de chute très différentes. Dans le cas de particules élémentaires, la vitesse de chute d'une particule est proportionnelle au carré du diamètre : pour des particules minérales de la

taille des sables (200 μm), la vitesse de chute est de l'ordre de plusieurs cm.s^{-1} , tandis qu'elle varie entre 10^{-5} et 10^{-1} mm.s^{-1} pour les argiles et les silts. Par exemple, une particule élémentaire d'argile de 1 μm se caractérise par une vitesse de chute de 0,001 mm.s^{-1} . Dupont et al. (2001) proposent une première évaluation de la vitesse de chute des différentes particules en fonction de leur diamètre équivalent (Fig. 1-2).

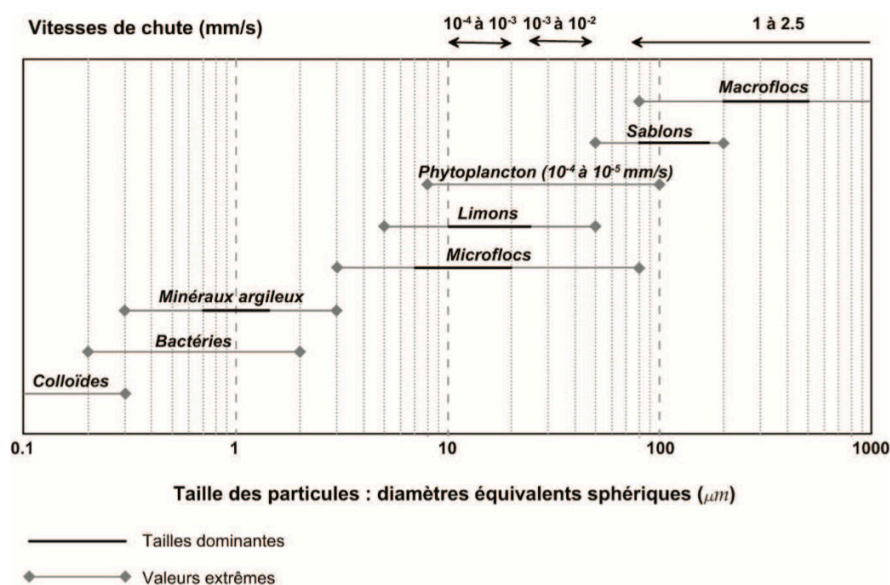


Figure 1-2 : Vitesse de chute des particules et diamètre équivalent sphérique, d'après Dupont et al. (2001).

1.2.2. La fraction organique

Concernant la fraction organique, les particules peuvent globalement avoir trois origines différentes : (i) les débris végétaux et humiques provenant du lessivage du bassin versant, (ii) les rejets anthropiques (notamment liés au traitement des eaux usées) et animaux et (iii) la production biologique (production primaire et matériel détritique) allochtone ou autochtone. A titre d'exemple, les apports de la Seine à l'estuaire sont particulièrement riches en matières organiques dont la valeur est 2 à 100 fois supérieure à celle des autres fleuves à l'échelle mondiale. L'importance de la production biologique dans la part du matériel particulaire varie avec la saison. En période de blooms phytoplanctoniques allant du printemps jusqu'en septembre-octobre en fonction des cycles climatiques annuels, la sécrétion de substances organiques aux propriétés collantes peut être à l'origine de la formation de floccs organo-minéraux caractérisés par des vitesses de chute importantes (voir section 1.4.2.5). Les pelotes fécales rejetées notamment par les organismes zooplanctoniques peuvent également avoir un rôle non négligeable dans la formation de particules organo-minérales.

Les particules de matières organiques (vivantes ou détritiques) ont une densité bien inférieure à celle des particules minérales, généralement comprise entre 900 et 1400 kg.m^{-3} (Brady et Weil, 2007). Ces particules sont très difficilement décantables avec des gammes de taille très larges allant du μm (bactéries isolées par exemple) à quelques dizaines de μm

(cellules phytoplanctoniques par exemple). Les vitesses de chute de ces particules sont très faibles variant de 10^{-6} à 10^{-4} mm.s⁻¹.

La figure 1-3 présente les grandes familles de particules en suspension rencontrées dans les eaux estuariennes.

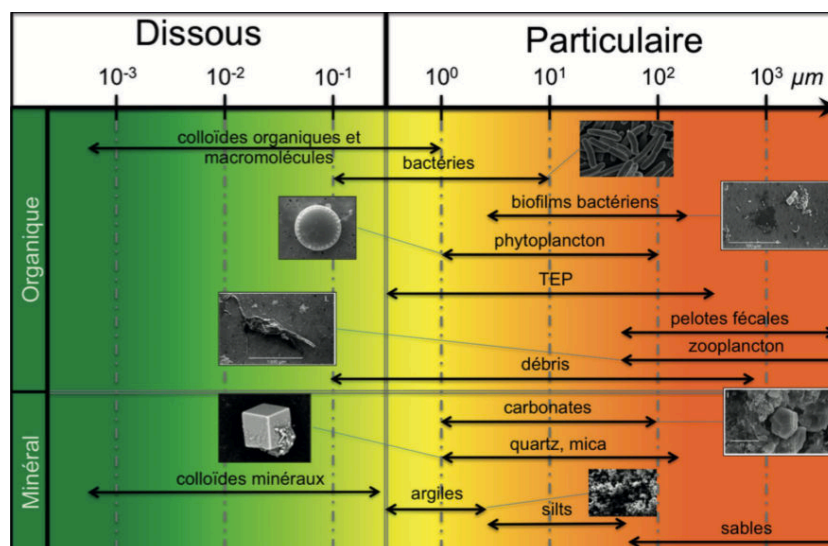


Figure 1-3 : Les grandes classes de particules en suspensions rencontrées en estuaire, d'après Lemoine et Verney (2015).

1.2.3. Les différentes sources de MES

Les MES arrivant au sein des écosystèmes côtiers sous influence estuarienne sont issues de différentes sources dont la contribution qualitative et quantitative varie en fonction du contexte local et de la saison. Dans ces systèmes aquatiques, les sources de MES peuvent être à la fois d'origine continentale et marine dont les principales sont les fleuves et les apports marins. Ces apports solides arrivant dans le système sont modulés par le régime hydrologique du fleuve et par la circulation résiduelle du système, respectivement. Chaque année, les fleuves véhiculent 15 à 20 milliards de tonnes de sédiments (principalement en suspension) en moyenne, depuis les continents vers les océans (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman, 1990 ; Owens et al., 2005), dont 16 millions de tonnes de MES environ sont exportées par les fleuves français (Delmas et al., 2012).

Les processus hydrologiques et hydrodynamiques sont caractérisés par des échelles de temps variables : en domaine tempéré, le débit des fleuves dépend du cycle annuel alternant périodes de crue et d'étiage, et les courants de marée sont caractérisés par une périodicité semi-lunaire et semi-diurne (parfois diurne). A ces paramètres hydrodynamiques plus ou moins cycliques, viennent se rajouter les effets des houles et des vents locaux associés aux événements météorologiques. Ces aléas météorologiques plus fréquents sur la période allant de l'automne au printemps sont notamment responsables de la remise en suspension des sédiments du fond et de leur redistribution dans l'environnement.

D'autres sources peuvent également contribuer de manière relative aux flux de MES : les cendres volcaniques, les apports éoliens, l'érosion littorale, la production primaire et les activités anthropiques (Gorsline, 1984). La part liée aux apports atmosphériques dans le bilan particulaire, estimée à 10 millions de tonnes par an à l'échelle mondiale, est considérée comme négligeable (Gorsline, 1984). L'érosion du trait de côte, très discontinue dans le temps, contribue généralement de façon très modeste aux apports de MES.

La part des apports particuliers liés à la production biologique est tributaire des cycles saisonniers. Lorsque les conditions environnementales sont favorables (température, intensité lumineuse, apports en nutriments), le phytoplancton peut proliférer rapidement, engendrant des blooms phytoplanctoniques. En milieu côtier, ces blooms peuvent débuter au printemps et s'étendre jusqu'en septembre-octobre selon les cycles annuels (Lancelot et al., 1987 ; Aminot et al., 1997). La production primaire peut constituer une source non négligeable de matières en suspension. A titre d'exemple dans l'estuaire de Delaware, Eisma (1993) estime la production moyenne du phytoplancton à environ 100 gC.an^{-1} , contribuant jusqu'à 25% des concentrations pondérales en MES.

En général, les rejets anthropiques sont peu intenses et rapidement dilués dans les fleuves. Cependant, lorsque les systèmes sont fortement anthropisés, ce flux de MES n'est pas négligeable. A titre d'exemple, Eisma (1993) estime que le flux de MES lié aux rejets urbains peut devenir quatre fois supérieur à celui du fleuve dans le Long Island Sound (New-York). Toutefois, le traitement des eaux en station d'épuration permet aujourd'hui de limiter ce flux. En plus des rejets anthropiques, d'autres activités humaines peuvent contribuer aux mouvements de MES en zone côtière. Le dragage des bassins portuaires et des chenaux de navigation est à l'origine d'une remise en suspension mais surtout d'un transfert de sédiments en quantité importante, parfois supérieure aux apports des fleuves. A titre d'exemple, en vue de maintenir la navigation au sein du chenal d'accès du Grand Port Maritime de Rouen (GPMR), 4,5 millions de m^3 de sédiments sont dragués chaque année. Le chalutage est une activité dont l'impact sur le flux de MES peut être également considérable, avec des quantités de sédiments remis en suspension estimées à 22 milliards de tonnes environ par an, soit l'équivalent des apports fluviaux (Oberle et al., 2015). Le trafic maritime et fluvial peut également constituer une source importante de MES du fait des remises en suspension des sédiments du fond par les hélices, et de l'érosion des berges et des vasières (e.g., Parchure et al., 2001 ; Verney et al., 2006). Le flux de MES issues des fleuves peut être affecté par la construction de barrage, à l'origine d'une forte réduction de la concentration de particules en suspension à l'aval de l'ouvrage. Toutefois, la plupart de ces barrages, bien que piégeant les grosses particules, laissent passer les particules fines (Wilcock et al., 1996 ; Gayraud et al., 2002).

1.3. Distribution verticale des MES dans la colonne d'eau

La distribution verticale des MES dans la colonne d'eau dépend de l'équilibre entre les mouvements ascendants associés à la turbulence de l'écoulement et la vitesse de chute de particules. La distribution peut être déduite à partir d'un bilan local de masse en suspension :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \left[\frac{\partial(C.u)}{\partial x} + \frac{\partial(C.v)}{\partial y} + \frac{\partial(C.(w-W_s))}{\partial z} \right] \quad (1.5)$$

où C est la concentration en MES (kg.m^{-3}), t le temps (s), u , v et w sont les composantes du vecteur vitesse de l'écoulement (m.s^{-1}), x , y et z sont les trois dimensions de l'espace (m) et W_s est la vitesse de chute des particules en suspension (m.s^{-1}).

En régime permanent et pour un écoulement uniforme selon x et y , on obtient :

$$\frac{\partial(c.(w-W_s))}{\partial z} = 0 \quad (1.6)$$

Le régime de l'écoulement étant turbulent, w et C peuvent être définis de la manière suivante : $w = \langle w \rangle + w'$ et $C = \langle C \rangle + C'$, avec $\langle w \rangle$ et $\langle C \rangle$ les valeurs moyennes de w et de C , respectivement, et w' et C' les fluctuations turbulentes autour de la moyenne. Pour un écoulement uniforme selon x , $\langle w \rangle = 0$.

En considérant que W_s est indépendant de z , la moyenne temporelle de l'équation devient alors :

$$W_s \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial z} = \frac{\partial \langle C' . w' \rangle}{\partial z} \quad (1.7)$$

À l'aide d'une paramétrisation de type longueur de mélange pour la diffusivité turbulente, le terme de droite peut s'exprimer de la manière suivante :

$$\langle C' . w' \rangle = K_z \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial z} \quad (1.8)$$

où $K_z = \beta N_z$ est la diffusivité turbulente selon z , N_z la viscosité turbulente et β le nombre de Schmidt-Prandtl.

Si on suppose que N_z est parabolique :

$$K_z = \kappa u^* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (1.9)$$

où κ est la constante de Von Karman, u^* est la vitesse de frottement de l'écoulement (m.s^{-1}), h la hauteur de la lame d'eau (m), z est la position verticale dans la lame d'eau (m).

En eau claire, $\kappa = 0,41$. Enfin, en intégrant l'équation sur la verticale, on obtient le profil de concentration suivant, appelé profil de Rouse (Rouse, 1937) :

$$\frac{c(z)}{c(a)} = \left(\frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a}\right)^Z \quad (1.10)$$

où a est une hauteur de référence dans la colonne d'eau et $Z = \frac{W_s}{\beta \kappa u^*}$ est le nombre de Rouse avec $\beta = \frac{K_z}{N_z} \approx 1$. Lorsque la hauteur de référence est suffisamment proche du fond, on obtient le profil de concentration en suspension sur la verticale dans toute la colonne d'eau à l'équilibre. Cependant, avec cette formulation, la concentration prédite en surface est nulle, ce qui n'est jamais observé en milieu naturel ou en canal expérimental (Mano, 2008). Cette prédiction résulte de la valeur de K_z au niveau de la surface libre qui est définie comme nulle alors qu'en réalité elle varie (Van Rijn, 1984). La turbulence n'est donc pas nulle. De nombreux chercheurs ont apporté des corrections au profil de Rouse, qui ont notamment été revues par Cheng et al. (2013).

Le profil de Rouse montre la distribution verticale des concentrations en MES pour différentes valeurs du nombre de Rouse (Fig. 1-4). Le nombre de Rouse exprime l'équilibre entre la capacité de l'écoulement à maintenir les particules en suspension et la tendance des particules à sédimenter. Ce dernier peut être utilisé afin de déterminer le mode de transport des

particules en suspension : lorsque le nombre de Rouse diminue de 15 à 5, le mode de transport des particules passe d'un régime de charriage à une suspension concentrée proche du fond (Mano, 2008). Si le nombre de Rouse diminue encore, les particules sont observées dans la colonne d'eau et la suspension devient de plus en plus homogène. Lorsque $Z = 0,01$, la suspension est quasi uniforme dans toute la colonne d'eau.

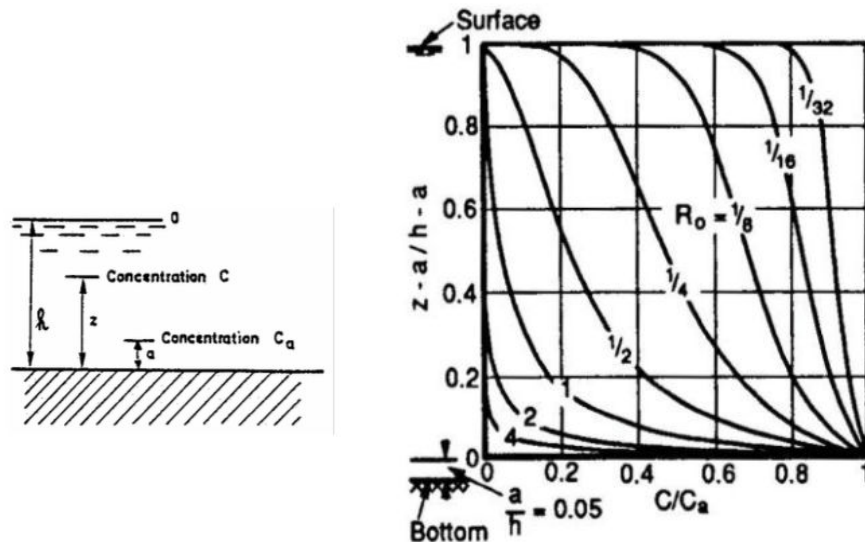


Figure 1-4 : Distribution verticale des concentrations en suspension dans un écoulement permanent : profil de Rouse (Rouse, 1937), d'après Julien, 2010.

En général, chaque classe de sédiments en fonction des différences de taille et de densité et donc de vitesse de chute est associée à un mode de transport. Les sédiments fins inférieurs à $62,5 \mu\text{m}$ sont associés au mode de transport en suspension : le nombre de Rouse pour les particules fines est faible et la concentration en suspension est quasi-homogène sur la verticale. En fonction de leurs densités, les sédiments grossiers n'ont pas le même mode de transport : les graviers et éléments plus grossiers sont transportés par charriage tandis que les sables sont généralement véhiculés au sein du fluide par saltation. Cependant, pour certaines conditions hydrodynamiques intenses du milieu (lors de forts courants de marée de vives eaux ou de tempêtes), les sables peuvent être transportés en suspension (d'autant plus facilement qu'ils sont fins) avant de chuter très rapidement une fois que les forçages hydrodynamiques diminuent d'intensité. Il en résulte une distribution verticale des particules dans la colonne d'eau en fonction de leurs caractéristiques physiques, en particulier de leur taille et de leur vitesse de chute.

1.4. Flocculation des MES

Cette section vise à présenter l'état des connaissances actuelles sur les processus de flocculation des MES. Dans un premier temps, la phénoménologie et les conséquences associées à la flocculation sur la dynamique et la quantification des MES sont présentées. Puis, les

différents modèles conceptuels de floculation proposés pour décrire l'organisation des floes sont décrits. Dans une deuxième partie, les différents paramètres qui contrôlent les mécanismes d'agrégation sont illustrés à travers des exemples tirés de différentes études. Ces observations basées sur une approche eulérienne décrivent l'impact de ces facteurs à l'état d'équilibre. D'autres approches que constituent les études en laboratoire et les modèles numériques sont utilisées pour tenter d'observer et de modéliser la cinétique de floculation d'une population de MES, et font l'objet de la partie suivante. Enfin, dans une dernière partie, la théorie fractale et son application aux floes sont détaillées. Les moyens d'observation de la dimension fractale et sa variabilité en milieu naturel y sont également décrits.

1.4.1. Processus de floculation : phénoménologie

1.4.1.1. Phénoménologie de la floculation

En milieu naturel, les particules fines inférieures à 62,5 μm d'origines minérales ou organiques et caractérisées par une forte cohésion, vont se regrouper via les processus de floculation pour former des floes ou agrégats, caractérisés par des tailles, des densités et des formes très variables (Eisma, 1986). En fonction des différents forçages (hydrodynamiques, hydrologiques et biologiques) ayant lieu au sein de l'environnement et de leur intensité, les floes peuvent également se regrouper entre eux pour former des floes plus larges, caractérisés par des tailles atteignant parfois l'ordre du mm ou bien se désagréger. Dans la littérature, les termes floc et agrégat sont souvent utilisés indifféremment de la même manière que le sont les termes floculation, agrégation et agglomération. Les agrégats peuvent désigner les agrégats de sol dont la structure (dense et quasi-sphérique) et le comportement différent des floes (Droppo et al., 2005). D'autres auteurs utilisent également ce terme pour désigner les floes larges caractérisés par des structures plus fragiles (van Leussen, 1988). Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons le terme floc pour désigner toute entité au sein de laquelle un certain nombre de particules individuelles ou groupes de particules individuelles sont reliés entre eux. Le terme particule est également utilisé pour désigner à la fois des floes et/ou du sable et le terme particules primaires comme les éléments constitutifs des floes.

Les observations réalisées en environnement naturel montrent que les floes sont caractérisés par des propriétés géométriques complexes : une grande diversité de particules, aussi bien en termes de taille que de forme ou de nature peut être observée en milieu marin et côtier (Manning, 2004 ; Graham et al., 2012). Dans ces écosystèmes, des particules biologiques peuvent également être très présentes. Un exemple des particules que l'on peut trouver dans la baie de Plymouth et en mer d'Irlande est présentée à la figure 1-5. Ces images obtenues par imagerie holographique par Graham et al. (2012) montrent de nombreuses particules floculées, avec des formes et des tailles très diverses dont les valeurs atteignent jusqu'à 400 μm pour certaines.

En fonction du type de mécanisme de floculation et des caractéristiques des particules primaires, il est possible de différencier les floes suivant leur forme (Manning, 2004) : en chapelets (ou chaîne), en forme de comète, de croissant, aérés ou compacts, ou encore quasi-sphériques. La complexité des formes des particules rencontrées dans l'environnement, qui s'éloignent souvent du modèle sphérique caractérisé par un diamètre fixe, rend difficile la

définition d'une taille des floes. Afin de mesurer et comparer la taille des floes, le choix d'une unique grandeur caractéristique représentative est nécessaire. Dans la littérature, de nombreuses grandeurs sont utilisées, servant d'unité de longueur caractéristique d'une particule. Pour des particules sphériques, ces grandeurs sont quasi équivalentes mais elles peuvent être très variables pour les formes complexes des floes en milieu naturel.

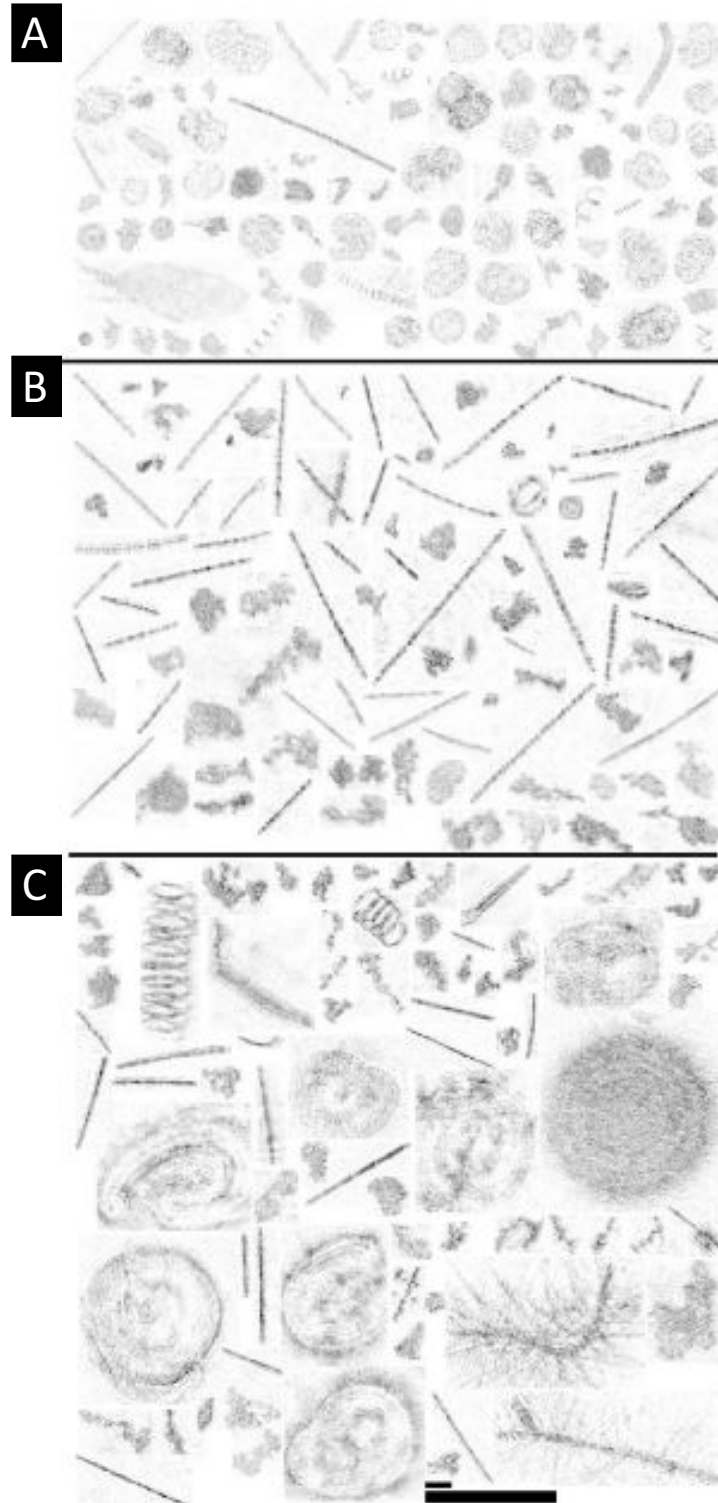


Figure 1-5 : Montage de particules en suspension observées en imagerie holographique dans la baie de Plymouth (a) et en mer d'Irlande en avril (b) ou en juillet (c), d'après Graham et al., 2012.

1.4.1.2. Conséquence de la floculation sur la dynamique des MES

La prédiction du transport et du devenir des sédiments en milieu côtier nécessite la détermination de flux massiques, intégrale des produits des concentrations de chaque classe de particules par leur vitesse de chute respective, à différentes échelles spatiales et temporelles. L'estimation de la vitesse de chute représente donc un des enjeux majeurs dans l'étude des processus hydro-sédimentaires.

Pour des sédiments non cohésifs, la loi de Stokes (eq. 1.4) est généralement utilisée. Toutefois, pour des particules larges supérieures à 100 μm , caractérisées par des vitesses de chute importantes telles que les sables, le régime n'est plus laminaire (Van Rijn, 1984). Soulsby (1997) propose une formulation ajustée pour des sables naturels et pour une large gamme de variation de D :

$$W_s = \frac{v}{D} [(10.36^2 + 1.049D_*^3)^{0.5} - 10.36] \quad \text{avec } D_* = D \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} \quad (1.11)$$

où $s = \rho_s/\rho_w$ représente la densité relative des grains par rapport à l'eau.

En revanche, pour les sédiments fins, l'évaluation de la vitesse de chute est plus complexe. Les sédiments fins peuvent en effet s'agréger pour former des floes plus larges (jusqu'à plusieurs ordres de grandeur) que les particules qui les constituent (Milligan 1996 ; Mikkelsen et Pejrup, 2000) : les floes peuvent être composés d'un très grand nombre de particules élémentaires (jusqu'à 10^6 , selon Manning, 2001).

La formulation de la vitesse de chute dépendant principalement du nombre de Reynolds de la particule, la loi de Stokes s'applique de fait à des particules dont la vitesse de chute n'est pas trop élevée : ce peut être le cas lorsque la densité des particules se rapproche de celle de l'eau, par exemple pour des floes ou de la matière organique. En pratique, pour le matériel particulaire étudié dans cette thèse, la loi de Stokes (eq. 1.4) sera toujours applicable et s'exprime de la manière suivante :

$$W_s = \frac{g}{18\nu} \frac{\rho_f - \rho_w}{\rho_w} D_f^2 \quad (1.12)$$

avec ρ_f et D_f la densité et le diamètre des floes.

La mesure de la vitesse de chute des floes est entravée par des limitations techniques en raison de leur taille et de leur structure fragile. Le prélèvement d'échantillons peut en effet provoquer la désagrégation des floes, altérant leurs propriétés et, par conséquent, leur vitesse de chute. La mesure directe de la vitesse de chute a fait l'objet de multiples recherches qui ont abouti au développement de techniques utilisées *in situ* ou en laboratoire telles que le tube d'Owen, le LISST-ST ou des techniques exploitant une acquisition vidéo de particules au cours de leur chute dans une chambre de décantation telles que l'INSSEV (Fennessy et al., 1994) le VIS (van Leussen, 1994) ou encore du PICS (Smith et Friedrichs, 2011).

Bien qu'ils soient caractérisés par des densités plus faibles, les floes, de par leur plus grande taille, chutent plus vite que les particules élémentaires qui les constituent (Hill et al., 2000). Des observations *in situ* effectuées dans différents estuaires ont en effet montré que l'augmentation des tailles moyennes d'une suspension entraîne l'augmentation des vitesses de chute moyennes, variant sur plusieurs ordres de grandeur, entre 0,01 à 10 mm.s^{-1} (van Leussen, 1994, Fennessy et al., 1994 ; Dyer et Manning, 1999 ; Manning, 2004). Les processus de floculation et de

déflocculation ont donc un impact direct sur la vitesse de chute des MES et vont, par conséquent, contrôler leur transport et leur devenir au sein de l'environnement.

Sur la base de multiples observations *in situ*, une dynamique générale relie la taille et la densité des floccs, via une loi puissance de type :

$$\Delta\rho \propto D_f^m \quad (1.13)$$

où $\Delta\rho = \rho_f - \rho_w$ et m est une variable empirique (van Leussen, 1994).

Les résultats de certaines études sont présentés à la figure 1-6, et les valeurs m associées sont données dans le tableau 1-1. Globalement, plus les floccs sont grands, plus leur densité est faible, et inversement (e.g., Gibbs, 1985 ; Fennessy et al., 1994 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Markussen et Anderssen, 2013).

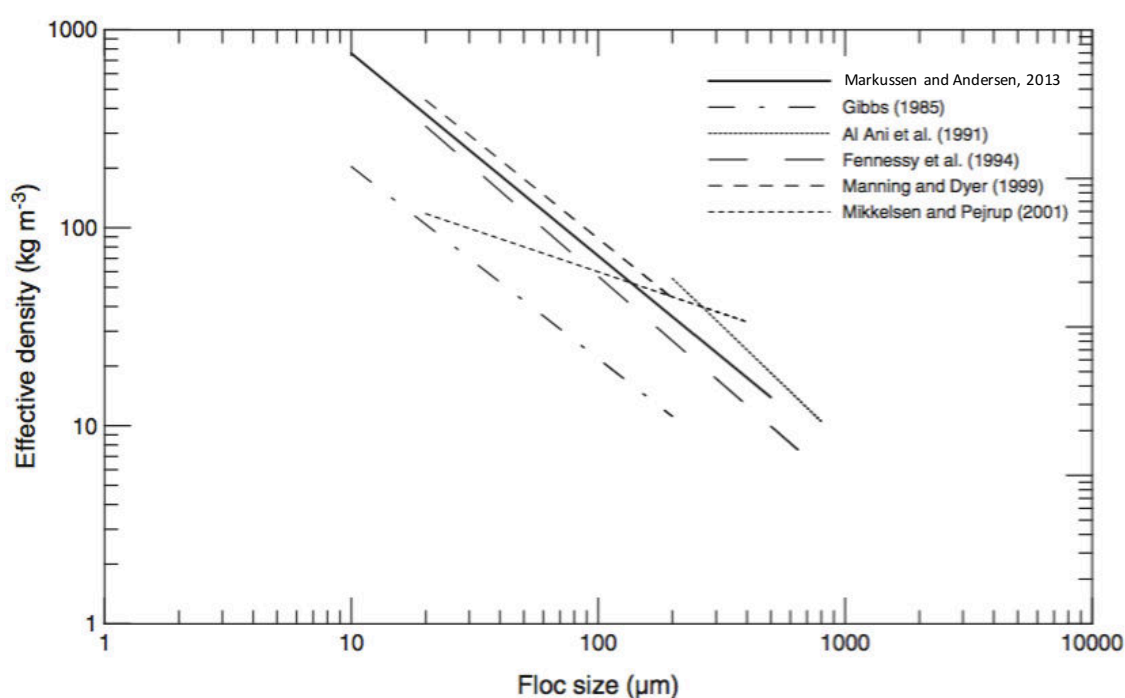


Figure 1-6 : Relation taille et densité effective estimée pour des floccs en estuaire, pour différentes études (Gibbs, 1985 ; Al Ani et al., 1991 ; Fennessy et al., 1994 ; Manning et Dyer, 1999 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Markussen et Andersen, 2013), modifié d'après Markussen et Andersen, 2013.

Tableau 1-1 : Relation taille et densité effective estimée pour des floes en estuaire, pour différentes études (Gibbs, 1985 ; Al Ani et al., 1991 ; Fennessy et al., 1994 ; Manning et Dyer, 1999 ; Mikkelsen et Pejrup (2001) ; Markussen et Andersen, 2013) avec la valeur m dans la relation $\Delta\rho \propto D_f^m$.

Références	m	Commentaires
Gibbs, 1985	-0,97	Cheasepeake Bay
Al Ani et al., 1991	[-0,76 – -1,92]	Estuaire de la Tamar
Fennessy et al., 1994	-1,084	Estuaire de la Tamar
Manning et Dyer, 1999	-0.99	Estuaire de la Tamar
Mikkelsen et Pejrup, 2001	-0,42	Zone côtière danoise
Markussen et Andersen, 2013	/	Wadden Sea (Danemark), delta de Mittivakkat (Groenland), Nha Phu Bay (Vietnam)

La connaissance de ces deux paramètres permet le calcul de la vitesse de chute à partir de la loi de Stokes (eq. 1.12). Toutefois, les observations en milieu naturel montrent qu'une population de floes est caractérisée par des tailles (d'une dizaine de microns à plusieurs mm), des formes (sphériques à allongées) et des excès de densité (quelques dizaines à plusieurs centaines de kg.m^{-3}) très variables (Eisma et Kalf, 1987 ; van Leussen, 1994). Leurs propriétés géométriques complexes rendent difficile la définition et la détermination d'une taille. L'estimation de la densité des floes pose également problème et est souvent déduite de la vitesse de chute en utilisant la loi de Stokes elle-même (Manning et Dyer, 2002). L'observation et l'évaluation de la taille et de la densité des agrégats constituent encore aujourd'hui des défis importants en domaine côtier, et rendent difficile l'évaluation de la vitesse de chute des floes.

La densité du fluide est également variable. Dans certains environnements tels que les zones de panache, une couche de faible densité en surface peut se former, empêchant alors les floes les plus larges et de faible densité, inférieure à la densité du fluide, de chuter. Ce phénomène a notamment été observé à partir de mesures *in situ* réalisées dans le panache du Rhône (Dufois et al., 2008).

1.4.1.3. Conséquence de la floculation sur la quantification des MES

La turbidité est utilisée depuis longtemps pour estimer indirectement la concentration en MES. La turbidité est une caractéristique optique provoquée par la diffusion des rayons lumineux par le matériel en suspension. Ce paramètre est influencé par les *propriétés optiques inhérentes* (IOP) aux particules (Boss et al., 2009a, 2009b). Les capteurs optiques sont principalement impactés par la concentration en MES (Kineke et Sternberg, 1992 ; Downing, 2006). Cependant d'autres facteurs peuvent également avoir une influence de second ordre sur la réponse du signal optique tels que la taille des particules individuelles (Ludwig et Hanes, 1990 ; Conner et De Visser, 1992 ; Green et Boon, 1993 ; Merten et al., 2014), la forme des particules (Bunt et al., 1999 ; Downing, 2006), la couleur du sédiment (Sutherland et al., 2000) et le degré de floculation/défloculation des particules (Gibbs et Wolanski, 1992).

En effet, la diffusion de la lumière par un échantillon de particules en suspension est contrôlée par la surface des particules (Bale et al., 1994). Les processus de floculation génèrent des floes de taille plus grande et ont pour effet de diminuer la surface de particules rétrodiffusantes intégrée sur l'ensemble du volume observé, alors que la concentration massique en suspension reste constante (Hatcher et al., 2001 ; Mikkelsen, 2002 ; Flory et al., 2004). Pour une même concentration en MES, en fonction de la floculation des particules, la turbidité mesurée par les capteurs optiques peut ainsi différer. Gibbs et Wolanski (1992) ont notamment montré qu'à concentration massique équivalente, l'intensité mesurée par un néphélomètre varie inversement avec l'augmentation de la taille des floes (Fig. 1-7).

De nombreuses études se sont intéressées à l'interaction entre ces facteurs et les capteurs de turbidité, mais à partir de mesures réalisées en laboratoire dans des conditions contrôlées avec des MES de nature homogènes (Ludwig et Hanes, 1990 ; Merten et al., 2014). Peu d'études se sont focalisées sur la réponse des capteurs aux variations des MES en milieu naturel (Druine et al. 2018). Druine et al (2018) ont par exemple examiné les conséquences de la variabilité des caractéristiques des MES sur la réponse de capteurs optiques de turbidité à partir de mesures réalisées en estuaire de Seine. Les résultats ont montré que la réponse du capteur est fortement impactée par la taille et la densité des particules mais également par la capacité d'un floe à rétrodiffuser la lumière, paramètre clef qui dépend de la taille et de la densité des floes.

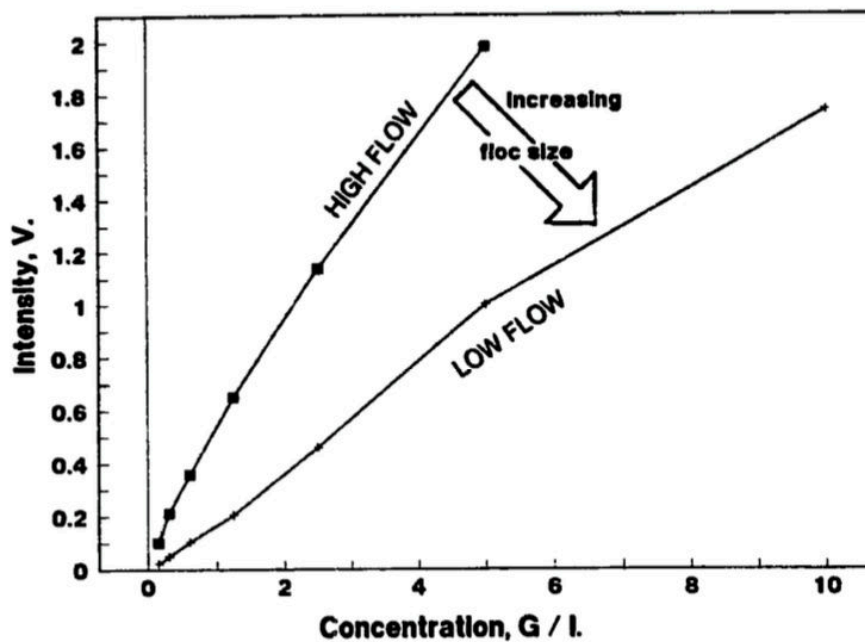


Figure 1-7 : Variation de l'intensité du néphélomètre en fonction de la concentration en kaolinite par courant fort (donc en présence de petits floes) représentés par les carrés ou faible (permettant des floes de plus grande taille) représentés par les croix (D'après Gibbs et Wolanski, 1992)

1.4.1.4. Modèles conceptuels

Krone (1963) et van Leussen (1994) ont proposé des modèles conceptuels sur les floes organisés en structures identiques qui s'agrègent pour former une structure d'ordre supérieur de moins en moins denses. D'après le modèle de Krone, les particules primaires liées entre elles

par des liaisons fortes forment des particules denses et compactes qui correspondent à des agrégats d'ordre 0 (P0A). Ces particules d'ordre 0 s'agrègent entre elles via des collisions successives pour former des groupes plus larges, représentant les agrégats d'ordre 1 (P1A), et ainsi de suite. Ces ordres d'agrégation, au sein desquels tous les floccs d'un ordre donné ont la même porosité sont notés pna avec n-1 indiquant l'ordre d'agrégation (Fig. 1-8a).

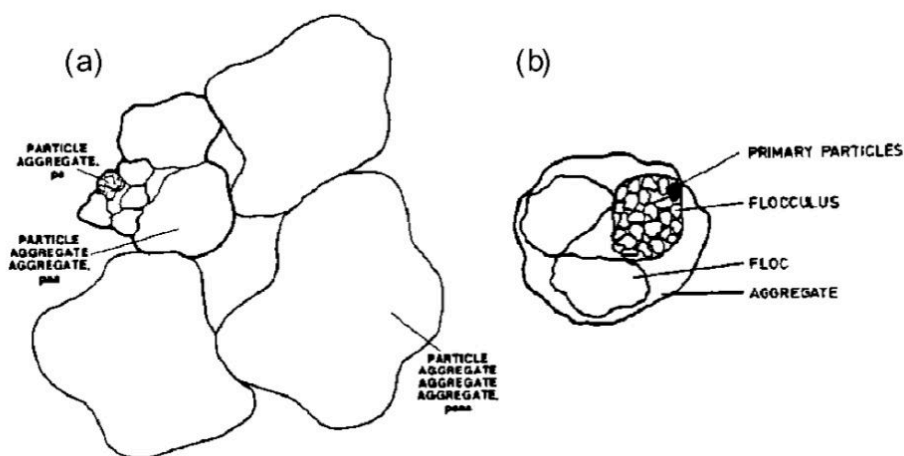


Figure 1-8 : Modèle conceptuel des floccs par (a) Krone (1963) et (b) van Leussen (1994)

En se basant sur des observations réalisées en estuaire, Eisma (1986) a suggéré une classification similaire mais simplifiée des floccs. Trois classes peuvent être distinguées en fonction de leurs propriétés et de leur rôle dans les processus de floculation : les particules primaires et les floccs qui peuvent être divisés en microflocs et macroflocs (Eisma et al., 1983 ; Eisma, 1986). La limite de taille entre les microflocs et les macroflocs est fixée entre 120 et 160 μm selon les auteurs : Eisma (1993) a estimé cette limite à 125 μm tandis que Manning et Dyer (1999) l'ont définie à 160 μm . D'autres auteurs introduisent le terme flocculi représentant des floccs de très petite taille se distinguant des particules seules (ou particules primaires). Les floccs seraient alors divisés selon un ordre d'agrégation à 4 niveaux : les particules primaires, les flocculi, les microflocs et les macroflocs (Michaels et Bolger, 1962 ; Firth et Hunter, 1976 ; van Leussen, 1994) (Fig. 1-8b). Selon certains auteurs, dans un environnement naturel, ces flocculi sont rarement fragmentés en particules primaires même lorsque les niveaux de turbulence sont forts (van Leussen, 1994 ; Fettweis et al., 2012 ; Lee et al., 2012). Les flocculi représenteraient alors les blocs de base constituant les floccs (van Leussen, 1994).

Les particules primaires en milieu naturel sont de nature très diverse avec une gamme de taille large pouvant inclure des silts, comprenant une fraction minérale principalement composée de minéraux argileux mais aussi dans une moindre mesure de quartz, de feldspaths et de carbonates, et/ou une fraction organique composée de cellules phytoplanctoniques, d'algues, de bactéries et de leurs biofilms associés, de débris végétaux et planctoniques. Les flocculi sont composés d'un amas de minéraux argileux qui restent solidement liés entre eux dont la taille varie entre 10 et 20 μm (Lee et al., 2012). Les microflocs se composent alors de flocculi et de particules primaires avec une gamme de taille comprise entre 50 et 125 ou 160 μm selon les auteurs (Fig. 1-9a)

Lorsque les forçages sont favorables à la floculation, les microflocs, les particules primaires et les flocculi peuvent s'agrèger entre eux pour former les macroflocs dont la taille peut varier

d'une centaine de μm à quelques mm (Manning et Dyer, 2002 ; Manning et al., 2006 ; Hodder, 2009 ; Verney et al. 2011 ; Lee et al., 2012 ; Soulsby et al., 2013), voir figure 1-9 b et c. Les macroflocs sont construits via des liaisons inter-particulaires plus ou moins faibles rendant leur structure plus instable et sensible aux conditions hydrodynamiques du milieu. Si l'intensité de l'agitation turbulente du milieu est plus forte que les forces de cohésion, les flocs peuvent être fragmentés en flocs de plus petite taille.

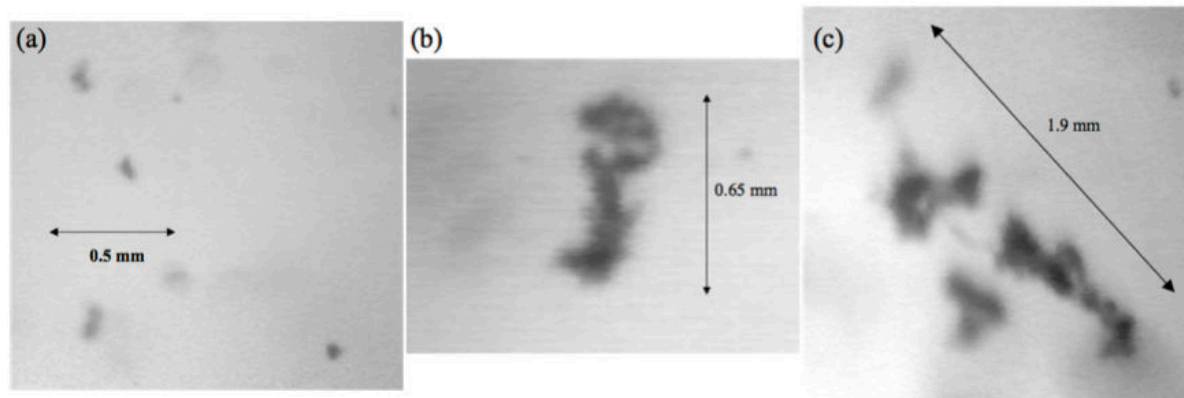


Figure 1-9 : Images de flocs obtenues à partir de mesures *in situ* réalisées avec la caméra INSSEV dans l'estuaire de la Tamise (Manning et Dyer, 2002). Les images montrent (a) des microflocs, et (b), (c) des macroflocs (D'après Manning et Dyer, 2002, dans Wendling, 2015)

En se basant sur le modèle conceptuel d'agrégation de Krone (1963), la géométrie et la structure des flocs peuvent être décrites à partir de l'approche fractale (Meakin, 1988 ; Kranenburg, 1994). Cette théorie définie par Mandelbrot (1975) est basée sur l'autosimilarité des objets, c'est-à-dire que la géométrie des objets fractals est identique à toutes les échelles d'observation. L'application de l'approche fractale aux flocs fera l'objet d'une section plus détaillée (voir section 1.4.4).

1.4.2. Processus de floculation : à l'état d'équilibre

1.4.2.1. Les forces interparticulaires

Le potentiel de floculation dépend de deux types de forces qui s'exercent entre deux particules : (i) les forces d'attraction et (ii) les forces de répulsion. Les forces d'attraction ou de van der Waals diminuent suivant une loi puissance de la distance entre particules et ne dépendent pas des caractéristiques du milieu. C'est ce qui explique que les sédiments cohésifs soient constitués de particules très fines. Les forces de répulsion ou forces électrostatiques de Coulomb résultent de la charge de surface des particules. Dans l'eau, des ions de surface de particules minérales ou organiques peuvent se dissoudre et ainsi charger électriquement la surface de ces particules. Cette charge est alors compensée par des ions situés à proximité de ces particules, formant ainsi une double couche électrique. A titre d'exemple, dans l'eau, les particules d'argiles sont caractérisées par des charges de surface négatives et sont entourées

d'une double couche de cations. Les particules organiques peuvent également posséder des charges négatives ou positives non négligeables. Ce phénomène résulte de la grande capacité d'échange cationique des argiles granulométriques, qui se traduit par un fort potentiel cohésif, à la différence des sables, inertes chimiquement et donc non cohésifs. Le matériel particulaire en suspension peut donc être classifié en fonction de ses propriétés de cohésion et de leur taille (Tableau 1-2). Les sédiments fins inférieurs à 62,5 μm (silts et argiles) se distinguent des sédiments grossiers par leurs propriétés cohésives.

Tableau 1-2 : Propriété de cohésion des différentes fractions du matériel particulaire en suspension (d'après Mehta et Li, 1997, dans Verney, 2006).

Taille (μm)	Classification de Wentworth	Cohésion
40-62,5	Silts moyens à grossiers	Cohésion négligeable
20-40	Silts fins à moyens	Cohésion inversement proportionnelle à la taille
2-20	Argiles grossières et silts fins	Cohésion forte
<2	Argiles fines à moyennes	Cohésion très forte

La double couche de cations induit un potentiel électrique autour de la particule, à l'origine d'une force de répulsion. Le potentiel zéta permet de quantifier ces forces de répulsion : un potentiel caractérisé par de fortes valeurs absolues correspond à des forces de répulsion fortes alors qu'un potentiel proche de 0 favorise la floculation (Winterwerp et van Kesteren, 2004).

La différence de potentiel entre les forces d'attraction et de répulsion (ou barrière d'énergie) traduit le potentiel de floculation des particules, dépendant de la distance entre les particules et de la force ionique du milieu (Fig. 1-10). Si cette dernière augmente, la barrière d'énergie diminue, les particules peuvent se rapprocher et floculer. A l'inverse, la diminution de la force ionique entrave la floculation. Le potentiel de floculation dépend fortement de la charge de surface des particules. Plus la valence de l'ion est forte, plus la liaison avec la particule minérale est facile (Mietta, 2010).

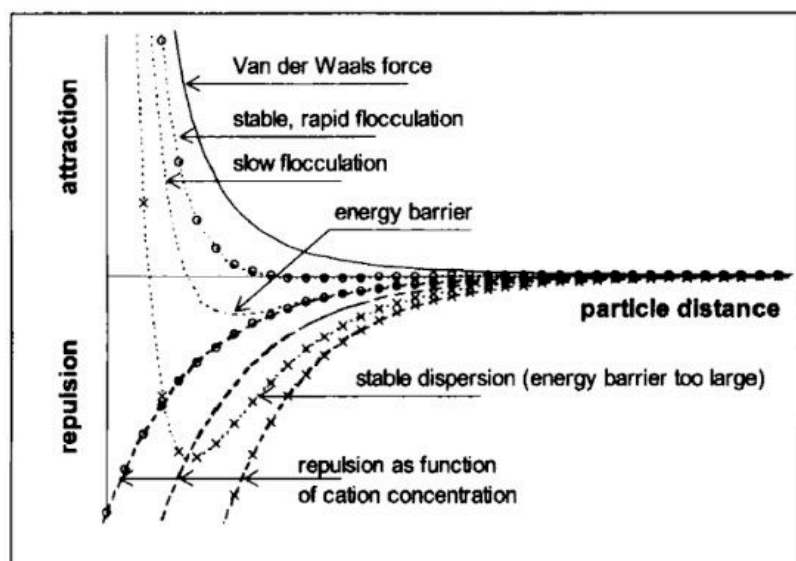


Figure 1-10 : Représentation schématique des forces d'attraction et de répulsion entre particules d'argiles en fonction de la concentration cationique (d'après Winterwerp et van Kesteren, 2004).

1.4.2.2. Effet de la concentration

La concentration en MES a été identifiée comme paramètre favorable majeur des processus de floculation par certains auteurs (Gibbs, 1985 ; Dyer, 1989 ; van Leussen, 1994 ; Manning et Dyer, 1999 ; Milligan et al., 2007). Les outils d'observation actuels ne permettant pas de mesurer la taille des particules pour des niveaux de concentration en MES élevés, peu d'études ont pu analyser la relation entre la taille des floes et la concentration en MES. Souvent, c'est la vitesse de chute des particules qui est quantifiée par des mesures de décantation. Pour de très faibles concentrations en MES, les interactions entre particules sont négligeables. Lorsque la concentration en MES augmente, la vitesse de chute moyenne de la suspension augmente (régime de floculation) jusqu'à une certaine concentration limite appelée concentration d'entravement (C_e), dont la valeur varie en fonction des matériaux en suspension (Baldock et al., 2004 ; Winterwerp et van Kesteren, 2004). Pour des vases côtières et estuariennes, cette concentration est de l'ordre de $O(1 \text{ g.l}^{-1})$ à $O(10 \text{ g.l}^{-1})$. Au-delà de cette concentration limite, la vitesse de chute des particules diminue (régime de sédimentation entravé), car la chute des particules est entravée par interactions avec leurs plus proches voisins (les floes ne sont plus en chute libre) (Fig. 1-11).

Deux relations empiriques exprimant la vitesse de chute, fonction d'une loi puissance de la concentration en MES ont pu être établies en fonction du régime de floculation ou du régime d'entravement (Dyer, 1989 ; van Leussen, 1994) :

$$\text{- Si } C_{MES} < C_e : W_s = K C_{MES}^n \quad (1.14)$$

$$\text{- Si } C_{MES} > C_e : W_s = W_0 (1 - k_1 C_{MES}^{k_2}) \quad (1.15)$$

avec W_0 la vitesse de chute d'une particule isolée, pour C_e supérieur à plusieurs centaines de mg.l^{-1} .

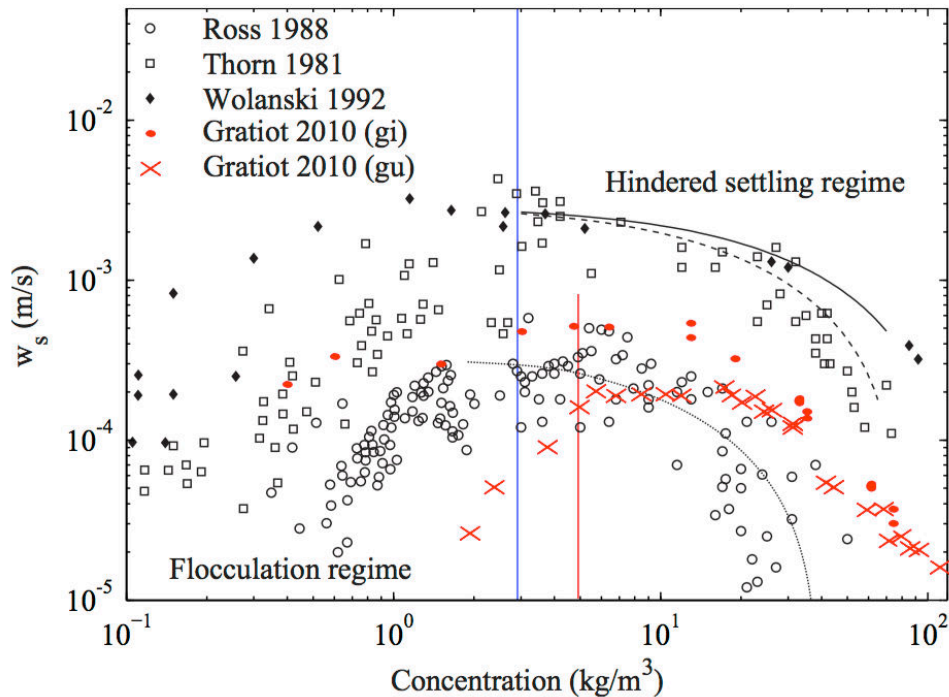


Figure 1-11 : Relation entre la vitesse de chute et la concentration en MES pour différents vases d'estuaires. (D'après Winterwerp (1999), modifié par Gratiot (2010) avec les données de vase issues de l'estuaire de la Gironde (gi) et de la côte de Guyane (gu), cité par Wendling, 2015). Les lignes de couleur représentant la concentration limite à partir de laquelle le passage entre le régime de floculation (flocculation regime) et le régime de sédimentation entravé (hindered settling regime) s'effectue. La ligne bleue représente la concentration d'entravement proposée par Winterwerp (1999) et la ligne rouge celle proposée par Gratiot (2010).

Différentes mesures réalisées sur différents estuaires et pour différentes saisons au sein d'un même estuaire sont présentées de façon synthétique sur la figure 1-12 (van Leussen, 1994 ; Lafite, 2001). Les paramètres de cette loi puissance varient fortement en fonction de la zone d'étude mais aussi de la saison, montrant que la vitesse de chute et donc les processus de floculation sont également régis par d'autres paramètres (Fig. 1-12). D'autres études montrent que la concentration en MES ne joue qu'un rôle mineur sur les processus de floculation (Milligan et Hill, 1998 ; Xia et al., 2004). A l'aide de mesures réalisées à l'embouchure du Rhône, Gangloff (2017) a trouvé une relation entre la vitesse de chute et la concentration en MES uniquement pour des particules de très petites tailles (inférieures à 10 μm) alors que les particules de très grandes tailles (supérieures à 150 μm) étudiées dans le panache du Rhône ne présentent pas de dynamique en lien avec la concentration en MES. Toutefois, la gamme de concentration observée était restreinte, dépassant rarement 10 mg.l^{-1} . Ces observations confirment que les processus de floculation ne sont pas uniquement régis par la concentration en MES.

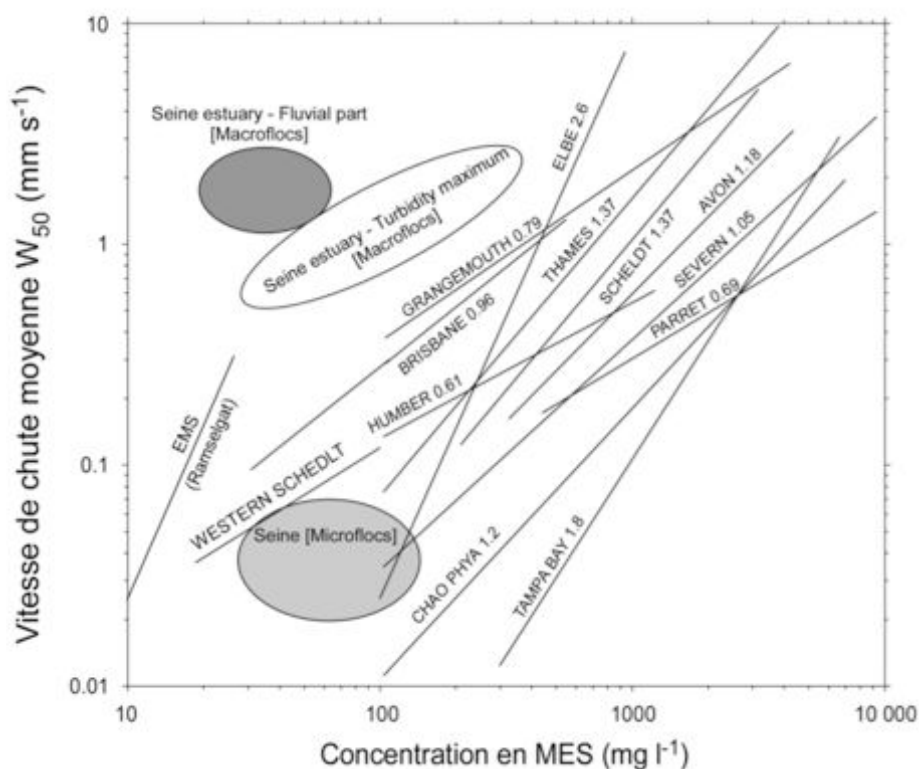


Figure 1-12 : Relation entre la vitesse de chute moyenne et la concentration en MES estimée pour différents estuaires (van Leussen, 1994 ; Lafite, 2001). La chiffre représente la pente de la relation $\log(W_s) = m \log(C)$ avec C la concentration en MES.

1.4.2.3. Effet de la turbulence

L'impact de la turbulence sur la dynamique de floculation a fait l'objet de nombreuses études mettant en évidence l'importance de l'agitation turbulente du milieu dans les mécanismes d'agrégation (Dyer, 1989 ; van Leussen, 1994 ; Milligan et Hill ; 1998 ; Manning et Dyer, 1999 ; Winterwerp, 2002 ; Mikes et al., 2004, Verney et al., 2011). En milieu estuarien, la turbulence est d'autant plus importante que la propagation de la marée se traduit par une importante variabilité spatio-temporelle des conditions hydrodynamiques (Dyer, 1986).

De faibles niveaux de turbulence permettent la mise en mouvement et la rencontre des particules, favorisant ainsi la floculation. Au-delà d'un certain seuil, de forts niveaux de turbulence provoquent la fragmentation des floes en éléments de plus petites tailles (Manning et Dyer, 1999 ; Winterwerp, 2002). Des études en laboratoire ont notamment démontré une corrélation négative entre la taille des floes et la turbulence ou la contrainte de cisaillement (Spicer et Pratsinis, 1996 ; Mietta et al., 2009 ; Verney et al., 2009). Dyer (1989) a récapitulé les interactions entre turbulence, concentration en MES et floculation au sein d'un diagramme conceptuel (Fig. 1-13).

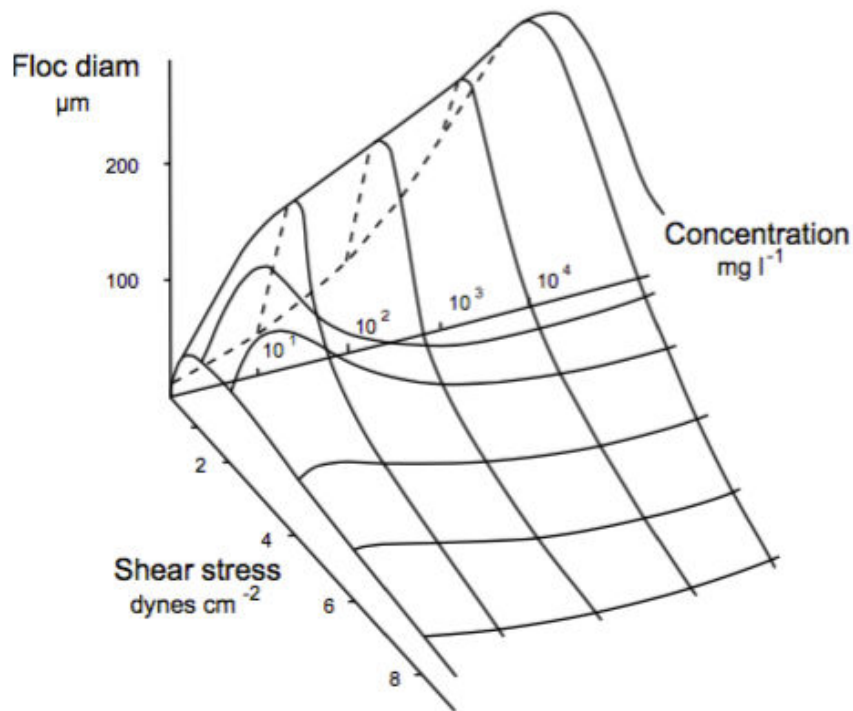


Figure 1-13 : Diagramme conceptuel de l'évolution de la taille des floes en fonction de la contrainte de cisaillement au sein de l'écoulement et de la concentration en MES (D'après Dyer, 1989).

Pour des faibles valeurs, la turbulence et la concentration en MES favorisent la floculation alors qu'au-delà d'un certain seuil, elles ont un effet inhibiteur. Des études en laboratoire et des mesures *in situ* corroborent les hypothèses à la base de ce modèle conceptuel (Manning et Dyer, 1991 ; Kumar et al., 2010 ; Sahin et al., 2014). D'autres auteurs montrent que la concentration en MES ne joue qu'un rôle mineur sur les processus de floculation (Milligan et Hill, 1998 ; Xia et al., 2004). D'autres mesures *in situ* ont montré que la concentration en MES peut moduler et favoriser la floculation uniquement pour de faibles niveaux de turbulence tandis que pour de forts niveaux, c'est l'agitation turbulente qui est le facteur dominant (van Leussen, 2011 ; Guo et al., 2018).

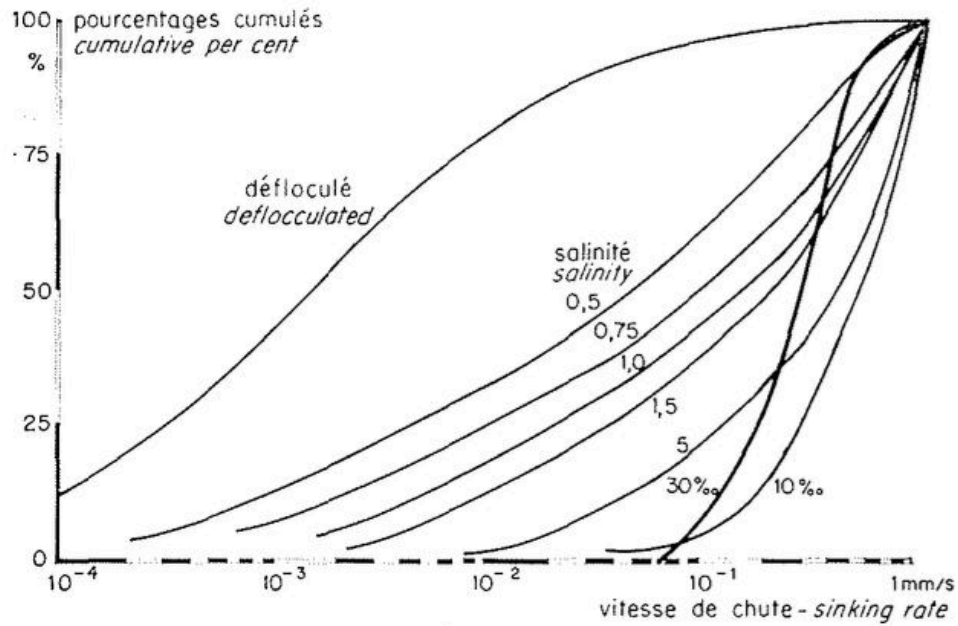
Dans des conditions hydrodynamiques optimales pour la floculation, il est souvent considéré que la taille maximale que les floes peuvent atteindre est limitée par la microéchelle de Kolmogorov, correspondant à la taille des plus petites structures turbulentes avant dissipation par viscosité (Spicer et Pratsinis, 1996 ; Manning et Dyer, 1999 ; Mikes et al., 2004 ; Verney et al., 2009). Pour des floes dépassant cette échelle, les vortex turbulents vont entraîner des tensions sur les floes, susceptibles de provoquer leur fragmentation. Il arrive que cette valeur théorique ne soit pas toujours atteinte, indiquant que d'autres facteurs peuvent contrôler la taille maximale des floes (ou agrégats) (Mikes et al., 2004). De Lucas Pardo (2015) suggère que les floes doivent rester un certain temps dans la colonne d'eau pour atteindre leur taille maximale théorique. Ce temps de résidence nécessaire à la floculation serait limité du fait que les floes chutent avant qu'ils ne puissent atteindre leur taille d'équilibre. Ceci a également été observé par des expériences en laboratoire (Mietta et al., 2009).

1.4.2.4. Effet de la salinité

Une variation des propriétés physico-chimiques du milieu peut provoquer une modification des caractéristiques de surface des particules (voir section 1.4.2.1.), et donc de leurs propriétés de cohésion, ce qui peut impacter les processus de floculation et de défloculation. En zone côtière, la salinité, la teneur en ions carbonates des eaux et le pH influencent les caractéristiques chimiques de l'eau.

Le contrôle de la salinité sur les processus de floculation des argiles pures est connu. Thill et al. (2001) ont notamment testé en laboratoire la cinétique de floculation des argiles en fonction de la salinité, montrant l'existence d'un seuil de salinité qui varie en fonction de la famille d'argiles. Il en est de même pour la microfloculation des particules primaires en milieu naturel. Sans observer directement les floes, Migniot (1968) a étudié l'effet de la salinité sur la floculation à travers les variations de vitesse de chute. Il a montré que cette dernière varie pour une gamme de salinité comprise entre 0 et 13 PSU (Fig. 1-14). Lorsque la salinité augmente, la vitesse de chute des particules en suspension augmente. Toutefois, au-delà de quelques PSU, l'efficacité de floculation est stable voire diminuée sauf pour une concentration en MES élevée (supérieure à 10g.l^{-1}) où une macrofloculation peut se produire. Gibbs et al. (1989) rapportent également que les effets liés à la variation de la salinité sur les processus de floculation ne seraient importants que pour des valeurs de salinité inférieures à 1 ou 3 PSU. Portela et al. (2013) ont également mis en évidence et quantifié l'effet de la salinité sur la vitesse de chute qui augmente d'un facteur 6,5 au cours du passage entre eaux douces et eaux salées.

Cependant, le rôle de la salinité sur la macrofloculation soulève encore de nombreuses questions. D'autres tests réalisés en laboratoire par différents auteurs ont en effet révélé des conclusions contradictoires : Maggi (2009) a observé que la taille des floes augmente avec la concentration en sels alors que certains auteurs ont montré que des échantillons de MES issus de différents estuaires avaient une faible réactivité au regard de la salinité (Thill et al., 2001 ; Verney et al., 2009 ; Mikes et Manning, 2010). Par des mesures réalisées à proximité de l'embouchure du Rhône, Gangloff (2017) n'a trouvé aucune relation explicite entre la salinité et la vitesse de chute des floes.



a/

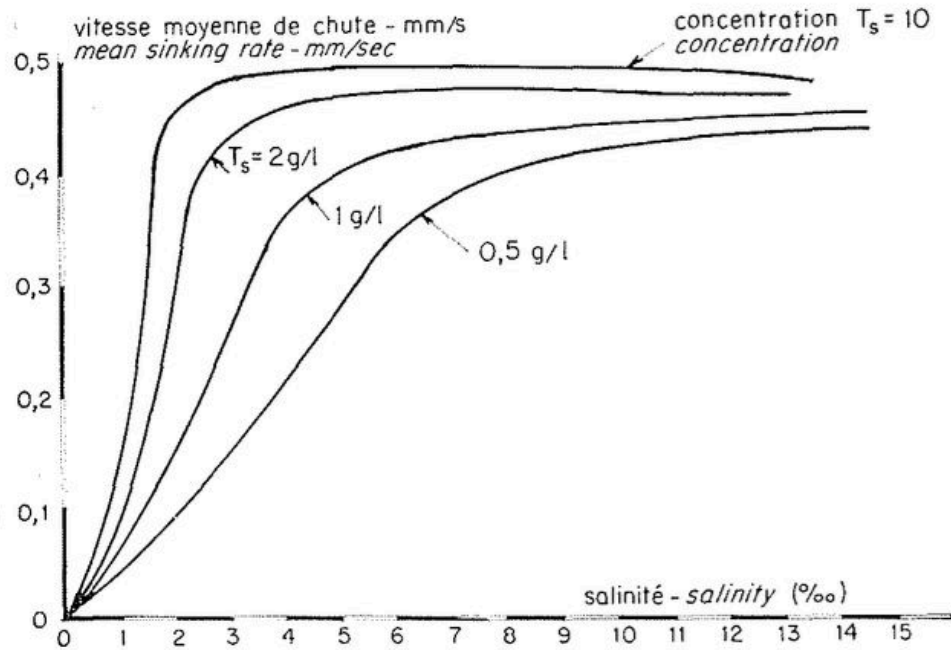


Figure 1-14 : Influence de la salinité sur la vitesse de chute : (a) courbe cumulée de la vitesse de chute des floes en suspension pour différentes valeurs de salinité, en regard de la vitesse de chute des particules déflocculées, et (b) vitesse de chute moyenne en fonction de la salinité pour différentes valeurs de concentration de particules en suspension (D'après Migniot, 1968).

1.4.2.5. Effet de la matière organique

Il existe un consensus général à propos des interactions existant entre les minéraux en suspension et les micro-organismes, et du rôle que ces interactions peuvent jouer dans les réponses physiques et chimiques des floes. De nombreuses études réalisées en laboratoire et *in situ* ont mis en évidence le rôle de la MO dans la floculation des particules en suspension

(Eisma et al. 1983 ; Chen et Eisma, 1995 ; Bowers et al., 2007). Effectivement, la MO a des effets considérables sur le temps de floculation, sur la taille, la densité et la vitesse de chute des floes (Kranck, 1984 ; Chen et Eisma, 1995 ; Verney et al., 2009 ; Tang et Maggi, 2016).

La MO augmente les forces de cohésion des particules en suspension en renforçant les liaisons interparticulaires, ce qui peut rendre les floes plus résistants à la fragmentation (Eisma et al. 1983). A partir d'observations *in situ*, Chen et Eisma (1995) ont montré qu'une augmentation de la teneur en MO des MES est aussi susceptible d'impacter la structure des floes, à l'origine de la formation de macrofloes. Ces macrofloes sont caractérisés par des densités relativement faibles mais par des tailles très larges, parfois de l'ordre du mm, et donc par des vitesses de chute élevées. Kranck (1984) a notamment observé que lorsque les MES sont composées à la fois de matériel organique et inorganique, leur vitesse de chute augmente par rapport à des floes uniquement inorganiques (Fig. 1-15).

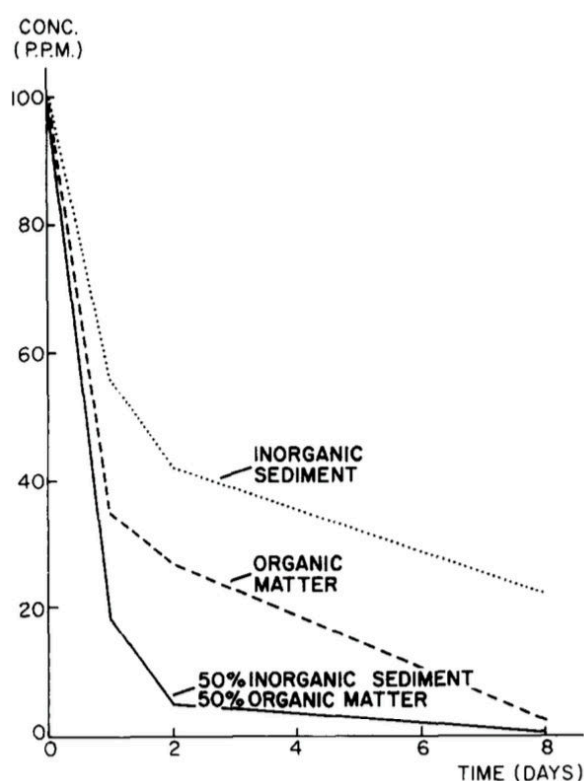


Figure 1-15 : Relation entre la concentration de matériel en suspension et le temps de sédimentation pour des suspension de sédiments inorganiques (particules minérales), de matière organique et de floes composés de 50% de matière organique et de 50% de particules minérales (D'après Kranck, 1984 dans Eisma, 1986).

Des études ont montré que la MO pouvait favoriser la floculation des particules en suspension mais n'ont pas pour autant quantifié ces effets (Eisma, 1993 ; van Leussen, 1994 ; van der Lee, 2000 ; Mikes et al., 2004). A partir d'expériences réalisées en laboratoire, Mietta et al. (2009) ont observé que la taille moyenne des floes est toujours plus large en présence de MO (Fig. 1-16). Ces différents travaux montrent que la teneur en MO a un rôle considérable dans les processus de floculation et de sédimentation. De Lucas Pardo et al. (2015) ont observé *in situ* que des sédiments du fond remis en suspension s'associent aux algues pour former des floes organo-minéraux, entraînant ainsi leur chute. La chute de ces organismes n'est permise qu'en

présence de particules minérales, montrant l'importance des interactions sédiments/MO dans la dynamique des MES.

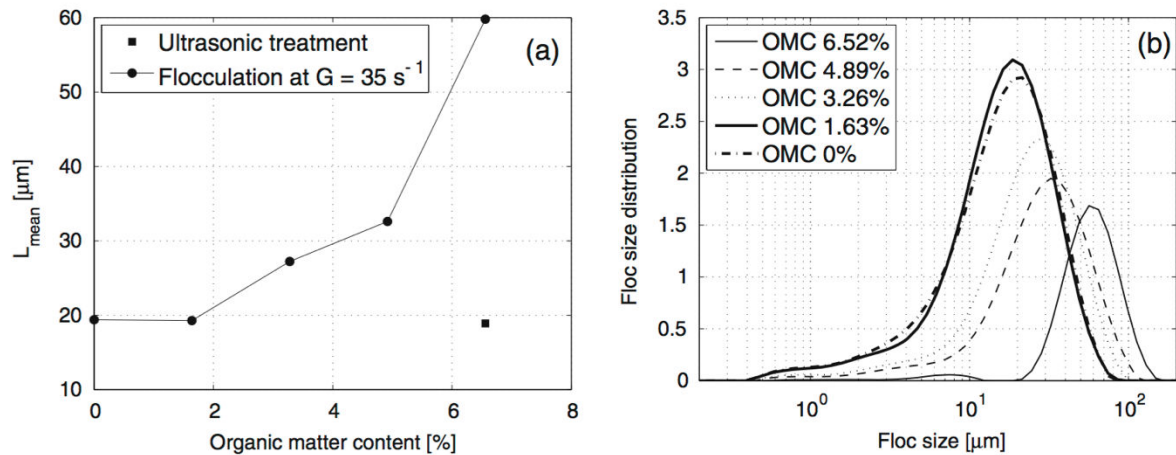


Figure 1-16 : (a) Taille moyenne et (b) distribution en classe de taille des floes pour différentes teneurs en MO. La taille moyenne de la vase après traitement aux ultrasons pour la teneur maximale en MO (6,52%) est ajoutée comme référence en (a). La contrainte de cisaillement $G= 35 \text{ s}^{-1}$ et les teneurs en MO sont précisées dans la légende. Le pH des suspensions est égal à 8 et aucun sel n'a été ajouté (D'après Mietta et al., 2009).

De la même manière, la qualité de la MO, son origine et son état de dégradation peuvent influencer les propriétés de surface des particules. L'efficacité de rencontre entre deux particules peut également dépendre du type de particules organiques présentes dans le milieu. Par exemple, lors des blooms phytoplanctoniques, le nombre de particules en suspension est augmenté, ce qui favorise l'efficacité de collision entre particules et, par conséquent, la floculation : des agrégats de plusieurs centaines de microns se forment très rapidement et sédimentent du fait de leurs vitesses de chute très élevées, jusqu'à deux ordres de grandeur supérieurs aux cellules de diatomées isolées (Passow, 2002). Cette floculation de masse contrôle notamment en partie le flux de sédimentation du carbone organique particulaire en milieu marin (Alldredge et Gotschalk, 1989). De nombreuses études en mésocosme ont montré qu'au cours d'un bloom phytoplanctonique, la floculation des particules en suspension est favorisée, se traduisant par l'augmentation du nombre de macrofloes dont la taille est supérieure à $500 \mu\text{m}$ (Alldredge et al. 1995 ; Passow et Alldredge, 1995). Les résultats montrent également que le développement du bloom s'accompagne d'une augmentation de la concentration en chlorophylle a ainsi que de la concentration de substances exopolymériques transparentes appelées TEP (*transparent exopolymer substances*), qui correspondent à la fraction particulaire des EPS (*extracellular polymeric substances*) excrétées par de nombreux organismes dont le phytoplancton (Engel, 2004). Ces substances sont caractérisées par des propriétés d'adhérence et sont principalement produites par le phytoplancton dans le cadre de ses activités physiologiques comme la nutrition et la croissance. Les TEP agissent comme une colle biologique et vont influencer le potentiel de floculation des particules en suspension (Kiorboe et al., 1990 ; Logan et Kilps, 1995). La figure 1-17 présente le modèle conceptuel de la formation d'EPS particulaire, ou TEP, et de leur rôle dans la floculation et dans la sédimentation des MES (Lee et Schlautman, 2015).

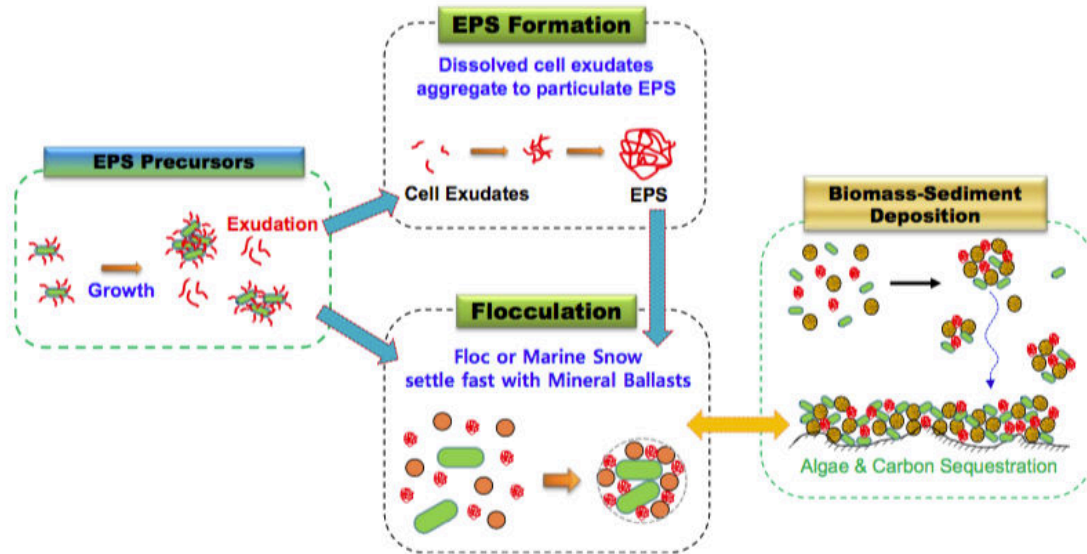


Figure 1-17 : Modèle conceptuel de la formation des EPS et de la floculation contrôlée par ce paramètre biologique dans l’environnement marin (Lee et Schlautman, 2015).

Les concentrations importantes de TEP sont souvent associées à des quantités significatives de biomasse phytoplanctonique, en particulier au cours d’un bloom dominé par les diatomées (Mari et Burd, 1998 ; Passow et al., 2001 ; Beauvais et al., 2003 ; Radić et al., 2005). Cependant, d’autres auteurs n’ont pas trouvé de corrélation directe (Garcia et al., 2002 ; Engel, 2004) ou ont observé une corrélation significative entre TEP et phytoplancton au début du printemps mais qui n’est pas observée en période hivernale (Prieto et al., 2006). Klein et al. (2011) ont mis en évidence qu’en hiver, la concentration en TEP n’est pas corrélée au phytoplancton mais aux conditions hydrodynamiques du milieu. D’autres organismes peuvent également sécréter des quantités importantes de TEP tels que les bactéries, les mollusques filtreurs ou encore certains invertébrés benthiques (Decho, 1990 ; Hoagland et al., 1993 ; McKee et al., 2005 ; Heinonen et al., 2007). A partir d’une étude réalisée en laboratoire, Tang et Maggi (2016) ont notamment observé que la taille des MES augmente de 60% en présence de biomasse microbienne qui, dans un environnement enrichi en nutriments, augmente sa sécrétion de TEP.

Certains micro-organismes peuvent coloniser les floccs en s’alimentant de nutriments adsorbés, de cellules mortes, et d’autres micro-organismes attachés aux floccs. Ces micro-organismes se développent plus rapidement que des micro-organismes libres (Riesebell, 1991 ; Simon et al., 2002 ; Azua et al., 2003). Cette colonisation microbienne peut contribuer à l’augmentation de la taille des floccs.

Malgré de nombreuses études menées dans le but de quantifier l’impact entre la MO et les processus de floculation, les relations entre la composition en MES et la floculation *in situ* restent mal définies. Bien que reconnue comme cruciale, la connaissance de l’influence des TEP sur la floculation reste encore insuffisante pour modéliser l’impact de la matière organique dans les processus de floculation et à plus large échelle, sur le fonctionnement hydro-sédimentaire des environnements côtiers (Voulgaris et Meyer, 2004 ; Verney et al., 2009 ; Markussen et Anderssen, 2013).

1.4.2.6. Modèles paramétriques de floculation

La paramétrisation la plus simple de la vitesse de chute de MES floculées consiste à leur affecter une vitesse de chute moyenne représentative, bien plus grande que celle des particules élémentaires : typiquement, la valeur de 1 mm.s^{-1} est choisie. Par exemple, en estuaire de Seine, la vitesse de chute moyenne a été estimée à $0,5 \text{ mm.s}^{-1}$, à la suite de la réalisation d'observations *in situ* (Dupont et al., 2001). Dans les modèles hydro-sédimentaires le choix de cette vitesse de chute est souvent arbitraire et reste un paramètre de calibration.

Les nombreuses études réalisées en laboratoire et *in situ* sur les processus de floculation ont permis de mettre en évidence l'importance de trois paramètres que sont la turbulence, la concentration en MES et la salinité. A partir de la connaissance de ces paramètres de contrôle, des relations empiriques ont été proposées entre ces différents paramètres et la vitesse de chute. En prenant en compte le type de matériau, Migniot (1968) suggère de définir le facteur maximal de floculation comme étant le rapport entre la vitesse moyenne de chute des floes ($W_{f50\%}$) dans un milieu floculant aqueux et la vitesse moyenne de chute des particules primaires ($W_{d50\%}$), donc à l'état défloculé :

$$F = \frac{W_{f50\%}}{W_{d50\%}} \quad (1.16)$$

Plus les particules primaires sont petites, plus le facteur de floculation observé est élevé (Fig. 1-18). En considérant qu'à poids égal les petites particules ont une surface plus importante que les grandes, l'action de la floculation est d'autant plus favorisée. Sur la base d'expérimentations pour une concentration de sédiments secs de 10 g.l^{-1} et une salinité de 30 PSU, Migniot (1968) propose d'exprimer le facteur de floculation de la manière suivante :

$$F \approx 250d^{-1,8} \approx 250W_d^{-0,9} \quad \text{avec } d \text{ en } \mu\text{m} \text{ et } W_d \text{ en } \text{mm.s}^{-1} \quad (1.17)$$

La généralisation de cette relation n'a pas fait l'objet de recherche supplémentaire.

Une relation empirique entre vitesse de chute moyenne ou médiane (W_{s50}) et la concentration en MES a été proposée (Owen, 1976) :

$$W_s \sim C^{1,2} \quad (1.18)$$

Cependant, cette paramétrisation n'inclut pas les effets de la turbulence. D'autres formulations basées sur la théorie de floculation ont été proposées mais contiennent des coefficients dont la calibration reste difficile (van Leussen, 1994). A partir des travaux de Argaman et Kaufman (1970), van Leussen (1994) a également proposé une relation entre la vitesse de chute et la turbulence et la concentration en MES, représentée par le taux de cisaillement G (s^{-1}) :

$$W_s = W_{s,r} \frac{1+aG}{1+bG^2} \quad (1.19)$$

avec $W_{s,r} = KC_{MES}^m$, a et b correspondent à deux constantes empiriques qui varient en fonction du matériel en suspension. Pour la kaolinite, a et b valent 12 et 3, respectivement et 0,3 et 0,09, pour la vase. Pour de la vase provenant de l'estuaire de l'Ems, van Leussen (1994) obtient les valeurs expérimentales a = 0.3 et b = 0,09.

A partir de mesures menées en laboratoire, une relation entre la vitesse de chute, le taux de cisaillement, la concentration en MES et le diamètre moyen a été proposée par Manning et Dyer (1999) via une régression multiple :

$$W_s = 0,261 - 0,00131G - 0,000924C_{MES} + 0,00485D \quad (1.20)$$

avec C_{MES} en mg.l^{-1} .

Le pourcentage de macroflocs supérieurs à $160 \mu\text{m}$ $P_{floc>160\mu\text{m}}$ peut être quantifié via la relation trouvée par Dyer et Manning (1999) :

$$P_{floc>160\mu\text{m}} = 220 - 1,24G - 0,503C_{MES} + 0,00418G^2 + 0,000336C_{MES}^2 \quad (1.21)$$

avec C_{MES} en mg.l^{-1} .

Mouchel (1997) introduit la salinité et la concentration en MES comme paramètre de contrôle de la concentration en MES, via la formulation suivante basée sur les études menées par Migniot :

$$W_s = \min \left(W_{smax}, W_{smin} \left(1 + a \min \left(\frac{S}{S_{max}}, 1 \right) C_{MES}^b \right) \right) \quad (1.22)$$

avec W_{smax} la vitesse de chute maximale des floes comprise entre 1 et 2 mm.s^{-1} , W_{smin} la vitesse de chute des microflocs, S la salinité de l'eau, S_{max} le seuil de salinité favorable à la floculation, a et b deux constantes empiriques telles que $a = 50$ et $b = 1,3$.

Dans le cadre de la modélisation hydro-sédimentaire, ces relations empiriques sont souvent utilisées pour paramétriser la vitesse de chute au sein du modèle. Toutefois, ces relations empiriques sont établies pour des états à l'équilibre et ne permettent pas d'appréhender correctement le comportement d'une population de floes dans l'environnement au regard des différents forçages qu'elle peut être amenée à rencontrer, sur des échelles de temps très courtes.

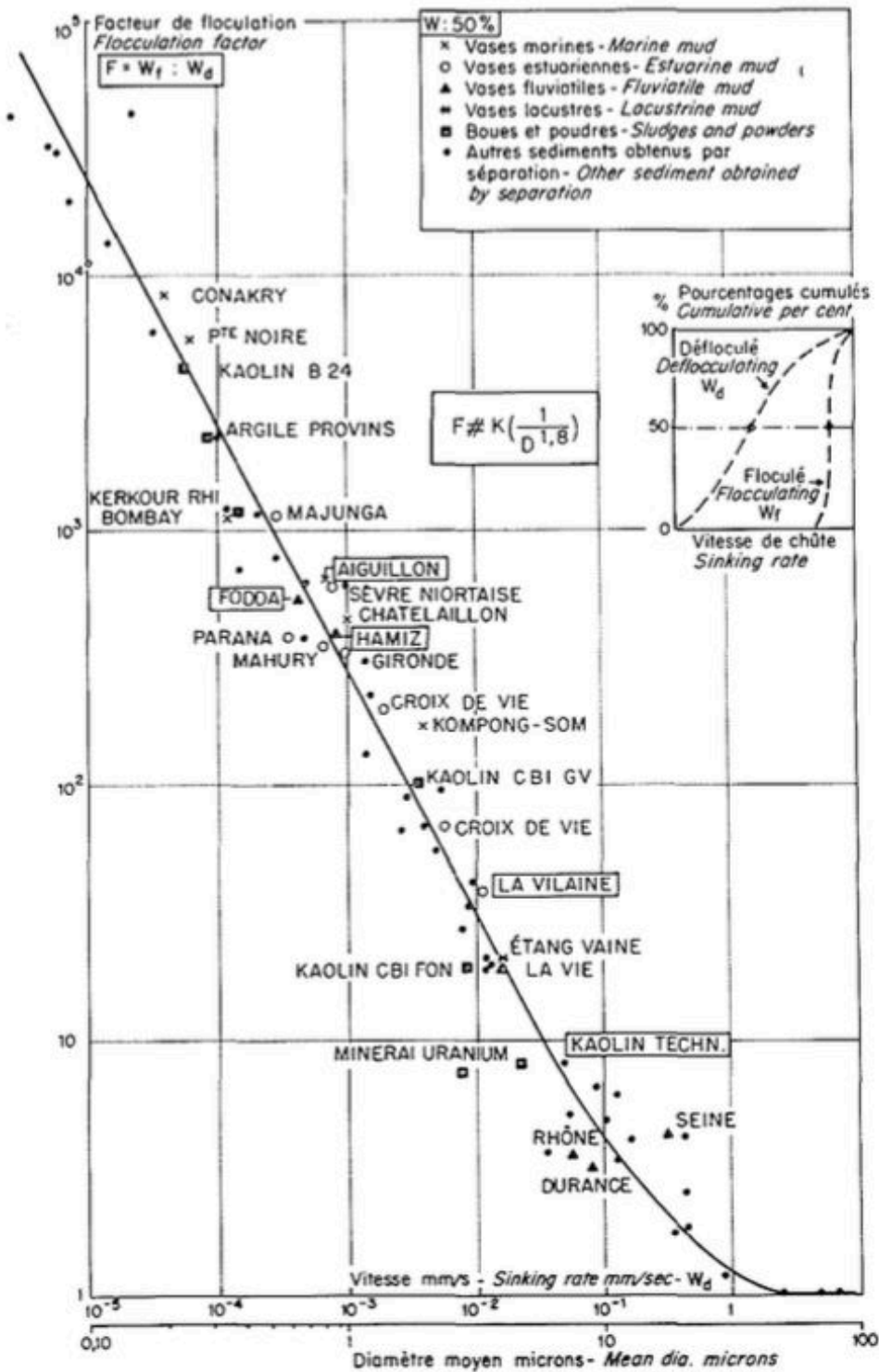


Figure 1-18 : Variation du facteur de flocculation en fonction du diamètre moyen des particules primaires (D'après Migniot, 1968).

1.4.3. Processus de flocculation : cinétique, échelles de temps

De nombreux travaux ont observé et quantifié les processus de flocculation et les changements de populations de floc à l'échelle tidale à partir de mesures *in situ* (Fennessy et al.,

1994 ; Fettweis et al., 2006 ; Uncles et al., 2006 ; Fettweis et al. 2012 ; Fettweis et al. 2014). Avec les conditions du milieu, la taille des floccs en suspension tend à s'équilibrer. Cependant, la plupart des études menées sur les processus de floculation se basent sur une approche eulérienne : elles permettent d'observer les particules qui transitent par le volume de mesure sans connaître l'histoire de ces particules en amont de l'observation. L'équilibre observé n'est pas instantané : en effet, le passage d'une particule depuis un état défloculé à un état floculé nécessite du temps. La floculation est un processus cinétique difficilement observable. Un schéma général d'une cinétique de floculation est présenté à la figure 1-19.

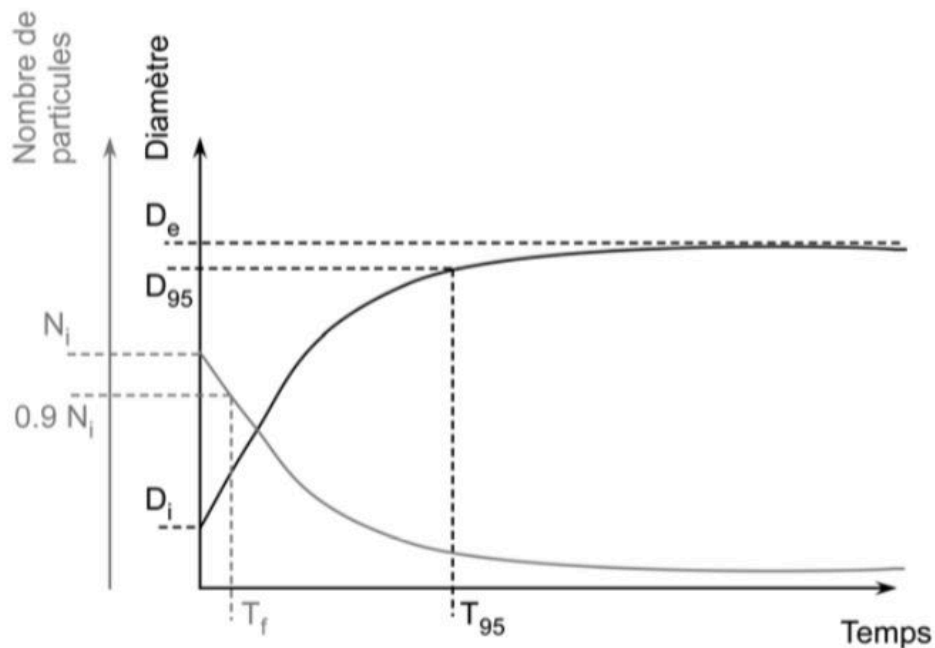


Figure 1-19 : Schéma général d'une cinétique de floculation avec N_i le nombre de particules initiales ; D_i et D_e les diamètres initial et à l'équilibre de la distribution de particules introduites à l'état défloculé dans le dispositif (Winterwerp, 1999) ; T_{95} le temps au bout duquel le diamètre moyen atteint 95% du diamètre à l'équilibre et T_f le temps au bout duquel le nombre de particule a diminué de 10 % (Van Leussen, 1994), d'après Verney, 2006.

La connaissance de l'historique des particules est indispensable pour définir et hiérarchiser les paramètres qui contrôlent les processus de floculation. En parallèle d'études en laboratoire permettant de décrire la mécanique des processus de floculation, un effort grandissant a été mené sur la possibilité de modéliser ces processus par des modèles numériques mécanistes des interactions entre population de particules.

1.4.3.1. Expériences en laboratoire

Les études en laboratoires permettent de simuler les processus qui interviennent en milieu naturel tout en simplifiant le système, en vue de limiter et contrôler les paramètres parfois complexes qui régissent ces processus.

Les études en laboratoire permettent d'étudier la cinétique de floculation/défloculation en fonction des forçages testés. Pour quantifier cette cinétique, l'évolution temporelle de la distribution des particules, qui entrent dans le système à l'état défloculé, est suivie. Les particules utilisées peuvent être artificielles (latex ou argiles) avec des coagulants chimiques ou biologiques industriels (Spicer et Pratsinis, 1996), ce qui permet notamment de réduire la variabilité liée au matériel en suspension en milieu naturel. Cependant, les particules artificielles présentent l'inconvénient d'être trop éloignées de la nature des particules rencontrées dans l'environnement. Des MES naturelles ont également été utilisées dans de nombreuses expériences (Burban et al., 1999 ; van Leussen, 1994 ; Alldredge et al., 1995 ; Mikes et al., 2004 ; Mietta et al., 2009 ; Verney et al., 2009 ; Mari et al., 2012). Mietta et al. (2009) ont par exemple simulé les processus de floculation par observation de l'évolution de la taille moyenne des floes en suspension en fonction de nombreux paramètres comme la turbulence représentée par la contrainte de cisaillement, la teneur en sels, le type de sels ou encore le pH (Fig. 1-20).

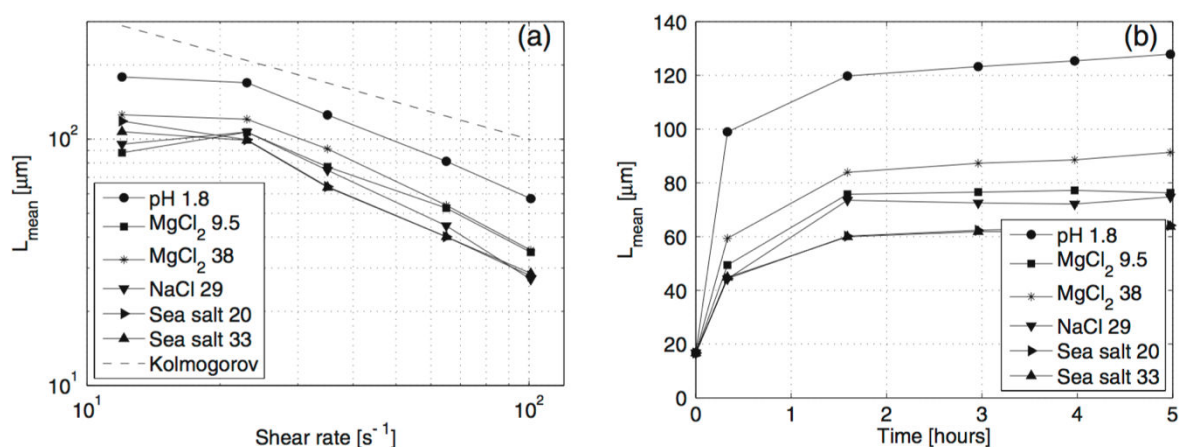


Figure 1-20 : (a) Taille moyenne des floes (L_{mean}) en fonction de la contrainte de cisaillement et (b) évolution temporelle de L_{mean} pour différentes suspensions. Les nombres indiquent le pH et la concentration en sels (ppt), respectivement. A faible pH, aucun sel n'est ajouté à la solution et les suspensions avec différents sels ont un pH = 8 (D'après Mietta, 2009).

Mietta et al. (2009) ont notamment observé que le temps de floculation diminue avec l'augmentation de la contrainte de cisaillement jusqu'à un certain seuil. Au-delà de ce seuil, le temps de floculation augmente, résultant de la fragmentation des floes. Les résultats ont également montré que la salinité ne modifie pas la cinétique de floculation (Fig. 1-20b). Verney et al. (2009) ont également trouvé que la salinité joue un rôle secondaire, tandis que la concentration en MES et les blooms de diatomées favorisent la vitesse de floculation.

1.4.3.2. Modélisation numérique

De nombreuses études ont été dédiées au développement de modèles numériques de floculation en vue de décrire le comportement d'une population de floes au regard de différents forçages. Dans la littérature, trois principaux modèles de floculation existent : (i) modèle multiclasse (Maggi et al., 2007 ; Lee et al., 2011 ; Verney et al., 2011 ; Lee et al., 2012 ; Lee et al., 2014 ; Shen et al., 2018), (ii) modèle basé sur la distribution continue de la taille (Maerz et

al., 2011) et (iii) modèle simplifié basé sur l'évolution temporelle d'un diamètre caractéristique de la population (Winterwerp, 2002).

Bien que les calculs soient rapides, le modèle basé sur une seule classe de taille peut entraîner de larges incertitudes dans l'estimation des flux de dépôt, selon Lee et al. (2012). Les calculs avec le modèle basé sur la distribution (Maerz et al., 2011) sont également rapides et fournissent des informations sur la distribution de la taille des floes. Cependant, ce modèle est limité par l'hypothèse d'une forme de distribution fixe, ce qui peut poser problème avec des populations bimodales voire multimodales. Enfin, les modèles basés sur les interactions entre classes de taille permettent une modélisation réaliste de la floculation de différentes populations de floes. Ils fournissent des informations détaillées sur les populations de floc permettant l'étude du comportement des floes. Cependant, le nombre important de classes de taille nécessaire pour correctement reproduire les processus de floculation limite leur utilisation. Le nombre de classe de taille dépend de la structure du modèle. Mietta et al. (2007) ont par exemple utilisé autant de classes que de particules créées, ce qui peut engendrer jusqu'à une centaine de classes environ rendant le temps de calculs long. Une autre méthode basée sur des classes caractérisées par des tailles (ou des masses) moyennes, avec une limite supérieure et inférieure, permet de réduire ce nombre. Certains auteurs ont par exemple optimisé le modèle pour réduire le nombre de classes de taille à 7 en ajustant la gamme de taille et le temps nécessaire aux calculs (Verney et al., 2011 ; Mietta et al., 2011).

En vue de simplifier le modèle multiclasse, Lee et al. (2011) ont développé un modèle basé sur deux classes correspondant à deux groupes de tailles différentes : les floeci et les floes. Bien que les modèles plus sophistiqués comme le multiclasse soient plus précis, le modèle à deux classes peut représenter une alternative pratique avec un coût inférieur tout en étant plus précis que les modèles basés sur un seul groupe de taille (Winterwerp, 1998 ; Son et Hsu, 2009). Cependant, l'utilisation d'un modèle basé sur deux classes de taille pour représenter la distribution en taille des floes est parfois trop simpliste. L'utilisation d'une seule taille pour décrire les macrofloes ne suffit pas à représenter les floes plus larges formés au cours d'un bloom par exemple. Les erreurs associées à l'estimation des flux de dépôt peuvent atteindre jusqu'à 10% alors qu'avec une classe de taille supplémentaire, ces incertitudes chutent à 4% (Shen et al., 2018). Shen et al. (2018) proposent d'améliorer le modèle décrit par Lee et al. (2011, 2014) en ajoutant une classe de taille supplémentaire pour simuler la taille représentative et les fractions massiques des microflocs, des macrofloes et des mégafloes. Les résultats montrent notamment que les propriétés de floculation des sédiments fins peuvent être raisonnablement simulées (Fig. 1-21)

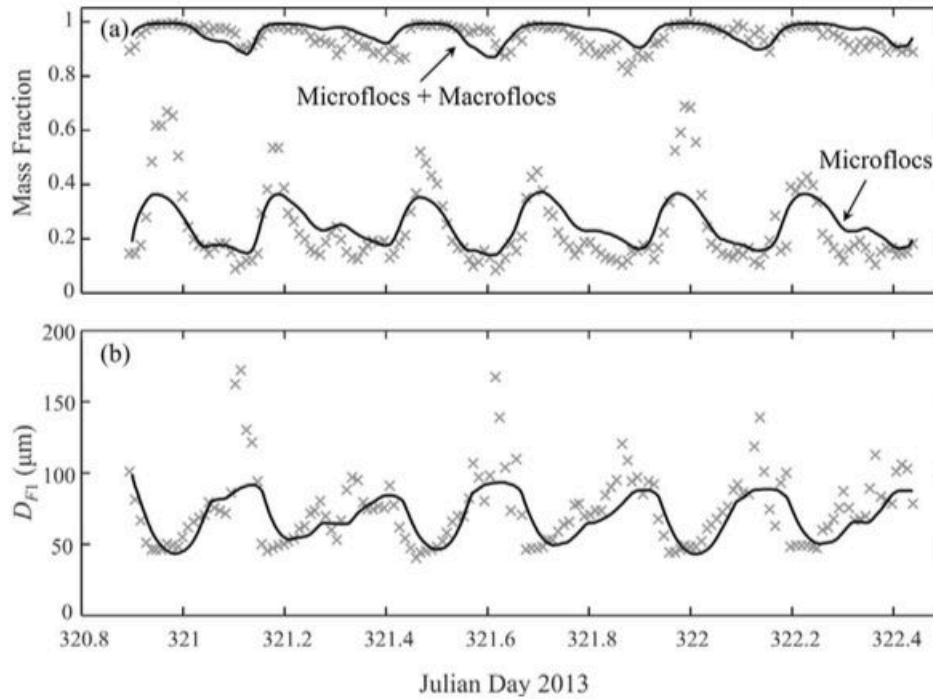


Figure 1-21 : Comparaison de la série temporelle des distributions en classe de taille mesurées (symbole) et simulées (ligne noire) : (a) les fractions massiques des microflocs et de l'ensemble micro et macroflocs sont représentées, (b) ainsi que la taille DF1 des macroflocs (D'après Shen et al., 2018)

1.4.4. Approche fractale des floes

1.4.4.1. Théorie fractale et application aux floes

La géométrie et la structure des floes sont souvent décrites mathématiquement à partir de la théorie fractale, considérant les floes comme des agglomérats auto-similaires formés à partir de particules primaires et ayant, par conséquent, une structure identique quelle que soit l'échelle d'observation (Krone, 1963 ; Meakin, 1988 ; Kranenburg, 1994). La théorie fractale suppose que tout objet fractal est caractérisé par des propriétés qui ne dépendent pas de sa taille, et que cet objet peut être défini par sa dimension fractale.

La théorie fractale et son application pour étudier la géométrie et la structure des floes ont fait l'objet de nombreux travaux (Vicsek, 1992 ; Kranenburg, 1994 ; Chen et Eisma, 1995 ; Li et Logan, 1995 ; Logan et al., 1995 ; Chakraborti et al., 2003 ; Maggi, 2005, 2007, 2013 ; Maggi et Tang, 2015). Les principaux résultats et relations entre propriétés des floes et dimension fractale sont présentés dans cette section.

La dimension fractale nf d'un floe peut être reliée au nombre de particules primaire N_p qui le constituent et sa longueur caractéristique L adimensionnelle (Vicsek, 1992) :

$$nf = \left(\frac{\ln(N_p)}{\ln(L)} \right) \quad (1.23)$$

avec $L = \frac{D_G}{D_p}$ où D_G correspond au diamètre de giration du floc (distance moyenne entre le centre de gravité du floc et chaque particule primaire) et D_p au diamètre des particules primaires. Kranenburg (1994) donne ainsi le nombre de particules primaires en fonction du ratio du diamètre du floc D_f sur celui des particules primaires et de sa dimension fractale :

$$N_p = \left(\frac{D_f}{D_p}\right)^{nf} \quad (1.24)$$

L'excès de densité des floccs peut être estimé à partir du ratio taille des floccs sur taille des particules primaires et de la dimension fractale (Kranenburg, 1994) :

$$\rho_f - \rho_w \propto (\rho_p - \rho_w) \left[\frac{D_f}{D_p}\right]^{nf-3} \quad (1.25)$$

avec ρ_f , ρ_w et ρ_p correspondant aux masses volumiques des floccs, de l'eau, et des particules primaires, respectivement.

La transcription de l'approche fractale (eq. 1.25) dans le calcul de la vitesse de chute des floccs (Hill, 1996 ; Winterwerp, 1999) peut être exprimée selon la formulation proposée par Winterwerp (1998), en régime laminaire :

$$W_s = \frac{\alpha}{18\beta} \frac{(\rho_p - \rho_w)}{\eta} g D_p^{3-nf} D_f^{nf-1} \quad (1.26)$$

avec α et β les facteurs de formes dépendant de la sphéricité des floccs et η la viscosité moléculaire de l'eau. Cette formulation sera utilisée par la suite.

1.4.4.2. Détermination de la dimension fractale d'un floc

En modélisant les processus de floculation selon différents modes d'agrégation des particules, il est possible de connaître la taille et le nombre de particules constituant le floc et d'en déduire la dimension fractale par un calcul direct (Tambo et Watanabe, 1979 ; Meakin, 1988).

En domaine naturel, l'estimation de la dimension fractale reste complexe. Différentes méthodes ont été utilisées pour déterminer la dimension fractale des floccs :

- Des observations par photographie permettent d'estimer la dimension fractale à partir d'une projection 2D des floccs sur le plan focal de la caméra en comparant le périmètre et la surface de chaque floc (Chen et Eisma, 1995). Selon Chen et Eisma (1995), la dimension fractale 2D équivaut à la dimension fractale 3D, uniquement quand elle est inférieure à 2.
- Des mesures directes de vitesse de chute et une inversion de la loi de Stokes peuvent être utilisées pour déterminer la dimension fractale (Dyer et Manning, 1999).
- D'autres études ont également déterminé la dimension fractale en estimant la pente de la régression linéaire entre l'excès de densité des floccs et la taille des floccs (Hill et al., 1998 ; Spicer et al., 1998 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Guo et al., 2018).
- Récemment, des études ont montré que la dimension fractale pouvait être obtenue en confrontant la concentration massique observée et celle estimée via la mesure de la concentration volumique, en faisant des hypothèses sur la taille et la densité des particules primaires (Braithwaite et al. 2010 ; Bowers et al., 2017).

1.4.4.3. Variabilité de la dimension fractale en milieu naturel

La dimension fractale varie entre 1 et 3 et indique à quel point un objet est filiforme et irrégulier (Gomes et Selman, 1999). Des dimensions fractales fortes correspondent à des flocs denses et compacts, la dimension 3 correspondant à une sphère solide, alors que des flocs caractérisés par une dimension fractale proche de 1 sont plus fins avec une structure plus fragile (Kranenburg, 1994). Dans la littérature, les dimensions fractales mesurées sont généralement comprises entre 1,4 pour des flocs aérés et 2,5 pour des flocs plus denses (Lick et al., 1993 ; Kranenburg, 1994 ; Winterwerp, 1998 ; Dyer et Manning, 1999 ; Winterwerp et al., 2006).

Pour des particules sphériques ($\alpha = \beta = 1$), avec $D_p = 4 \mu\text{m}$ (valeur typique trouvée par van Leussen, 1991 pour des vases de l'Ems), $\rho_p = 2650 \text{kg.m}^{-3}$, $\rho_w = 1020 \text{kg.m}^{-3}$ et $\eta (\approx 1.4 \times 10^{-3} \text{m}^2.\text{s}^{-1})$, Winterwerp (1998) a comparé les vitesses de chute estimées pour 3 valeurs de dimension fractale ($nf = 1,7, 2$ et $2,3$) avec des données de vitesse de chute obtenues par des observations en laboratoire et *in situ* réalisées dans différents environnements (Gibbs, 1985 ; Fennessy et al., 1994 ; van Leussen, 1994). Les résultats montrent que les vitesses de chute estimées à partir de la relation (1.26) coïncident bien avec les données et que ces dernières peuvent être correctement représentées par une dimension fractale moyenne de 2 (Fig. 1-22).

Afin de modéliser les vitesses de chute des flocs en suspension en fonction de leur diamètre, l'approche fractale peut être utilisée. Toutefois, cette approche suppose que toutes les particules primaires constituant les flocs sont identiques, avec une taille et une densité représentative. Cette taille est souvent fixée à 1 ou 4 μm (van Leussen, 1994 ; Winterwerp, 1998 ; Khelifa et Hill, 2006 ; Son et Hsu, 2009 ; Verney et al., 2011). Dans le cadre de la théorie fractale, on considère souvent que les particules primaires sont uniquement composées de particules minérales avec une densité égale à 2650kg.m^{-3} (Winterwerp, 1998), excluant ainsi les particules de MO (Khelifa et Hill, 2006 ; Maggi, 2013).

Cependant, les différentes observations menées en milieu naturel montrent que les particules primaires sont en réalité très diverses avec des tailles, des densités et des formes complexes très variables. Il existe notamment des particules de MO qui peuvent mesurer jusqu'à plusieurs centaines de μm . Les particules primaires sont susceptibles de varier selon les régions mais aussi dans l'espace et dans le temps pour une même région (Markussen et Anderssen, 2013). Fettweis (2008) a notamment mesuré des tailles médianes de particules primaires variant entre 1 et 7 μm . On peut supposer que la structure des MES correspond à des objets fractals seulement jusqu'à un certain point (Meakin, 1991).

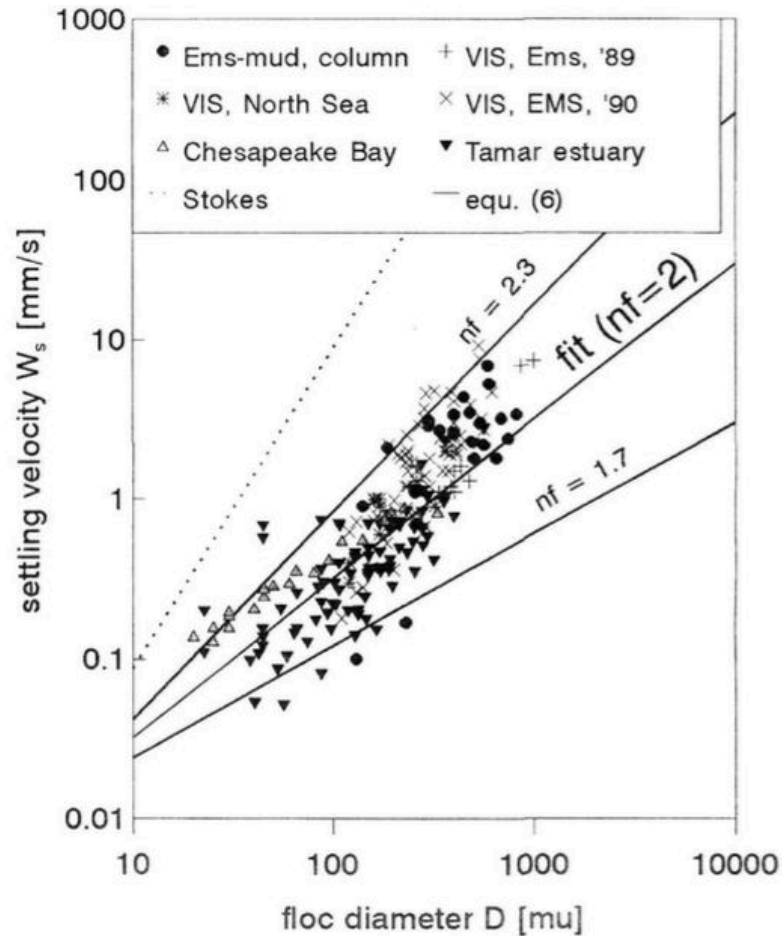


Figure 1-22 : Comparaison des données expérimentales et de modélisation de la vitesse de chute obtenue à partir de l'équation proposée par Winterwerp (1998) en fonction du diamètre des floccs et de la dimension fractale (D 'après Winterwerp,1998)

1.5. Vision microscopique des MES

La connaissance de la taille des MES est nécessaire pour comprendre et prédire la dynamique sédimentaire et les processus de floculation (van Leussen, 1994 ; Mikkelsen et al., 2007 ; Lee et al., 2011). La taille est en effet l'un des paramètres clefs qui contrôle la vitesse de chute des MES et, par conséquent, leur devenir dans l'environnement.

La population des particules en suspension peut être représentée sous la forme d'un histogramme ou d'une courbe cumulée par classes de taille construits en mesurant les tailles de toutes les particules. La distribution d'une population de particules en suspension peut être représentée en nombre, en surface projetée ou encore en volume. La représentation en nombre donne le nombre de particules par classe de taille. La représentation en surface (ou en volume) pondère la taille des particules en suspension par rapport à leur surface projetée telle que mesurée (leur volume, respectivement). Associée à cette représentation, une grandeur représentative de la population de floccs peut être déterminée par analyse statistique de la distribution pour caractériser cette population par un diamètre représentatif : moyenne ou

médiane (D_m et D_{50} , respectivement) et les valeurs percentiles des diamètres : D_{10} , D_{25} , D_{75} et D_{90} .

De nombreux instruments basés sur différentes techniques d'observation et de caractérisation des MES existent, dont quelques exemples seront présentés ici en mettant en évidence les avantages et les limites de chacun.

1.5.1. Méthode électrique

Les compteurs de particules type Coulter permettent de déterminer la taille des particules en mesurant la différence de potentiel engendrée par le passage d'une particule entre deux électrodes. Basée sur l'hypothèse que les particules sont sphériques, la mesure obtenue correspond au volume de la particule à partir duquel le diamètre peut être déterminé. Lorsqu'un très grand nombre de mesures de volumes individuels est ainsi réalisé, les distributions en nombre, en surface ou en volume peuvent être déduites. Utilisé dans divers environnements aquatiques (marin, rivière ou estuaire), l'instrument permet une mesure rapide et fiable des MES (Lafite, 1990 ; Chen et al., 1994 ; Brun-Cottan et al., 2000). La gamme de taille mesurée dépend de la sonde utilisée et peut varier de plusieurs ordres de grandeur (du μm au mm). Cependant, cet instrument présente un inconvénient majeur qui est le prélèvement des MES suivi d'une agitation des échantillons pour éviter la sédimentation des particules, ce qui peut fragmenter les floes, notamment les macrofloes dont la structure est très fragile (Eisma, 1993). Ce type d'instruments ne permet alors que la mesure des floes résistants au stress du prélèvement et de l'agitation (microfloes).

1.5.2. Méthode utilisant la diffraction d'un rayon laser

De nombreux instruments basés sur cette technique sont utilisés en laboratoire comme les instruments Malvern et Coulter LS (Burban et al., 1989) et *in situ* comme le CILAS (Gentien et al., 1995) et le LISST (Laser In situ Scattering and Transmissometry). Le principe de mesure repose sur les propriétés du spectre de diffraction de Fraunhofer et Mie d'un faisceau laser émis, diffracté par les particules présentes en suspension et détecté par des capteurs disposés en anneaux concentriques (Fig. 1-23). Cette diffraction s'effectue selon un certain angle qui dépend de la taille des particules (Agrawal et Pottsmith, 2000) : les petites particules diffractent la lumière sur des angles grands, à l'inverse, les particules larges diffractent sur de petits angles. La distribution en classe de taille est ensuite estimée à partir d'un algorithme approprié pour inverser l'intensité diffractée.

Les instruments utilisés en laboratoire comme le Malvern permettent de mesurer une large gamme de taille allant de $0,01$ à $3500 \mu\text{m}$ pour certains instruments. Toutefois, comme les compteurs de particules, le prélèvement et l'agitation des floes sont nécessaires, altérant la structure des floes les plus fragiles. Le LISST est un instrument autonome pouvant être utilisé *in situ*. Toutefois, la gamme de taille qu'il peut mesurer est plus restreinte, comprise entre 2 et $500 \mu\text{m}$ pour les type-C. Bien que les LISST-100X type B puissent mesurer des particules fines jusqu'à $1,25 \mu\text{m}$, les plus petites particules inférieures à $1 \mu\text{m}$ ne sont toujours pas correctement quantifiées *in situ*. En plus de la gamme de taille, cet instrument a d'autres limites de mesure

comme la gamme de concentration, le modèle optique d'inversion du signal ou encore des artefacts de mesure en particulier dans des environnements stratifiés (Styles, 2006). Deux modèles optiques ont été développés par Sequoia basés soit sur une théorie analytique soit sur des données empiriques. Le premier modèle basé sur la théorie de Mie suppose que les particules sont de forme sphérique, hypothèse qui peut s'avérer éloignée de la réalité très complexe de la nature. Le second modèle développé à partir d'observations sur la diffraction de la lumière par des particules de forme irrégulière est susceptible de fournir des résultats plus précis (Agrawal et al., 2008). Néanmoins, ce modèle n'inclut pas toute la diversité de forme et de compositions des MES en milieu naturel. Par conséquent, des analyses supplémentaires sur les effets des particules non sphériques sur l'estimation de la distribution en classe de taille sont nécessaires (Agrawal et al., 2008 ; Felix et al., 2013).

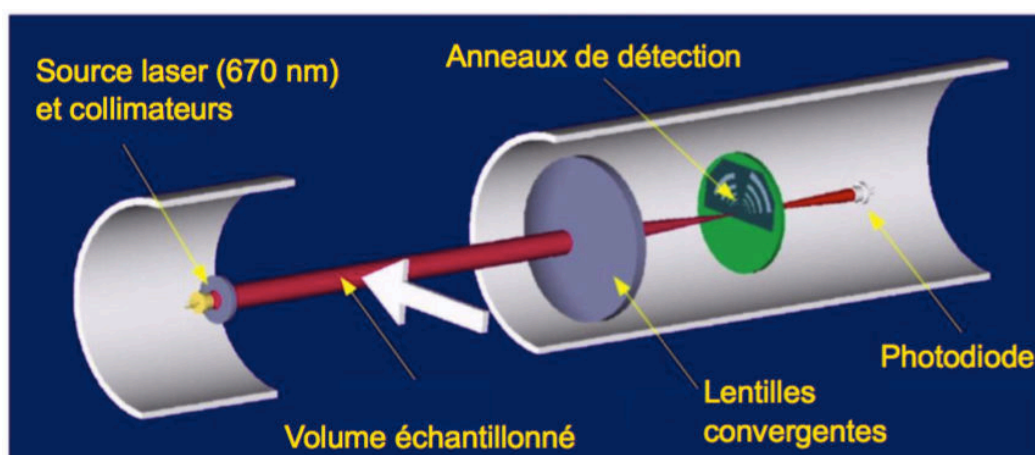


Figure 1-23 : Schéma conceptuel d'un granulomètre laser LISST-100X type-C (d'après Sequoia Scientific, modifié par Gangloff, 2017).

Une version élaborée de l'instrument a été développée dans le but de mesurer à la fois la distribution en classe de taille et la vitesse de chute des particules à l'aide d'une colonne de sédimentation directement fixée sur l'instrument (Agrawal et Pottmsith, 2000 ; Voulgaris et Meyers, 2004). Un mécanisme motorisé assure le fonctionnement des portes situées en haut et en bas de la colonne de sédimentation, contrôlant ainsi l'échange d'eau entre la colonne et le milieu.

1.5.3. Méthode photographique

D'autres instruments basés sur une méthode photographique ont été développés permettant notamment de palier aux limites liées au prélèvement et de mieux observer la forme des particules. Ces méthodes adaptées aux mesures *in situ* ou en laboratoire reposent sur l'observation des MES par photographie ou enregistrement vidéo (Chen et al., 1994 ; Manning et al., 2004 ; Mikes et al., 2004 ; Benson and French, 2007 ; Graham et al., 2012 ; Smith et Friedrichs, 2015), voir figure 1-24. Cette approche a également évolué au cours du temps et des techniques d'acquisition vidéo ont été développées afin de mesurer à la fois la taille et la vitesse

de chute des MES : c'est par exemple le cas du dispositif INSSEV (Fennessy et al., 1994) ou du VIS (van Leussen, 1994) ou encore du PICS (Smith and Friedrichs, 2011).

A partir d'images traitées manuellement ou par logiciel d'analyse d'images en utilisant les différences de niveaux de gris entre le fond et les particules, les propriétés géométriques des particules sont obtenues (taille, allongement, forme, dimension fractale 2D). Cette technique présente l'avantage d'observer un grand nombre de particules sur une surface moyenne de plusieurs mm². Toutefois, les observations obtenues en 2D ne permettent pas d'acquérir directement les mesures en 3D comme le volume du floc. Bien que ces techniques permettent de mesurer des MES caractérisées par des tailles larges jusqu'à 1000 µm, elles sont souvent limitées à la résolution de l'image, typiquement 20 µm et ne permettent donc pas de mesurer les plus petites particules. En plus de la gamme de taille, la plupart de ces instruments sont également limités par la gamme de concentration dont la limite supérieure est de l'ordre du g.l⁻¹. Au-delà, le contraste est moins élevé et les incertitudes de mesure augmentent.



Figure 1-24 : Exemple d'une photographie issue d'un enregistrement vidéo par VIS après digitalisation (van Leussen et Cornelisse, 1993).

Un autre instrument permettant l'observation des propriétés des MES (composition, forme, structure) est le microscope électronique à balayage (MEB) (Mikes et al., 2004 ; Verney, 2006 ; Druine, 2018). Cet instrument a l'avantage de pouvoir accéder aux détails des MES pour définir leurs caractéristiques, ce qui est difficilement faisable avec une autre technique (Fig. 1-25). Toutefois, la préparation des échantillons est délicate et nécessite de prélever et filtrer les échantillons, ce qui peut fortement fragmenter les floes.

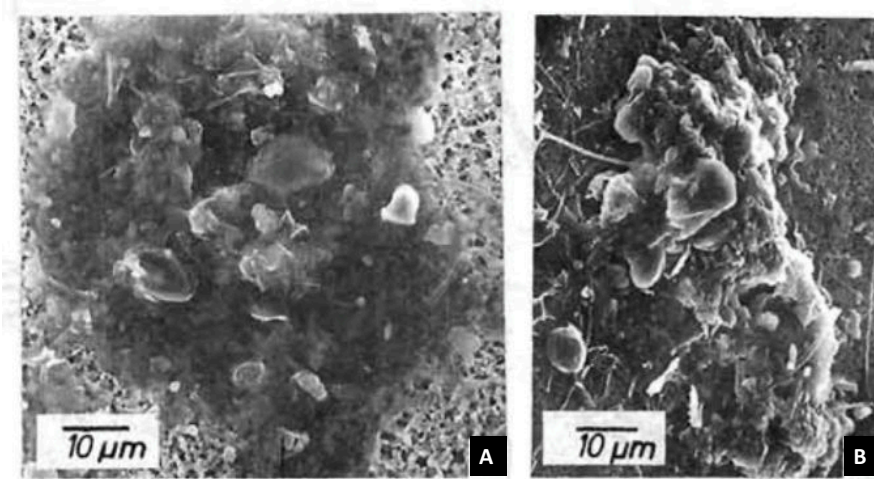


Figure 1-25 : Observation en microscopie électronique à balayage (MEB) de flocons organo-minéraux à dominante organique (flocon) (a) et à dominante minérale (agrégat) (b) de la Baie de Seine. D'après Dupont et Lafite, 1986.

1.5.4. Méthode holographique

Récemment, de nouveaux instruments basés sur l'holographie ont été développés tels que le LISST-HOLO. Ce dernier est constitué d'une caméra holographique digitale (0.2 Hz) utilisée pour étudier le volume, le nombre et la forme des particules tels que les flocons et les organismes biologiques pour une gamme de taille comprise entre 20 et 2000 μm (Graham et Nimmo-Smith, 2010). Cet appareil contrairement au LISST-100 a la capacité de fournir des images de particules en suspension qui permettent de déterminer la nature des particules en suspension ainsi que l'analyse de la forme des particules individuelles. Quand le faisceau laser (659 nm) est diffracté par les particules en suspension, la lumière diffractée crée un hologramme (Fig. 1-26). Cet hologramme est ensuite converti en image, générant en même temps un fichier dans lequel toutes les statistiques (diamètre, volume, etc.) de chaque particule observée sur l'image sont enregistrées.

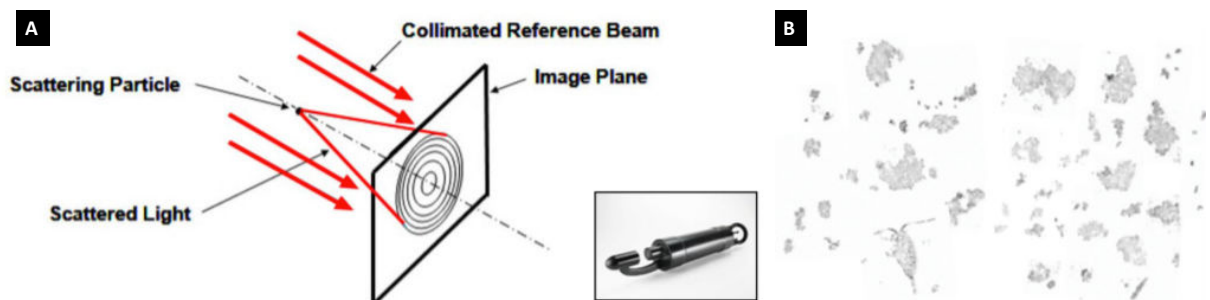


Figure 1-26 : Schéma conceptuel du principe de fonctionnement d'un LISST-HOLO (caméra holographique) (a). Exemple de particules en suspension observées à partir du LISST-HOLO après traitement de l'hologramme et extraction d'une partie de l'image pour réaliser un montage aléatoire de particules en suspension (d'après Many, 2016).

1.5.5. Méthode combinée

Certaines études ont réussi à réaliser des mesures de la taille des particules pour une gamme de taille plus complète en combinant le LISST et une caméra *in situ* (Digital flocc camera - DFC) (Mikkelsen et al., 2005 ; Mikkelsen et al., 2006). Cette double approche permet alors de mesurer les MES comprises entre 2,5 et 9900 μm . Le même genre de travail a également été réalisé en combinant le LISST-100X (type B) avec un LISST-Holo (Many et al., 2016). Bien que ces techniques rendent possibles les mesures de propriétés des MES sur une large gamme de taille, les instruments de mesure *in situ* sont encore limités pour mesurer les particules très fines ($<2 \mu\text{m}$).

Dans le cadre de la présente étude, les populations de floccs sont représentées par une distribution en volume par classes de taille mesurée par un LISST-100X, et le diamètre représentatif choisi correspond au D50 (taille médiane) obtenu à partir de cette distribution.

1.6. Vision macroscopique des MES

L'étude du transport sédimentaire et des processus de flocculation nécessite de mesurer régulièrement les paramètres des MES tels que la concentration en MES. Les observations ne sont alors plus utilisées pour regarder les particules individuelles mais pour caractériser leur empreinte à une échelle macroscopique. Les techniques traditionnelles de mesure de la concentration en MES reposent sur des prélèvements d'eau au sein du site d'étude et sur la détermination de la masse sèche des MES par pesée en laboratoire. Bien que ces mesures représentent les vérités terrains, soient les plus fiables pour une mesure de concentration, la technique, en plus d'être coûteuse, ne permet pas d'appréhender entièrement les fluctuations spatio-temporelles des caractéristiques très variables des MES. De plus, dans le cadre de l'étude des processus de flocculation, elle ne permet pas d'étudier les floccs sans entraîner leur fragmentation. C'est pourquoi de nombreuses techniques ont été développées au cours des 30 dernières années, basées sur la turbidité, l'acoustique, le laser ou encore la réflectance, permettant l'acquisition d'un grand nombre de données. L'échelle spatiale et temporelle des mesures effectuées dépendent de la technique utilisée, passant de très larges échelles spatiales sur un volume d'eau restreint en surface (images satellites) à un volume élémentaire d'échantillonnage défini par l'instrument.

Les principales techniques utilisées seront présentées succinctement ici en rappelant les avantages et inconvénients de chacune.

1.6.1. La visibilité

Une méthode simple, rapide et économique pour estimer la turbidité de l'eau consiste à utiliser un disque de Secchi (Phillipart et al., 2013). Cette méthode repose sur la détermination de la profondeur à laquelle un disque blanc devient invisible à l'œil. Cette profondeur appelée

profondeur de Secchi correspond à la moyenne des niveaux de disparition et réapparition du disque. Cette mesure est intégratrice sur une épaisseur d'eau variable (selon la charge particulaire), et doit souvent être effectuée par conditions calmes ; la précision est faible. Elle peut également dépendre de l'opérateur.

1.6.2. Turbidité

Depuis quelques décennies, des capteurs optiques de mesure de turbidité sont utilisés par la communauté scientifique pour quantifier la concentration en MES dans des conditions environnementales très variées, dans les rivières, les estuaires et en zone côtière (e.g. Gippel, 1995 ; Bunt et al., 1999 ; Guézennec, 1999 ; Schoellhammer, 2002 ; Downing, 2006 ; Druine et al., 2018). Ces instruments utilisent des mesures indirectes de turbidité basées sur le principe de diffusion/dispersion de l'énergie lumineuse dans un volume d'eau. Une onde monochromatique de longueur d'onde λ est émise par une diode et est diffusée (réfléchi, réfractée et diffractée) et absorbée par les particules présentes en suspension dans l'échantillon d'eau. En fonction de la position du détecteur par rapport à la source lumineuse ($\theta = 0^\circ, 90^\circ$ ou $140\text{-}165^\circ$), les capteurs optiques de turbidité reposent sur deux principes de mesure : (i) l'atténuation ou transmission et (ii) la diffusion (Fig. 1-27). Les caractéristiques physiques des sédiments peuvent également avoir un impact sur la réponse des capteurs optiques, telles que la taille des particules individuelles (Ludwig & Hanes, 1990 ; Green & Boon, 1993), la forme des particules (Bunt et al., 1999 ; Downing, 2006), la couleur des sédiments (Sutherland et al., 2000) et les processus de floculation et de défloculation (Gibbs & Wolanski, 1992). Ces mesures optiques sont rapidement inopérantes en cas de biofouling sur les capteurs.

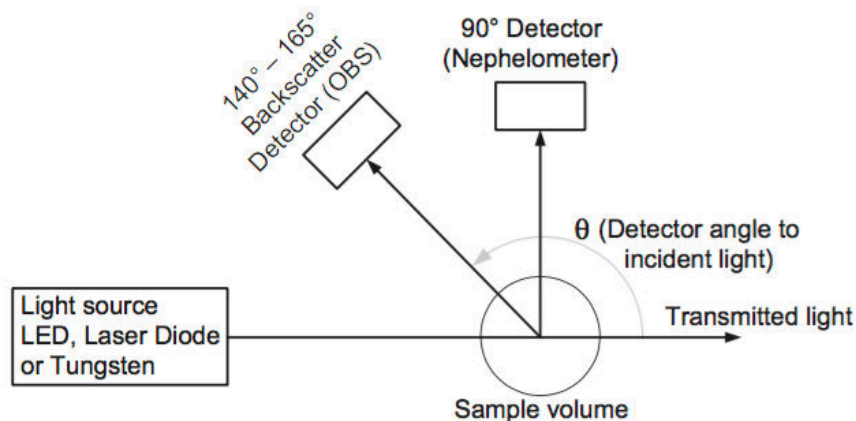


Figure 1-27 : Positions respectives de la source lumineuse et des détecteurs pour les capteurs optiques dont le principe de mesure repose sur la néphélométrie et la rétrodiffusion (Bin Omar et Bin MatJafri, 2009), modifié d'après Rai et Kumar (2015).

1.6.2.1. L'atténuation ou transmission

Les capteurs optiques basés sur la technique de mesure par transmission mesurent l'intensité lumineuse transmise basée sur la loi de Lambert-Beer :

$$I = I_0 \times e^{-k \times c \times l} \quad (1.27)$$

avec I l'intensité de la lumière transmise, I_0 l'intensité de la lumière incidente, k est une constante, c est la concentration en MES et l représente le chemin optique. Sous réserve de connaître k , la concentration en MES peut être estimée à partir de la mesure de l'intensité de transmission. La quantité de lumière transmise dépend à la fois de la diffusion et de l'absorption par les particules en suspension. Un inconvénient majeur de ce type de capteurs optiques résulte de la quantité de signal reçue nécessaire pour obtenir des mesures fiables. En effet, lorsque la concentration en MES augmente, le signal transmis diminue à l'instar des capteurs optiques de rétrodiffusion.

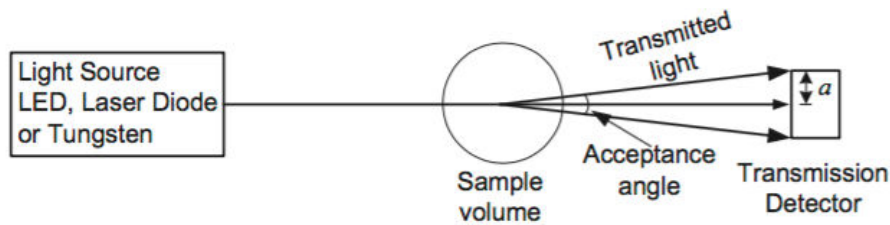


Figure 1-28 : Positions respectives de la source de lumière et des détecteurs dans le cas de turbidimètres basés sur l'atténuation (Anderson, 2005, modifié d'après Rai et Kumar, 2015).

1.6.2.2. La diffusion

Néphélogétrie

Le principe de mesure des capteurs optiques basés sur la néphélogétrie – *sidescattering* repose sur la diffusion à 90° d'une onde lumineuse émise dans le proche infrarouge (860 nm) par les particules présentes en suspension (Sadar, 2003), voir Fig. 1-27. Le détecteur convertit la lumière en une valeur de turbidité à partir des coefficients de conversion fournis sur le certificat d'usine d'étalonnage (Sadar, 2011). L'intensité avec laquelle la lumière est diffusée est proportionnelle à la concentration en MES.

Rétrodiffusion

Autre catégorie de capteurs optiques, les capteurs par rétrodiffusion – *backscattering* ont prouvé leur efficacité à mesurer la concentration en MES (e.g. Downing, 2006 ; Bian et al., 2013). Ces capteurs mesurent la lumière rétrodiffusée à un angle compris entre 140 et 165° (Fig. 1-27). Ils permettent d'acquérir rapidement des données, sont faciles à déployer dans l'environnement et ne nécessitent aucune mesure auxiliaire pour déterminer la concentration en

MES. Contrairement aux capteurs optiques basés sur la technique de mesure par néphélométrie, la rétrodiffusion permet d'acquérir des données dans des milieux caractérisés par des concentrations en MES plus élevées : la saturation ne se produit que pour des niveaux de concentration supérieurs à 4 g.l^{-1} (Downing et al. 1981).

Tout comme les instruments basés sur l'atténuation de la lumière, le coefficient de rétrodiffusion va dépendre des différents facteurs évoqués précédemment. A partir de mesures *in situ* en estuaire de Seine via un capteur optique de rétrodiffusion, Druine et al. (2018) ont notamment explicité la réponse de la sonde de turbidité varie en fonction des propriétés optiques des MES (taille, densité, ainsi que le facteur d'efficacité de rétrodiffusion).

Les capteurs optiques présentent l'inconvénient d'être moyennement intrusifs et ne mesurent la concentration en MES que ponctuellement dans un volume défini proche de l'instrument.

La diffraction laser

Les instruments basés sur la diffraction laser comme le LISST sont connus pour leur capacité à mesurer la taille des MES, voir section 1.5.2. Des études récentes ont également montré que lorsque la densité des particules est connue, la concentration volumique mesurée par le LISST peut être convertie en concentration massique (Davies et al., 2011 ; Felix et al., 2013). Les instruments basés sur la diffraction laser sont capables de mesurer la concentration en MES à condition de se situer dans les gammes de taille et de concentration de l'appareil (Rai et Kumar, 2015). Toutefois, ces instruments présentent des limites dont certaines ont été évoquées précédemment et feront notamment l'objet d'une partie de la thèse.

1.6.3. Rétrodiffusion acoustique

Les instruments basés sur la rétrodiffusion acoustique ont initialement été développés pour mesurer les profils verticaux de vitesse par effet Doppler, et plus récemment pour quantifier les concentrations en MES (Thorne et Hanes, 2002 ; Tessier, 2006 ; Le Coz et al., 2009). La mesure repose sur l'émission d'une impulsion acoustique qui est partiellement rétrodiffusée par les particules même distantes : un transducteur, qui est en général l'émetteur lui-même, en reçoit l'énergie acoustique rétrodiffusée. Le temps qui s'écoule entre l'émission et la réception correspond à deux fois la distance des particules rétrodiffusantes, divisée par la célérité du son.

Ces instruments présentent l'avantage d'être non-intrusifs et moins susceptibles au biofouling à la différence des instruments optiques. Ils peuvent mesurer les propriétés des MES sur un profil vertical. Toutefois, les algorithmes pour inverser le signal acoustique sont complexes et nécessitent de réaliser en parallèle des mesures de température et de salinité par exemple pour estimer l'atténuation de l'eau, la célérité du son et de déterminer certaines caractéristiques de l'instrument (Thorne et Hanes, 2002 ; Moate et Thorne, 2012). Même après correction de l'atténuation de l'eau, l'intensité rétrodiffusée est d'autant plus atténuée que la distance de mesure augmente et que les concentrations en MES sont élevées, de telle sorte qu'elle ne varie plus linéairement avec la concentration en MES. La méthode acoustique dépend

également de la taille des particules et les erreurs de mesure augmentent avec les variations de la taille des floes (Thone et Hanes, 2002).

1.6.4. La réflectance par télédétection satellite

La télédétection de la couleur de l'eau est un outil qui permet d'avoir une vue synoptique des MES en surface en vue de créer des cartes de la concentration en MES de surface avec des résolutions spatiales variées (de quelques dizaines de mètres au km) pour une fréquence temporelle variable ($O(1j)$ à $O(10j)$). Cette technique a déjà été utilisée et a prouvé son efficacité à estimer la concentration en MES dans divers environnements et notamment pour étudier les caractéristiques des panaches turbides fluviaux (Ouillon et al. 2008 ; Doxaran et al., 2009 ; Gohin, 2011 ; Lorthiois et al., 2012 ; Ody et al., 2016). Cette mesure dépend des propriétés optiques des particules, de l'angle zénithal, de la résolution spatiale des mesures et de l'angle d'observation du capteur (Bowers et Binding, 2006). La composition et la taille des particules impactent également la mesure (Bowers et Binding, 2006).

Chapitre 2 : Présentation des zones ateliers et de la stratégie mise en place pour la caractérisation et la quantification des MES

Introduction

L'objectif de ce chapitre est double : (i) présenter les zones ateliers sur lesquelles s'appuie cette étude, la Baie de Seine orientale en France, la zone côtière au débouché de l'Escaut en Belgique et (ii) décrire le cadre méthodologique développé au cours de la thèse en vue d'identifier, d'évaluer et de comprendre la dynamique des MES en lien avec les forçages présents en milieu côtier et avec la composition variable des MES. La dynamique des MES est explorée à travers un site d'étude principal, la Baie de Seine orientale, et un site secondaire, le débouché de l'Escaut.

Sur le site principal, une stratégie d'observations complémentaires a été développée et mise en œuvre associant :

- (i) Des mesures long terme à haute fréquence (HF) des paramètres principaux tels que la houle, le courant, la turbidité par rétrodiffusion optique et acoustique.
- (ii) Des observations ponctuelles à HF permettant de détailler les caractéristiques des MES sur différents cycles de marée.

Sur le site secondaire, dans la zone côtière belge, une série temporelle longue et à HF des paramètres tels que la turbidité par rétrodiffusion optique et acoustique, et la distribution en classe de taille des MES sera exploitée, sans intervenir sur la stratégie de mesure.

2.1. Caractéristiques générales et fonctionnement hydro-sédimentaire de la baie de Seine

2.1.1. Présentation de la Baie de Seine et de l'estuaire de Seine

La Baie de Seine forme un quadrilatère ouvert sur la Manche qui s'étend entre le pays de Caux à l'Est et la presqu'île du Cotentin à l'Ouest (Fig. 2-1). D'une superficie de 5 000 km² et d'une profondeur ne dépassant pas la trentaine de mètres, la Baie de Seine est le support d'activités anthropiques variées telles que la pêche, la conchyliculture, le développement industriel et le tourisme. Ces activités humaines omniprésentes sont à l'origine de conflits d'intérêts entre l'utilisation de cette zone pour soutenir les différentes activités économiques et la protection de cet environnement sensible.

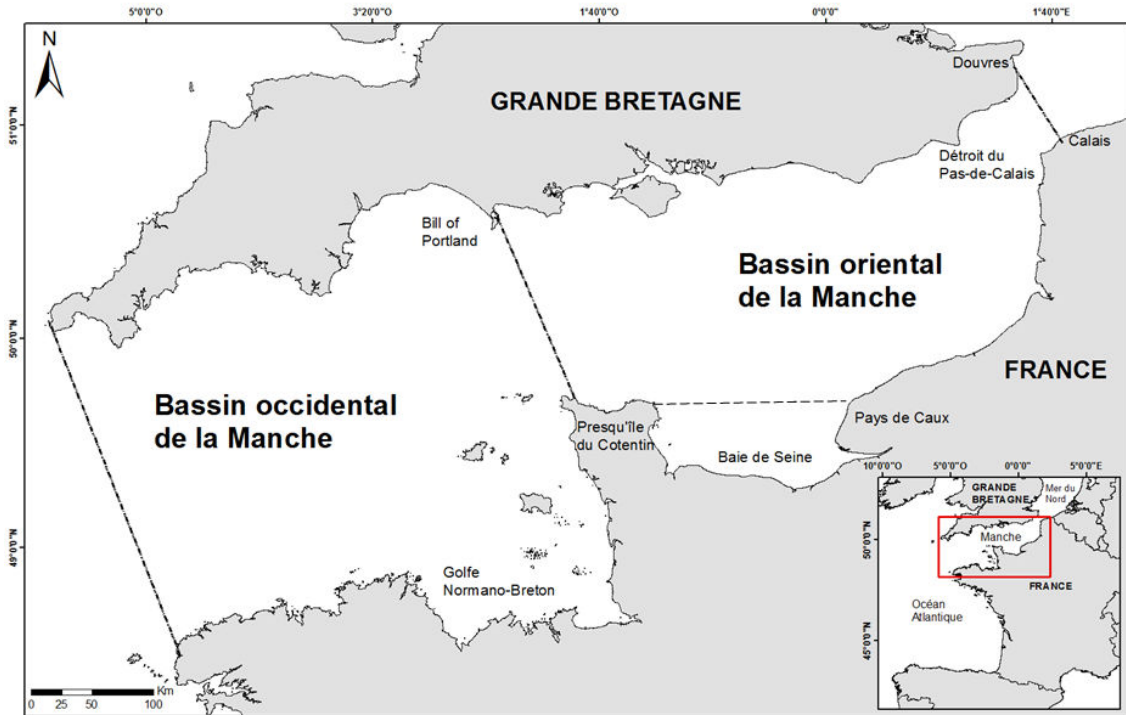


Figure 2-1 : Carte de la Manche présentant les limites des bassins occidental et oriental et la localisation de la Baie de Seine (d'après Cabioch, 1968).

En Baie de Seine, les sédiments fins se concentrent généralement dans les zones de baies protégées et dans les estuaires (Avoine, 1981 ; Avoine et al., 1984). L'estuaire de Seine s'étend depuis le barrage de Poses jusqu'à l'embouchure, comprenant la Seine aval et la baie de Seine orientale (Fig. 2.2).

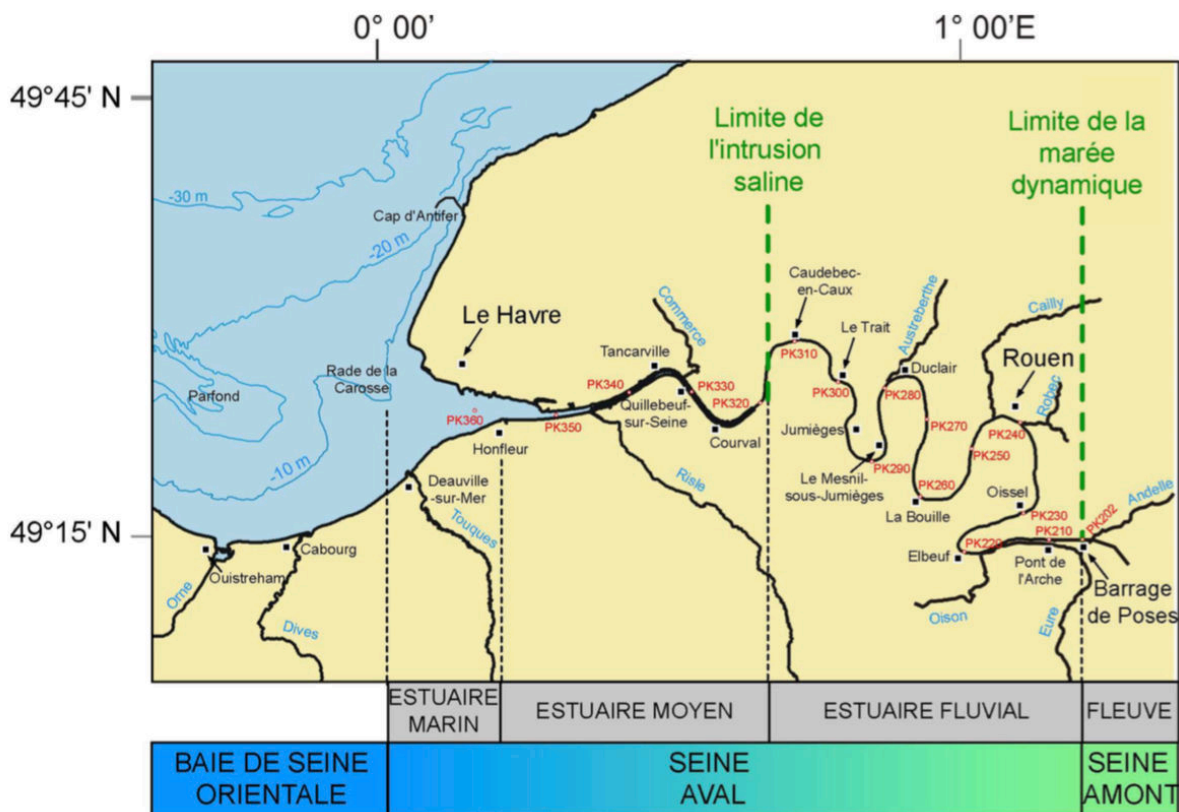


Figure 2-2 : Présentation de système estuarien de la Seine et des zonations (en gris) d'après Fairbridge (1980), modifié d'après Dubrulle-Brunaud (2007).

Les différents aménagements mis en œuvre au sein de l'estuaire de Seine au cours des dernières années ont notamment modifié les conditions de sédimentation fine. Un accroissement de l'extension des sédiments fins en Baie de Seine a été observé (Avoine, 1994 ; Lesourd et al., 2003). Dans le cadre du programme scientifique Seine-Aval (phase I, 1995-1999), les études hydrosédimentaires ont été relancées en raison des relations entre particules fines et contaminants. Ces travaux ont montré que les particules fines dans l'embouchure de la Seine sont principalement d'origine continentale dont une partie est présente sous forme de matières en suspension (MES) (Dupont et al., 1994 ; Dupont et al., 2001). La sédimentation fine peut avoir des conséquences importantes sur l'environnement marin à court et moyen terme telles que des problèmes de qualité de l'eau liés à une augmentation de la turbidité et des polluants associés aux vases.

2.1.2. Hydrodynamique en Baie de Seine

2.1.2.1. Marée et courants associés

De nombreuses études basées sur des mesures et des résultats de modélisation se sont focalisées sur le fonctionnement de l'hydrologie et de l'hydrodynamisme marin en Manche, et plus particulièrement en Baie de Seine. Ces travaux ont permis de comprendre les principales caractéristiques du fonctionnement hydro-sédimentaire de la Baie.

La Baie de Seine est caractérisée par un forçage de marée de type semi-diurne et de grande amplitude : elle est de type macrotidal. Le marnage peut atteindre plus de 7 m en période de grandes vives eaux contre 3 m en morte-eau (ME). Dans la partie centrale de la Baie de Seine, les variations de la hauteur d'eau ont une forme proche d'une sinusoïde, avec une pleine mer (PM) légèrement allongée. Dans la partie sud-est, l'oscillation transversale du bassin côtier depuis la baie de Seine aux côtes anglaises est responsable de la déformation de l'onde de marée venue de l'Atlantique. Il en résulte une asymétrie de la marée avec une période de flot plus courte que la période du jusant d'une durée de 7h30 et une double PM, avec le premier maximum atteint avant la PM au large et une « tenue du plein », c'est-à-dire une étale de PM de plus de 2 heures, surtout marquée en vives eaux (Le Floch, 1961).

Dans la partie ouest de la Baie, vers le Nord du Cotentin, les courants sont alternatifs et intenses avec des vitesses atteignant 1.5 m.s^{-1} environ en surface en période de vives eaux. Ces vitesses diminuent progressivement en direction de l'Est avec des valeurs comprises entre 0,5 et 1 m.s^{-1} dans la partie sud de la Baie et d'autant plus faibles en Baie de Seine orientale (Salomon et Breton, 1991, 1993). La déformation de l'onde vers l'estuaire amont entraîne une intensification des courants de flot sur une période de 3 heures, et des vitesses plus faibles au cours du jusant mais sur une période plus longue. Les courants importants lors de la phase de montée sont responsables d'une plus forte remise en suspension des sédiments du fond. Les vitesses peuvent régulièrement atteindre 2 m.s^{-1} (Brenon et Le Hir, 1999). A l'embouchure dans la partie aval de l'estuaire, les courants de marée sont intenses entre les digues (engainement) au jusant. Les vitesses peuvent régulièrement atteindre 2 m.s^{-1} (Lesourd, 2000).

En parallèle de ce gradient de vitesse, les courants deviennent giratoires et une dissymétrie entre le flot et le jusant se manifeste et s'amplifie à mesure que l'on s'approche de l'estuaire. A l'embouchure, le flot est d'abord orienté vers l'Est/Sud-Est, correspondant au remplissage de l'estuaire, avant de tourner rapidement au Nord-Est en fin de flot, vers la Manche orientale (courant de Verhaule) (Salomon, 1985). En ME, les caractéristiques des courants sont similaires mais les valeurs de vitesse sont divisées environ de moitié (Figure 2-3 ; Le Hir et L'Yavanc, 1985).

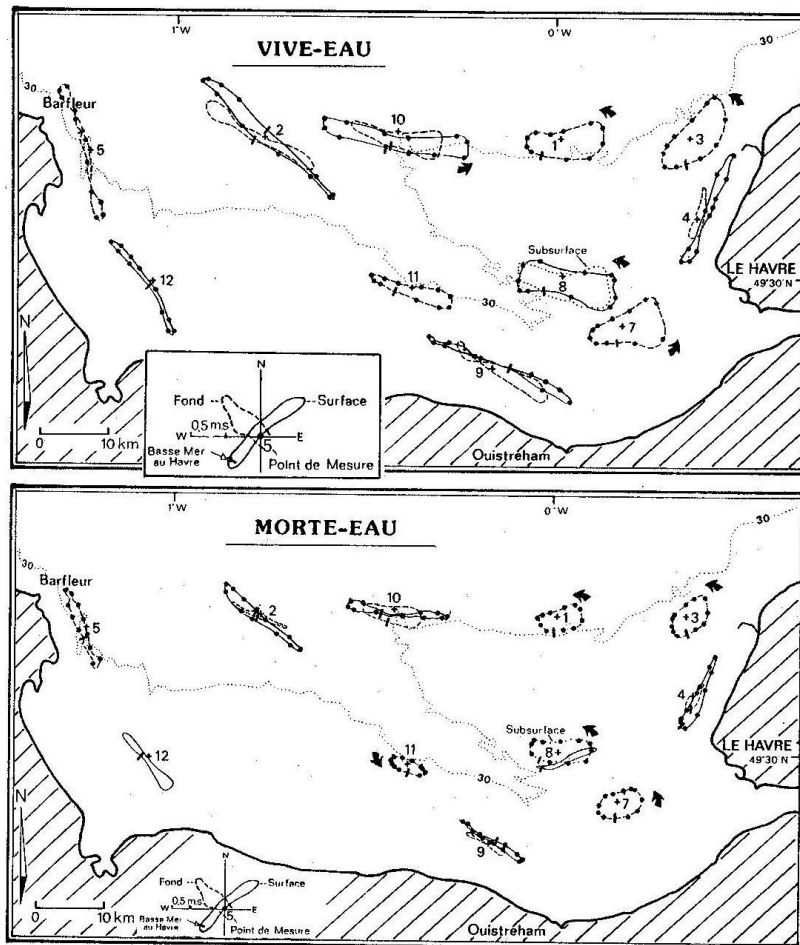


Figure 2-3 : Roses de courants en Baie de Seine, à partir de mesures en stations fixes de plusieurs mois (un point correspond à une valeur horaire ; d'après Le Hir et L'Yavanc, 1985).

2.1.2.2. Vagues

En plus de la marée et du régime hydrologique du fleuve, les événements météorologiques peuvent aussi influencer l'hydrodynamisme à l'embouchure des estuaires. En effet, des événements exceptionnels tels que les tempêtes peuvent moduler de manière significative l'hydrodynamisme et la dynamique sédimentaire.

En Baie de Seine, l'étude des caractéristiques du vent repose sur l'enregistrement de données météorologiques à la station du sémaphore du Cap de la Hève ainsi que sur les résultats des statistiques des vents entre 1995 et 2011 obtenues via le modèle ARPEGE de Météo France. En Baie de Seine orientale, dans 60% des cas, les vents prédominants sont de secteur O/SO et dans une moindre mesure, de secteur NE, avec des intensités faibles comprises entre 2,5 et 6 $m \cdot s^{-1}$ (Figure 2-4a). Lors des tempêtes, les vents prédominants sont de secteur SO atteignant jusqu'à 17 $m \cdot s^{-1}$ (0.3 % des cas dans l'année) (Lemoine et Verney, 2015).

La Baie de Seine est protégée des houles venant de l'océan Atlantique par la presqu'île du Cotentin. Les houles de longues périodes atteignent la baie mais arrivent à l'estuaire en étant fortement atténuées. Les principales vagues arrivant à l'embouchure de l'estuaire sont générées dans la baie par les vents locaux. Les houles sont mesurées par le CETMEF au large du Havre via une bouée phare « Le Havre Metzinger » dans le cadre du projet de surveillance Candhis. La

rose des vagues à l'embouchure montre que les vagues les plus hautes et les plus fréquentes sont issues du secteur NO en accord avec la géométrie de la baie de Seine (Figure 2-4b). A l'échelle annuelle, les houles les plus fortes sont concentrées en automne-hiver associées aux vents de secteur O/SO (Lemoine et Verney, 2015).

Les marées en Baie de Seine sont caractérisées par une grande amplitude créant des variations importantes de la hauteur d'eau et des courants. La houle est amplifiée par les courants de jusant par réfraction, mais l'énergie et la hauteur des vagues diminuent lors de sa propagation vers les faibles profondeurs. Cette interaction entre les vagues et la marée peut influencer la dynamique hydro-sédimentaire. Plus les vagues sont hautes et la hauteur d'eau faible, plus les sédiments sont susceptibles d'être remis en suspension par la contrainte exercée par les vagues au fond.

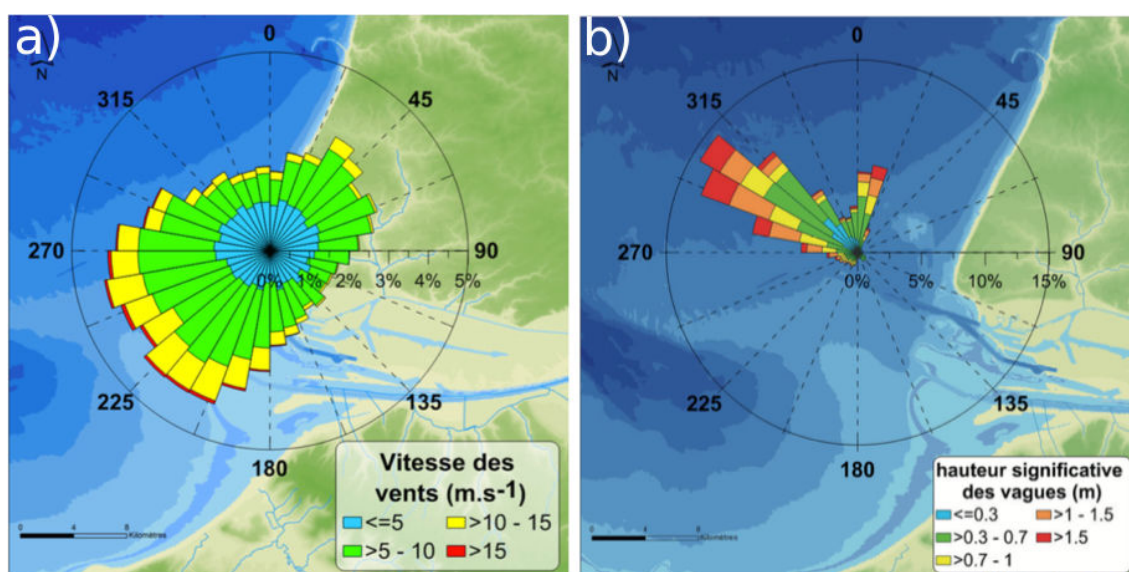


Figure 2-4 : Paramètres hydrodynamiques en Baie de Seine – a) Statistiques des vents en Baie de Seine (1995-2011) calculées à partir du modèle météo-France Arpège (Données issues du projet Seine-Aval 4 MODEL) – b) Rose des vagues à l'embouchure de l'estuaire calculée à partir des données de la bouée Metzinger entre février 2011 et Mai 2012 (Données Candhis CETMEF) (d'après Lemoine et Verney, 2015).

2.1.2.3. Hydrologie

Débits fluviaux

La Seine, qui draine un bassin versant d'environ 80 000 km² abritant 26% de la population française, 40% des activités économiques et 30% des activités agricoles, se déverse dans la partie orientale de la Baie. Elle représente la source principale d'apports d'eau douce ainsi que le vecteur principal de polluants d'origines urbaines, industrielles et agricoles.

Le climat du bassin versant de la Seine est de type océanique tempéré avec une pluviométrie moyenne de 750 mm/an dont 2/3 sont transférés dans l'atmosphère par le phénomène d'évapotranspiration. Le reste rejoint l'estuaire soit rapidement par la surface soit

sur des temps plus longs via les nappes souterraines. Le régime hydrologique est caractérisé par un régime pluvial océanique avec un débit maximal en hiver quand les pluies sont abondantes et que le processus d'évapotranspiration est faible et inversement en été. Cependant, des épisodes de très forts débits à l'échelle événementielle, faisant suite à une période de pluie intense sur une très courte durée ou sur plusieurs semaines, peuvent parfois se produire indépendamment de la saison (ce fut le cas pendant le mois de juin 2016, année des campagnes de terrain liées à la présente thèse, cf section 2.3.2).

Des mesures du débit de la Seine au barrage de Poses, qui constitue la limite amont de l'estuaire, permettent de calculer un débit moyen annuel d'environ $450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 1941-2013, avec un débit moyen à l'étiage inférieur à $140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, atteignant même un débit minimal de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour des années particulièrement sèches, et des pics de crues moyens rencontrés entre janvier et avril autour de $1400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, avec des valeurs dépassant les $2200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au cours d'épisodes exceptionnels, voire figure 2-5 (Guézennec, 1999 ; Lemoine et Verney, 2015). Les apports liquides estimés ici prennent uniquement en compte les apports en amont de l'estuaire de la Seine. Cependant, la contribution des apports intra-estuariens (affluents et nappes souterraines) peut atteindre jusqu'à 40% des apports amonts en période d'étiage.

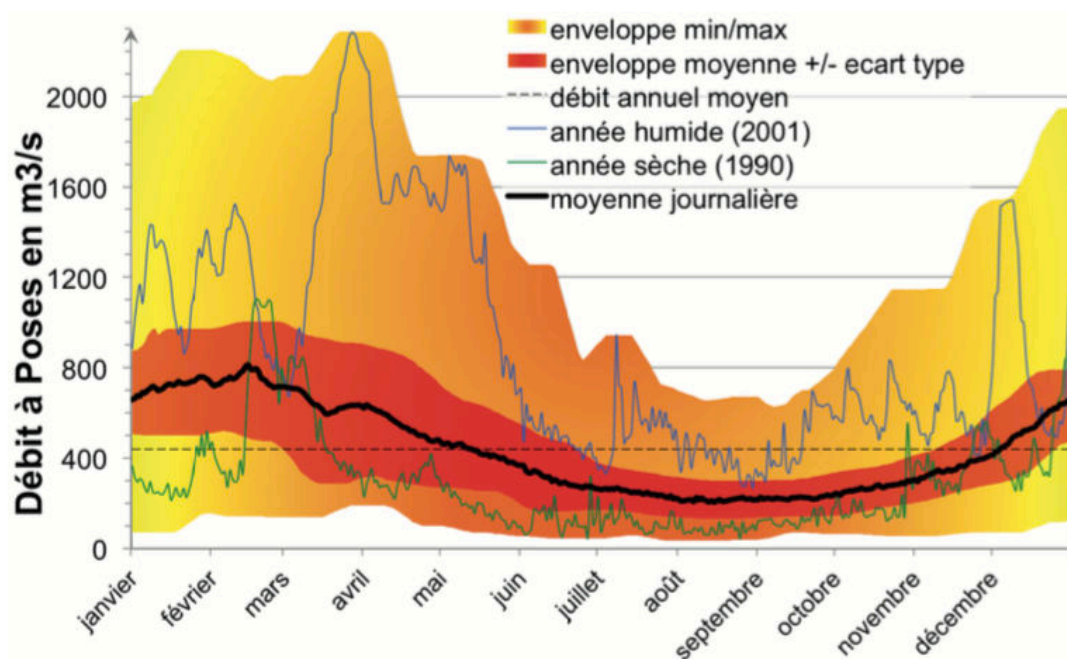


Figure 2-5 : Statistiques journalières du débit de la Seine au barrage de Poses (1941-2013 ; source : GIP Seine Aval).

Salinité

Avec une valeur inférieure à 35 PSU, la salinité de la Baie de Seine est influencée par les apports d'eau douce provenant principalement de la Seine et, dans une moindre mesure, des rivières littorales. Les isohalines s'orientent de manière parallèle à la côte dans la baie de Seine

orientale, et se répartissent en deux zones distinctes : une zone à l'Ouest où les eaux salines dominent (Avoine, 1987), et une zone à l'Est influencée par le débit de la Seine (Avoine et al., 1984 ; Le Hir et al., 1986), voir figure 2-6.

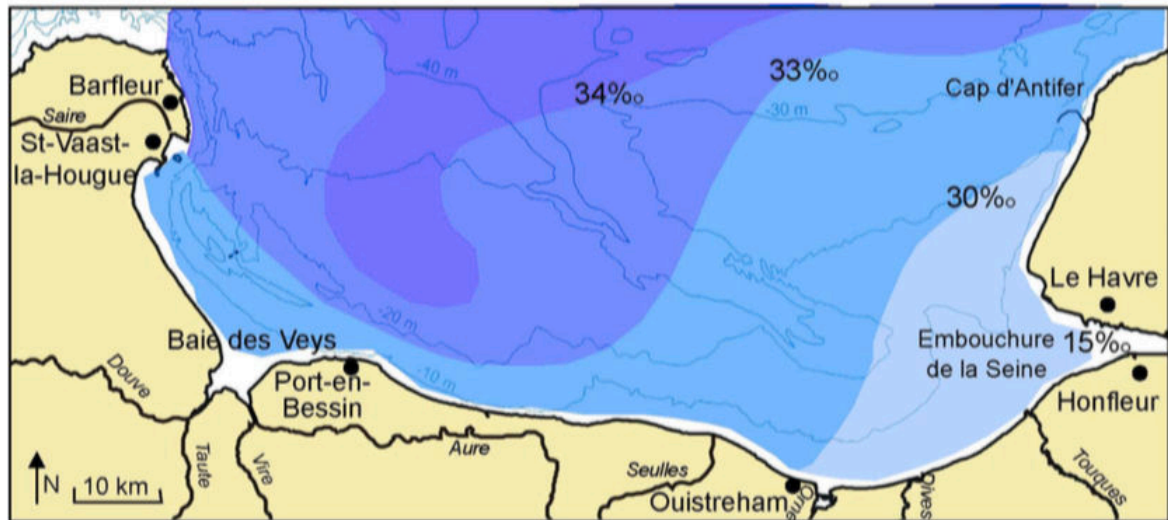


Figure 2-6 : Salinité de surface en période de crue fluviale en baie de Seine (Données CNEXO-COB-ELGMM, d'après IFREMER), dans Dubrulle-Brunaud (2007).

A l'embouchure, la rencontre entre les masses d'eau douce et d'eau salée est à l'origine d'une zone de mélange appelée gradient de salinité. La salinité à l'embouchure est contrôlée par le volume d'eau qui transite avec la marée. Au cours du flot et à l'étale de PM, les eaux salées provenant de la zone marine remontent dans l'estuaire. Après la renverse, les courants de marée s'inversent et le niveau d'eau baisse entraînant une diminution de la salinité jusqu'à la fin de l'étale de BM. A l'échelle annuelle, la distribution de la salinité dépend des conditions hydrodynamiques à l'embouchure de l'estuaire (Fig. 2-7). La limite de dessalure des eaux peut descendre vers l'aval en période de crue et d'autant plus en période de vives eaux et à l'inverse peut remonter en amont en période d'étiage.

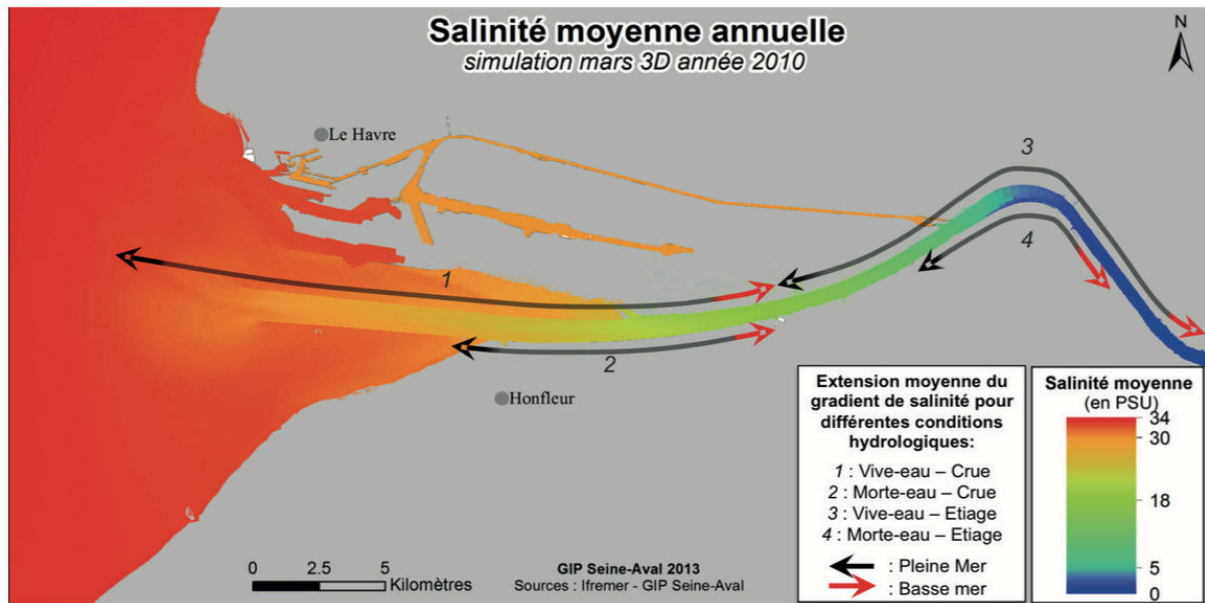


Figure 2-7 : Représentation des salinités moyennes à l’embouchure pour l’année 2010 (Lemoine et Verney, 2015).

La différence de salinité et, donc de densité, entre les eaux fluviales et les eaux marines est responsable d’une stratification verticale appelée halocline. Cette rencontre entre les différentes masses d’eau près de l’estuaire est responsable de la mise en place d’une circulation résiduelle : les eaux plus salées et donc plus denses s’écoulent vers l’amont au fond, et les eaux douces en surface s’écoulent vers l’aval. Cette circulation est modulée par différents facteurs qui varient à l’échelle saisonnière tels que le régime hydrologique du fleuve alternant période de crue et période d’étiage et le cycle vive-eau/morte-eau. Par exemple, la stratification verticale est d’autant plus forte en ME (moins de mélange vertical par les courants de marée) et tout particulièrement à BM. La circulation résiduelle entraîne une accumulation et un piégeage des MES dans l’estuaire provoquant ainsi une zone où la turbidité est maximale (zone appelée aussi bouchon vaseux), voir figure 2-8 (Brenon and Le Hir, 1999).

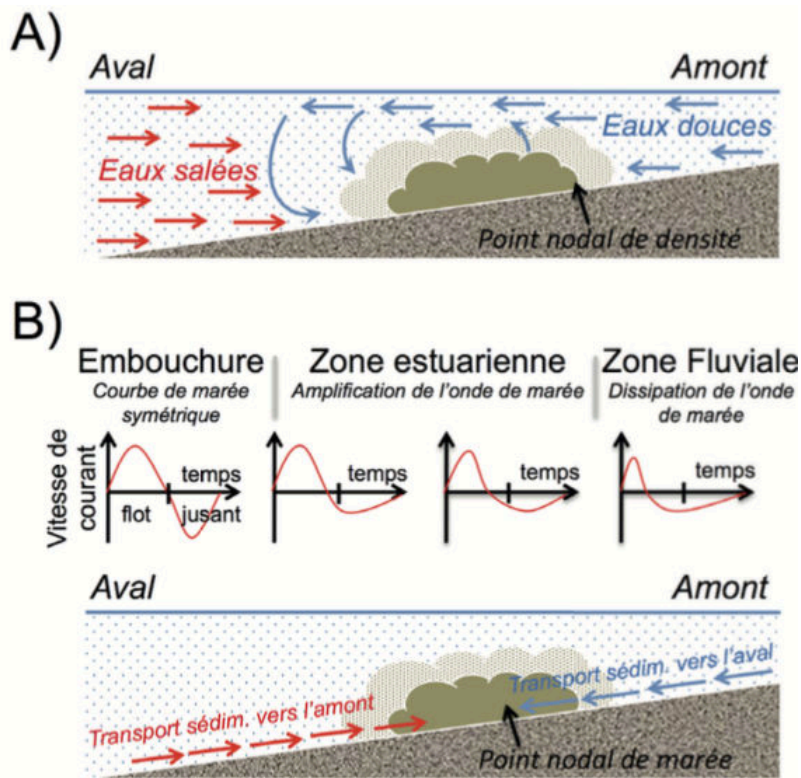


Figure 2-8 : Mécanismes à l'origine du bouchon vaseux avec la circulation résiduelle (a) et l'asymétrie de marée (b) représentées, dans Deloffre, 2005.

2.1.3. Dynamique sédimentaire

2.1.3.1. Apports solides amont et intra-estuariens

Apports amont

Issus de l'érosion du bassin versant et des rejets industriels et domestiques, les apports solides arrivant dans l'estuaire sont principalement véhiculés par la Seine, dont 75 % se font en conditions de crue, et en particulier au cours de la phase ascendante des crues. Ces dernières qui ne représentent qu'une vingtaine de jours, soit 5 % du temps, peuvent transporter jusqu'à 50 % des apports amonts (Avoine, 1981 ; Avoine, 1985). Globalement, les apports solides par les fleuves se font principalement en suspension (Müller et Forstner, 1968). En proposant une relation entre la concentration en MES et le débit liquide, Avoine (1985) estime le flux solide arrivant au barrage de Poses à $500\,000\text{ t.an}^{-1}$ en moyenne, variant entre $200\,000\text{ t.an}^{-1}$ pour les années sèches contre $1\,000\,000\text{ t.an}^{-1}$ pour les années humides. Ces estimations ont été réévaluées par Guézennec (1999) estimant en moyenne les apports sédimentaires au barrage de Poses entre $600\,000$ et $700\,000\text{ t.an}^{-1}$. Ce calcul de flux basé sur les relations dites d'Avoine (1985) présente quelques limites (Le Hir et Lafite, 2012). En effet, ces relations ne permettent pas de reproduire la complexité des écoulements sur le bassin versant amont (Guézennec, 1999),

ce qui peut induire une erreur dans l'estimation du flux solide annuel entrant dans l'estuaire comprise entre 4% et 94% pour les années sèches et humides, respectivement (exemple pris sur les années 2000 et 2001) (Lemoine et Verney, 2015).

Apports intra-estuariens

Le projet Seine-Aval 5 AFFLUSEINE (Flux sédimentaires des affluents intra-estuariens de Seine) coordonné par le M2C de l'Université de Rouen et le BRGM entre 2013 et 2016, a eu pour objectifs de quantifier les flux sédimentaires annuels de l'ensemble des affluents intra-estuariens de la Seine en ré-analysant les mesures historiques à Poses et les mesures haute ou basse fréquence (BF) sur certains bassins versants intra-estuariens. Le flux solide moyen annuel de la Seine arrivant en amont du barrage de Poses a été ré-estimé à 494 000 t.an⁻¹ avec un écart-type de 288 000 t.an⁻¹ (Landemaine, 2016).

Les apports solides entrant dans l'estuaire en amont, à Poses, sont composés essentiellement de vase (argiles et silts), et également de sable en période de très fortes crues (Meybeck et al., 1998). Lesourd (2000) a estimé que les MES se composent de 20 à 30 % de carbonates, de 25 à 40 % d'argiles et de feldspaths et de 10 à 15 % de matières organiques. Le reste correspond à du quartz et à divers minéraux. Les apports moyens annuels des affluents intra estuariens de Seine généralement faibles à l'échelle annuelle ont été évalués à 55 500 t.an⁻¹ avec un écart type de 46 600 t.an⁻¹, soit 10% des apports sédimentaires à l'estuaire (Landemaine, 2016). En période d'étiage, ces apports peuvent contribuer jusqu'à 20 à 40% (Dupuis et al., 2004 ; Dupont et al., 2006 ; Landemaine, 2016).

2.1.3.2. Dynamique estuarienne

Les sédiments fins arrivant dans l'estuaire, à l'interface entre le milieu marin et le fleuve, peuvent avoir de nombreuses origines. Les particules fines issues du fleuve peuvent sédimenter sur les berges dans l'estuaire de Seine ou transiter vers la partie aval au niveau du bouchon vaseux, dont la masse est estimée entre 200 000 et 350 000 tonnes (Artelia, 2014 ; Grasso et al., 2018). En fonction des conditions de marée et du régime hydrologique de la Seine, la position du bouchon vaseux varie (Avoine et al., 1981 Grasso et al., 2018). A partir de modèles numériques 3D, Brenon et Le Hir (1999) puis Grasso et al. (2018) ont confirmé l'importance du forçage tidal à l'échelle semi-diurne et semi-lunaire dans la variation de la localisation du bouchon vaseux, qui est également fortement modulée par les variations du débit de la Seine (Fig. 2-9). En cas de forte crue et/ou en période combinée de vives eaux et à BM, le bouchon vaseux se situe très en aval et une partie des particules en suspension peuvent même être expulsées en baie de Seine ce qui se traduit par des apports turbides dans la partie sud-est de la baie. Les matériels sédimentaires fins à l'embouchure de l'estuaire et dans la baie de Seine orientale sont alors relativement semblables (Garnaud et al., 2003). A l'inverse, en période d'étiage, l'expulsion est beaucoup moins importante.

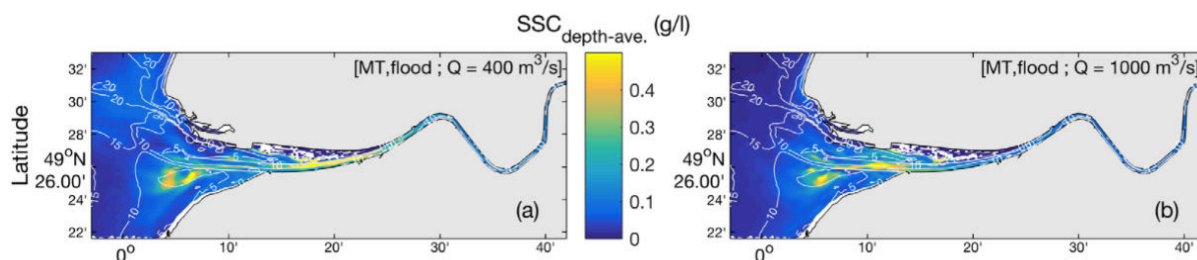


Figure 2-9 : Méthode et limites pour estimer la localisation et la masse du bouchon vaseux. Simulations de concentration en MES instantanées pour le 23 avril 2015 quand le débit du fleuve est moyen $Q = 400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (à gauche) et pour le 8 mai 2015 quand le débit est fort $Q = 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (à droite). Concentration en MES moyennée sur la profondeur au flot (MT, flot avec la bathymétrie représentée par les contours en blanc (a,b), dans Grasso et al., 2018).

Une partie du matériel sédimentaire arrivant dans l'estuaire amont n'atteindrait pas directement la partie aval et se déposerait sur des vasières latérales, représentant 105 000 à 158 000 tonnes de matériel particulaire, soit 20 à 30% des apports selon Guézennec (1999).

Une partie des apports à l'estuaire provient de l'érosion des sédiments argileux et carbonatés holocènes qui colmatent l'estuaire et de l'érosion des berges. Avoine (1994) estime que les apports marins vaseux sont équivalents aux apports issus du bassin versant, représentant environ 1,5 millions de m^3 . A l'échelle saisonnière, une part des particules fines peut provenir de la production phytoplanctonique marine, maximale entre le printemps et l'automne. Ces apports ont été estimés par Dupont et al. (2001) à environ $60\,000 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$.

2.1.3.3. Dynamique des sédiments fins en baie de Seine orientale

Les sources de sédiments fins dans la Baie de Seine orientale, à l'interface entre l'estuaire de Seine et la Manche peuvent également être très nombreuses. Dans la partie orientale de la Baie, les principaux apports proviennent de l'estuaire de Seine, via les apports fluviaux. En vue de maintenir les voies d'accès aux grands ports maritimes du Havre et de Rouen, l'estuaire de Seine est dragué. Ces dragages peuvent représenter une source non négligeable d'apports de matériel particulaire à l'embouchure, à l'interface entre estuaire et baie. Chaque année, 6,5 millions de m^3 de sédiments sont dragués pour les deux ports confondus (Lemoine et Verney, 2015). Ce matériel particulaire est principalement composé de sédiments fins (80%) (Duval, 1994). La majeure partie des sédiments dragués par le Grand Port Maritime de Rouen (GPMR) étaient dans la zone d'embouchure de l'estuaire de Seine. L'autre partie est déposée à terre (environ $100\,000 \text{ m}^3$). Environ 40% des sédiments déposés sont remis en suspension par les forçages hydrodynamiques. Les sédiments fins dragués par le Grand Port Maritime du Havre (GPMH) sont quant à eux déposés au niveau du site de dépôt de dragage localisé au large d'Octeville-sur-Mer au nord-ouest du cap de la Hève. Environ 40% de ces dépôts sont stables et 60% des matériaux fins sont dispersés (GPMH, 2014).

La dynamique résiduelle en baie de Seine contribue également significativement au bilan sédimentaire de l'embouchure et peut s'élever à $4\,000\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, sable et vase cumulés (Lemoine et Verney, 2015). Les apports peuvent également provenir de l'érosion littorale. Cette

érosion a été estimée à $600\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$ pour la côte du Pays de Caux et à $200\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$ pour la côte du Calvados (Volmat, 1929).

2.1.4. Couverture sédimentaire

En Baie de Seine orientale, la distribution des sédiments superficiels est modulée par l'intensité des courants : un gradient d'affinement des sédiments depuis le large vers les côtes est observé, avec à l'embouchure de la Seine, des sédiments composés de sables fins et sablo-vaseux, voire vaseux à proximité de l'estuaire, tandis qu'au large, les sédiments sont plus grossiers et composés de graviers (Fig. 2-10). La cartographie présentée dans cette section a été établie par Lesourd et al. (2001) avant la construction de Port 2000, et fait suite à la cartographie des faciès sédimentaires d'Avoine (1981). Des surfaces importantes sont couvertes par le faciès sablo-vaseux. Les faciès sablo-vaseux / vaso-sableux délimitent une zone d'envasement temporaire. Sur l'ensemble de la baie, les vases ne représentent que 5 % de la superficie de la baie (Lafite, 1990), et proviennent principalement de la Seine. Pourtant, le domaine vaseux s'est largement étendu au cours des dernières années : les différentes cartes établies depuis le 19^{ème} siècle ont permis de mettre en évidence une évolution des faciès sableux vers des faciès sablo-vaseux voire vaseux. Cette évolution est étroitement liée à l'anthropisation de l'estuaire (Lesourd, 2000, Lesourd et al., 2001).

Les variations saisonnières du régime sédimentaire de l'embouchure de la Seine dépendent des conditions hydrométéorologiques, d'une durée d'environ trois ans selon Lesourd et al. (2003). Au printemps, à la suite d'une période de crues hivernales, des dépôts vaseux de type crème de vase sont observés sur les sables fins et moyens le long des côtes, au sud de l'embouchure de la Seine (Garnaud et al., 2003). Ces dépôts sont issus de l'expulsion d'une partie du bouchon vaseux dans la baie. La houle combinée aux courants de marée sur des faibles hauteurs d'eau peut mobiliser ces placages de vase et les redisperser. Ce transport peut devenir intense au cours d'épisodes hydro-météorologiques extrêmes tels que les tempêtes. Une autre partie de ces sédiments sert à renouveler le stock sédimentaire intra-estuarien dans le bouchon vaseux, en particulier en période combinée d'étiage et de vives-eaux. La durée et l'intensité des crues hivernales ainsi que la disponibilité en sédiments stockés dans le bouchon vaseux contrôlent l'envasement des fonds marins à l'embouchure de l'estuaire. Ce phénomène sera plus marqué lors de crues d'intensité moyenne mais de longue durée que lors de pics de crues élevés mais courts. Quelles que soient les conditions hydrologiques, à moyen terme un envasement résiduel est observé.

Dans le cadre du projet COLMATAGE (2008-2012) mené par le GIP Seine Aval, des missions ont été réalisées pour collecter des échantillons sur 48 stations afin d'établir un nouveau bilan de la couverture sédimentaire du système estuarien (partie orientale de la Baie et embouchure). Cette étude a confirmé l'affinement sédimentaire associé à une diminution des courants de marée du large vers la côte (Avoine 1981 ; Lesourd, 2000).

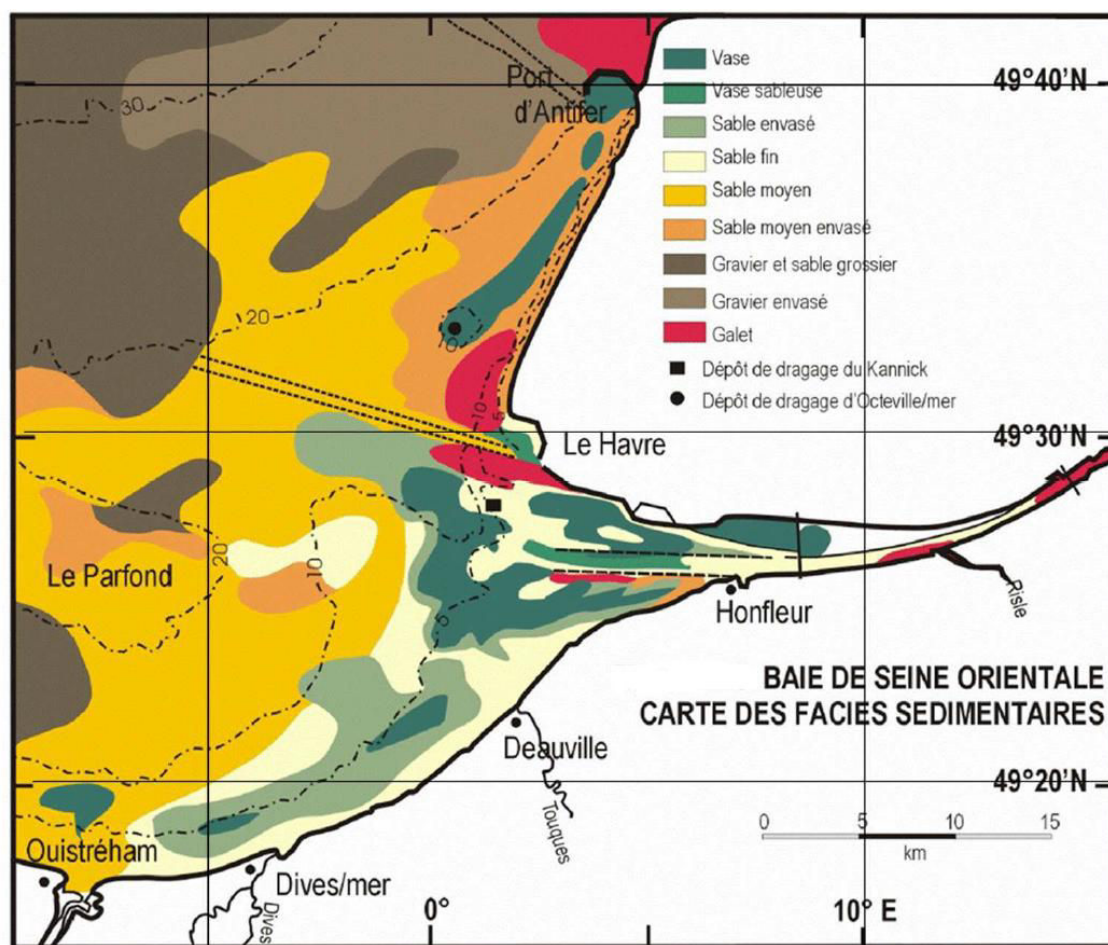


Figure 2-10 : Cartographie des faciès sédimentaires de la Baie de Seine orientale (les données sédimentaires ont été acquises entre 1993 et 1996 ; d'après Lesourd, 2001).

2.1.5. Matière organique en Baie de Seine

2.1.5.1. Les populations phytoplanctoniques et leur évolution saisonnière

En Baie de Seine, une eutrophisation côtière est régulièrement constatée. En particulier, dans la partie orientale de la Baie, plusieurs épisodes de blooms se manifestent chaque année généralement pendant la période comprise entre juin et septembre. Ces différentes observations ont été permises par la mise en place de réseaux de mesure et par des campagnes de mesure. Par exemple entre 1974 et 1998, 14 campagnes océanographiques ont notamment été menées en Baie de Seine, à l'initiative de l'IFREMER, au cours desquelles des mesures de concentration en chl a ont été effectuées. Les résultats de ces différentes campagnes ont fait l'objet d'une synthèse, donnant lieu à la réalisation d'un atlas permettant d'acquérir une vision globale de la distribution de différents paramètres (hydrologie, nutriments et chl a) dans diverses situations, en fonction du climat, de la saison ou encore du débit (Aminot et al., 1997). Deux situations typiques de la répartition du phytoplancton en Baie de Seine ont été déduites de ces observations : (i) au printemps exclusivement, un maximum de chlorophylle a est observé dans

la partie centrale de la baie, loin du panache turbide de la Seine, et donc en dehors de la zone la plus riche en éléments nutritifs, et (ii) un gradient décroissant allant du sud-est vers le nord-ouest, constaté plutôt en été et en automne (Fig. 2-11). Si le développement du bloom printanier a lieu plus au large, loin de la zone enrichie en nutriments, c'est probablement en raison d'une turbidité trop élevée dans l'embouchure, associée aux débits de la Seine, qui peuvent encore être importants au début du printemps (Aminot et al., 1997). En effet, quand le taux de nutriments est élevé, la production dépend directement de la disponibilité de la lumière (Cloern et al., 1983).

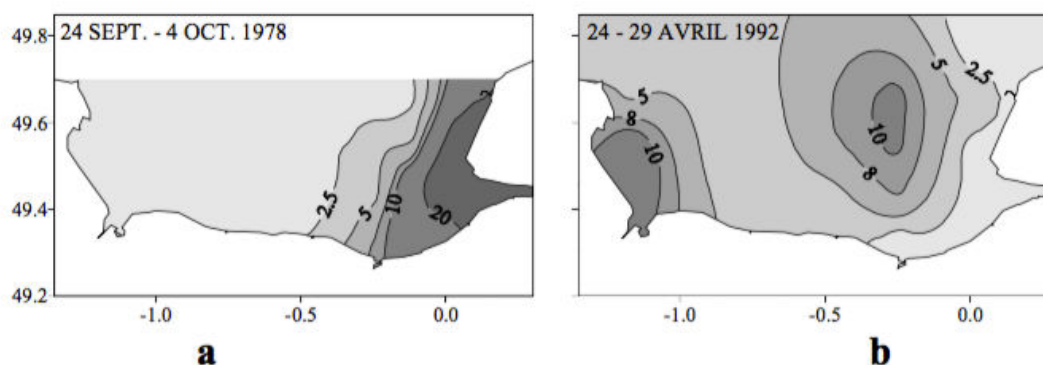


Figure 2-11 : Distributions géographiques typiques de la chl a en Baie de Seine. Les mesures présentées ici correspondent aux campagnes réalisées en Baie de Seine entre le 24 septembre et le 4 octobre 1978 (a) et entre le 24 et 29 avril 1992 (b).

En vue d'évaluer la qualité des eaux et du milieu marin, et en particulier suite à de nombreux épisodes de contamination des coquillages, de nombreux réseaux de mesure ont été mis en œuvre par l'Ifremer comme le RNO (Réseau National d'Observation) créé en 1973, le REPHY (Réseau de Surveillance Phytoplanctonique) en 1984 ou encore le RHLN (Réseau hydrologique du Littoral normand) en 2000 et étendu en 2002. Ces réseaux ont permis l'acquisition régulière de données de chlorophylle sur de nombreuses stations côtières de la Baie de Seine, complétant ainsi les mesures issues des différentes campagnes océanographiques évoquées ci-dessus. Un bilan du REPHY en Normandie de 1989 à 1992 a été établi par Le Grand (1994). Globalement, le phytoplancton en Baie de Seine est caractérisé par une présence quasi exclusive de diatomées des genres *Navicula*, *Skeletonema costatum* ou encore *Pseudo Nitzschia*. En hiver et en automne, la communauté phytoplanctonique est pauvre. Au printemps, la concentration phytoplanctonique augmente avec le développement du bloom printanier, les diatomées restant les espèces dominantes. Toutefois, en période estivale, des dinoflagellés (par exemple du genre *Dinophysis*) apparaissent (Le Grand, 1994).

La figure 2-12 illustre le cycle annuel du phytoplancton à partir de mesures acquises pour l'année 1983 aux deux stations du RNO. Un premier bloom est observé, avec des valeurs de surface atteignant jusqu'à $25 \mu\text{g.l}^{-1}$ aussi bien en surface qu'au fond au point 4, situé plus à l'Ouest (Fig. 2-12). Ce premier bloom est associé à une diminution significative des sels nutritifs, dont la silice, ce qui résulte du développement important de diatomées (Cugier, 1999). Au cours de la période estivale de la même année, un second bloom plus important se développe avec une concentration en chl a de $40 \mu\text{g.l}^{-1}$ en surface, contre $20 \mu\text{g.l}^{-1}$ au fond. La station RNO2 montre des variations similaires. Fin septembre/début octobre, la concentration en chl a chute avec des valeurs autour de 1 ou $2 \mu\text{g.l}^{-1}$, reflétant la fin de la période productive. En période hivernale, les très faibles valeurs de chl a révèlent l'absence d'activité biologique.

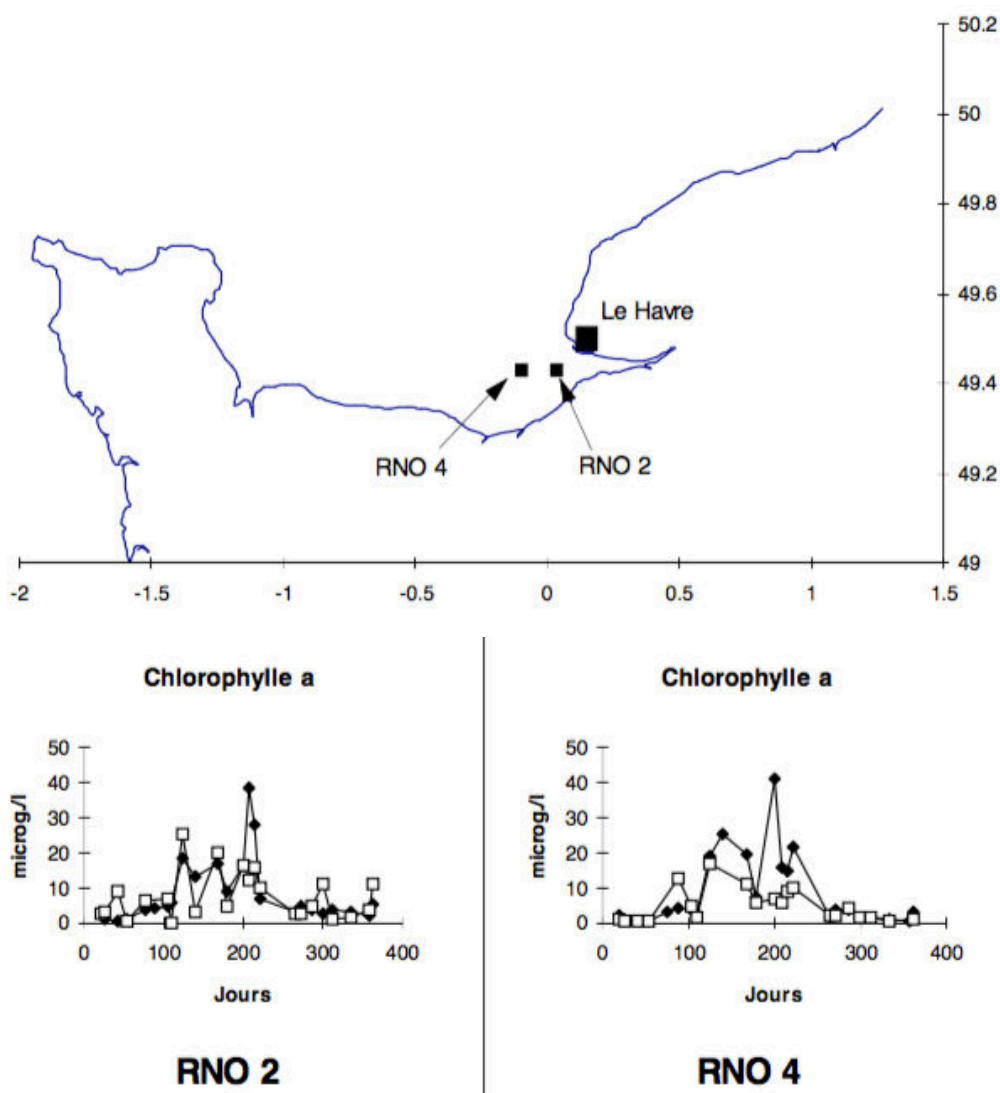


Figure 2-12 : Evolution de la chlorophylle a pour l'année 1983 pour les 2 stations du Réseau National d'Observation (R.N.O). Les valeurs de surface sont représentées par des diamants noirs et les valeurs de fond par des carrés blancs, modifié d'après Cugier, 1999.

Depuis les années 1990, l'amélioration des traitements des eaux a permis de mieux maîtriser les flux urbains diminuant ainsi significativement les concentrations en orthophosphates et en ammonium (Data GIP Seine-Aval, 2008 ; 2011). La diminution des taux de nutriments apportés par la Seine entraîne une réduction des taux moyens et maxima de chl a observés dans l'estuaire fluvial de la Seine (AESN & DDTM76, 2012). Le risque d'eutrophisation et donc de prolifération d'algues non siliceuses a fortement baissé au cours des dix dernières années.

Récemment, dans le cadre du projet GIP SA 5 PROUESSE (PROdUction primaire dans l'ESTuaire de SEine) en parallèle du projet BARBES (Biological Association in Relation with sediment transport: development of a new model of Bioturbation caused by ecosystem Engineers in Seine estuary), les travaux de thèse de Morelle (2017) ont permis de mettre en évidence la dynamique spatiale et temporelle de la production primaire des compartiments phytoplanctonique et microphytobenthique en estuaire de Seine, à partir de mesures acquises depuis la sortie de l'embouchure (au niveau du site La Carosse) jusqu'à l'estuaire moyen, un peu en amont de Tancarville. Ces travaux ont montré que la biomasse phytoplanctonique varie à l'échelle saisonnière avec des concentrations élevées de chl a au printemps et en été (Fig. 2-13).

Ces résultats montrent des variations similaires à celles observées dans la baie à partir des campagnes océanographiques et des réseaux de surveillance. Les principales unités taxonomiques observées en estuaire de Seine sont des diatomées (*Skeletonema sp.*, *Nitzschia sp.* et *Paralia sulcata*). Dans la zone aval, d'autres espèces typiques des eaux côtières et estuariennes telles que *Dytilum sp.*, *Rhizoslenia sp.* et *Chaetoceros sp.*, apparaissent.

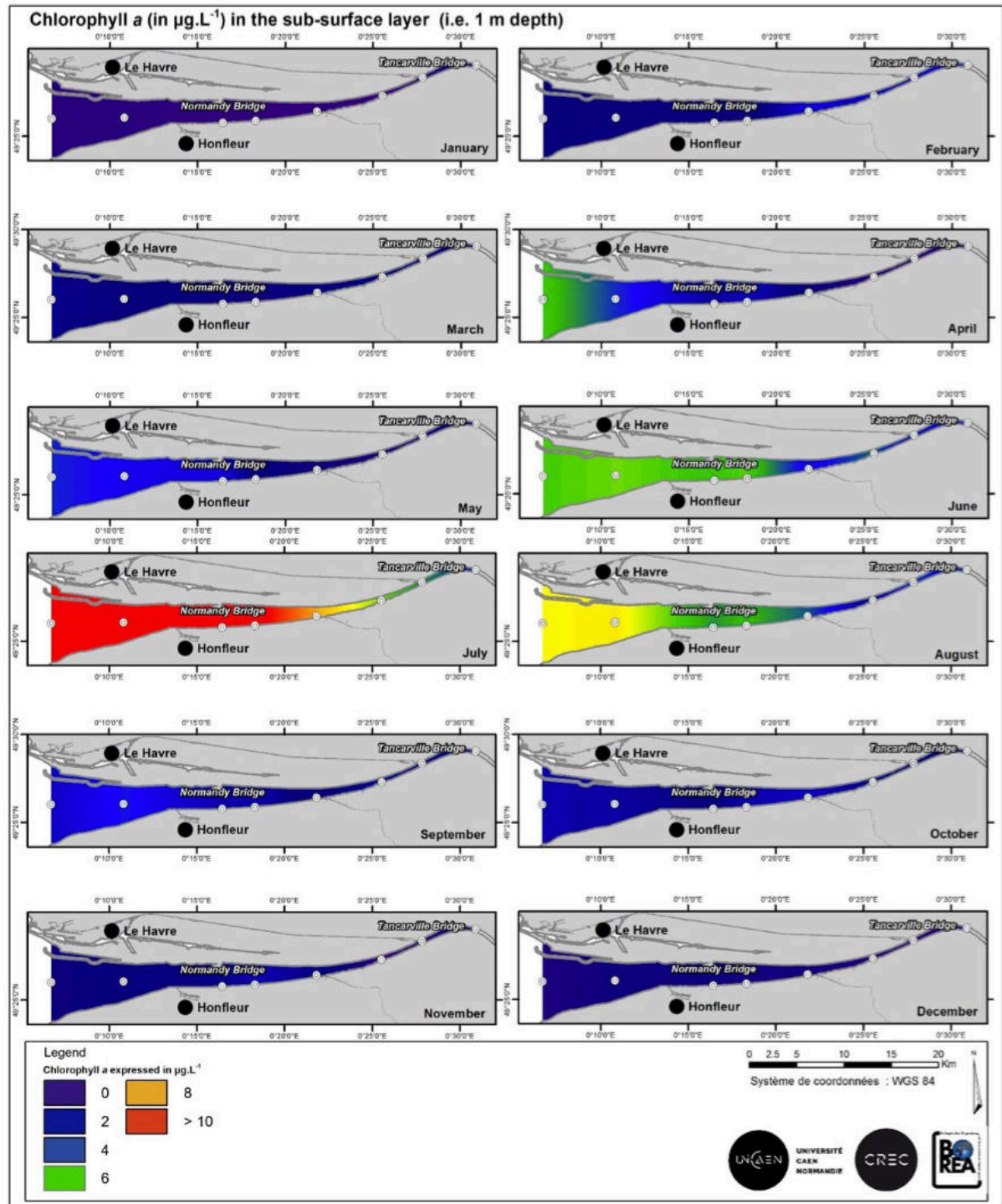


Figure 2-13 : Variations de la biomasse en chl a en sub-surface (-1m) pour chaque mois de l'année 2015. Les points blancs indiquent les stations d'échantillonnage (dans Morelle, 2017).

2.1.5.2. Importance et rôle du contenu en MO dans les processus de floculation en Baie de Seine

En Baie de Seine, la matière organique (MO) représente une part non négligeable des MES (Dupont et Lafite, 1986). A l'aide d'analyses de données micro-granulométriques associées à une identification au microscope électronique à balayage (MEB), Dupont et al. (1985) ont notamment mis en évidence que certains fractions organiques et structures organo-minérales peuvent représenter des modes granulométriques. Des floccs organo-minéraux sont présents dans l'ensemble du domaine estuaire/Baie de Seine. Au large, la fraction organique est relativement importante, notamment associée au plancton. Le rôle des diatomées dans les processus de floculation des particules minérales est évoqué dans la littérature (Alldredge et al., 1995). A partir d'échantillons acquis en Baie de Seine, Dupont et Lafite (1986) ont observé des exemples d'agrégation de particules minérales avec des espèces de diatomées, favorisant la formation de floccs organo-minéraux via la sécrétion d'un mucus aux propriétés collantes (Fig. 2-14). D'autres observations au MEB ont également mis en évidence le rôle potentiel du zooplancton, avec la production de pelotes fécales et de pseudo-faeces, mais aussi de MO non vivante dans la formation d'agrégats.

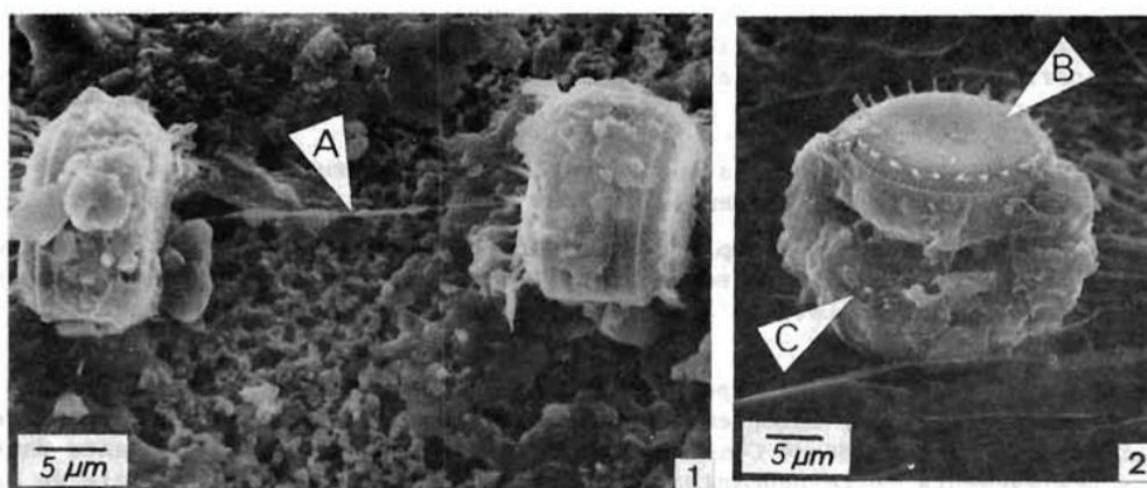


Figure 2-14 : Photographies de suspensions issues de la Baie de Seine observées au MEB, présentant (a) un début d'agglomération autour des zones connectives de deux frustules de *Thalassiosira* vivantes (A : cordon muqueux ou cytoplasmique reliant les cellules) et (b) un flocc en formation associant deux frustules de *Thalassiosira* mortes (B et C) (modifié d'après Dupont et Lafite, 1986).

Morelle (2017) a également étudié la dynamique des EPS et des TEP sécrétés par les producteurs primaires. Les valeurs de concentration en TEP en estuaire de Seine ont été estimées entre 2,21 et 16,48 mgXGeq.L⁻¹ en surface, avec une moyenne annuelle de 6,32 mgXGeq.L⁻¹, et entre 3,11 et 98,20 mgXGeq.L⁻¹ à proximité du fond, avec une moyenne annuelle de 15,93 mgXGeq.L⁻¹ (Morelle et al., 2017). Les valeurs de TEP mesurées sont relativement fortes par rapport aux valeurs trouvées dans la littérature qui peuvent aller jusqu'à 14,8 mgXGeq.L⁻¹ (Radić et al. 2005).

Dans le cadre de ces travaux, Morelle (2017) n'observe pas de corrélation entre TEP et dynamique du phytoplancton, que ce soit en termes de productivité ou de biomasse. Au contraire, la dynamique des TEP est inversement corrélée à la concentration en chl a, confortant

l'idée mise en avant par d'autres études que l'excrétion des TEP est principalement réalisée au cours de la sénescence du phytoplancton et non au cours de sa croissance (Klein et al., 2011 ; Chowdhury et al., 2016). Malgré la présence de diatomées souvent considérées comme source principale de précurseurs des TEP, notamment dans d'autres estuaires comme celui du Saint-Laurent (Annane et al., 2015), les fortes valeurs de concentration en TEP ne peuvent uniquement être expliquées par la sécrétion de ces producteurs primaires. Morelle (2017) met en avant plusieurs hypothèses pour expliquer ces mesures. De par leur rôle dans les processus de floculation et de sédimentation, les TEP sont liées aux MES (Passow, 2002 ; Thornton, 2002). Les plus fortes valeurs de concentration observées par Morelle et al. (2017) correspondent aux mesures réalisées au fond, et notamment dans la zone de turbidité maximale où la concentration en MES peut atteindre jusqu'à 2 g.l⁻¹. Dans cette zone de turbidité maximale, la formation de TEP est fortement stimulée via le gradient de salinité et la turbulence. De plus, à l'échelle tidale, les concentrations en TEP mesurées au cours des périodes de forts courants de marée sont corrélées à la concentration en MES, et donc directement liées à leur dynamique (Morelle et al., 2017). Ces différentes hypothèses pourraient expliquer les valeurs importantes de TEP mesurées dans l'estuaire. Morelle (2017) met également en avant que lors des filtrations, la forte turbidité rencontrée dans le milieu et le colmatage des filtres qui en résulte pourrait provoquer la rétention des précurseurs de TEP dont la taille est inférieure à 0,4 µm.

En revanche, aucune relation n'a été observée entre la concentration en EPS et la dynamique des MES ou la turbidité, ce qui s'explique par leur appartenance à la fraction dissoute et donc leur faible capacité de sorption. Les concentrations en EPS mesurées par Morelle (2017) étaient fortes au printemps, probablement en lien avec le bloom. Le genre le plus représenté des communautés phytoplanctoniques au cours de cette période était *Skeletonema sp.*, connue pour sécréter de grandes quantités d'EPS (Urbani et al., 2005), en particulier en cas de réduction du phosphore (Shnyukova et Zolotareva, 2015), réduction qui a effectivement été observée au printemps dans la zone aval de l'estuaire. En plus d'une corrélation entre EPS et diatomées, une relation positive entre EPS et pico- ainsi que nano-phytoplancton a été observée.

2.2. La zone côtière belge au débouché de l'Escaut : contrastes et similitudes avec la Baie de Seine

2.2.1. Contexte : similitudes et différences avec la Baie de Seine

Dans la partie sud de la Mer du Nord, la zone côtière belge est souvent décrite comme une zone de turbidité maximale, au sein de laquelle une concentration en MES permanente est observée, avec des valeurs qui peuvent atteindre jusqu'à une centaine de mg.l⁻¹ (Ruddick et al., 2000 ; Fettweis et al., 2010). Cette zone, qui représente un piège effectif à sédiments fins cohésifs, s'étend entre Ostende et la partie occidentale de l'estuaire de l'Escaut (Fig. 2-15). Ce terme de zone côtière de turbidité maximale n'est pas fréquemment utilisé dans la littérature (Lee et Folkard, 1969 ; Fettweis et al., 2010), et s'apparente aux zones de turbidité maximale observées en estuaire (par exemple le bouchon vaseux de l'estuaire de la Seine) du fait de la mise en place d'un ou plusieurs mécanismes de piégeage des MES. A la différence du bouchon

vaseux en estuaire de Seine, ces mécanismes ne dépendent pas de la salinité mais résultent plutôt d'un piégeage des MES qui transitent par cette zone, provoqué par le forçage tidal et/ou la floculation des MES (Fettweis et Van den Eynde, 2003).

La dynamique des sédiments fins à l'échelle régionale peut s'avérer relativement compliquée lorsqu'une multitude de sources locales et lointaines, de voies de transports et de phénomènes de sédimentation entrent en jeu. Ainsi la dynamique sédimentaire dans la zone côtière Belge, et en particulier l'explication de cette zone côtière de turbidité maximale, soulève encore de nombreuses questions. Des études récentes ont montré que l'origine de ces sédiments est d'une part locale (érosion de couches d'argile Holocène) et d'autre part régionale avec, en particulier, des sédiments arrivant de la Manche et transportés en Mer du Nord via le pas de Calais (Fettweis et al., 2007 ; Adriaens et al., 2018).

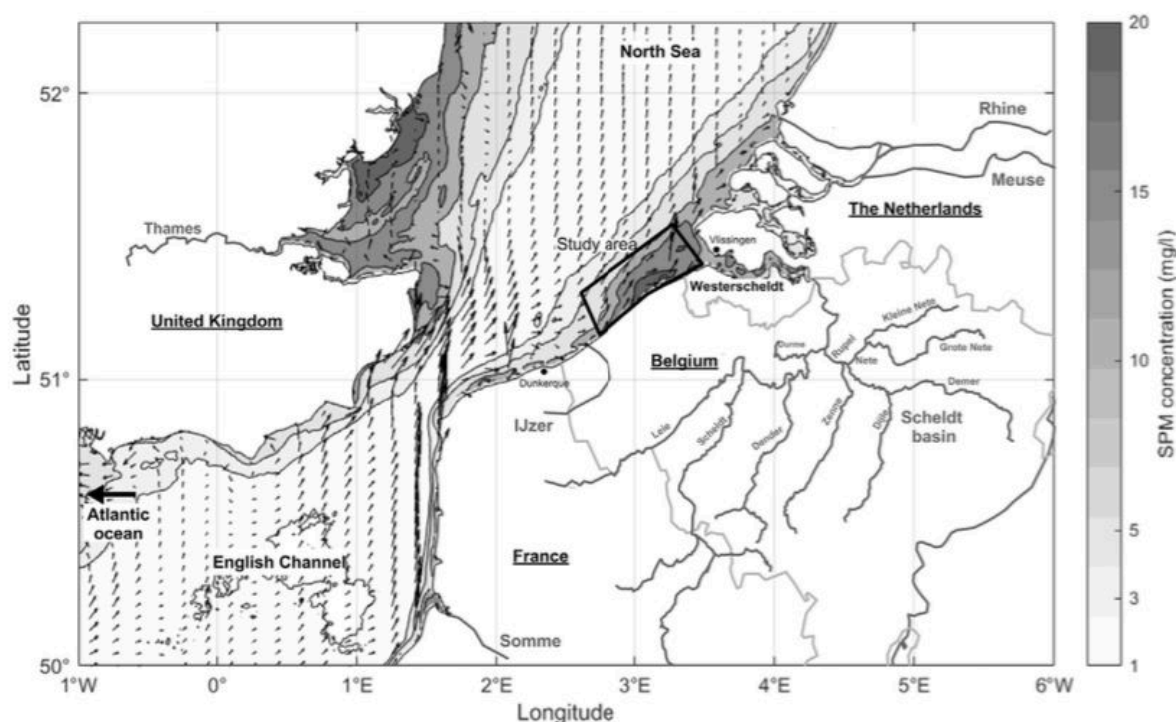


Figure 2-15 : Carte du bassin sud de la Mer du Nord présentant le plateau vaseux (polygone noir) des zones côtières de la Belgique et des Pays-Bas et la concentration en MES moyenne issue du satellite MODIS. La zone côtière de turbidité maximale est indiquée par les niveaux de gris. Les flèches indiquent la circulation résiduelle de l'eau au Sud de la Mer du Nord et dans la Manche, montrant une direction SO-NE dominante (d'après Fettweis et al., 2007a, 2007b). Les différentes sources potentielles, la Manche, le bassin versant de l'Escaut, le Rhin et la Meuse sont toutes indiquées. Les affleurements argileux du Paléogène apparaissent au nord et nord-est du plateau vaseux (d'après Adriaens et al., 2018).

Les ports de Zeebrugge, Ostende, les marinas de Blanckenberge et Nieuwpoort et leurs chenaux de navigation situés au sein de cette zone de turbidité maximale, nécessitent des travaux de dragage d'entretien réguliers afin de garantir leur accessibilité (Fig. 2-16). Les activités de dragage et de relargage des sédiments dans les eaux côtières et les ports belges représentent 10 millions de tonnes de sédiments à l'année, dont 70% correspondent à des argiles et des silts (Lauwaert, 2009). La majeure partie de ces matériaux est déposée en mer au niveau des endroits de stockage prévus à cet effet (Fig. 2-16b). Van den Eynde et Fettweis (2006) ont montré que suite au dépôt des matériaux de dragage, la turbidité est temporairement augmentée dans une zone de 20 à 40 km de diamètre autour des sites de dépôts. En fonction de l'ampleur et de la fréquence des dépôts de matériaux dragués, la concentration moyenne en MES peut

augmenter de 50 à 100 mg.l⁻¹ (Fig. 2-16). Néanmoins, ces dépôts ne sont pas à l'origine de la zone côtière de turbidité maximale. La connaissance de la dynamique spatiale et temporelle des MES est donc nécessaire pour optimiser les travaux de dragages et pour analyser ces effets sur l'écosystème marin.

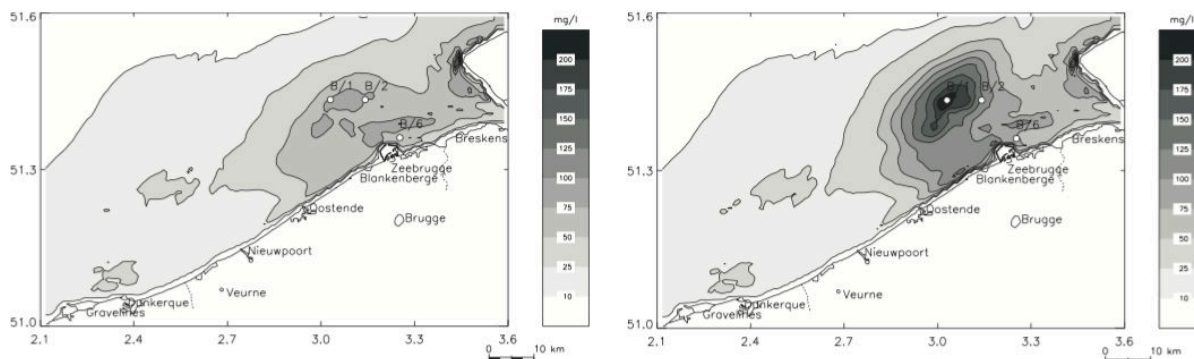


Figure 2-16 : Resultats d'un modèle de transport de sédiments qui montre la concentration moyenne des marées en matière en suspension pendant les vives eaux (20 mars 1999) : (a) situation naturelle et (b) situation naturelle avec dépôt de matériaux dragués (dans Van den Eynde et Fettweis, 2006).

Les eaux côtières belges sont le réceptacle du bassin versant international (France, Pays-Bas et Belgique) de l'Escaut. L'Escaut traverse le Nord de la France, la Wallonie, la Flandre et les Pays-Bas avant de se jeter en Mer du Nord. Le bassin versant de l'Escaut, qui s'étend sur 22 116 km², connaît un climat de type océanique tempéré, et est le support d'activités variées telles que l'agriculture, les industries agroalimentaires, de métallurgie, de textile ou encore de chimie et d'une urbanisation importante. La qualité des eaux de l'estuaire est dégradée par l'apport de nutriments, de contaminants chimiques et métalliques, de matières en suspension et de phytoplancton (SCALDIT, 2004). Pour autant, l'estuaire de l'Escaut est davantage considéré comme une zone de stockage des sédiments fins cohésifs, plutôt qu'une source de MES (Van Maldegem et al., 1993, Verlaan et al., 1998). En effet, les MES de l'estuaire sont caractérisées par une signature marine forte (>80%) (Verlaan, 1998, 2000). L'impact des apports de l'Escaut concerne surtout les métaux lourds, ainsi que les nutriments. Ces derniers modifient l'écosystème planctonique, et plus spécifiquement le phytoplancton. Similairement à la Baie de Seine, une variation saisonnière de la biomasse phytoplanctonique est observée dans la zone côtière belge, avec des valeurs de concentration en chl a plus importantes mesurées au printemps, voir figure 2-17 (Fettweis et Baeye, 2015). Ce bloom printanier est caractérisé par une succession de deux groupes phytoplanctoniques, avec un premier bloom de diatomées au début du printemps, suivi d'un bloom de phaeocystis en avril et mai (Lancelot et al., 1987). Un second bloom plus tardif et moins intense est également mesuré en période estivale (Fettweis et Baeye, 2015).

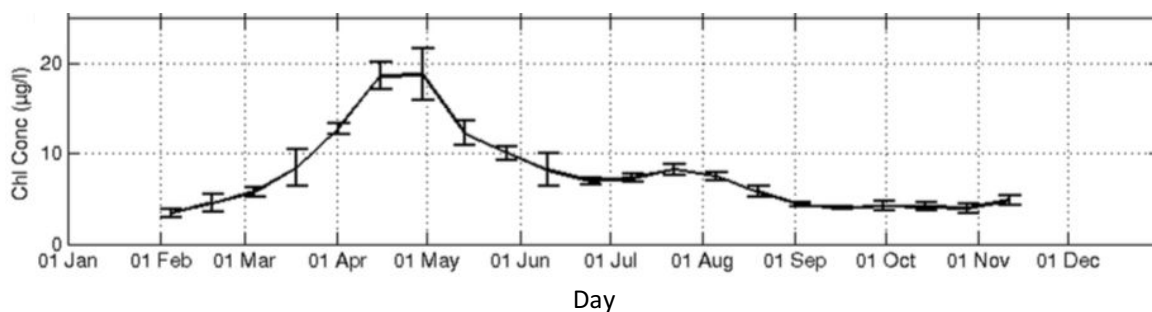


Figure 2-17 : Evolution temporelle de la concentration en chl a de surface moyennée sur des intervalles de deux semaines. Les données sont issues du satellite MERIS et couvrent la période allant de 2003 à 2011 (Fettweis et al., 2014), modifié d'après Fettweis et Baeye, 2015.

Cette turbidité relativement élevée et l'existence d'épisodes de blooms phytoplanctoniques intenses dans la zone côtière belge (Lancelot et al., 1987) en font un site pertinent pour étudier les liens entre la biomasse, la concentration en MES et les conditions hydrométéorologiques saisonnières.

2.2.2. Caractéristiques générales et fonctionnement hydro-sédimentaire

La zone côtière belge, localisée dans la partie sud de la Mer du Nord, est caractérisée par une faible profondeur d'eau (entre 0 et 15 m) (Fig. 2-18), avec des sédiments du fond allant du sable pur à la vase pure (Verfaillie et al., 2006). De façon similaire à la Baie de Seine orientale, elle est caractérisée par un forçage de marée semi-diurne (le marnage à Zeebrugge est de 4,3 m et 2,8 m en période de vives eaux et de mortes eaux, respectivement), de forts courants de marée atteignant jusqu'à $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ et un gradient de turbidité présentant une zone de turbidité maximale, avec des concentrations comprises entre $0,02$ et $0,1 \text{ g.l}^{-1}$ en surface, et $0,1$ et 3 g.l^{-1} près du fond, tandis que les valeurs de concentrations sont beaucoup plus faibles au large (inférieures à 10 mg.l^{-1} ; Baeye et al., 2011 ; Fettweis et al., 2010).

Depuis 2004, le RBINS (Royal Belgian Institute of Natural Sciences) maintient un observatoire côtier au débouché de l'Escaut via une station fixe MOW1 (51821.63 N, 387.41 E) localisée à 5 km au large du maximum de turbidité et à une profondeur de 10 m environ (Fig. 2-18). La station de mesure a la particularité de se situer à la limite marine sous l'influence de l'estuaire de l'Escaut occidental et du delta de la Meuse et du Rhin (Lacroix et al., 2004 ; Arndt et al., 2011), où la salinité est généralement comprise entre 28 et 34 PSU. Les forts courants de marée combinés aux faibles débits des rivières ont pour conséquence de bien mélanger la colonne d'eau. Les vents maximaux sont de SO dominants, mais les vagues les plus importantes sont produites par les vents provenant du NO. La concentration en MES dépend de la direction des vents : les vents provenant du SO diminuent la concentration tandis que les vents provenant du NE l'augmentent. La diminution de la concentration en MES est liée à l'advection de masses d'eau moins turbides provenant de la Manche, provoquant une remontée de zone de turbidité maximale vers le NE et l'estuaire de l'Escaut. Dans ces conditions, la vase marine est importée au sein de l'estuaire.

Cet observatoire a permis l'acquisition pendant une dizaine d'années de mesures de courant, de température, de salinité, de turbidité par capteur à rétrodiffusion optique (OBS) et également

l'acquisition de spectres en classe de taille des MES par granulométrie laser *in situ* (LISST). En parallèle de ce mouillage, des campagnes en mer régulières ont permis d'obtenir des profils hydrologiques et de collecter des prélèvements d'eau nécessaires à la calibration des instruments.

Les ellipses de courant de marée sont allongées à la station de mesure (à 2 m au-dessus du fond), et deviennent de plus en plus circulaires en s'éloignant de la côte. Les vitesses de courant près de Zeebrugge varient entre 0,2 et 1,5 m.s⁻¹ en période de vives eaux et entre 0,2 et 0,6 m.s⁻¹ en période de mortes eaux. L'étalement se produit 3h avant et 3h après la PM, et le flot est dirigé vers le NE tandis que le jusant porte vers le SW. Les maximums de courant se produisent au cours du flot, environ 1h avant la PM et, de manière moins intense, au cours du jusant et autour de la BM. Dans la zone côtière belge, les MES sont caractérisées par un ratio argile/silt d'environ 1:4, une taille médiane des particules primaires inférieure à 3 µm, un taux de MO (POC) qui varie en fonction de la concentration en MES entre 3 et 12 % dans le maximum de turbidité et une fraction de carbonates de 40% (Fettweis et Lee, 2017 ; Adriaens et al., 2018).

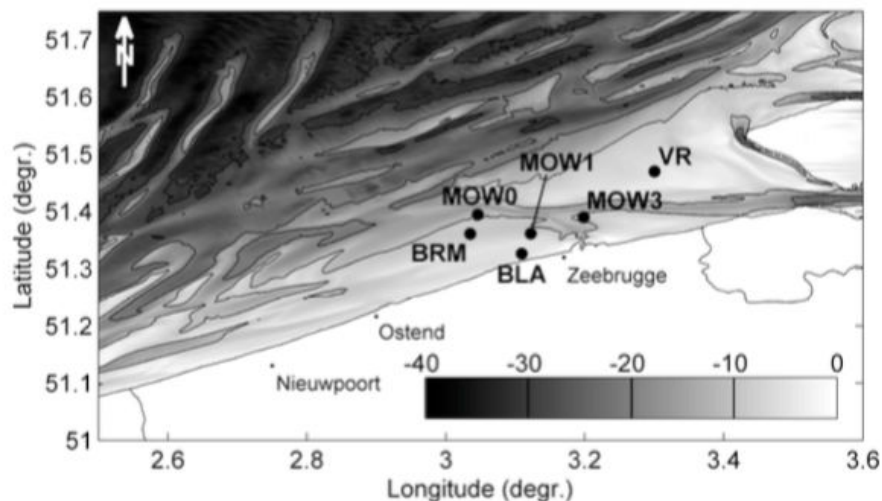


Figure 2-18 : Carte présentant la bathymétrie (en m) avec la MLLWS (Mean Lower Low Water Springs) ou le niveau d'une basse mer inférieure moyenne de vive-eau utilisée comme référence (dans Baeye, 2012). La localisation des différentes stations de mesure utilisées notamment dans l'étude de Baeye (2012) sont indiquées sur la carte.

Dans cette zone côtière, des mesures acoustiques par ADV et ADP ont montré des variations du niveau du fond, qui peuvent s'élever jusqu'à 0,2 m au cours d'une marée et d'un cycle VE/ME, suggérant la formation de lutoclines qui agissent comme des réflecteurs acoustiques, et de couches de vases fluides caractérisées par des concentrations en MES très élevées (Baeye et al., 2012). Des différences saisonnières de concentration en MES près du fond ont été observées avec des valeurs plus importantes en été et concentrées sur une plus faible hauteur d'eau, tandis qu'en hiver la concentration en MES est plus homogène dans la colonne d'eau, voir figure 2-19 (Fettweis et Baye, 2015). Ces variations suggèrent qu'une part considérable des MES restent dans la zone en été au lieu d'être advectées. Les forçages physiques tels que la hauteur des vagues, le vent ou les tempêtes montrent une faible corrélation avec cette variation saisonnière de la concentration en MES, suggérant qu'un autre forçage entre en jeu.

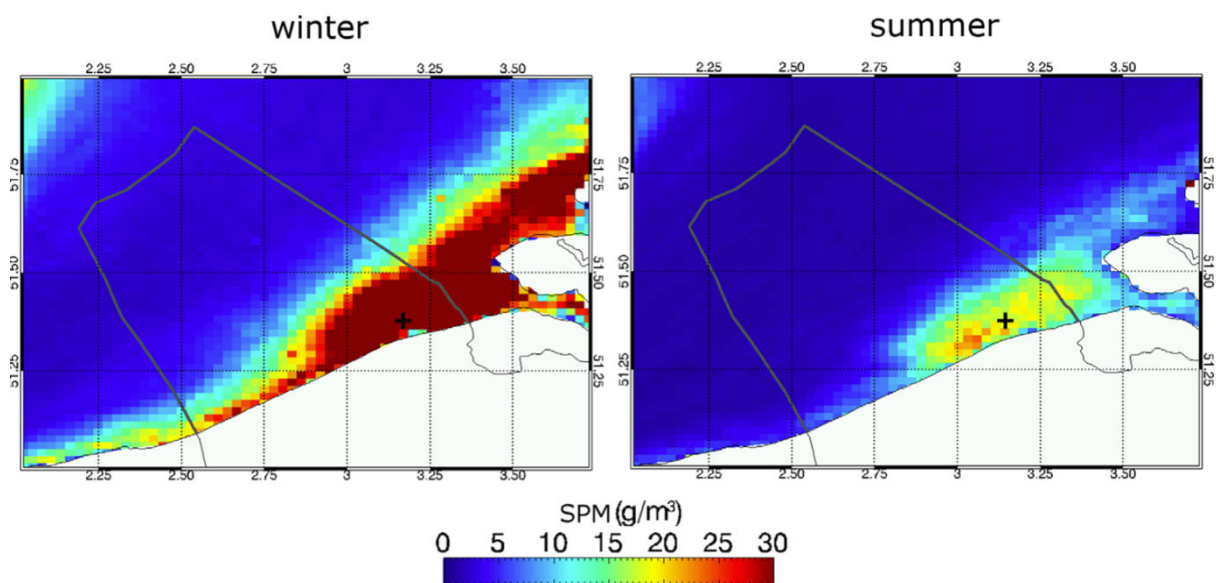


Figure 2-19 : Carte de la zone côtière belge localisée au Sud de la mer du Nord, montrant la concentration moyenne en MES en surface en période hivernale et estivale. Les données sont issues du satellite MERIS et couvrent la période entre 2003 et 2011 (d'après Fettweis et al., 2014). La croix indique la position de la station de mesure MOWI, dans Fettweis et Baeye, 2015.

Dans cette zone côtière de turbidité maximale, certaines études se sont notamment intéressées au lien entre la concentration en MES et la concentration en chl a (Fettweis et al., 2014 ; Fettweis et Baeye, 2015). En hiver, la concentration en MES est forte et la concentration en chl a est faible, et inversement pour la période estivale (Fettweis et al., 2014). Cette variation saisonnière, souvent associée à la saisonnalité du forçage du vent, coïncide également bien au bloom printanier. La fréquence d'occurrence de macroflocs a également un signal saisonnier alors que la saisonnalité a peu d'impact sur la taille de flocs, suggérant que la taille maximale des flocs est contrôlée par la turbulence et par le temps disponible au cours d'un cycle de marée pour que les processus de floculation puissent se mettre en place. Toutefois, la résistance des macroflocs est contrôlée par la disponibilité des substances organiques collantes, associées à la production primaire favorisée au printemps et en été. Ces substances organiques telles que les TEP peuvent être sécrétées par le phytoplancton mais également par d'autres espèces telles que les bactéries et le zooplancton présentes en été dans la zone côtière belge (Lancelot et al., 2004). Malgré un bloom moins prononcé en été, des niveaux importants de concentration en TEP pourraient alors expliquer la fréquence d'occurrence des macroflocs plus importante. Les macroflocs, chutant plus vite, pourraient entraîner une diminution de la concentration en MES dans la colonne d'eau. Cette variation saisonnière des flocs pourrait alors expliquer l'apparition plus probable de lutoclines au cours de la période estivale (Fettweis et Baeye, 2015).

2.3. Stratégie d'acquisition des données en Baie de Seine orientale

Dans le cadre de la thèse, l'observation *in situ* de la dynamique des MES en Baie de Seine orientale est basée sur une double approche complémentaire :

- (i) La mise en place d'un observatoire côtier à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de Seine (Fig. 2-20), permettant l'acquisition de mesures à HF et sur le long-terme (pluriannuelle) des MES et des forçages avec des paramètres restreints : le courant, les vagues, la turbidité par rétrodiffusion optique et la rétrodiffusion acoustique.
- (ii) Ces mesures long terme sont complétées par des campagnes de mesure en mer ponctuelles mais régulières afin de (1) calibrer les capteurs de l'observatoire côtier et (2) de détailler les caractéristiques des MES par des mesures de rétrodiffusion optique et acoustique, de concentration en MES, de chl a, de MO, de TEP et de spectre en classe de taille (*in situ* d'une part, et déflocculé en laboratoire d'autre part).

Les campagnes de mesure ont été réalisées sur deux stations fixes (i) la station La Carosse (LC) située à proximité de l'observatoire côtier dont les mesures seront utilisées et comparées aux mesures long terme, et (ii) la station BS1 localisée plus au large (Fig. 2-20). Le site LC permet d'intégrer à travers la variabilité temporelle au point fixe, la variabilité spatiale dans l'estuaire sur un même point : ce site a la particularité d'être à la fois sous l'influence de l'estuaire autour de la basse mer (BM), du large à PM et des processus de remise en suspension à l'embouchure, lors des phases de flot et de jusant, permettant ainsi d'étudier la dynamique des MES issues de ces trois compartiments. Il se situe également à proximité de l'ancien site de dépôt de dragage du Kannick. La station BS1 permet d'étudier la dynamique des MES dans la zone plus au large, hors influence majeure du panache de surface sauf en cas d'évènement de crue exceptionnelle et plus influencée par la production primaire en Baie de Seine, constituant ainsi une « référence » du large.

L'objectif de ces observations est d'étudier la variabilité tidale et saisonnière des MES en lien avec différents forçages hydrologiques (conditions de stratification différentes), hydrodynamiques et biologiques.

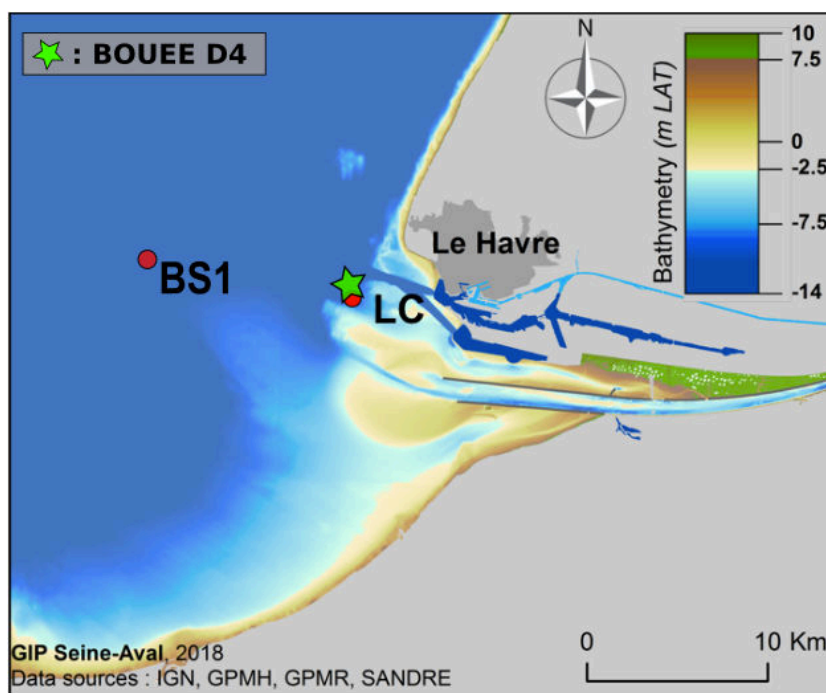


Figure 2-20 : Carte de la Baie de Seine orientale et localisation des stations de mesures fixes (LC et BS1) et de la bouée de mesure D4 à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de Seine.

2.3.1. L'observatoire côtier : la bouée D4

Afin de compléter le réseau de mesures automatiques (SYNAPSES) installé sur l'estuaire de la Seine et pour mieux comprendre le transfert de MES depuis l'estuaire vers la baie et les processus hydro-sédimentaires associés, une station de mesure à HF (appelée D4) a été déployée entre 2015 et 2017 sur le site LC, remplacée depuis octobre 2017 par la station SCENES (Figure 2-20).

Le dispositif de mesure D4 est composé de deux structures : (i) en surface, une bouée instrumentée équipée d'une sonde Hydrolab MS5 multiparamètres (température, salinité et turbidité) complétée à partir de février d'un capteur optique FLNTU et (ii) au fond une station benthique constituée d'un "panier" contenant les instruments de mesure, inséré dans une cage anti-chalutage fixée sur le fond par des ancrs à vis (Figure 2-21). Cette stratégie de déploiement au fond est motivée par la possibilité de relever les instruments par plongeurs, sans relever l'ensemble de la station benthique. Le panier est équipé d'un courantomètre houlographe profileur acoustique Nortek AWAC de fréquence 1MHz, d'un turbidimètre WETLabs BBS fixé sur une perche solidaire du panier et localisé à environ 1 m au-dessus du fond pour correspondre à la première cellule de l'AWAC. Le panier est également équipé d'un modem acoustique Sercel MATS permettant une transmission en temps réel des données vers la bouée de surface, elle-même équipée d'un Modem en vue de transmettre l'ensemble des données vers le laboratoire par liaison téléphone. Ce système de mouillage a permis l'acquisition de 15 mois de mesures de courant, de vague, de température (surface et fond), de salinité (surface), de turbidité (en surface et à 1 m au-dessus du fond), et du signal de rétrodiffusion acoustique dans toute la colonne d'eau. Les périodes de mesures acquises par l'observatoire côtier (à travers l'exemple de la hauteur significative des vagues), au cours de l'année 2016 sont présentées en Figure 2-22.

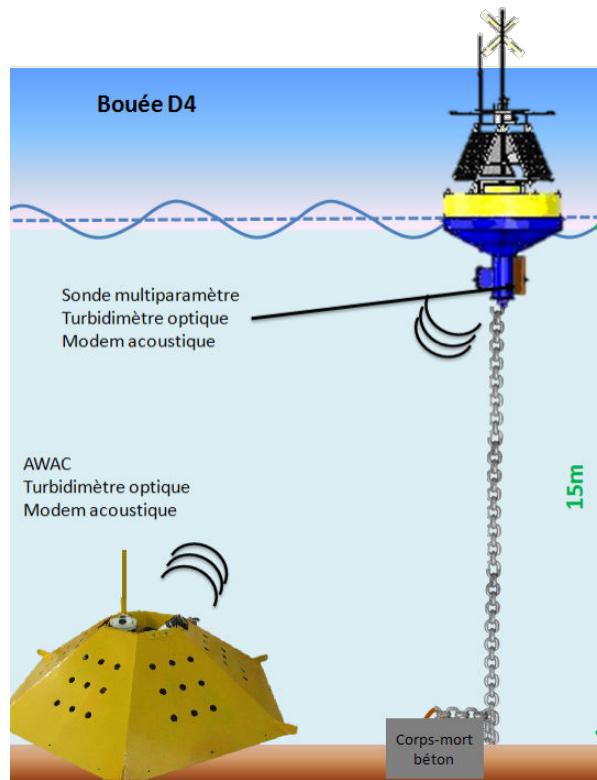


Figure 2-21 : Instrumentation en surface et au fond de la bouée de mesure D4.

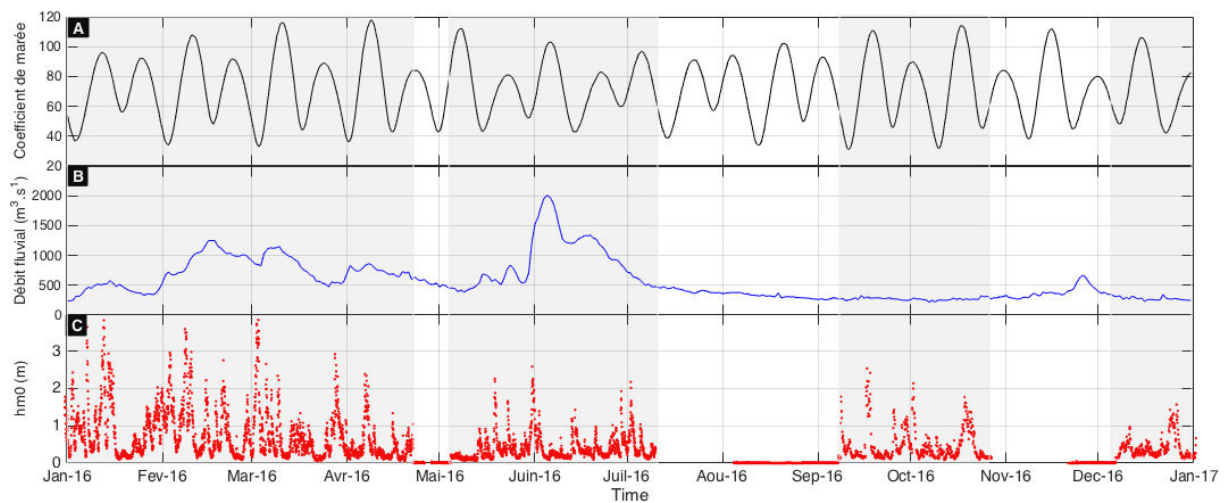


Figure 2-22 : Evolution (a) des cycles VE/ME, (b) du débit fluvial et (c) de la hauteur des vagues par la bouée D4 sur l'année 2016. Les périodes pour lesquelles un masque gris a été ajouté délimitent les dates auxquelles les instruments de la bouée ont été récupérés ou remis à l'eau, soit les périodes pour lesquelles nous ne possédons pas de mesure.

2.3.2. Les campagnes de mesures en Baie de Seine orientale

En parallèle de l'observatoire côtier, des campagnes régulières de 12h ont été réalisées en 2016 à bord du navire océanographique de l'INSU « Côtes de la Manche », principalement en 2

stations : LC, située à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de Seine à proximité immédiate de l'observatoire côtier, et BS1, localisée plus au large (Figure 2-20).

Au cours de ces campagnes, un radeau équipé avec deux courantomètres à effet Doppler (ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*) de fréquence différente, 1200 et 600 kHz (Workhorse Sentinel - RDI) a été déployé au cours de chaque cycle de marée, permettant l'acquisition d'un profil de courant et d'intensité rétrodiffusée toutes les 2 min. Le radeau était placé à la dérive du bateau mouillé sur ancre, pour mettre à distance le courantomètre des autres systèmes de mesure et de la masse métallique du bateau, et ainsi éviter une perturbation du compas et de l'hydrodynamique au voisinage du capteur.

Une cage instrumentée équipée d'une CTD (Conductivity Temperature Depth) Sea-Bird 19plus V2 (4Hz), d'un OBS-3+ (Optical Backscatter Sensor) (4Hz), d'un turbidimètre (WETLabs FLNTUSB) (1Hz) et d'un granulomètre laser LISST-100X de type C (1Hz), a été utilisée pour effectuer des profils verticaux de la colonne d'eau toutes les 15 min pendant 12h. Lors d'un profil, la cage instrumentée est immergée à environ 1 m en dessous de la surface, puis est remontée en surface (zéro de surface) avant de descendre et remonter à une vitesse constante ($0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). L'opération est répétée afin d'obtenir chaque profil en double, et des mesures sur deux descentes et deux montées. Ces mesures permettent d'étudier les variations temporelles des paramètres physico-chimiques du milieu et des MES dans la colonne d'eau à partir d'une description fine des gradients à l'échelle du cycle tidal.

Enfin, des prélèvements d'eau de mer ont été réalisés toutes les heures à l'aide d'une bouteille Niskin horizontale en sub-surface (à 1 m environ) et à 1 m environ au-dessus du fond, soit au total 26 échantillons par cycle de marée. La bouteille est fixée sur une cage équipée d'un WETLabs FLNTUSB et une sonde SP2T. Ces échantillons sont filtrés afin de déterminer la concentration en MES, la concentration en chlorophylle, en TEP et la matière organique particulaire (MOP). Les méthodes utilisées pour estimer ces différentes variables seront décrites dans la partie suivante. Ces échantillons sont également utilisés pour des mesures de turbidité via un turbidimètre de paillasse HACH 2100N et des mesures de la taille des particules après défloculation mécanique par ultrasons via un second granulomètre laser LISST-100X de type C, utilisé sur paillasse. La figure 2-23 présente le schéma de localisation des différents instruments utilisés sur le navire océanographique.

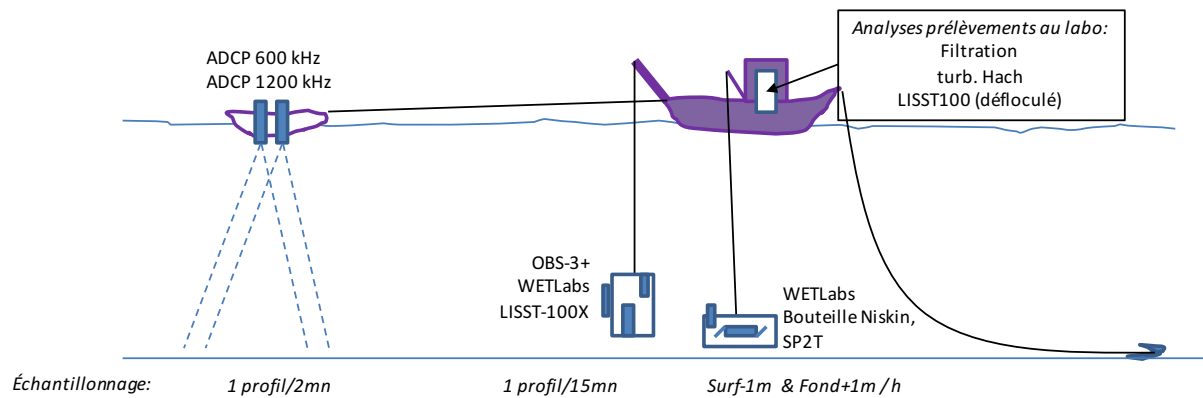


Figure 2-23 : Schéma de la localisation des différents dispositifs de mesure utilisés sur le navire océanographique pour les stations fixes de 13h. Les profils verticaux dans la colonne d'eau sont réalisés via la cage instrumentée équipée d'une CTD, d'un OBS-3+, d'un turbidimètre WETLabs et d'un LISST-100X et d'un radeau équipé de deux ADCP de fréquences différentes, 1200 et 600 KHz. Les prélèvements d'eau de mer sont réalisés via la cage Niskin équipée d'une bouteille Niskin horizontale, d'une SP2T et d'un WETLabs avant d'être analysés en laboratoire pour la mesure de turbidité par le HACH et de spectre défloculé par le LISST et filtrés.

La distribution des différentes campagnes de mesure en mer réalisées en Baie de Seine est présentée sur la figure 2-24. Afin d'étudier la variabilité saisonnière et annuelle, 6 campagnes ont été réalisées sur un cycle bimensuel (environ tous les deux mois) augmentant ainsi les chances d'observer un bloom phytoplanctonique. La majorité des campagnes a principalement été menée pour des périodes de vives eaux (Fig. 2-24 et tableau 2-1). Afin d'étudier l'effet de l'amplitude de marée sur la dynamique des MES, les mesures à la station LC ont été effectuées pour plusieurs cycles de marée au sein d'une même campagne (Tableau 2-1). Au total sur l'année 2016, on comptabilise 13 cycles de marée à la station LC et 5 cycles à la station BS1.

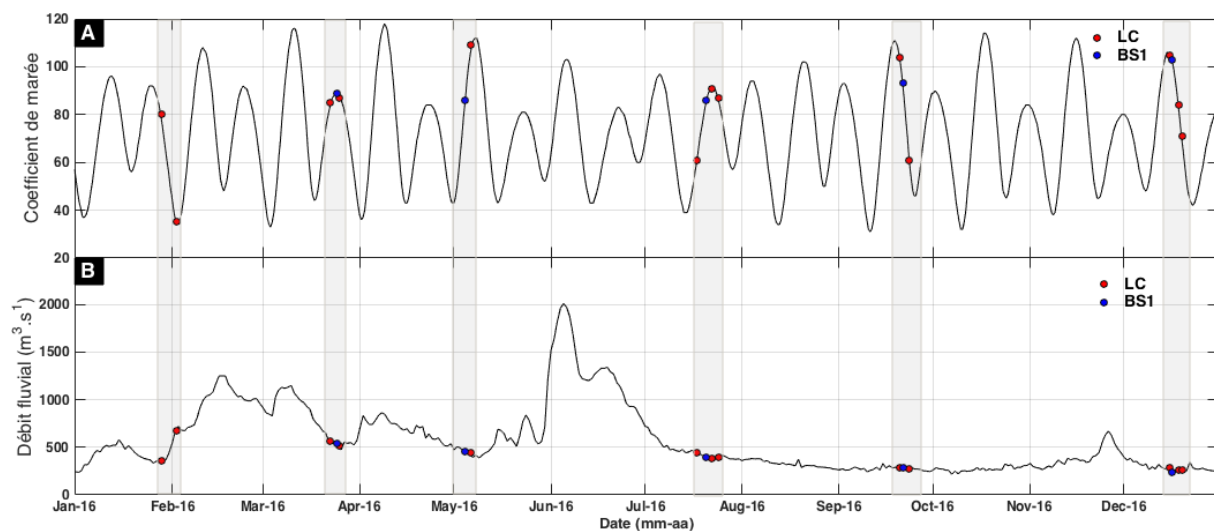


Figure 2-24 : Chronologie des campagnes de mesures (indiquées en gris) au cours de l'année 2016 : (a) amplitude de la marée (représentée par le coefficient de marée) et (b) débit journalier de la Seine. Les points rouges représentent les stations de 12 h à LC (site à l'embouchure de l'estuaire de la Seine), et les points bleus les stations de 12h à BS1 (site au large).

Les campagnes de mesure ont été acquises sur une faible gamme de débit comprise entre 261 et 672 m³.s⁻¹, couvrant des débits moyens en début d'année (11 cycles de marée autour de 450 m³.s⁻¹) et des bas débits d'étiage (7 cycles de marée autour de 250 m³.s⁻¹), voir figure 2-5 et tableau 2-1. L'année 2016 est caractérisée par un régime hydrologique particulier avec un débit relativement faible en période hivernale ne dépassant pas les 1250 m³.s⁻¹ avant les campagnes de mars et de mai, et une crue exceptionnelle (décennale, 2010 m³.s⁻¹) au mois de juin ayant lieu avant la campagne du mois de juillet.

Tableau 2-3 : Bilan des conditions de marée et de débit des cycles de marée de l'année 2016 par station : LC et BS1. Le gradient de couleur illustre les variations du coefficient de marée allant du bleu pour les coefficients de marée les plus bas au rouge pour les coefficients de marée les plus forts. Le gradient monochrome (couleur bleue) illustre les variations du débit moyen journalier en allant du plus clair pour les bas débits au plus foncé pour les débits forts.

SITE	DATE	COEFFICIENT DE MAREE	DEBIT MOYEN JOURNALIER (m ³ .s ⁻¹)	Hauteur significative des vagues (m)
LA CAROSSE	28-Janv	VE 80	355	1,75
	02-Fév	ME 37	672	1,55
	22-Mars	VE 82	568	0,15
	25-Mars	VE 89	519	0,8
	06-Mai	VE 105	447	0,15
	17-Juil	ME 62	440	0,3
	22-Juil	VE 91	378	0,3
	24-Juil	VE 87	391	0,5
	20-Sept	VE 105	288	0,15
	23-Sept	ME 61	278	0,35
	15-Déc	VE 106	289	0,3
	18-Déc	VE 84	261	0,2
	19-Déc	ME 71	261	0,25
BS1	24-Mars	VE 89	537	1
	4-Mai	VE 78	453	0,3
	20-Juil	VE 83	400	0,5
	21-Sept	VE 100	289	0,25
	16-Déc	VE 103	232	0,25

2.3.3. Méthodologie et instrumentation

2.3.3.1. Prélèvements et caractérisation des MES

Les prélèvements d'eau de mer en Baie de Seine ont été effectués à l'aide d'une bouteille Niskin de 5L horizontale pour éviter d'introduire des incertitudes liées au gradient vertical de turbidité.

Les prélèvements sont effectués à tribord du navire océanographique à partir du treuil hydraulique, situé à 10m devant le portique arrière à partir duquel sont réalisés les profils instrumentés verticaux : il en résulte une non-colocalisation des prélèvements d'eau de mer et des profils verticaux (Fig. 2-23). Lors de la première campagne TURBISEINE LEG 1, seule une bouteille Niskin était directement reliée au câble de descente. La profondeur exacte à laquelle les prélèvements étaient collectés n'était pas connue, et a donc été estimée par défaut à 1 m en dessous de la surface et 1 m au-dessus du fond (profondeur de consigne pour l'équipage). Cette approximation peut entraîner des incertitudes supplémentaires lors de la correspondance sur la verticale entre l'échantillon d'eau et les mesures des capteurs issues des profils verticaux, surtout près du fond où les gradients verticaux de MES sont élevés.

Lors des campagnes suivantes, une seconde cage instrumentée (cage Niskin) équipée de la bouteille Niskin horizontale, d'un capteur de pression et d'un turbidimètre WETLabs FLNTUSB (identique à celui présent sur la cage utilisée pour les profils) a été déployée. Le capteur de pression permet de connaître précisément les profondeurs de prélèvement (Figure 2-25). Le turbidimètre embarqué sur la cage NISKIN permet la comparaison des mesures de turbidité réalisées pendant les prélèvements et celles issues des profils verticaux et ainsi de quantifier les incertitudes issues de différences temporelles et spatiales entre le prélèvement et la mesure capteur de la cage instrumentée. La bouteille Niskin une fois ramenée à bord est agitée pour homogénéiser le prélèvement et une fraction ou la totalité du volume échantillonné est transférée dans des flacons dont le volume dépend des analyses effectuées.

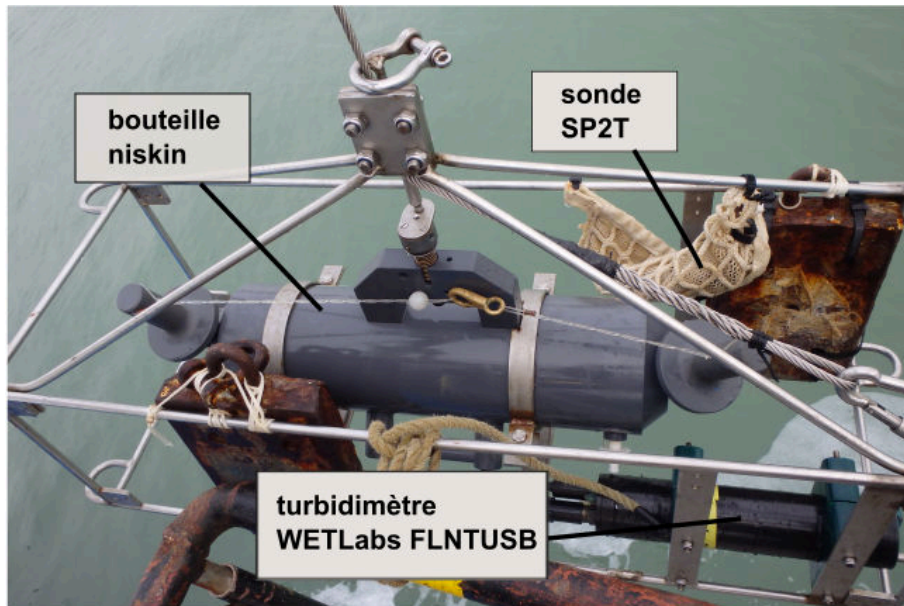


Figure 2-25 : Cage Niskin lestée équipée d'une bouteille Niskin horizontale déclenchée par message, d'une sonde SP2T et d'un turbidimètre WETLabs FLNTUSB

La concentration en MES

Dans le but d'obtenir la concentration massique des MES présentes dans l'eau, les prélèvements d'eau de mer sont filtrés à bord du navire après chaque prélèvement. Suivant le protocole défini par Aminot et Kérouel (2004), les filtres utilisés sont en microfibre de verre (Whatman™ GF/F) de 47 mm de diamètre et de porosité moyenne de $0,7 \mu\text{m}^1$. Pour certaines campagnes, des filtres en polycarbonate (Nuclepore™ Whatman) ont également été utilisés, pour comparaison. Ces filtres sont de même diamètre (47 mm) mais ont une porosité de $0,4 \mu\text{m}$.

Les différentes étapes de préparation et de traitement des filtres basées sur le protocole proposé par Aminot et Kérouel (2004) sont récapitulées ici. Avant la campagne, les filtres sont lavés, séchés et pré-pesés en laboratoire pour connaître la masse du filtre. A partir des bouteilles de prélèvements, après homogénéisation de l'échantillon, un certain volume d'eau de mer déterminé via une éprouvette graduée est filtré. Le choix du volume à filtrer est important et ne doit être ni trop faible (risque de masse de MES sur le filtre trop faible) et ni trop élevé (saturation des filtres et perte éventuelle de masse) pour éviter d'introduire des incertitudes de mesure dans l'estimation de la concentration en MES. Dans le cadre des campagnes, le volume d'eau de mer à filtrer est estimé par l'opérateur à partir d'une lecture de la turbidité de l'échantillon, obtenue par le turbidimètre Hach de paillasse. La filtration est ensuite réalisée à l'aide d'une pompe à vide. La tulipe et les filtres sont ensuite rincés à l'eau distillée afin d'éviter les dépôts de matière sur la paroi et pour éliminer au maximum les sels qui peuvent s'accumuler sur les filtres. Ces derniers sont ensuite stockés dans le réfrigérateur du bord, avant d'être amenés en laboratoire où ils seront séchés à l'étuve à 50°C pendant 24h. Avant d'être à nouveau pesés, les filtres sont conservés dans un dessiccateur pour les ramener à température ambiante sans les réhydrater. La concentration massique en MES, C_{MES} (en mg.l^{-1}), est obtenue par le calcul suivant :

¹ Dans Chapalain et al. (2018), il a été écrit par erreur $0,45 \mu\text{m}$ au lieu de $0,7 \mu\text{m}$, voir Annexe D.

$$C_{MES} = \frac{(m_f - m_i)}{V_F} \quad (2.1)$$

où m_i et m_f sont les masses initiale et finale en mg obtenues avant et après filtration, respectivement, et V_F est le volume filtré en l.

Les différentes étapes depuis le prélèvement des échantillons à la pesée finale s'accompagnent d'incertitudes de mesure : leur quantification fera l'objet d'une partie du chapitre 3.

Les paramètres biologiques

➤ *La matière organique particulaire*

Parmi l'ensemble des prélèvements d'eau de mer d'un cycle de marée, quatre échantillons en surface et au fond (soit au total 8 par cycle de marée) aux moments clefs de la marée (BM, PM, flot et jusant) sont utilisés pour des mesures de MOP. Avant l'étape de pré-pesée, certains filtres GF/F sont pré-calcinés afin d'éliminer la masse du filtre susceptible d'être perdue lors de la calcination. Après filtration et pesage, les filtres sont passés au four afin d'estimer la MOP par perte au feu (PAF) après une combustion à 480°C pendant 4 h² (2 h de montée, 2 h de palier).

Dans certains cas, des filtres non pré-calcinés ont été utilisés. Un facteur est alors appliqué à la masse initiale pour éviter d'incorporer dans l'estimation de la MOP, la masse moyenne de fibres du filtre perdue au cours de la combustion (Druine, 2018). Ce facteur a été déterminé en estimant la différence de masse avant et après combustion d'une centaine de filtres au sein du laboratoire.

Le pourcentage de MOP est obtenu par le calcul suivant :

$$\% MOP = 100 - \left(\frac{m_{f'} - \alpha m_i}{m_f - m_i} \right) \times 100 \quad (2.2)$$

où $m_{f'}$ est la masse du filtre après combustion, et α le facteur de correction massique, égal à 1 lorsque les filtres utilisés ont été pré-calcinés et égal à (1-0,00123) pour les filtres non pré-calcinés.

➤ *La concentration en TEP*

Les mesures de la concentration en TEP ont été réalisées par le laboratoire BOREA à l'Université de Caen. La concentration en TEP a été estimée en utilisant la méthode colorimétrique décrite par Claquin et al. (2008) adaptée de Passow & Alldredge (1995).

Pour chaque station, parmi les prélèvements d'eau de mer, des échantillons ont été sélectionnés en surface et au fond au cours des quatre moments clefs d'un cycle de marée dans le but d'estimer la concentration des TEP. Des triplicats de 50 ml ont été filtrés sur des filtres à

² Dans Chapalain et al. (2018), il a été écrit par erreur combustion de 2 h au lieu de 4 h, voir Annexe D.

membrane polycarbonate Isopore de 0,4 μm (Millipore™) à bord du navire et stockés à -20°C jusqu'à analyse. De retour au laboratoire, les particules sur le filtre ont été colorées avec 5 ml de bleu Alcian 0,02% (Sigma) dans de l'acide acétique 0,06% (pH 2.5). Les filtres ont ensuite été centrifugés à 3500 g pendant 30 min. Les surnageants ont été jetés, les filtres rincés avec 5 ml d'eau MilliQ et centrifugés à nouveau. Pour éliminer complètement le colorant du culot, le rinçage est réitéré. Après une nuit de séchage dans un stérilisateur à 50°C , 6 ml de H_2SO_4 à 80% ont été ajoutés et incubés durant 2 heures. L'absorbance du surnageant a été mesurée à l'aide d'un spectromètre à 787 nm. L'absorption au bleu Alcian a été étalonnée à l'aide d'une solution de gomme de Xanthane (XG). Les concentrations de TEP sont exprimées en $\mu\text{gXGeq.L}^{-1}$.

➤ *La biomasse chlorophyllienne*

La biomasse phytoplanctonique peut être estimée par dosage de la chl a. Ces mesures ont également été réalisées par le laboratoire BOREA à l'Université de CAEN. En parallèle des mesures de la concentration des TEP, huit échantillons (surface et fond) de 250 à 500 ml, pour chaque station, ont été filtrés à bord du navire sur des filtres GF/F d'une porosité de 0,7 μm dans le but de mesurer la chl a totale à bord du navire. Ces filtres ont été conservés à -20°C jusqu'à l'analyse.

En laboratoire, les filtres ont ensuite été plongés dans de l'acétone à 90% avant d'être broyés et stockés à 4°C pendant une nuit dans le but d'extraire les pigments chlorophylliens. Après centrifugation, la fluorescence de la chl a a été estimée grâce à un fluorimètre Turner (Turner Design TD-700®) avant et après acidification (10 μl de HCl, à 0,3 M pour 1 ml d'acétone) d'après la méthode de Lorenzen (1966). La concentration en chl a est exprimée en $\mu\text{g.l}^{-1}$.

La turbidité

Comme évoqué précédemment, la turbidité des échantillons d'eau de mer est également mesurée avant filtration à partir d'un turbidimètre de paillasse HACH 2100N IS dont le principe de mesure sera expliqué dans la section 2.3.3.4.

Spectre en classe de taille défloculé

Les prélèvements d'eau de mer sont également utilisés pour mesurer la taille des MES après défloculation mécanique à l'aide d'un LISST-100X type C de paillasse dont le principe de mesure sera expliqué dans la section 2.3.3.6. Un sous-échantillon est prélevé à partir des bouteilles de prélèvements de surface et de fond puis est soumis aux ultrasons pendant 2 min, avant d'être introduit dans la chambre du LISST où un agitateur magnétique permet le maintien des particules en suspension. Les mesures sont ensuite acquises à 1Hz pendant 60s environ.

2.3.3.2. Hydrologie

La CTD (*Conductivity – Temperature – Depth*) permet de mesurer la pression (en dBar), la température (en °C) et la conductivité (en $S.m^{-1}$). De ces informations est déduite la salinité en PSU (Practical Salinity Unit) à partir de l'Echelle de Salinité Pratique de 1978 (*Practical Salinity Scale 1978* ou *PSS78*). Dans le cadre des campagnes, la CTD est déployée pour réaliser des profils verticaux avec une fréquence d'acquisition de 4Hz.

2.3.3.3. Hydrodynamique

Les profileurs acoustiques à effet Doppler permettent d'obtenir la mesure du profil vertical de vitesse (u , v , w). Les profileurs sont équipés de quatre transducteurs (céramiques) qui émettent des impulsions ultrasonores (pings) orientées selon un angle, qui varie selon l'instrument utilisé (20° pour Workhorse Sentinel RDI, 25° pour AWAC Nortek), par rapport à la verticale (Le Coz et al., 2007). L'onde émise est réfléchiée par les particules en suspension présentes dans la colonne d'eau et la vitesse est déduite du décalage fréquentiel de l'écho rétrodiffusé. L'utilisation d'au moins trois faisceaux est nécessaire pour mesurer les 3 composantes de vitesse selon un référentiel East/North/Up, après correction du positionnement géographique de l'ADCP par ses capteurs d'attitudes (compas, tilt et roll). Le quatrième faisceau sert de contrôle qualité de la mesure. Pour chaque profil vertical, les vitesses de courant sont mesurées sur l'ensemble des cellules. Une moyenne des vitesses (U) sur l'épaisseur de la cellule est estimée et attribuée au centre de chaque cellule (Fig. 2-26). La taille des cellules choisie résulte d'un compromis entre une bonne résolution spatiale et une faible erreur de mesure. Les vitesses de certaines zones proches de l'appareil ou à l'interface eau/sédiment ou eau/air ne peuvent pas être mesurées en raison de limitations techniques. Lorsque le courantomètre est équipé du module de houle, les caractéristiques de la houle telles que la période de pic, la hauteur significative des vagues et la direction de propagation de la houle peuvent être mesurées (entre autres paramètres).

Dans le cadre des campagnes, les courantomètres ADCP Workhorse Sentinel fixés à un radeau en surface sont orientés tête en bas permettant l'acquisition d'une mesure toutes les 2 min pendant 12h. La taille des cellules a été fixée à 25 cm pour l'ADCP 1200kHz et 50 cm pour l'ADCP 600kHz. Ces mesures permettent de reconstituer le profil des courants de marée sur l'ensemble de la colonne d'eau et également de mesurer la turbidité acoustique pour deux fréquences différentes.

L'observatoire côtier est équipé d'un AWAC 1 MHz qui, au même titre que l'ADCP, utilise la technologie Doppler à trois faisceaux obliques et un faisceau vertical pour estimer la houle et le courant. A la différence des ADCP du radeau, l'AWAC est positionné au fond et orienté vers le haut. Les cellules ont une hauteur de 50 cm. L'AWAC est programmé pour effectuer une mesure toutes les 30 min pour le courant (vitesses et directions) et une mesure toutes les heures pour les caractéristiques de la houle : hauteur, période, direction et spectre directionnel.

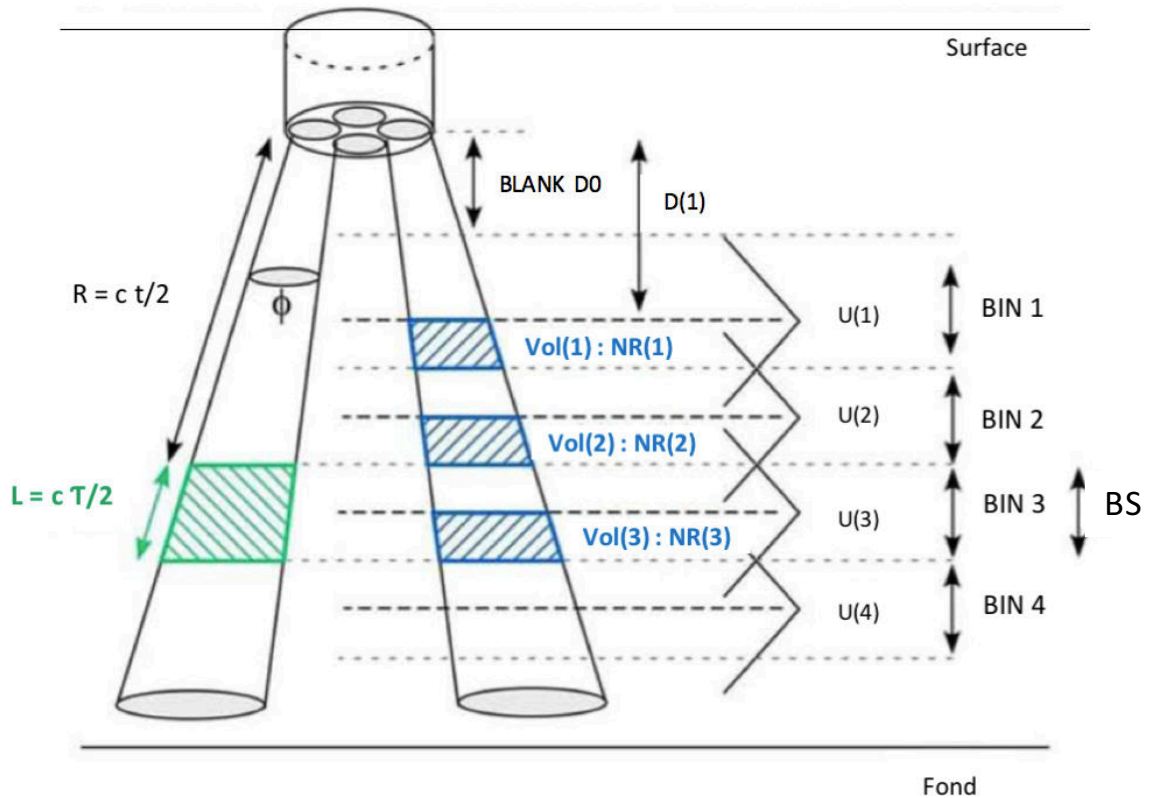


Figure 2-26 : Schéma de la géométrie des mesures d'un ADCP RDI positionné en surface. $U(i)$ est la vitesse de courant et $NR(i)$ l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans un volume d'eau $Vol(i)$. Blank D0 représente la zone aveugle de l'instrument pour laquelle il n'existe pas de mesures et $D(1)$ représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d'intensité rétrodiffusée, R représente la distance le long du faisceau et BS représente l'épaisseur des cellules (d'après Tessier, 2006).

2.3.3.4. Turbidité *in situ*

Dans le cadre de cette thèse, différents capteurs optiques de turbidité sont déployés *in situ* et en laboratoire. Deux types de capteurs sont utilisés. Ils se différencient par l'angle du récepteur par rapport à l'onde transmise : les capteurs utilisant la rétrodiffusion optique ou *backscattering* avec un angle compris entre 140 et 165° , et les capteurs utilisant la néphélogétrie ou *side-scattering* pour lesquels l'angle est de 90° (Pelletier, 2013). Les capteurs optiques à rétrodiffusion sont calibrés en usine par une substance étalon norme ISO : la formazine (ou ses dérivés tels que AMCO Clear). Ces capteurs optiques émettent un rayonnement lumineux d'intensité connue dans un volume échantillon. Ce rayonnement est ensuite diffusé par les particules en suspension présentes dans le volume de mesure vers le récepteur (photodiode) qui mesure l'intensité du signal diffusé. La mesure repose sur l'hypothèse que le degré d'atténuation ou de diffusion du rayonnement incident varie (plus ou moins proportionnellement) avec la concentration en MES dans la zone impactée par l'émission (Gippel, 1995). L'intensité lumineuse rétrodiffusée dépend principalement de la concentration en MES mais également des caractéristiques des MES telles que la taille, la forme, la couleur du sédiment et le degré de floculation (eg. Downing, 2006). Ce point sera abordé dans le chapitre

4. La concentration en MES est ensuite obtenue après une étape de calibration utilisant la méthode de mesure directe (prélèvements d'eau de mer et filtration).

Capteur optique side-scattering : Hach 2100N

Dans le cadre de nos campagnes de mesure, un turbidimètre de paillasse HACH 2100N IS est utilisé pour mesurer la turbidité des prélèvements d'eau de mer de surface et de fond en laboratoire à bord du navire océanographique, avant filtration. Les mesures de turbidité données par ce capteur optique reposent sur la technique de néphélogéométrie, correspondant à la mesure par photométrie des concentrations en particules dans la colonne d'eau par diffusion à 90° (Pelletier, 2013). Un faisceau lumineux est émis par un émetteur dans le proche infrarouge autour de 860 nm (largeur de bande spectrale entre 830 et 890 nm) dans un volume d'eau fixé (cuve pour échantillon), et est diffusé par les particules rencontrées (Sadar, 2003). Cette intensité lumineuse diffusée est ensuite détectée par une photodiode placée à $90^\circ \pm 2,5^\circ$ de l'émetteur et converti en intensité électrique puis en une valeur de turbidité exprimée en NTU en utilisant des coefficients de conversion donnés par le certificat usine d'étalonnage (Sadar, 2011). La mesure donnée par le HACH est une moyenne de 10 mesures.

Pour le turbidimètre de paillasse HACH, un kit d'étalon StablCal® (Stabilized Formazin Standard) est fourni par le constructeur afin de réaliser un étalonnage régulier. Le kit inclut 5 solutions étalons primaires de 100 ml chacune : <0.1 NTU, 20 NTU, 200 NTU, 1000 NTU et 4000 NTU afin de réaliser un étalonnage sur toute la gamme de mesure de l'appareil. Cette étape d'étalonnage est répétée avant chaque cycle de mesure de 12h et une mesure avec l'étalon à 20 NTU, correspondant à la gamme de turbidité moyenne rencontrée lors de nos campagnes, est réalisée le soir afin de vérifier la dérive de l'instrument. Aucun écart significatif n'a été observé au cours des campagnes.

Capteurs optiques à rétrodiffusion

Lors de nos campagnes de mesure, deux familles de capteurs à rétrodiffusion optique ont été utilisés : un OBS3+ (Optical Backscatter Sensor) et plusieurs WETlabs FLNTUSB utilisés pour réaliser des profils verticaux de turbidité ou placés sur la petite cage équipée de la bouteille Niskin pour réaliser les échantillons d'eau (Fig. 2-23 et 2-24). L'objectif est d'évaluer l'impact de la non-colocalisation des prélèvements d'eau de mer et des profils verticaux sur l'estimation de la concentration en MES à partir des capteurs optiques de la cage.

L'OBS3+ émet une longueur d'onde dans le proche infrarouge, autour de 850 nm. Cette onde est ensuite diffusée ou réfléchiée par les particules en suspension présentes dans l'échantillon d'eau vers une photodiode située à un angle compris entre 140° et 160°. Les capteurs OBS-3+ enregistrent la turbidité en NTU sur deux plages de mesure : low range et high range. Ces deux sorties permettent d'acquérir une mesure optimale en augmentant la précision globale et la résolution des mesures (Campbell Scientific INC., 2014). En effet, la gamme low range entre 0-1000 NTU, obtenue avec un gain plus élevé, permet d'acquérir des données plus précises pour les eaux de faible concentration, alors que la gamme high range entre 0-4000 NTU, obtenue avec un plus faible gain, permet de mesurer la turbidité dans des zones où la concentration en MES est régulièrement supérieure à 1 g.l⁻¹. Dans le cadre de nos campagnes,

l'OBS3+, directement connecté à la sonde CTD seabird 19plus V2, a acquis des mesures sur les deux gammes. Toutefois, pour le traitement des données de turbidité et en vue d'augmenter la précision des mesures, seule la gamme low range est utilisée car la concentration en MES excède rarement plus de 300 mg.l⁻¹ à la station LC, tandis qu'elle est encore plus faible au niveau de la station BS1 située plus au large. La fréquence d'acquisition de l'OBS au cours des campagnes était de 4Hz. Cette fréquence d'acquisition permet d'avoir une mesure par tranche de 5 cm d'eau environ selon la vitesse de descente de la cage, autour de 0,2m/s.

La mesure du WETlabs FLNTUSB d'une fréquence d'acquisition de 1Hz repose sur la rétrodiffusion d'une onde lumineuse de longueur d'onde de 700 nm détectée par une photodiode située à 140° de l'émetteur.

La bouée instrumentée (système D4) est également équipée pour mesurer la turbidité en surface et au fond. Au fond (sur une perche pour être au niveau de la 2^{ème} cellule de mesure acoustique), le WETLabs BBS émet une lumière infrarouge pulsée à 880 nm. Sa gamme de turbidité est comprise entre 0 et 125 NTU. L'instrument est paramétré pour acquérir une mesure toutes les demi-heures. En surface, la sonde HYDROLAB MS5 permet de mesurer la turbidité via un WETLabs dont la gamme est comprise entre 0 et 3000 NTU. La sonde est programmée pour acquérir une mesure de turbidité toutes les heures. Un second capteur WETLABS FLNTU est également déployé en complément en subsurface, identique en caractéristiques à ceux déployés sur la cage Niskin et la cage instrumentée.

Étalonnage des sondes

Les capteurs optiques sont vérifiés métrologiquement avant chaque déploiement *in situ* suivant le protocole décrit dans la norme NF EN ISO 7027-1:2016, qui recommande l'utilisation de formazine comme étalon, vendue dans le commerce ou préparée en laboratoire. Dans le cadre de la thèse, l'OBS, le WETLabs FLNTUSB et le HACH sont vérifiés en laboratoire pour mesurer la turbidité d'une solution de formazine. Six points de contrôle, incluant le blanc dans de l'eau distillée, sont réalisés avec une gamme de formazine qui varie en fonction de l'instrument (saturation du WETLabs pour des valeurs inférieures à l'OBS). Si le résultat montre un écart entre la mesure et la référence supérieur à 15% (critère arbitraire fixé par le laboratoire DHYSED), l'instrument de mesure est envoyé chez le constructeur pour maintenance et étalonnage.

Conversion du signal optique en concentration en MES

La relation entre le signal de turbidité mesuré par rétrodiffusion ou néphélométrie et la concentration en MES est linéaire jusqu'à une certaine concentration de l'ordre de quelques g.l⁻¹ (Downing, 2006). Dans le cadre de la thèse, la concentration en MES au niveau des stations de mesure ne dépasse pas quelques centaines de mg.l⁻¹. En raison de la forte variabilité spatiale et temporelle des MES, il est préférable que la calibration des capteurs optiques soit effectuée avec des prélèvements d'eau de mer *in situ* (Sternberg et al., 1991 ; Downing & Beach, 1989 ; Kineke & Sternberg, 1992). Le modèle souvent utilisé pour construire la relation entre le signal de turbidité et la concentration est la régression linéaire simple. Le choix du modèle de régression linéaire sera discuté dans le chapitre 3.

Dans le cadre de nos campagnes de mesure, les concentrations en MES obtenues par filtration des prélèvements d'eau de mer sont confrontées aux mesures de turbidité données par l'OBS après correspondance temporelle et sur la verticale afin d'estimer une relation statistique entre turbidité et concentration en MES. La non-colocalisation spatiale (de l'ordre de 10 m de distance) et temporelle des prélèvements et des profils verticaux est susceptible d'engendrer des incertitudes de mesure supplémentaires dont la quantification fera l'objet d'une partie du chapitre 3.

2.3.3.5. Turbidité acoustique

Les capteurs acoustiques peuvent également être utilisés pour mesurer la turbidité du milieu en se basant sur le principe que l'intensité acoustique rétrodiffusée par les particules en suspension dépend du type et de l'abondance de MES. Dans le cadre de cette thèse, la rétrodiffusion acoustique mesurée à partir d'instruments de différente fréquence (600, 1000 et 1200kHz) est utilisée afin de compléter les observations optiques pour étudier les caractéristiques des MES et leur dynamique à différentes échelles temporelles. La méthode d'analyse basée sur l'équation du Sonar sera présentée dans le chapitre 6.

2.3.3.6. Spectre en classe de taille et caractéristiques des floccs

Dans le cadre de cette thèse, deux LISST-100X type C ont été utilisés : l'un a été fixé sur la cage instrumentée pour réaliser des profils verticaux dans la colonne d'eau, en vue de mesurer les caractéristiques physiques *in situ* des MES (taille, densité, structure), l'autre est utilisé en laboratoire afin de mesurer le spectre des particules déflocculées, voir section 2.3.3.1.

Les mesures du LISST reposent sur l'émission d'un faisceau laser de longueur d'onde 670 nm dans un volume d'eau *in situ*. Ce faisceau lumineux est ensuite diffracté par les particules présentes dans le volume d'eau suivant un certain angle, avant d'être détecté par un dispositif constitué de 32 anneaux concentriques (Agrawal et al., 1991). L'angle de diffraction varie en sens inverse de la taille des particules : les grandes particules diffractent la lumière selon de petits angles et, inversement pour les petites particules (Agrawal et Pottsmith, 2000).

La distribution en classe de taille est ensuite estimée à partir d'un modèle optique. Deux modèles optiques ont été développés par Sequoia Scientific (fabricant/développeur du LISST) : ils sont basés soit sur une théorie analytique, soit sur des données empiriques. Le premier modèle optique repose sur la théorie de Mie qui suppose que les particules sont de forme sphérique. Le second modèle conçu par Agrawal et al. (2008) se fonde sur des observations de la diffraction de la lumière par des particules de formes irrégulières. Dans le présent travail, le deuxième modèle d'inversion (adapté aux formes non sphériques) a été utilisé. Les 32 anneaux concentriques vont donc être représentatifs de 32 classes de taille de particules distribuées de façon logarithmique entre 2 et 357 μm (Tableau 2-2). Cette inversion permet d'estimer la concentration volumique totale V_c ($\mu\text{l/l}$) et la concentration volumique de chacune des 32 classes de taille V_a ($\mu\text{l/l}$) à partir d'une constante de conversion volumique empirique VCC donnée par le constructeur (Agrawal et Pottsmith, 2000).

Au début de chaque campagne et après chaque cycle de marée, des mesures de blanc sont réalisées afin d'enregistrer le bruit de fond pour chaque LISST. Cette étape permet notamment de vérifier que le laser et les composants optiques du LISST ne sont pas désalignés, et donc de s'assurer de la qualité des données *in situ*. Si les blancs réalisés à 24 h d'intervalle, encadrant la mesure, sont différents, la fenêtre optique du LISST est nettoyée et la mesure du blanc est à nouveau réalisée. Si les mesures de blanc restent insatisfaisantes, l'instrument est retourné au constructeur pour maintenance.

Le LISST-100X déployé sur la cage instrumentée enregistre les données à 1Hz sur la durée du profil, le LISST-100X de paillasse enregistre lui le spectre défloculé sur environ 60 mesures à 1Hz

Tableau 2-4 : Tableau récapitulatif des moyennes des classes de taille associées aux 32 anneaux concentriques du LISST-100X type C, en utilisant le modèle d'inversion optique des particules de forme irrégulière.

N° Anneau	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17
Diamètre (µm)	2,06	2,43	2,87	3,39	4,01	4,73	5,59	6,6	7,79	9,2	10,9	12,8	15,1	17,9	21,1	24,9
N° Anneau	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Diamètre (µm)	29,5	34,8	41,1	48,5	57,3	67,7	79,9	94,3	111	132	155	183	217	256	302	357

Calcul des paramètres physiques représentatifs

➤ *Le diamètre médian (D_{50})*

A partir de la distribution volumique en classe de taille des MES, il est possible de déterminer un diamètre médian représentatif de la population, c'est-à-dire la taille pour laquelle 50 % des MES ont un diamètre inférieur ou égal (Figure 2-27).

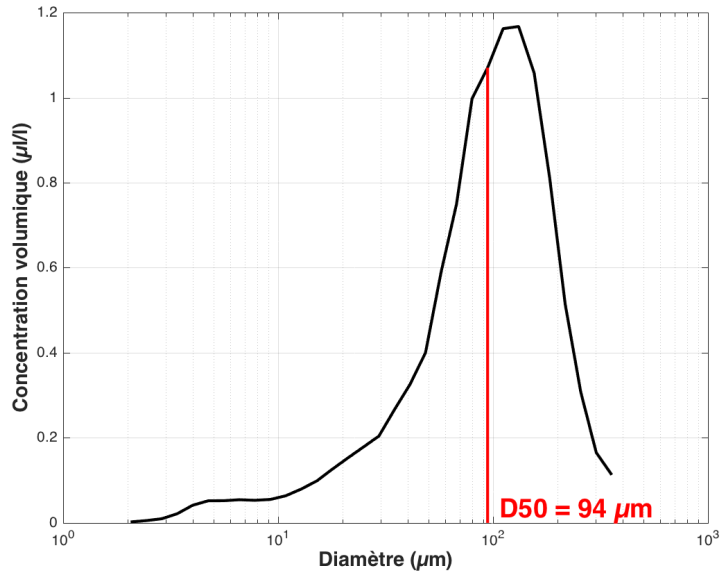


Figure 2-27 : Exemple d’une distribution volumique en classe de taille des MES (courbe noire) et du diamètre médian associé (ligne rouge) d’une cellule à 1 m au-dessus du fond à BS1

➤ *L’excès de densité*

Dans le cadre de cette étude, l’excès de densité représentatif d’une population de floccs est estimé à partir du ratio entre la concentration massique (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) et la concentration volumique (en $\mu\text{l/l}$) d’après la formulation proposée par Fettweis (2008) :

$$\Delta\rho = \frac{c_{mass}}{c_{vol}} \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s} \right) \quad (2.3)$$

avec ρ_w et ρ_s les densités de l’eau et des particules primaires fixées à 1020 et 2650 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivement. La concentration massique peut être obtenue à partir des filtrations ou des mesures des capteurs optiques de turbidité (après calibration), et la concentration volumique est mesurée par le LISST, correspondant à la somme des concentrations volumiques par classe de taille.

2.3.3.7. Traitement des profils verticaux

Les données des profils verticaux sont analysées selon une grille verticale commune pour chaque instrument et sur les deux descentes de chaque profil. Cette décision d’utiliser le profil descendant par rapport au profil remontant a été prise afin d’éviter les effets d’une possible remise en suspension provoquée par la cage lorsqu’elle touche le fond.

La fréquence d’acquisition du LISST-100X (1Hz) ne permet pas d’avoir plus de 2 spectres de taille (parfois un seul) par tranche de 50 cm d’eau selon la vitesse de descente de la cage, autour de 0,2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. En vue de confronter les mesures issues de la CTD, de l’OBS et du LISST placés sur la cage instrumentée, le choix a été fait de moyenniser les données de l’OBS et de la CTD sur 50 cm. De plus, cette discrétisation permet également de comparer les mesures des profils verticaux avec les mesures de courant et de turbidité acoustique estimées par les deux

ADCP du radeau (après avoir moyenné les mesures de l'ADCP 1200kHz sur 50 cm) mais aussi avec celles de l'AWAC au niveau de l'observatoire côtier. Toutefois, ce choix peut entraîner d'autres incertitudes lors de la correspondance sur la verticale entre les prélèvements d'eau de mer et les profils verticaux, en particulier au fond où le gradient de turbidité est susceptible d'être important. Le fait de moyenner sur 50 cm les mesures de turbidité par exemple peut engendrer un décalage vertical (25 cm au maximum). Ce point sera abordé dans le chapitre 3.

2.3.3.8. Limite du LISST dans les environnements stratifiés : effet Schlieren

En zone côtière, à l'interface entre fleuves et mer, une stratification importante peut se produire à cause des gradients de salinité et de température. Les mesures obtenues dans les eaux stratifiées par des instruments basés sur la diffraction d'un rayon laser comme le LISST doivent être interprétées avec précaution. En effet, les différences de densité peuvent interférer avec le chemin optique du faisceau laser, entraînant sa déviation (Styles, 2006). Ce phénomène appelé Schlieren est bien connu et résulte des différences d'indices de réfraction de masses d'eau différentes (Karageorgis et al., 2015 ; Mikkelsen et al., 2008 ; Styles 2006 ; Tao et al., 2017). Des études en laboratoire et *in situ* ont montré que le LISST traduit l'effet Schlieren par l'accumulation de particules de grandes tailles (supérieures à 100 μm) dans la pycnocline ou de petites particules quand la diffraction multiple se produit (Mikkelsen et al. 2008 ; Styles 2006).

Afin d'écartier tout biais dans les mesures de la taille des particules, la fréquence de Brunt-Väisälä ou fréquence de flottabilité N (s^{-1}), indicateur du gradient vertical de densité, a été estimée pour chaque cellule de 50 cm à partir des profils CTD :

$$N = \sqrt{\left(\frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)} \quad (2.4)$$

où g (m.s^{-2}) est l'accélération de la pesanteur, ρ_0 (kg.m^{-3}) est la densité moyennée sur la verticale pour chaque cellule et $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ est le gradient vertical de densité.

La comparaison entre la concentration volumique V_C ($\mu\text{l.l}^{-1}$) mesurée par le LISST et la concentration en MES mesurée par l'OBS après calibration, pour chaque cellule de 50 cm des différentes campagnes, montre qu'une relation linéaire existe entre la concentration volumique et la concentration massique mais qu'un ensemble de points dévie significativement de cette relation avec des concentrations volumiques très fortes par rapport à la concentration massique (Fig. 2-28). Ces points sont caractérisés par des D50 très larges, souvent supérieurs à 300 μm (Fig. 2-28a) et par des valeurs de fréquences de flottabilité fortes (Fig. 2-28b) : ces mesures correspondent en réalité à des artefacts causés par l'effet Schlieren. Ce dernier entraîne une surestimation du V_C aux petits angles de diffraction, c'est-à-dire dans les plus larges classes de taille.

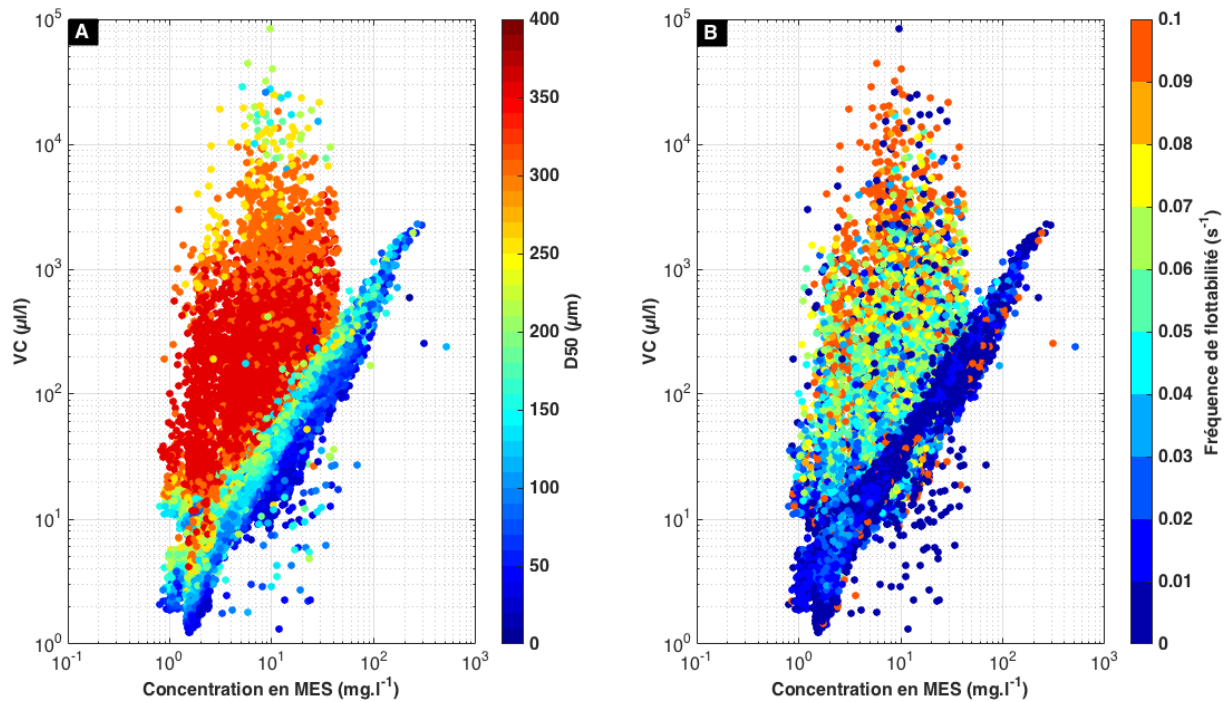


Figure 2-28 : Concentration volumique mesurée par le LISST en fonction de la concentration en MES (mg.l^{-1}) issue de l'OBS pour toutes les campagnes aux stations LC et BS1. La couleur indique (a) la taille médiane des particules (D50) et (b) la fréquence de flottabilité.

Quelques études ont évalué le LISST en zone côtière et ont estimé des seuils de fréquence de flottabilité à $0,025$ (Mikkelsen et al., 2008), $0,01$ (Karageorgis et al., 2015) et $0,05 \text{ s}^{-1}$ (Tao et al., 2017), au-delà desquels les artefacts dus à l'effet Schlieren sont inévitables. Ces artefacts ne peuvent être corrigés, mais les données correspondantes peuvent être écartées en utilisant les seuils de fréquence de flottabilité. Les différents seuils trouvés dans la littérature ont été testés avec les données de la station LC, où les gradients de salinité et de température sont importants, en raison du panache d'eau douce en surface issu de la Seine. Les seuils estimés par Mikkelsen et al. (2008) et Karageorgis et al. (2015) sont relativement faibles : si on les appliquait à notre jeu de données, la plupart des mesures seraient écartées. A l'inverse, le seuil défini par Tao et al. (2017) ne permet pas d'éliminer suffisamment de données aberrantes. A partir de nos mesures, la comparaison entre la dimension fractale, dont la méthode de calcul sera abordée dans le chapitre 5, et la fréquence de flottabilité montre qu'une valeur moyenne intermédiaire entre les seuils de la littérature, trouvée à 0.035 s^{-1} , serait une limite appropriée dans le cadre de la thèse (Figure 2-29) : en effet, ce seuil correspond à la limite où la médiane de la dimension fractale optimale par classe de fréquence de flottabilité (en échelle logarithmique) décroît significativement. Toutefois, la même comparaison à la station BS1, montre qu'une valeur seuil fixée à 0.035 s^{-1} est bien supérieure à la valeur pour laquelle la médiane de la dimension fractale optimale par classe de fréquence de flottabilité diminue significativement. La valeur de $0,025 \text{ s}^{-1}$ (seuil de Mikkelsen et al., 2008) est utilisée à BS1 (Fig. 2-29b).

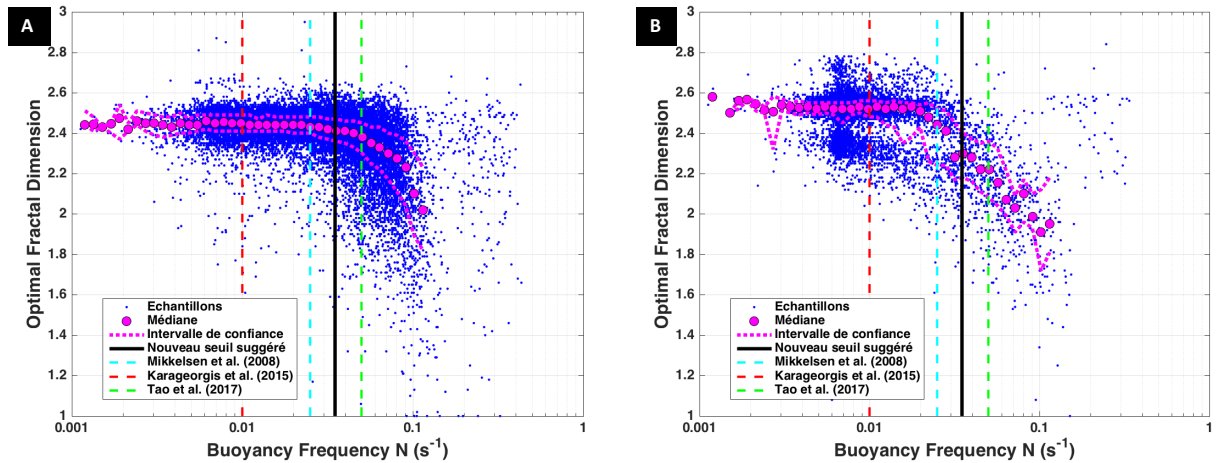


Figure 2-29 : Dimension fractale optimale en fonction de la fréquence de flottabilité. Les points bleus représentent les valeurs moyennes obtenues en chaque cellule de 50 cm pour toutes les campagnes à la station LC. Les points roses représentent la médiane de la dimension fractale optimale pour chaque classe de fréquence de flottabilité (s'incrémentant en échelle logarithmique) et les lignes en pointillé roses en représentent l'intervalle de confiance. La ligne noire est le nouveau seuil suggéré dans le cadre de cette étude (0.035 s^{-1}) et les lignes colorées représentent les seuils déterminés par Mikkelsen et al. (2008), Karageorgis et al. (2015) et Tao et al. (2017) : 0.025 , 0.01 et 0.05 s^{-1} , respectivement

2.4. Cadre méthodologique et instrumentation en zone côtière belge

Depuis 2004, RBINS maintient un observatoire côtier, au débouché de l'Escaut, mesurant à HF près du fond le courant et la turbulence, la température, la salinité, la concentration et la taille des MES. Les observations *in situ* sont réalisées à l'aide d'un tripode déposé sur le fond à la station MOW1 ($51^{\circ}21.63'N$, $3^{\circ}07.41'E$), localisée dans la zone de turbidité maximale côtière évoquée en section 2.2.2 (Figure 2-30). Ces mesures ont été valorisées dans de nombreuses publications (e.g. Baeye, 2012 ; Baeye et al., 2012 ; Lee et al., 2012 ; Fettweis et al., 2014 ; Fettweis et Baeye, 2015).

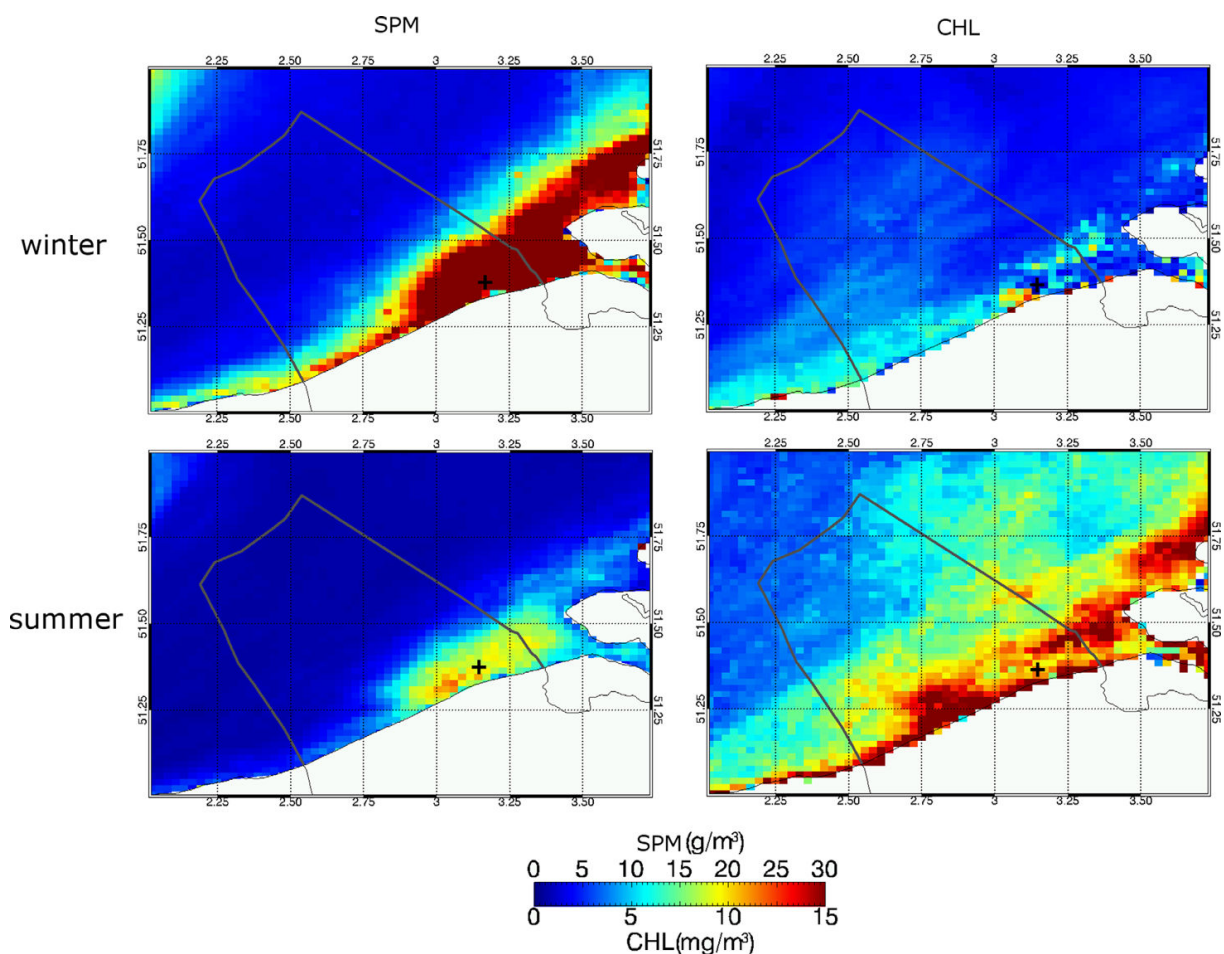


Figure 2-30 : Concentration moyenne en MES de surface (gauche) et la concentration moyenne en chl a (droite) de l'année 2001, en période hivernale et estivale dans la zone côtière belge (zone Sud de la mer du Nord). Les données sont issues du satellite MERIS. La croix indique la position de la station de mesure *in situ* MOW1 (dans Fettweis et al., 2014).

L'instrumentation du tripode se compose de deux OBS situés à 0,2 et 2 m au-dessus du fond, d'un ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) SonTek de fréquence 5 MHz à 0,2 m au-dessus du fond, d'un ADP (*Acoustic Doppler Profiler*) SonTek de fréquence 3 MHz, orienté vers le bas, et d'un granulomètre laser LISST-100X (type C) à 2 m au-dessus du fond (Figure 2-31). Un troisième OBS a été récemment (depuis 2016) ajouté sur le tripode à une profondeur d'1 m au-dessus du fond. Les données ont été collectées toutes les 10 ou 15 min pour l'OBS, le LISST et l'ADV alors que l'ADP a été programmé pour réaliser des profils toutes les minutes. Les données ont ensuite été moyennées pour obtenir une mesure toutes les 15 min pour tous les capteurs. Le tripode est mouillé pour des périodes comprises entre 3 et 6 semaines avant d'être remplacé par un second tripode similaire équipé d'un deuxième jeu d'instruments, permettant ainsi une acquisition quasi continue des données tout en limitant l'impact du biofouling.

La calibration des OBS du tripode est réalisée au cours de quatre cycles de marée par an au niveau de la station MOW1. Les OBS du tripode sont alors fixés à une Rosette afin de co-localiser les prélèvements et les mesures de turbidité. Ces mêmes prélèvements sont aussi utilisés pour obtenir la concentration en chl a, en azote organique particulaire (NOP), en carbone organique particulaire (COP) et en TEP. Les prélèvements pour la concentration en MES, le COP et le NOP sont filtrés à bord avec des filtres pré-pesés en fibre de verre puis analysés en laboratoire par filtration/pesée ou à partir d'un analyseur élémentaire. Les

prélèvements d'eau de mer dédiés à la concentration en chl *a* sont filtrés sur des filtres en fibre de verre et analysés ensuite par spectrophotométrie. Une relation linéaire est supposée pour convertir le signal de turbidité de l'OBS en $g.l^{-1}$.

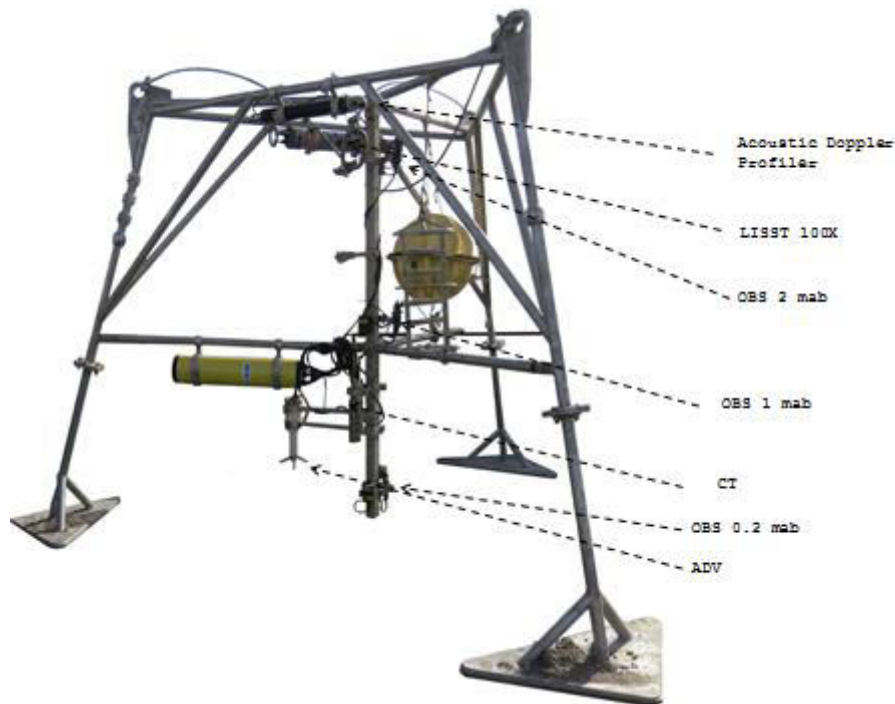


Figure 2-31 : Instrumentation du tripode déposé au fond à MOW1 dans la zone côtière belge. Le tripode mesure 2,5 m en hauteur pour 3 m de largeur.

Ce jeu de données présente l'avantage d'associer des données acoustiques avec des données de turbidité, de chlorophylle, de carbone organique particulaire et de spectre en classes de taille, autant de paramètres clefs pour l'inversion du signal acoustique rétrodiffusé en concentration de MES. L'inversion du signal acoustique de l'ADP en concentration de MES a déjà été réalisée et a fait l'objet d'une publication (Fettweis et Baeye, 2015).

Dans le cadre de cette thèse, les données optiques et acoustiques issues des OBS et de l'ADP, respectivement, sont utilisés pour estimer la concentration en MES. Les données acoustiques seront confrontées aux mesures des caractéristiques des MES dans l'objectif d'évaluer le lien entre l'intensité du signal acoustique rétrodiffusé et la caractérisation des MES.

Chapitre 3 : Caractérisation et quantification des MES par méthode optique et incertitudes associées

Introduction

La mesure des caractéristiques et de la concentration en MES sur le long terme et sur de larges échelles géographiques est devenue un enjeu important au cours de ces dernières années. Les mesures *in situ* sur le long terme reposent généralement sur un ou plusieurs instruments optiques à rétrodiffusion mesurant la turbidité de l'eau (BTU/NTU) ou mesurant la diffraction (PSD) (Downing et al., 1981 ; Sternberg et al., 1986 ; Kineke et Sternberg, 1992 ; Druine et al., 2018). A titre d'exemple, le réseau SYNAPSES emploie des capteurs optiques basés sur la néphélogéométrie (Druine, 2018) et plus récemment, dans le cadre du projet PHRESQUES (2016-2020), la bouée SCENES déployée depuis octobre 2017 est équipée de capteurs optiques à rétrodiffusion. Ces mesures HF sont complétées par des mesures directes BF ponctuelles de concentration en MES par prélèvement/filtration/pesée, utilisées pour calibrer les capteurs optiques en concentration en MES. L'estimation de la concentration en MES à partir des capteurs optiques résulte de la combinaison entre des mesures de calibration (couples de mesure optique et de mesures de concentration en MES) et des modèles de régression. Les mesures directes ou indirectes de la concentration en MES sont inévitablement accompagnées d'un certain nombre d'incertitudes depuis le prélèvement jusqu'à l'estimation de la concentration massique finale des MES. La connaissance de ces incertitudes représente un enjeu crucial dans l'étude de la dynamique sédimentaire à moyen et long terme afin d'éviter l'attribution de ces incertitudes à la dynamique naturelle des MES et lors de l'évaluation des modèles hydro-sédimentaires.

Ces incertitudes peuvent provenir de diverses sources telles qu'un dysfonctionnement des capteurs optiques, des erreurs lors du prélèvement et du traitement des échantillons d'eau de mer, du choix du modèle de régression utilisé pour relier le signal de l'instrument à la concentration en MES ou encore des incertitudes liées à l'erreur humaine ou aux conditions environnementales non contrôlées.

Ces différentes incertitudes ont notamment fait l'objet d'un article de synthèse dans lequel l'ensemble des sources ont été traitées et illustrées (Fettweis et al., soumis). Ce chapitre documente de façon analogue les différentes sources d'incertitudes associées à la caractérisation et à la quantification des MES par méthode optique dans le cadre de la méthodologie mise en œuvre en Baie de Seine. La première partie du chapitre vise à estimer les incertitudes liées aux différentes étapes rencontrées dans la mesure directe de la concentration en suspension, depuis le prélèvement et la filtration et jusqu'à la pesée. La deuxième partie a pour objectif d'évaluer les incertitudes associées à la méthode indirecte de la quantification des MES par capteur optique. Enfin, l'utilisation potentielle de la mesure LISST pour estimer une concentration en MES sera abordée dans la dernière partie.

3.1. Méthode directe d'estimation de la masse en suspension des MES et incertitudes associées

Le protocole de mesure de la masse en suspension des MES repose sur le piégeage des matières en suspension particulières d'une taille supérieure à $0,45 \mu\text{m}$ à partir d'un filtre pré-pesé dont les pores sont d'un diamètre voisin, opéré en forçant à l'aide d'une pompe à vide l'écoulement d'un volume connu de l'échantillon d'eau prélevé *in situ*. Après séchage, ce filtre est pesé à nouveau, quantifiant par différence la masse de MES contenue dans ce volume.

Les protocoles pour estimer la concentration en MES peuvent varier en termes de procédures de préparation et de traitement des filtres, mais ont généralement en commun d'inclure les étapes suivantes : préparation des filtres, filtration d'un volume spécifique sur un filtre pré-pesé, rinçage des échantillons pour éliminer les sels, séchage et pesée pour déterminer la masse sèche (e.g. Aminot et Kérouel, 2004 ; Neukermans et al., 2012 ; NF EN 872, 2005). Dans le cadre de cette thèse, les filtres ont été préparés et traités selon le protocole proposé par Aminot et Kerouel (2004), décrit dans le chapitre 2. Bien que la mesure directe de concentration en MES soit une procédure relativement simple, la précision des mesures varie en fonction des matériels utilisés, de la préparation et du traitement des filtres, ainsi que de l'expérience de l'opérateur.

Une incertitude notoire associée à l'estimation de la masse des particules en suspension est liée à la rétention de sels sur les filtres (e.g. Neukermans et al., 2012 ; Röttgers et al., 2014). Dans les milieux turbides comme les estuaires ou en zone côtière, l'incertitude de mesure liée à la présence de sels peut devenir minime lorsque la masse collectée sur le filtre est suffisante, de l'ordre de plusieurs milligrammes. Cependant, au cours d'un bloom phytoplanctonique par exemple, la matière organique peut rapidement saturer le filtre, empêchant la collecte d'une masse de particules suffisante et l'élimination correcte des sels. L'incertitude associée peut alors devenir significative (Banse et al., 1963 ; Stavn et al., 2009 ; Neukermans et al., 2012 ; Röttgers et al., 2014).

D'autres incertitudes sont également liées à la détermination de la masse sèche et du volume filtré ainsi qu'à la quantité d'eau de constitution des minéraux (Barillé-Boyer et al., 2003 ; Stavn et al., 2009). Ces incertitudes vont se manifester par la présence d'un biais systématique dans la détermination de la masse finale, dont l'impact peut être minimisé lorsque la masse collectée sur les filtres est suffisamment importante. Dans les milieux turbides où la concentration en MES dépasse 100 mg.l^{-1} , la principale source d'incertitudes est l'homogénéisation des flacons contenant les prélèvements d'eau de mer avant de sous-échantillonner et de filtrer (Fettweis, 2008). L'estimation de ces incertitudes a fait l'objet de nombreuses études, proposant parfois des améliorations méthodologiques aux procédures standard, en vue de réduire les erreurs de mesure non liées à la variabilité naturelle des MES (Banse et al., 1963 ; Stavn et al., 2009 ; Neukermans et al., 2012 ; Röttgers et al., 2014 ; Fettweis, et al. soumis).

3.1.1. Type de filtre

Selon la définition des MES, toute membrane filtrante capable de retenir les particules dont la taille est supérieure à 0,45 µm peut être utilisée pour quantifier la concentration en MES. Généralement, deux types de filtres sont principalement utilisés pour estimer la concentration en MES en milieu marin et fluvial : des membranes en polycarbonate (Nuclepore™ Whatman) et des membranes en fibre de verre (Whatman™ GF/F). Aminot et Kérouel (2004) recommandent notamment l'emploi des filtres en fibre de verre, de porosité nominale de 0,7 µm et de diamètre de 47 mm, universellement utilisés dans le milieu marin pour leur grande capacité de rétention des particules (ISO 1997). Ces filtres présentent de nombreux avantages dont les deux principaux sont leur grande capacité de filtration, ce qui leur confère une très grande vitesse de filtration, et leur capacité à pouvoir être calcinés sans que leurs caractéristiques ne soient altérées. Cette particularité permet notamment de déterminer la matière organique particulaire (MOP) par perte au feu à la différence des membranes en polycarbonate du fait que ces dernières contiennent du carbone. Toutefois, les filtres GF/F ont l'inconvénient d'être plus fragiles que les membranes en polycarbonate : quelques fibres du filtre sont susceptibles de se détacher au cours des différentes préparations et traitements des filtres affectant ainsi la détermination de la masse en suspension (Stavn et al., 2009 ; Röttgers et al., 2014). De plus, la masse de ces filtres et l'eau retenue par les fibres sont plus importantes et, par conséquent, si les filtres sont mal rincés, les sels sont susceptibles d'entraîner des incertitudes plus larges par rapport aux membranes en polycarbonate. Ces deux types de filtre de même diamètre (47 mm) diffèrent également par leur porosité : les filtres GF/F ont une porosité nominale de 0,7 contre 0,4 µm pour les filtres Nuclepore. Cette différence de porosité est également susceptible d'entraîner des différences dans l'estimation de la masse en suspension des MES. Du fait de leur faible porosité, les membranes en polycarbonate sont susceptibles de collecter davantage de matière solide en suspension mais également de saturer plus rapidement par rapport aux filtres en fibre de verre.

Afin de comparer les deux types de filtre GF/F et Nuclepore, des filtrations d'un même échantillon pour des conditions de rinçage similaires ont été réalisées sur différentes campagnes TURBISEINE en Baie de Seine orientale (janvier, mars, mai et juillet 2016) ainsi que sur des campagnes réalisées en mer Méditerranée à l'embouchure du Golfe du Lion (campagnes MATUGLI, février et mai 2016). Ces données combinées permettent d'obtenir une large gamme de concentration en MES allant de 1 à 160 mg.l⁻¹ (Fig. 3-1). Des triplicats de chaque type de filtre ont été réalisés ponctuellement permettant le calcul de l'écart-type représenté par les barres d'erreur sur le graphique. Les incertitudes de mesure sont estimées sur l'ensemble de la gamme et par classe de concentration à partir de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (3.1)$$

où P et O représentent les valeurs prédites et observées et n le nombre de mesures. Ici, les valeurs prédites et observées correspondent à la concentration en MES obtenues à partir des filtres GF/F et Nuclepore, respectivement.

Les résultats montrent que le type de filtre a peu d'impact sur la quantification des MES et qu'il n'y a pas de biais réellement visible même pour les faibles concentrations, à l'exception d'une campagne, MATUGLI LEG 2. Pour cette campagne, les écarts des mesures par rapport à la ligne 1:1 sont significatifs. Ces différences de concentration par type de filtre sont

majoritairement associées à une surestimation de la concentration par les filtres GF/F. Un défaut de rinçage peut entraîner une surestimation de la masse après filtration, voir section 3.1.2. En ce qui concerne les campagnes TURBISEINE, la quantification des MES se révèle indépendante du type de filtre. Les filtres Nuclepore étant plus difficiles à manipuler car plus électrostatiques, les filtres GF/F restent préconisés et sont systématiquement utilisés par la suite.

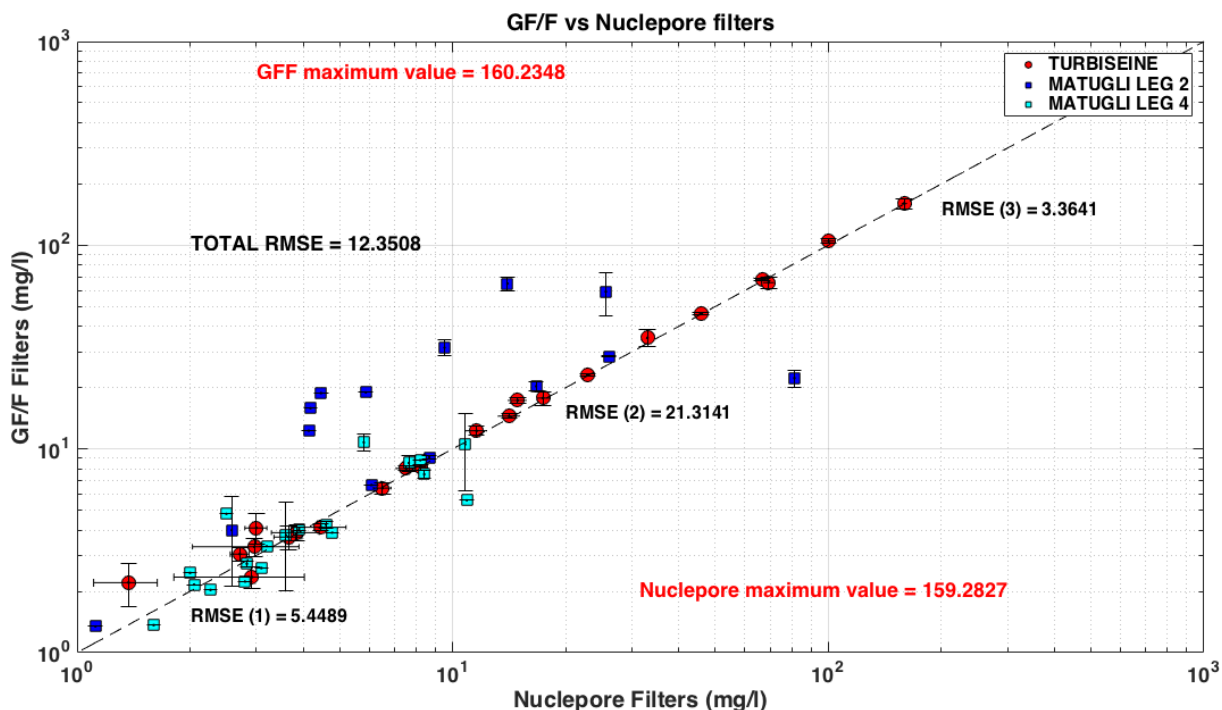


Figure 3-1 : Comparaison de la concentration en MES estimée par deux types de filtre : les filtres GF/F et les Nuclepore. La RMSE exprimée en mg.l^{-1} a été estimée sur l'ensemble de la gamme et par classe de concentration en MES : 1-10, 10-100, 100-1000 mg.l^{-1} .

3.1.2. La rétention des sels

Les filtres GF/F retiennent après filtration une petite quantité d'eau, inférieure à 1 ml. Cependant, en milieu marin, caractérisé par des salinités de l'ordre de 35 mg.l^{-1} , ce faible volume peut se traduire par des masses de sels cristallisés sur le filtre après séchage de plusieurs dizaines de mg, bien supérieures aux masses de matières particulaires filtrées, et donc induire des erreurs significatives sur l'estimation des concentrations en MES. L'élimination des sels retenus sur les filtres en fibre de verre représente donc une étape critique pour l'estimation de la concentration en MES et fait l'objet d'une attention considérable.

Les volumes d'eau milli-Q recommandés varient fortement d'une étude à l'autre : Pearlman et al. (1995) préconisent de rincer les filtres avec un volume de 30 ml alors que Neukermans et al. (2012) utilisent un volume de 400 à 450 ml d'eau milli-Q (Fig. 3-2), beaucoup plus important que celui recommandé par Trees (1978) (50 ml), par Sheldon (1972) et Stavn et al. (2009) (300 ml) ou encore par Rottgers et al. (2014) (150 ml). Malgré le rinçage des filtres à l'aide d'eau milli-Q, différentes études ont montré une erreur systématique, indépendante du volume filtré, dans l'estimation de la masse de MES résultant de la rétention des sels dont la masse varie entre 0,2 et 1,4 mg (Stavn et al., 2009 ; Röttgers et al., 2014, Neukermans et al.,

2012), en particulier dans la collerette des filtres (Banse et al., 1963 ; Stavn et al., 2009). Certains auteurs ont proposé d'humecter les filtres avant filtration (limitant la diffusion de l'eau de mer par capillarité) ou de rincer également le bord des filtres afin de minimiser cette incertitude (Thilstone et al., 2002 ; Neukermans et al., 2012 ; Röttgers et al., 2014).

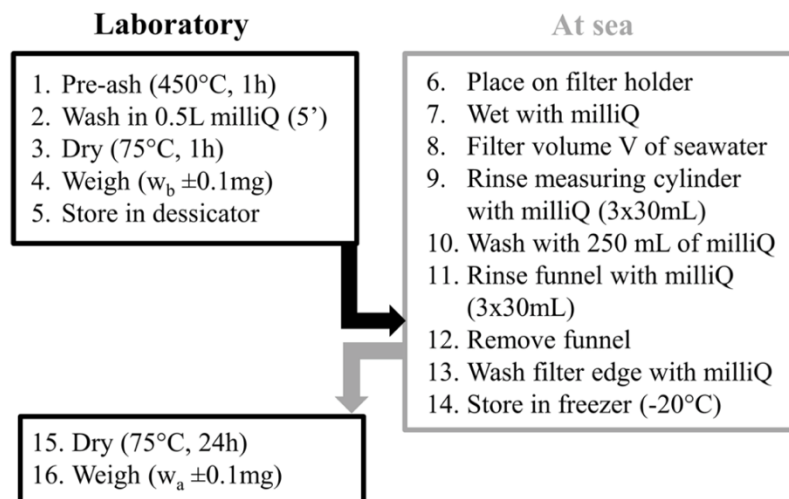


Figure 3-2 : Schéma des étapes du protocole de mesure de la concentration en MES (D'après Neukermans et al., 2012).

Différentes études ont cherché à estimer ce biais massique à partir de filtres de contrôle servant de « blanc » et d'eau de mer filtrée (Stavn et al., 2009 ; Röttgers et al., 2014). Ce biais moyen est ensuite soustrait à la masse de MES déposée sur le filtre avant de calculer la concentration en MES. Toutefois, Röttgers et al. (2014) ont montré que la variation de ce biais massique associé à la rétention des sels est relativement importante : pour une masse de sels retenus comprise entre 0,05 et 1,06 mg, l'écart-type moyen est de $0,52 \pm 0,21$ mg. L'erreur de mesure reste significative. D'après Röttgers et al. (2014), l'utilisation d'un biais massique moyen pour corriger l'incertitude de mesure dans l'estimation de la concentration en MES n'est pas la méthode la plus optimale. Basé sur les travaux de Trees (1978), ils proposent de mesurer la concentration en MES à partir de répliques (entre 3 et 6) pour estimer une relation affine entre la masse de MES et le volume de filtration où la pente donne la concentration en MES et l'ordonnée à l'origine, l'erreur systématique associée à la rétention des sels et à la perte de masse du filtre au cours des différentes manipulations.

Ces différentes études montrent qu'en fonction du protocole de mesure appliqué (volume de rinçage et salinité de l'environnement étudié), l'erreur systématique associée à la rétention des sels varie. Dans le cadre de cette thèse, le volume d'eau milli-Q utilisé pour rincer les filtres n'est pas imposé, le protocole indiquant juste de rincer à la pissette en faisant plusieurs fois le tour de la tulipe puis de rincer les bords des filtres. Afin de quantifier l'impact d'un défaut de rinçage à partir de notre protocole de mesure, une étude en laboratoire a été menée. Pour cela, des triplicats de filtres GF/F ont été réalisés à partir de 50 ml d'eau de mer pré-filtrée dépourvue de matériel particulaire, pour des conditions de rinçage variables : sans rinçage, rinçage à la pissette d'eau milli-Q, rinçage à l'aide de 50 ml d'eau milli-Q et 100 ml d'eau milli-Q. Le rinçage à la pissette correspond à un rinçage du contour interne de la tulipe réalisé au total trois fois (protocole standard appliqué pendant les campagnes en mer). La salinité de l'eau de mer filtrée utilisée pour cette expérience est de 35,5 PSU.

Les résultats montrent que sans rinçage, le volume d'eau de mer retenu sur les filtres est d'environ 0,57 ml \pm 0,5 ml. Pour une salinité de 35,5 PSU, cela aboutit à une masse de 20,2 mg de sels (Fig. 3-3). Après un simple rinçage à la pissette ou à l'aide de 50 ml d'eau milli-Q, la masse de sels retenue sur le filtre diminue de 93 à 95% (entre 1,1 et 1,4mg de sel restant sur le filtre), et diminue même jusqu'à 98% après un rinçage à l'aide de 100 ml d'eau milli-Q atteignant une masse de 0,4mg. Malgré le peu de mesures réalisées (n = 3 par type de rinçage), ces valeurs sont similaires à celles trouvées dans la littérature, comprises entre 0,2 et 1,20 mg (voir Stavn et al., 2009 ; Neukermans et al. 2012 ; Rottgers et al., 2014).

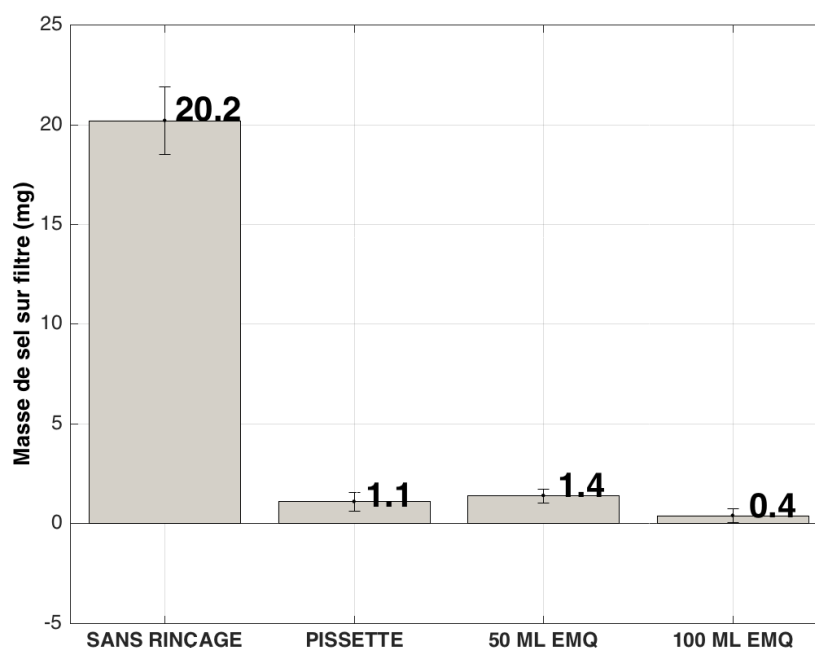


Figure 3-3 : Masse de sels restante sur les filtres en fonction du type de rinçage effectué : sans rinçage, avec pissette d'eau milli-Q, 50 et 100 ml d'eau milli-Q. Les valeurs indiquent la médiane de chaque triplicat.

A partir de ces résultats, il est possible d'optimiser le volume de filtration afin de minimiser l'incertitude associée à la rétention des sels (Neukermans et al., 2012). Cette incertitude représente la masse de sel retenue sur le filtre par rapport à la masse de MES également retenue sur le filtre. Suite aux tests de rinçage, la masse de sel de 0,4 mg (rinçage à 100 ml d'eau milliQ) à 1,1 mg (rinçage pissette). Afin de garantir une incertitude inférieure à 15%, il faut donc a minima recueillir sur chaque filtre entre 2,7 et 7,4 mg de MES selon la méthode de rinçage utilisée. La masse de sédiment va dépendre de la concentration en MES et du volume filtré. Si le volume est ajusté par l'opérateur, la concentration en MES n'est par définition pas connue au moment de la filtration. Cependant, cette concentration peut être estimée *a priori* en utilisant la mesure de turbidité de paillasse réalisée par l'opérateur en amont de la filtration. La synthèse des mesures de turbidité (HACH 2100N) et de concentration en MES aux stations LC et BS1 montre en effet une relation linéaire médiane de l'ordre de 0,0013 g.l⁻¹.NTU⁻¹ (Fig. 3-4).

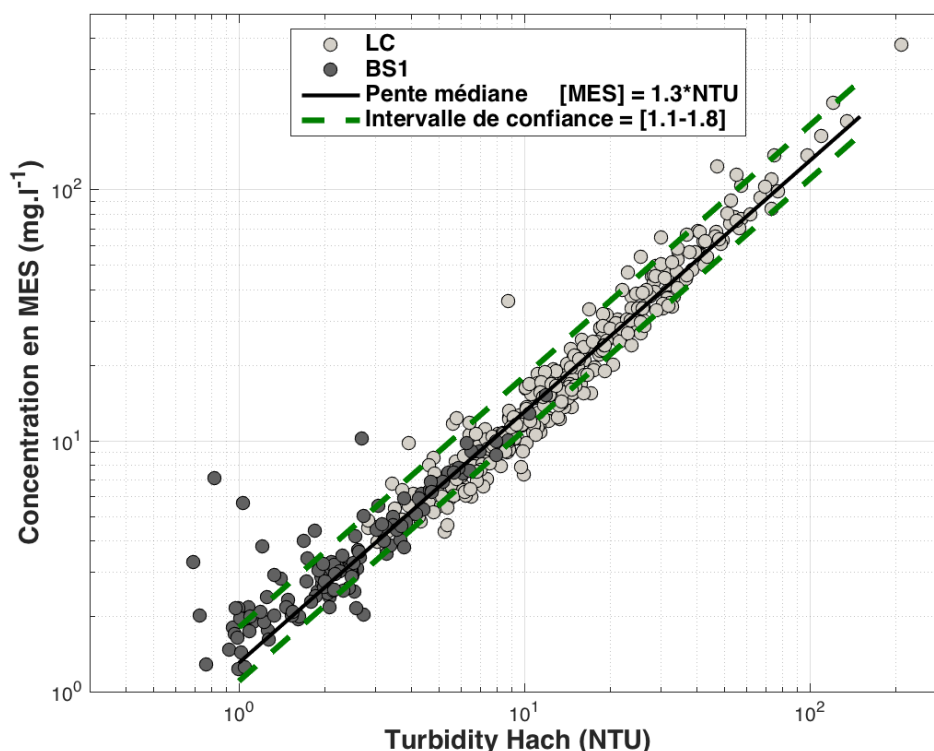


Figure 3-4 : Relation entre turbidité (NTU Hach 2100N) et la concentration en MES pour les campagnes TURBISEINE 2016 (6 campagnes) aux stations LC (cercle gris clair) et BS1 (cercle gris foncé). L'intervalle de confiance à 95% est donnée par les lignes en pointillé vertes.

Sur la base de ces informations, un volume minimal (en l) à filtrer, associé à une incertitude α_{sel} liée au rinçage inférieure à 15 %, peut être estimé en fonction de la turbidité mesurée au HACH, exprimé comme suit :

$$\alpha_{sel} = \frac{M_{sel}}{M_{MES}} = \frac{M_{sel}}{V \cdot C_{MES}} = \frac{M_{sel}}{V_{min} \cdot 0.0013 \cdot T_{NTU}} \quad (3.2)$$

avec M_{sel} la masse de sel retenue sur filtre selon le mode de rinçage, M_{MES} la masse de MES retenue sur filtre, V le volume filtré, C_{MES} la concentration en MES de l'échantillon filtré, V_{min} le volume minimal de rinçage et T_{NTU} la turbidité de l'échantillon mesurée au turbidimètre de paillasse HACH.

Comme rappelé précédemment, deux modes de rinçage sont évalués (pissette ou 100 ml d'eau MilliQ) correspondant à deux masses de sel $M_{sel,1}$ (1,1 mg) et $M_{sel,2}$ (0,4 mg) respectivement. Ces deux méthodes sont donc associées à deux volumes minimaux de filtration $V_{min,1}$ et $V_{min,2}$ tels que :

$$V_{min,x} = \frac{M_{sel,x}}{\alpha_{sel} \cdot 0.0013 \cdot T_{NTU}} \quad (3.3)$$

et $x=1$ ou 2 en fonction du type de rinçage. L'incertitude maximale α_{sel} visée est de 15% (Neukermans et al., 2012).

En remplaçant l'ensemble des variables par leur valeur numérique, nous obtenons :

$$V_{min,1} = 5,64 \cdot \frac{1}{T_{NTU}} \quad V_{min,2} = 2,05 \cdot \frac{1}{T_{NTU}} \quad (3.4)$$

avec $V_{min,x}$ en l.

Ces relations sont similaires à celles obtenues par Neukermans et al. (2012). Dans leur étude, deux volumes optimaux de filtration (V_{50} et V_{90}) sont calculés en fonction de la turbidité et pour lesquels l'incertitude d'estimation de la concentration en MES est inférieure à 15% pour 50% et 90% des échantillons, respectivement :

$$V_{50} = 1,36 * \frac{1}{T_{FNU}^{0,97}} \quad V_{90} = 6,14 * \frac{1}{T_{FNU}^{0,97}} \quad (3.5)$$

A la différence de notre protocole, ces volumes optimaux sont estimés à partir de statistiques (percentiles 50 et 90) sur la masse de sels retenus obtenues pour un grand nombre de filtre de contrôle servant de « blanc ». Ces filtres de contrôle sont réalisés avec le même protocole de rinçage (400-450 ml). Noter que dans Neukermans et al. (2012), la turbidité est mesurée en FNU par un HACH 2100P, pouvant occasionner des différences de mesure de turbidité pour des suspensions naturelles.

Cette analyse de l'influence de la salinité ayant été réalisée a posteriori des campagnes, nous pouvons évaluer la qualité des mesures de concentration en MES par filtration (Fig. 3.5). Bien que les protocoles ne soient pas strictement comparables, nos résultats sont dans les mêmes ordres de grandeur que ceux de Neukermans et al. (2012). Pour rappel, les filtres au cours des campagnes de mesure ont été rincés à la pissette sans quantification de ce volume. Pour la station LC, 89% des échantillons ont été filtrés avec un volume supérieur ou égal à $V_{min,1}$. Pour cette station, on peut donc considérer que le volume de filtration pour chaque échantillon est suffisant pour que l'incertitude associée au sel ne dépasse pas 15%. Pour la station plus au large à BS1, où les concentrations en MES sont plus faibles ($< 10 \text{ mg.l}^{-1}$), seulement 15% des échantillons ont un volume de filtration supérieur ou égal à $V_{min,1}$, et 72% ont un volume supérieur ou égal à $V_{min,2}$.

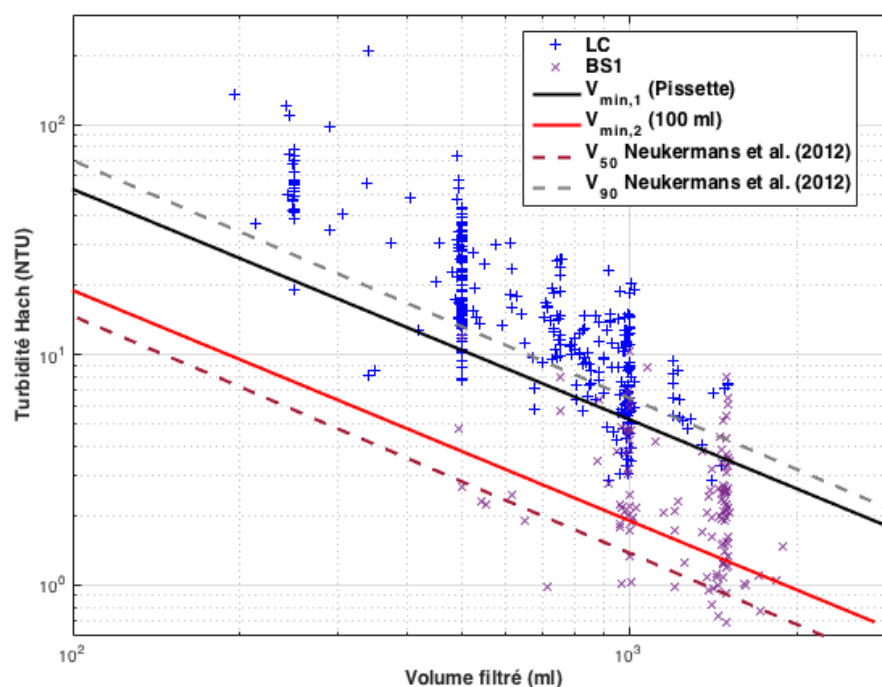


Figure 3-5 : Evaluation du volume filtré en fonction de la turbidité donné par le HACH. Les turbidités obtenues lors de nos prélèvements, et les volumes effectivement filtrés associés sont représentés par des croix bleues (+, Station LC) et violettes (x, Station BS1). Les lignes représentent des volumes minimaux recommandés pour respecter une erreur maximale de 15%. Les lignes pleines correspondent aux volumes minimaux pour les deux types de rinçage : à l'aide de la pissette (ligne noire) ou en ajoutant 100 ml d'eau milli-Q (ligne rouge). Les lignes en tirets représentent les volumes optimaux de filtration estimés par Neukermans et al. (2012).

Pour ces échantillons associés à un volume critique inférieur à $V_{\min,2}$, la masse collectée sur les filtres varie entre 1 et 10 mg, une majorité d'entre eux ayant une masse comprise entre 2 et 6 mg seulement. La figure 3-6 permet d'affecter à chaque classe de masse collectée une erreur potentielle liée à la rétention de sel par les filtres de 1,1 mg. Pour la majorité des échantillons, cette erreur potentielle peut atteindre 20 à 40%, et plus rarement 50%. Ces erreurs potentielles sont significatives et peuvent se produire malgré les précautions prises lors de la préparation et du traitement des filtres. Pour cette station, ces échantillons au volume inférieur à $V_{\min,2}$ ont donc été retirés par précaution de l'analyse.

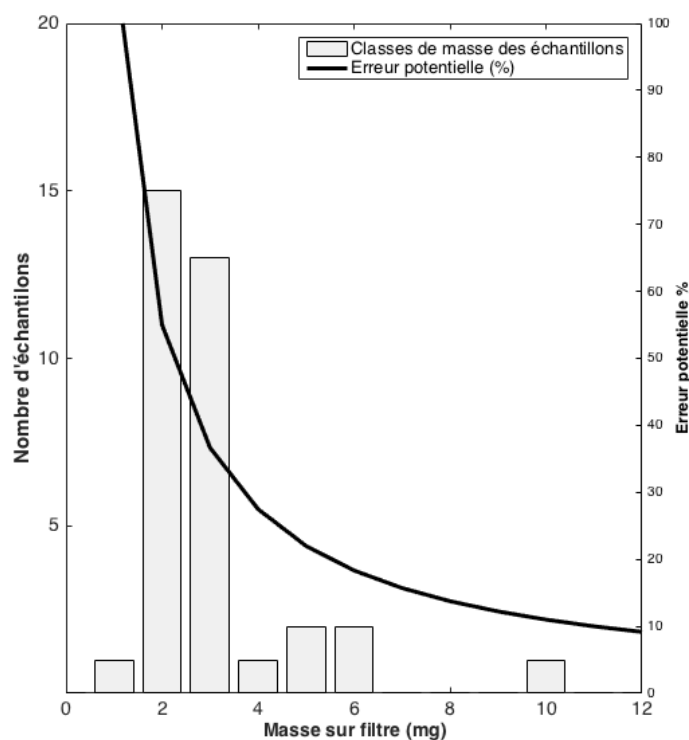


Figure 3-6 : Erreur potentielle fonction de la masse collectée sur les filtres pour lesquels le volume de filtration est inférieur au volume minimal correspondant au rinçage à l'aide de la pissette, et histogramme des masses effectivement filtrées. L'erreur potentielle théorique est calculée à partir des différences entre masse de MES théorique et masse de sel retenu sur le filtre, ici 1.1mg.

3.1.3. Estimation de la concentration massique finale : analyse critique de l'utilisation d'un seul filtre, du mode de calcul (moyenne ou pente des triplicats)

Il est souvent recommandé de réaliser des filtrations en triplicats pour estimer la concentration en MES d'un échantillon, afin d'évaluer la qualité des manipulations : si de grandes différences apparaissent dans les triplicats, un examen approfondi des valeurs estimées est préconisé. Cependant, la stratégie de mesure appliquée lors de ce travail de thèse aurait impliqué, sur la base de triplicats automatiques, de réaliser et traiter un nombre de filtres déraisonnable (approximativement 500 filtres par campagnes). Dans ce travail de thèse, l'estimation de la concentration en MES repose donc sur la réalisation par échantillon d'une seule filtration et ponctuellement (environ 16 à 24 fois par campagne) sur la réalisation de

triplicats en surface et au fond. Les échantillons faisant l'objet de différentes manipulations depuis l'étape de prélèvement jusqu'à la pesée finale, l'utilisation d'un seul filtre pour quantifier la concentration en MES est susceptible d'introduire une certaine incertitude de mesure, en particulier en cas de mauvaise homogénéisation de l'échantillon. Nous nous intéressons ici à la robustesse du protocole de mesure, et à l'incertitude associée à la réalisation d'une unique filtration, par rapport à des mesures issues de triplicats.

3.1.3.1. Utilisation de la pente ou de la moyenne des triplicats

Les triplicats peuvent être réalisés soit avec le même volume de filtration, ce qui permet de calculer la moyenne des concentrations, soit avec des volumes différents, ce qui permet d'estimer la concentration comme la pente de la relation masse / volume filtré (Trees, 1978 ; Röttgers et al., 2014). La première méthode permet d'estimer une incertitude globale tandis que la seconde permet d'estimer une erreur systématique causée par l'accumulation de sels sur les filtres et par la perte de fibres lors des manipulations successives (Röttgers et al. 2014), qui peuvent devenir significatives pour des mesures de concentration en MES réalisées dans des environnements peu turbides (voir section 3.1.2). Cette méthode suppose que la différence de masse absolue du filtre avant et après filtration correspond à la somme des masses du matériel particulaire collecté sur le filtre, des sels retenus sur le filtre et de la perte de matériau du filtre provoquée par les différentes manipulations. Les autres sources d'erreur associées à lecture de la masse (précision de la balance $\pm 0,1$ mg) et du volume de filtration sont négligées. Cette méthode suppose également que pour un même échantillon d'eau de mer, la masse des particules retenues sur le filtre varie linéairement avec le volume filtré contrairement aux autres différences de masse liées aux sels et à la perte de fibres, considérées constantes.

Afin de comparer les deux méthodes dans le cadre des campagnes TURBISEINE, des triplicats ont également été réalisés avec des volumes de filtration différents. La pente ainsi que le biais massique constant (représenté par l'ordonnée à l'origine) de chacun des triplicats sont estimés en reliant la masse de chaque échantillon au volume filtré correspondant (Fig. 3-7). La pente d'un triplicat exprimée en mg.l^{-1} constitue une estimation de la concentration en MES, et l'ordonnée à l'origine représente le biais massique systématique (rétention des sels et perte de fibre), en supposant que ce biais soit indépendant du volume filtré (Stavn et al., 2009 ; Röttgers et al., 2014) et que le même volume de rinçage ait été appliqué aux filtres d'un même triplicat.

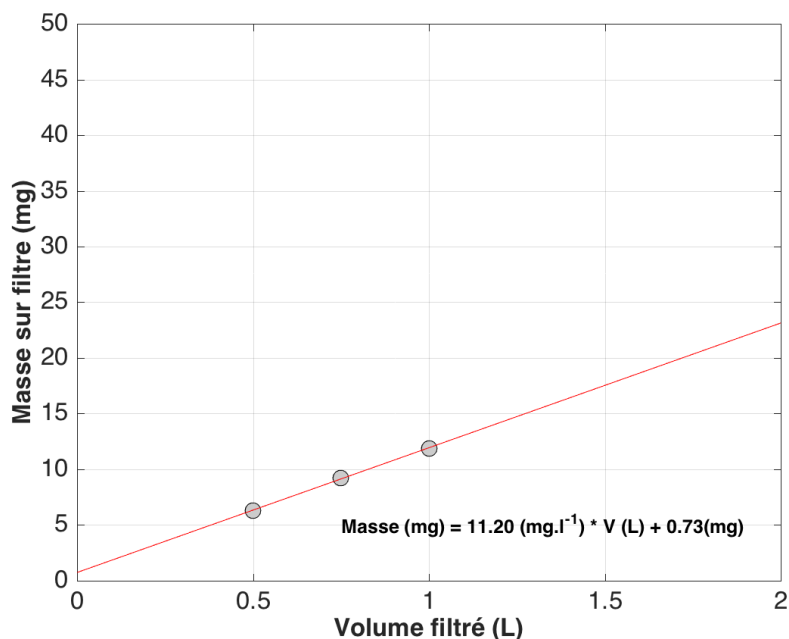


Figure 3-7 : Un exemple reliant la masse au volume de filtration de chacun des échantillons du triplicat. Les résultats de la régression linéaire sont ajoutés (ligne rouge).

Globalement, pour la majorité des triplicats, la différence entre la pente et la moyenne n'est pas significative (Fig. 3-8). Toutefois, les calculs réalisés à partir de la moyenne estiment des concentrations supérieures à la mesure de la pente, principalement pour des concentrations en MES faibles inférieures à 5 mg.l⁻¹. Ceci se traduit par une incertitude de mesure exprimée par la RMSE normalisée (NRMSE) estimée pour l'ensemble de la gamme et par classe de concentration à partir de la RMSE définie par la formule 3.1 :

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\bar{o}} \quad (3.6)$$

avec \bar{o} la moyenne des valeurs observées. Ici, les valeurs prédites et observées correspondent à la concentration en MES donnée par la pente et par la moyenne des triplicats, respectivement.

Cette dernière augmente lorsque les concentrations en MES diminuent, allant de 1,8%, pour les plus fortes concentrations (>100 mg.l⁻¹) à 37,3%, pour les faibles valeurs (autour de 1 mg.l⁻¹). Pour les faibles concentrations en MES, les triplicats pour lesquels la concentration en MES moyenne présente un écart significatif par rapport à la droite 1:1 ont un volume de filtration caractérisé par un écart-type relativement important. Par conséquent, ces différences significatives entre pente et moyenne ne peuvent être expliquées par une relation affine peu robuste, à la différence des autres cas où des écarts importants sont observés pour une gamme de concentration en MES supérieure (Fig. 3-9).

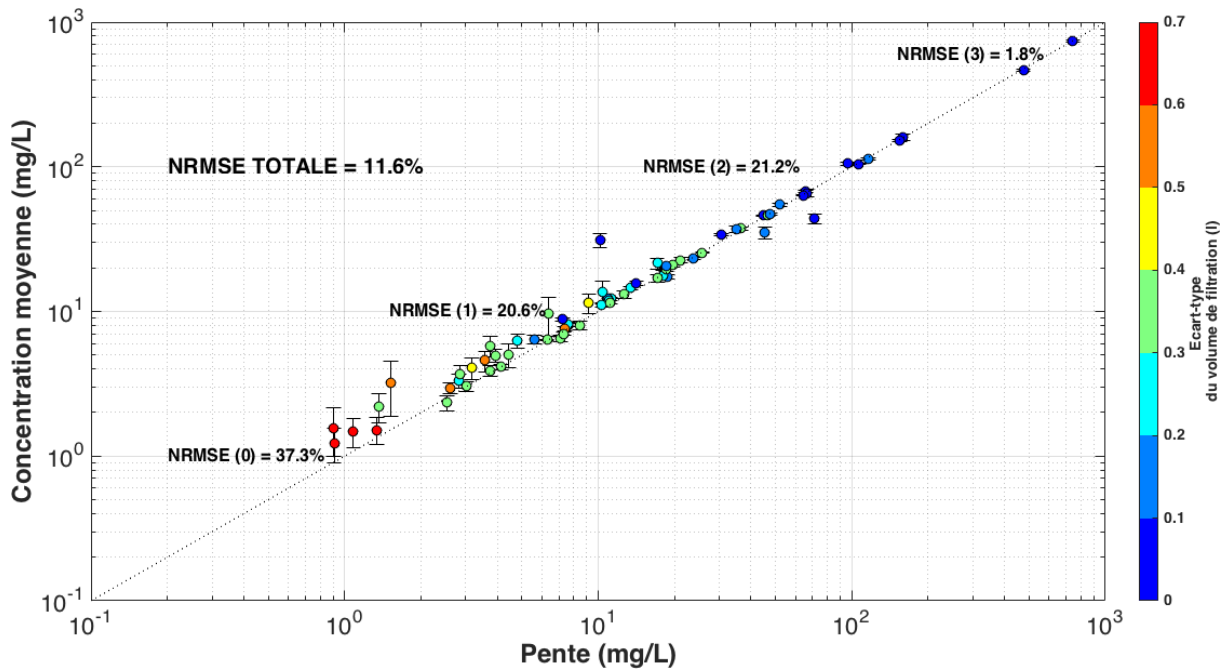


Figure 3-8 : Comparaison entre la moyenne et la pente des concentrations en MES des triplicats. La RMSE normalisée par rapport à la moyenne de chaque gamme de concentration a été estimée ainsi que la RMSE totale sur l'ensemble des échantillons. Les écarts-types associés à la concentration en MES sont représentés par les barres d'erreur et la barre de couleur indique les écarts-types associés au volume de filtration exprimé en l.

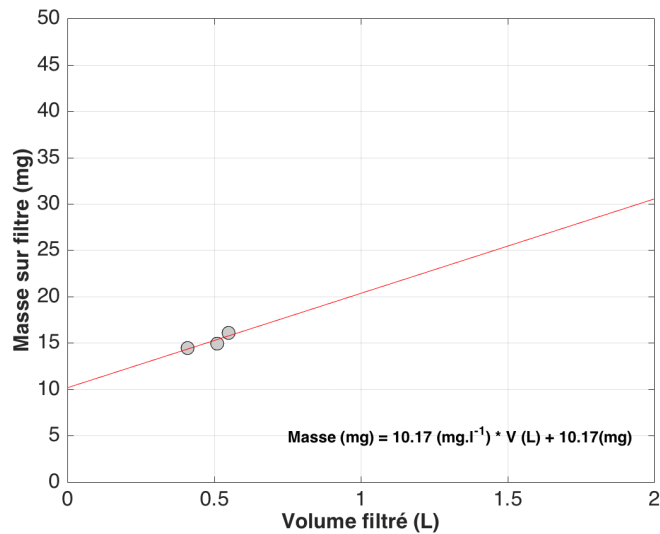


Figure 3-9 : Exemple de triplicat pour lequel la relation affine entre masse et volume de filtration de chacun des échantillons du triplicat n'est pas fiable, en raison d'un trop faible écart entre les volumes de filtration. Les résultats de la régression linéaire sont ajoutés (ligne rouge).

L'erreur relative associée à l'estimation de la concentration en MES (moyenne vs pente) augmente fortement lorsque la masse en MES moyennée par triplicat diminue : pour des masses en suspension inférieures à 5 mg, correspondant aux faibles concentrations en MES, l'erreur relative varie entre -10 et 60%. Ces résultats confirment que plus la masse solide de MES collectée sur les filtres est faible, plus l'erreur systématique causée par la rétention des sels sur le filtre et la perte de fibre devient prépondérante lors de l'estimation de la concentration en

MES en utilisant la moyenne des triplicats (Fig. 3-10), comme quantifié expérimentalement à la section 3.1.2.

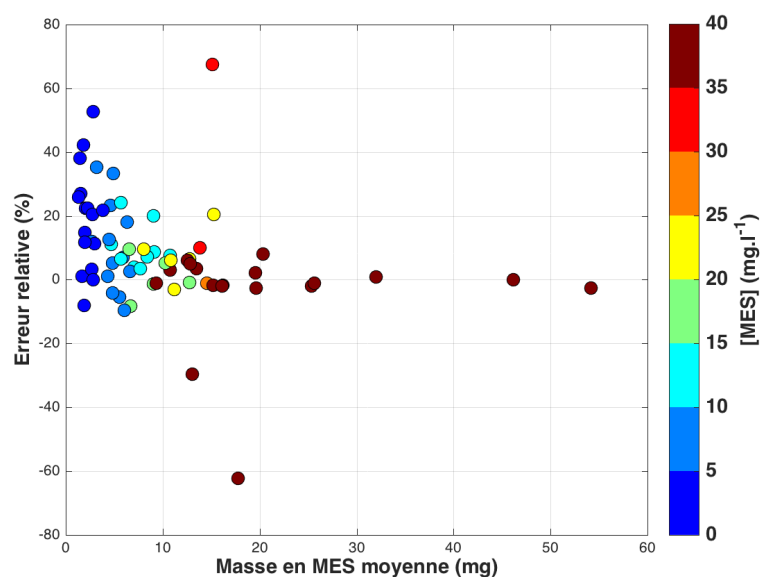


Figure 3-10 : Erreur relative $((C_{\text{pente}} - \langle C \rangle) / \langle C \rangle) * 100$ (%) en fonction de la moyenne par triplicat de la masse nette collectée sur les filtres. La couleur indique la concentration en MES donnée par la moyenne des triplicats.

Cependant, l'écart-type de la concentration obtenue par la moyenne des triplicats est relativement important. Ces valeurs peuvent être expliquées par des erreurs de mesure associées à une mauvaise homogénéisation du flacon de prélèvement avant la réalisation des sous-échantillons. Toutefois, ce type d'erreur est susceptible d'engendrer des incertitudes de mesure pour tous les filtres, voire principalement pour les échantillons les plus concentrés, ce qui n'est pas observé dans le cadre de nos mesures. Une différence du volume de rinçage à l'eau milli-Q des échantillons d'un même triplicat peut également entraîner une différence significative de masse collectée sur les filtres, en particulier quand cette dernière est faible, avec potentiellement moins de sels retenus sur l'échantillon le mieux rincé. Les tests de contrôle présentés en section 3.1.2 ont montré que la masse de sels retenus sur les filtres pouvait varier entre 0,4 et 1,1 mg en fonction du type de rinçage, ce qui peut représenter une erreur potentielle variant entre 10 et 60% pour des masses inférieures à 5 mg. La méthode des volumes différents suppose que le volume de rinçage à l'eau milli-Q ne diffère pas d'un filtre à l'autre pour un même triplicat. Par conséquent, une différence de rinçage peut également fausser l'estimation de la concentration en MES par la pente et du biais systématique, qui varie alors au sein d'un même triplicat. Du fait de notre protocole non standardisé pour les volumes de rinçage, l'application de la méthode des volumes différents à nos mesures peut être remise en cause. Toutefois, la gamme du biais systématique estimée par cette méthode varie globalement entre -0,52 et 1,42 mg (percentiles 5 et 95) avec une médiane à 0,3 mg (Fig. 3-11). Les masses de sels retenues estimées lors des tests de contrôle (section 3.1.2) entre 0,4 et 1,1 mg en fonction du type de rinçage sont comprises dans cette gamme. Les valeurs extrêmes égales à -10 et 10 mg ne concernent qu'un seul échantillon à chaque fois, et résultent de l'estimation d'une relation affine peu robuste causée par des différences de volume de filtration trop faibles (Fig. 3-9).

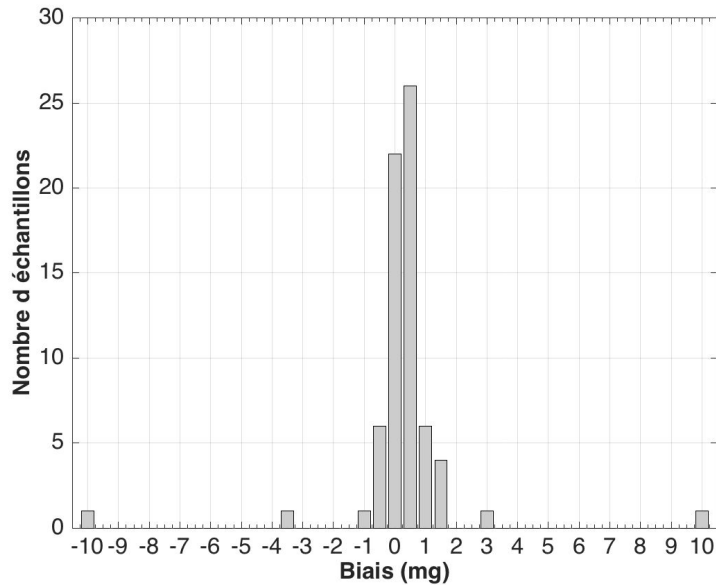


Figure 3-11 : Distribution en nombre du biais (ordonnée à l'origine) pour les régressions linéaires de la concentration en MES, représentant le biais massique dû à la rétention des sels.

3.1.3.2. Utilisation de triplicats ou d'un filtre unique

La réalisation des triplicats pour estimer la concentration en MES étant relativement longue et coûteuse, la majeure partie des mesures réalisées au cours des campagnes repose sur l'utilisation d'un filtre unique. Afin de vérifier la qualité et la répétabilité des mesures effectuées, la moyenne et l'écart-type des concentrations en MES pour chaque triplicat sont calculés afin de déterminer l'incertitude de mesure associée aux différentes étapes de traitement des échantillons. Cette incertitude est exprimée par un coefficient de variation (%) défini par l'équation suivante :

$$c.v = \frac{\sigma}{\langle C_{MES} \rangle} \quad (3.7)$$

où σ est l'écart-type et $\langle C_{MES} \rangle$ représente la moyenne des triplicats de concentration en MES.

Afin de couvrir une large gamme de concentration, des triplicats ont été réalisés également sur deux autres stations, en plus de la station LC et BS1, dont une située en estuaire près de Fatouville (pk 350, cf Druine, 2018), et une autre en Baie de Seine occidentale près de la bouée SMILE en face de Luc-sur-Mer. Une majeure partie des échantillons sont caractérisés par un coefficient de variation compris entre 1 et 10% (Fig. 3-12). Le coefficient de variation est relativement fort pour des masses nettes sur le filtre faibles (inférieures à 10 mg) et diminue avec l'augmentation de la masse sur filtre.

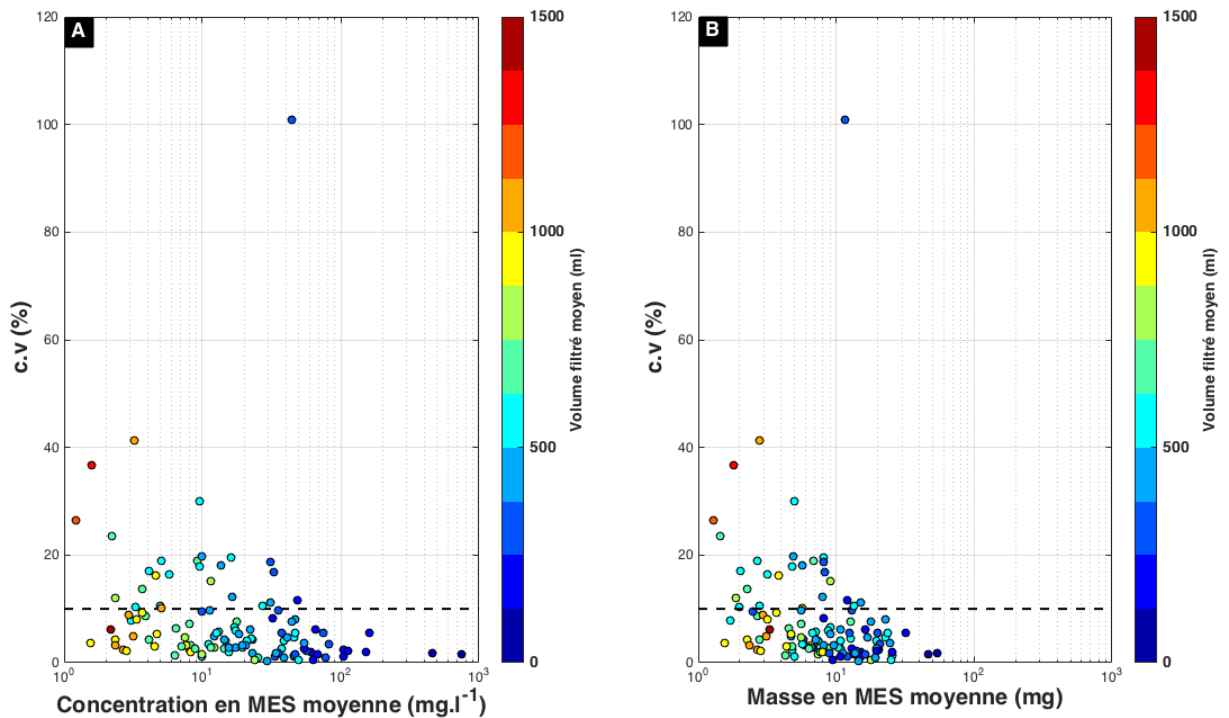


Figure 3-12 : Coefficient de variation estimé à partir des triplicats de prélèvements d'eau de mer en fonction de (a) la concentration en MES moyenne et (b) la masse sèche de MES moyenne. La couleur indique le volume filtré moyen. La ligne en pointillé représente la limite à 10% du coefficient de variation.

Les résultats montrent que le protocole de mesure appliqué dans le cadre des campagnes réalisées en Baie de Seine permet une très bonne répétabilité des mesures de concentration en MES avec un coefficient de variation inférieure à 10% observé pour 80% des échantillons testés (Fig. 3-13). Ici encore, les sources d'erreur peuvent être liées à la perte de matière lors du rinçage, à la perte de fibres du filtre ou à l'homogénéisation de l'échantillon primaire avant la sous-répartition pour la réalisation de triplicats. Il est également possible que la quantité d'eau milli-Q utilisée pour rincer diffère d'un filtre à l'autre au sein d'un même triplicat. Le biais systématique n'est alors plus constant, à l'origine d'une erreur de mesure non négligeable, en particulier lorsque la masse nette sur le filtre est relativement faible. Les résultats montrent en effet que le coefficient de variation diminue lorsque la masse nette moyenne de MES par triplicat augmente. Fettweis et al. (2018) ont également quantifié cette incertitude en utilisant des triplicats de GF/C et en calculant le ratio de la RMSE sur la valeur moyenne de concentration des triplicats. Les résultats ont montré des variations similaires de l'incertitude avec des valeurs plus fortes pour les faibles concentrations inférieures à 5 mg.l⁻¹ de l'ordre de 8,5%, et qui diminuent avec l'augmentation de la concentration en MES, ne dépassant pas 2,1% pour des concentrations supérieures à 100 mg.l⁻¹.

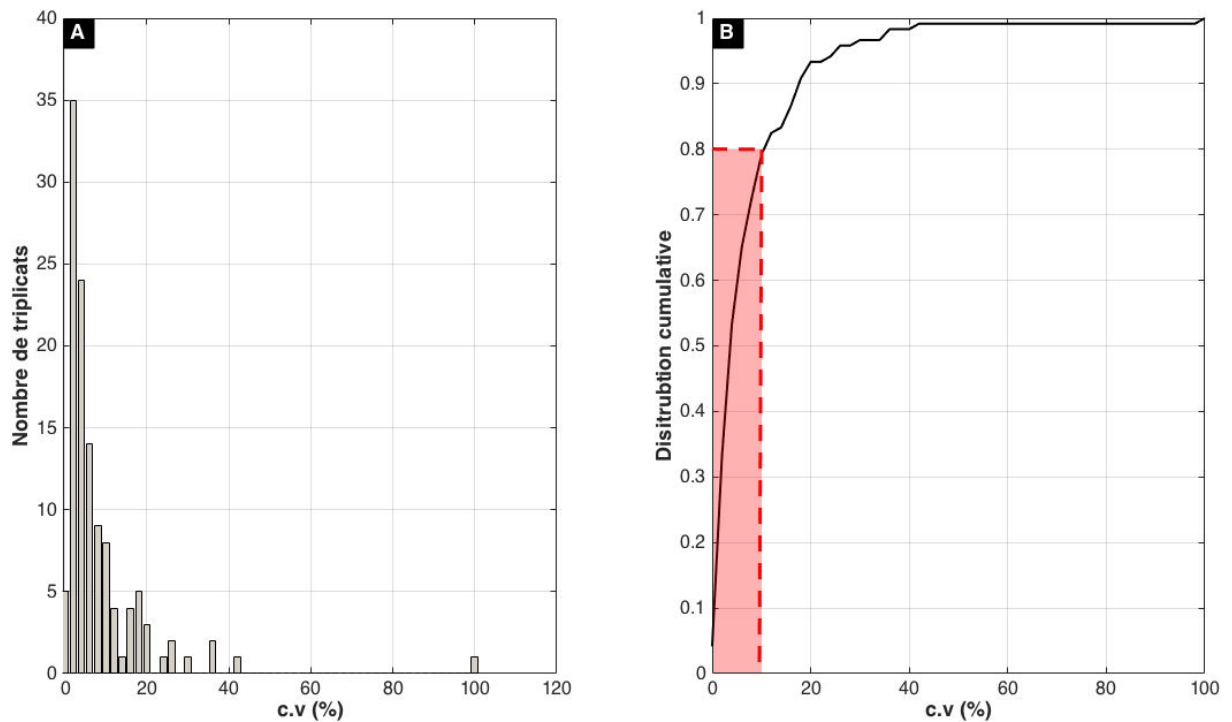


Figure 3-13 : (a) Distribution du coefficient de variation estimé pour chaque triplicat et (b) distribution cumulée. Le rectangle rouge représente la part des triplicats dont le coefficient de variation est inférieur à 10%.

3.1.4. Synthèse : incertitude résultante sur les MES

Le protocole de mesure développé et mis en œuvre au cours de cette thèse pour l'estimation directe de la concentration en MES en Baie de Seine permet d'acquies des mesures avec des incertitudes relativement faibles, globalement inférieures à 15%. Différentes sources d'erreur sont susceptibles d'impacter la détermination de la concentration en MES. Dans le cadre de nos campagnes de mesure, les principales incertitudes de mesure ont été identifiées et quantifiées : la rétention des sels par les filtres, le type de filtre, l'estimation de la concentration en MES à partir d'une pente ou d'une moyenne de triplicats ou d'un filtre unique. La rétention des sels par les filtres a été identifiée comme l'erreur de mesure la plus importante et systématique pour notre protocole. Le rinçage standardisé (100 ml) à l'eau milli-Q et la collecte d'une masse de matière solide suffisante sur le filtre (de l'ordre de 10 mg, cf fig 3-13) permettent de diminuer cette erreur. Ces investigations confirment et quantifient l'importance de l'étape de rinçage des filtres en milieu côtier. Dans le cadre de nos campagnes de mesure, l'étape de rinçage était systématique mais pas standardisée, avec un volume d'eau milli-Q opérateur dépendant et variant également pour un même opérateur. Afin de réduire l'erreur, une méthode basée sur les travaux de Neukermans et al. (2012) a été utilisée pour estimer les volumes minimaux de filtration nécessaires pour que la masse de particules en suspension collectée sur les filtres soit suffisamment importante. Cette méthode basée sur une mesure de la turbidité à l'aide d'un HACH de paillasse permet ainsi une rapide estimation du volume minimal de filtration. Nous avons pu vérifier que pour l'ensemble des prélèvements traités à LC et pour plus de 72% des échantillons de BS1, l'incertitude associée au protocole de filtration ne dépassait pas 15%.

Les deux méthodes testées dans le cadre de cette thèse permettent d'estimer la concentration en MES à partir de triplicats réalisés avec un volume équivalent ou différent. La première méthode ne donne qu'une incertitude de mesure globale alors que la seconde a l'avantage de pouvoir estimer un biais systématique associé à la rétention des sels et à la perte de fibres du filtre. Ce biais peut être utilisé afin de réduire les incertitudes de mesure lors de la détermination de la concentration en MES par un filtre unique. Röttgers et al. (2014) ont notamment montré que l'erreur associée à cette détermination était inférieure à 40% en utilisant trois réplicats de différents volumes et que cette erreur devient inférieure à 25% lorsque six réplicats sont réalisés. Cette méthode est par conséquent la plus robuste, en particulier pour des milieux relativement peu turbides où l'impact des sels retenus sur les filtres est important, mais peut s'avérer relativement fastidieuse. En standardisant notre protocole de mesure pour être certain d'appliquer le même volume de rinçage aux échantillons d'un même triplicat et en utilisant des volumes de filtration significativement différents, cette méthode peut être utilisée pour réduire significativement les incertitudes de mesure associées à l'estimation directe de la concentration en MES, en particulier lorsque la collecte d'une masse solide suffisante sur les filtres est difficile comme dans les milieux peu turbides. Toutefois, les différentes comparaisons réalisées à partir de nos mesures issues des campagnes en mer montrent que l'estimation de la concentration en MES ne dépend pas du type de filtre ni de la méthode utilisée (triplicat à volume unique ou différent, filtre unique), l'influence du sel impactant de façon significative ces trois méthodes.

Afin d'améliorer la calibration des capteurs optiques réalisée à partir des prélèvements d'eau de mer, les échantillons pour lesquels le volume de filtration était inférieur au volume optimal correspondant au rinçage le moins efficace pour éliminer les sels retenus (à l'aide de la pissette) ont été écartés du jeu de données : à BS1, 28% des échantillons ont été retirés de l'analyse. De même, les échantillons dont la concentration en MES a été estimée à partir de la moyenne de triplicats ont été écartés lorsque le coefficient de variation était supérieur à 10%.

3.2. Méthode indirecte d'estimation de la masse en suspension des MES et incertitudes associées

Les concentrations en MES estimées par méthode directe (pesée) sont considérées comme les données de référence, procurant les meilleures estimations de la concentration en MES. Cependant, cette méthode ne permet que des mesures ponctuelles dans le temps et dans l'espace, ce qui empêche d'appréhender dans son ensemble la dynamique des caractéristiques des MES. L'utilisation de capteurs optiques pour estimer la concentration en MES reste l'une des méthodes la plus simple et la plus utilisée au cours des dernières années et dans divers environnements aquatiques (Downing, 2006). Dans le cadre de cette thèse, les principaux capteurs optiques de turbidité utilisent la rétrodiffusion optique, calibrée en usine par une substance étalon : la formazine ou ses dérivées (AMCO Clear par exemple). Cependant, la rétrodiffusion optique est un paramètre complexe affecté par les propriétés optiques inhérentes des particules naturelles, qui diffèrent de la formazine (Boss et al., 2009a, 2009b).

Le passage entre les méthodes directe et indirecte repose sur des techniques de modélisation qui permettent d'établir une relation statistique entre la turbidité ou la réponse de la sonde et la concentration en MES. Lors du passage de la mesure de turbidité à la concentration en MES, le

choix du modèle de régression linéaire peut induire un biais dans l'estimation de la concentration en MES. D'autres erreurs de mesure peuvent également provenir du décalage spatial et temporel entre les prélèvements d'eau de mer et les masses d'eau ciblées par les capteurs, de changements locaux de la turbulence ou de la taille des particules en suspension provoqués par les instruments eux-mêmes ou encore de la période de calibration qui n'est pas forcément représentative de toute la période de mesure. Dans le cadre de la thèse, les incertitudes associées aux limites liées à la méthodologie mise en place comme la dé-corrélation spatio-temporelle des prélèvements d'eau de mer et des sondes de turbidité, la qualité des mesures des capteurs et le choix du modèle de régression linéaire sont discutées dans les sections à suivre.

3.2.1. Contrôle de la qualité des mesures

3.2.1.1. Contrôle métrologique de la qualité des capteurs optiques à la formazine

Les nombreux déploiements et manipulations sont susceptibles de causer des dommages dus aux collisions des particules sur la fenêtre optique ou un encrassement parfois peu visible, entraînant une diminution progressive de la transparence de la fenêtre. Afin de vérifier la qualité des mesures, les instruments optiques de turbidité (OBS, Hach et WETLabs) déployés dans le cadre des campagnes TURBISEINE ont été vérifiés en métrologie. Pour cela, un protocole standardisé est appliqué en routine à partir de la 2^{ème} campagne, voir section 2.3.3.4.

Les tests de métrologie consistent à effectuer des mesures de turbidité à partir d'une solution mère de formazine à 4000 NTU, produite en laboratoire d'après la procédure décrite dans la norme ISO 7027-1 :2016. Au total, six paliers de turbidité sont effectués : un blanc (0 NTU), réalisé avec de l'eau distillée, et 5 points de mesure répartis sur la gamme de turbidité par ajout d'un certain volume de solution mère pour augmenter la concentration en MES par paliers successifs. Les mesures sont réalisées dans une cuve plastique noire de 5 L, et la cellule de la sonde est placée à une distance suffisamment grande de la paroi et du fond pour éviter toute perturbation de la mesure, en particulier lors de la réalisation du blanc. Avant chaque mesure, la solution est homogénéisée via un agitateur magnétique, en particulier après l'ajout de formazine. Pour chaque palier, 60 mesures à une fréquence de 1Hz sont réalisées, dans le but d'évaluer les valeurs moyennes et la répétabilité de la mesure. La turbidité théorique, estimée par calcul de dilution, peut être entachée d'erreur en fonction des conditions de mélange et de l'estimation des volumes. La turbidité théorique de chaque palier est ensuite vérifiée par une mesure de turbidité via le HACH (Tableau 1). La qualité de la mesure est considérée comme acceptable si l'écart maximum toléré est inférieur à 15% (valeur fixée par le laboratoire DHYSED). Dans le cas contraire, le capteur est renvoyé chez le constructeur pour maintenance et étalonnage.

Un exemple de contrôle métrologique est présenté à la figure 3-14 et Tableau 3-1. Les turbidités mesurées par le Hach et l'OBS sont globalement proches de la turbidité théorique, mais le sont encore plus entre elles (Fig. 3-14). Ces résultats montrent que globalement les mesures de l'OBS3+ sont fiables avec un écart relatif inférieur à 10% pour chaque point de contrôle. L'écart relatif correspond à la différence normalisée entre la turbidité théorique et celle

mesurée par l'OBS3+. Cet exemple illustre également la limite des tests de métrologie consistant à comparer une turbidité mesurée et une turbidité de référence, qui pose la question cruciale de choisir cette référence : mesure HACH ou turbidité théorique, sachant que différents HACH (2100N ou 2100P par exemple) réagissent différemment à la même solution de formazine. Des mesures complémentaires ont été réalisées depuis, il serait intéressant de voir si un écart constant entre les capteurs de turbidité et la turbidité théorique est observé. Sur l'année 2016, l'écart relatif des différents capteurs optiques n'a jamais excédé 15%, en prenant comme valeur de référence la turbidité théorique.

Tableau 3-1 : Exemple de vérification métrologique du turbidimètre OBS3+ pour la gamme Low Range le 28/06/2016, entre les campagnes TURBISEINE 2 et 3.

Turbidité Théorique (NTU)	0	97,6	191	279	364	484
Turbidité mesurée (OBS3+)	0,231	90,8	176	256	332	437
HACH (NTU)	0,116	87,4	173	257	336	449
Ecart relatif (%)	/	7,0	7,9	8,2	8,8	9,7

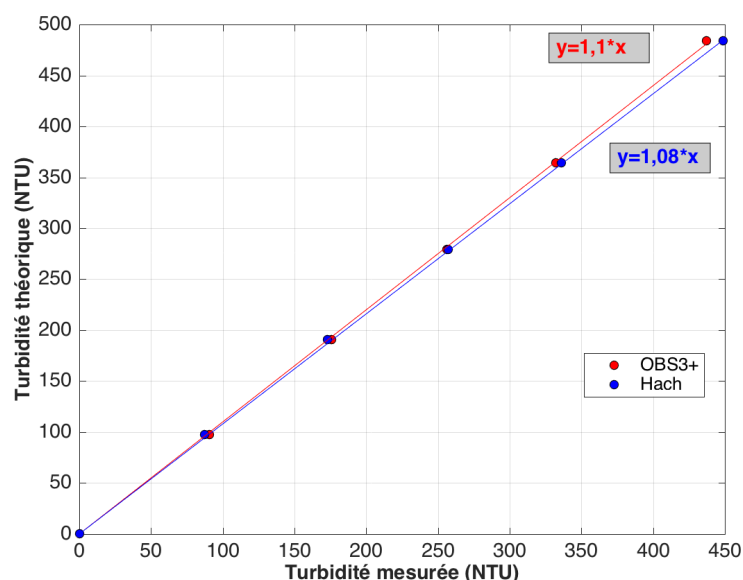


Figure 3-14 : Exemple de vérification métrologique du turbidimètre OBS3+ pour la gamme Low Range le 28/06/2016, entre les campagnes TURBISEINE 2 et 3.

3.2.1.2. Des capteurs optiques différents : pas une, mais des turbidités

L'étape de contrôle métrologique a montré que l'OBS3+ et le HACH donnaient des réponses identiques en formazine. Naturellement, il serait attendu que les mesures de turbidité *in situ*, à partir de MES naturelles, donnent des valeurs de turbidité équivalentes.

Cependant, la comparaison de ces mesures de turbidité *in situ* (HACH Vs OBS3+) lors des campagnes TURBISEINE montre que la turbidité mesurée par le HACH est en moyenne plus forte de 30% que celle mesurée par l'OBS3+ quelle que soit la gamme de concentration en MES (Fig. 3-15). Ce décalage dans nos mesures de turbidité pourrait résulter de la non-colocalisation des prélèvements d'eau de mer et des profils verticaux. Toutefois, des expériences en laboratoire similaires aux contrôles métrologiques mais réalisées avec de la vase en suspension ont permis de retrouver la même relation de proportionnalité entre les mesures de turbidité des deux capteurs (Fig. 3-15). Des différences significatives entre les turbidités mesurées par ces deux types d'instruments ont déjà été observées par certains auteurs et résultent de la différence de technologie utilisée par le capteur : néphélométrie à 90° pour le HACH, rétrodiffusion à 140° pour l'OBS3+ (Nechad et al., 2014 ; Druine et al., 2018). La turbidité de l'OBS T_{OBS} peut donc s'écrire à partir de la turbidité du HACH T_{HACH} , considérée comme la référence, par la relation suivante :

$$T_{OBS} = 0,7 * T_{HACH} \quad (3.8)$$

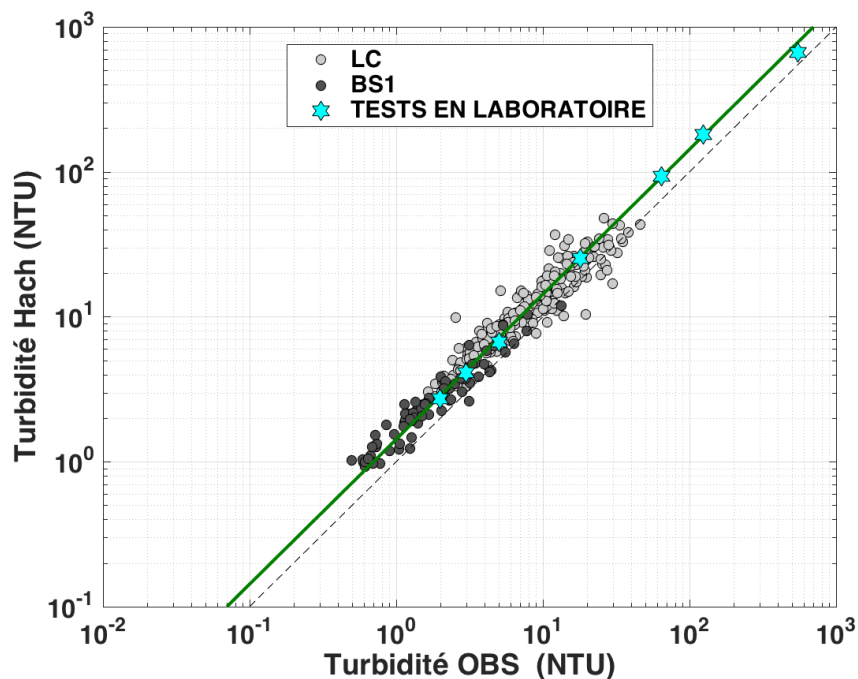


Figure 3-15 : Comparaison des turbidités mesurées par le HACH 2100N de paillasse et l'OBS3+ solidaire de la cage instrumentée dédiée aux profils verticaux à la station LC (cercles gris clair) et à la station BS1 (cercles gris foncé) pour les trois dernières campagnes TURBISEINE. La relation entre les turbidités Hach et OBS est représentée par la ligne verte. Les tests réalisés en laboratoire à partir d'échantillons de vase remis en suspension sont représentés par des étoiles de couleur bleu ciel.

Ainsi, bien que fortement corrélées, les turbidités mesurées par les capteurs à rétrodiffusion et les néphélomètres diffèrent alors qu'ils sont tous calibrés en formazine. La turbidité mesurée par les néphélomètres est exprimée en NTU alors que celle mesurée par les capteurs à rétrodiffusion optique devrait être exprimée en FBU (*Formazine Backscatter Units*) pour la lumière dans le proche infrarouge entre 830 et 890 nm (méthode ISO 7027), et en BTU (*Backscatter Turbidity Units*) d'après la méthode EPA 180.1 (Dogliotti et al., 2016 ; Nechad et al., 2016). Dans le cadre de cette thèse, le choix a été fait de conserver l'unité NTU pour tous les

instruments en étant parfaitement conscient que la turbidité mesurée diffère selon le type d'instrument utilisé.

3.2.1.3. Contrôle de la qualité des prélèvements d'eau de mer

La comparaison entre les turbidités mesurées par le HACH et l'OBS3+ pour les trois premières campagnes montre qu'un certain nombre de points s'écarte significativement de la linéarité mentionnée ci-dessus à partir de la relation 3.8, caractérisés par des valeurs de turbidité plus fortes pour le HACH que l'OBS3+, dont la majorité sont des échantillons de fond (Fig. 3-16). Ces mesures sont en réalité des artéfacts influencés par la remise en suspension artificielle provoquée par la cage Niskin. Afin d'écarter du jeu de données les mesures affectées, un intervalle de confiance (ou critère de qualité) a été défini à partir de la relation déterminée entre la turbidité du HACH et celle de l'OBS (Eq. 3.8). Les mesures pour lesquelles la turbidité T_{OBS} est supérieure ou inférieure à $T_{OBS} = 0,7(\pm 0,35) * T_{HACH}$ sont écartées pour l'ensemble des analyses qui suivront dans le cadre de cette thèse. Ce critère est appliqué en routine à toutes les campagnes de mesure, même lorsque la probabilité que la cage Niskin a touché le fond est faible. En effet, ce défaut de méthodologie a été rectifié après la troisième campagne en prenant en compte la hauteur d'eau donnée par la sonde du navire avant de descendre la cage du préleveur Niskin. Malgré tout, il est arrivé que ponctuellement la cage touche le fond. Lorsque qu'une telle erreur de manipulation était remarquée, la bouteille Niskin était vidée avant de recommencer la manœuvre pour éviter que la bouteille ne contienne de la matière remise en suspension artificiellement. L'application systématique du critère de tri permet de filtrer les quelques prélèvements impactés par la resuspension du fond qui auraient échappé à cette vigilance.

Ce critère de qualité des prélèvements aurait également pu être défini à partir de la turbidité donnée par le WETLabs solidaire de la cage à prélèvements. Nous aurions alors pu évaluer la turbidité autour du point bas du profil, et ainsi estimer une possible resuspension. Cependant, le WETLabs n'a été utilisé qu'à partir de la deuxième campagne, ce qui ne permet pas de trier les échantillons antérieurs.

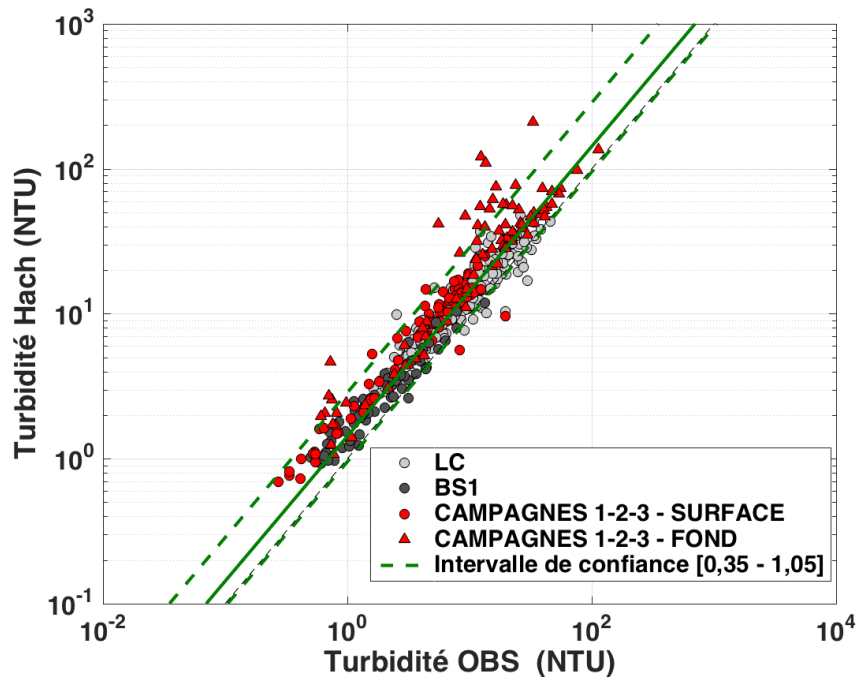


Figure 3-16 : Comparaison des turbidités mesurées par le HACH 2100N de paillasse et par l'OBS3+ solidaire de la cage instrumentée dédiée aux profils verticaux à la station LC (cercles gris clair) et à la station BS1 (cercles gris foncé) pour les trois dernières campagnes TURBISEINE. Les mesures des trois premières campagnes sont indiquées en rouge avec les échantillons de surface représentés par un cercle et ceux de fond par un triangle. La relation entre la turbidité Hach et OBS est représentée par la ligne verte et l'intervalle de confiance utilisé pour trier les données par des lignes en tirets vertes.

3.2.2. Conversion du signal optique de turbidité en concentration en MES

3.2.2.1. Choix du type de régression linéaire

La dernière étape dans le processus de mesure de concentration en MES à partir d'un capteur optique réside dans le choix du modèle de régression permettant de calibrer la turbidité du capteur optique. Ce choix n'est pas anodin et peut introduire un biais dans l'estimation de la concentration en MES. Généralement utilisée, la régression linéaire repose sur le choix des paramètres de régression par minimisation des carrés des écarts entre les valeurs de la variable dépendante et la ligne de régression. Pour le même jeu de données, il est toutefois possible d'obtenir des paramètres de régression différents en fonction des options choisies pour la méthode de régression linéaire.

Dans le cadre de cette thèse, plusieurs méthodes ont été testées avec le jeu de données acquis en Baie de Seine pour déterminer les relations de calibration. Il est supposé que le bruit et la dégradation potentielle de la fenêtre optique sont corrigés par la calibration des capteurs en usine et, par conséquent, que les droites de calibration passent par zéro.

- (i) Régression linéaire par les moindres carrés qui a pour objectif d'estimer l'ensemble des relations linéaires possibles entre les variables, turbidité et concentration en MES.

L'approche classique consiste à minimiser la RMSE entre les valeurs observées et la droite.

- (ii) Méthode de Theil-Sen, affine ou linéaire en forçant l'origine par 0, basée sur l'estimation d'une pente médiane obtenue à partir de l'ensemble des pentes de toutes les droites qui relient les couples turbidité et concentration en MES.
- (iii) Méthode des percentiles 10 et 90 (ou 20 et 80), hybride entre la méthode Theil Sen et la méthode des moindres carrés. Elle consiste à exclure les échantillons extrêmes inférieurs et supérieurs aux percentiles 10 et 90 (ou 20 et 80, respectivement) calculés à partir de la méthode Theil Sen. Une fois les couples écartés, la droite de calibration est estimée en minimisant la RMSE comme pour la régression linéaire.
- (iv) La dernière méthode est proposée par Landemaine (2016) et reprise par Druine et al. (2018). Elle est basée sur la division de la gamme en classe de turbidité contenant le même nombre d'échantillons (au moins 3 couples turbidité/concentration par classe de turbidité). Comparée à la régression linéaire par minimisation de la RMSE, cette méthode de corrélation permet de donner moins de poids aux valeurs « extrêmes ». Elle se divise en quatre étapes : (1) Plusieurs classes ou gammes de turbidité sont définies avec 3 couples de turbidité/concentration minimum par classes de turbidité (Fig. 3-17a). (2) Pour chaque classe de turbidité, un couple est sélectionné de façon aléatoire et une régression linéaire est établie à partir de ces couples. (3) L'étape précédente est répétée en essayant toutes les combinaisons possibles ou en fixant un nombre limite de combinaisons si ces dernières sont trop nombreuses (Fig. 3-17b). (4) Enfin, la relation linéaire est déterminée en choisissant la médiane de la distribution de toutes les pentes des droites obtenues au cours des étapes précédentes (Fig. 3-17c). La distribution permet également de définir un intervalle de confiance de 95% (percentiles 2,5 et 97,5), ce qui rend possible l'évaluation de la précision de la relation établie (Fig. 3-17d). Une variante de cette méthode, non appliquée ici, serait de diviser le jeu de données par classe de concentration (et non selon un nombre d'échantillons homogène par classe) afin de ne pas biaiser les calculs de régression lorsque la distribution des couples turbidité/concentration est fortement hétérogène, avec une majorité des points dans les faibles valeurs.

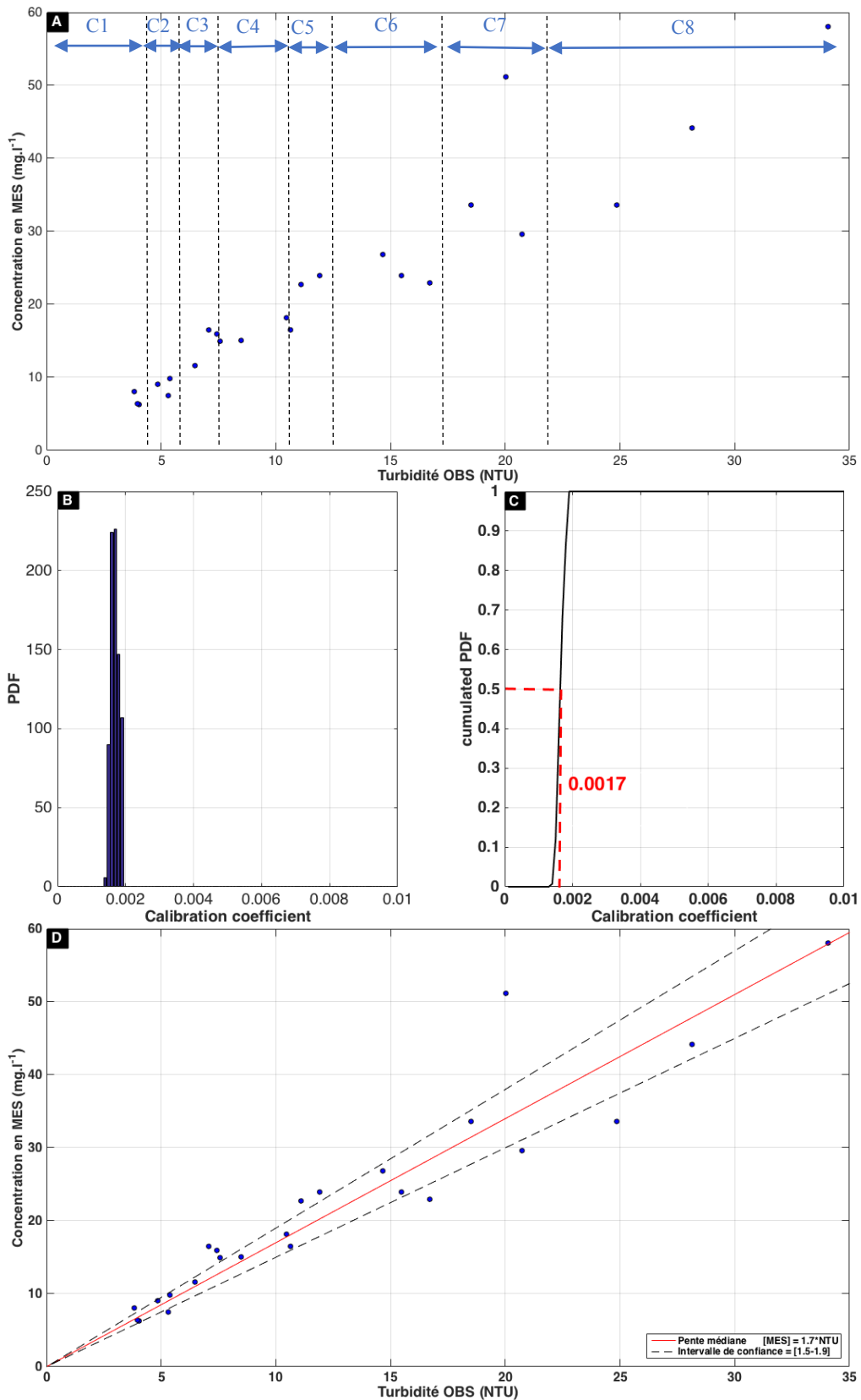


Figure 3-17 : Exemple d'application de la méthode par classe pour la calibration de l'OBS au 19/12/2016 à la station LC. (a) Séparation du jeu de données par classe de turbidité (3 échantillons), (b) distribution des coefficients de calibration obtenus via les différents tirages, (c) distribution cumulée des coefficients de calibration et choix de la pente finale (médiane, en rouge) et (d) droite de calibration en rouge avec l'intervalle de confiance (percentiles 5 et 95) indiqué par les droites en pointillés noirs.

Les différentes méthodes décrites ci-dessus ont été testées avec le jeu de données collecté à LC (Fig. 3-18). Les résultats montrent que les différentes méthodes donnent des coefficients de calibration similaires, surtout lorsqu'un effort de qualification des données a pu éliminer les principaux "outliers". Un travail analogue a également été réalisé par Druine (2018) avec un jeu de données acquis en estuaire de Seine. Druine et al. (2018) estiment que dans la mesure où le jeu de données ne présente pas de valeur extrême, les méthodes RMSE, Theil-Sen (affine et linéaire) et la méthode des classes de turbidité fournissent un coefficient de calibration similaire. Cependant, cette dernière présente l'avantage d'être moins affectée par les valeurs aberrantes et permet de calculer une distribution de pente et d'en définir un intervalle de confiance pour évaluer la précision de la relation linéaire obtenue.

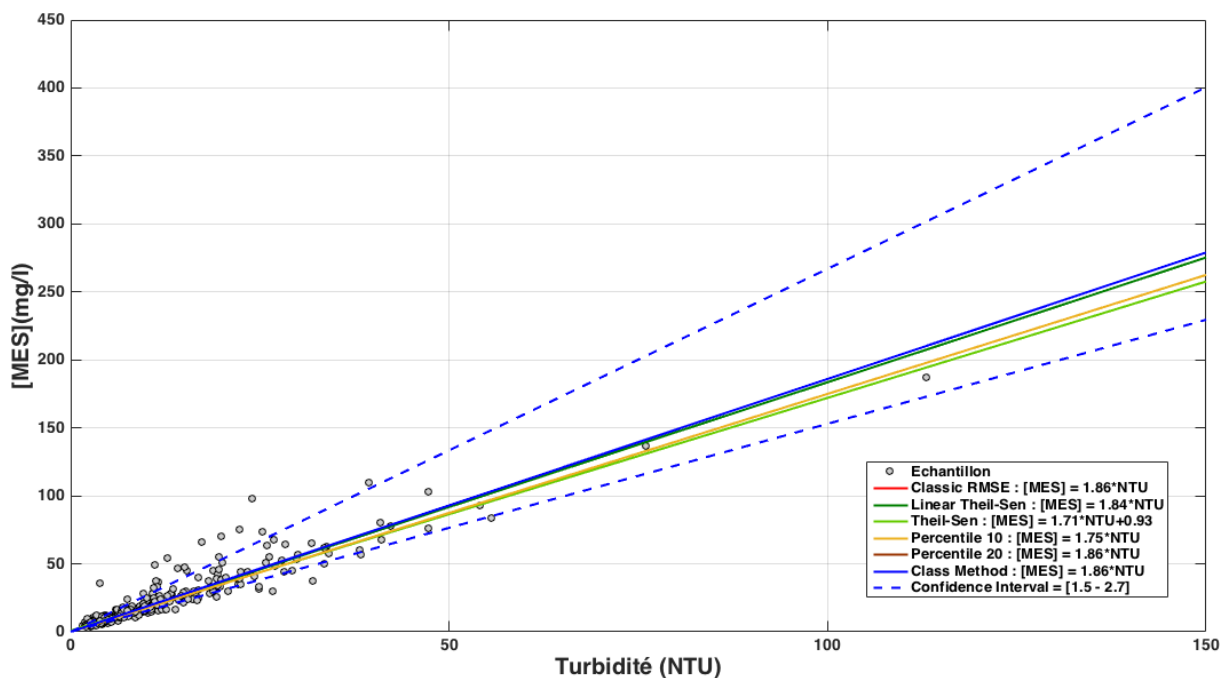


Figure 3-18 : Exemple d'application des différentes méthodes de régression linéaire pour la calibration de l'OBS sur le jeu de données acquis à la station de mesure LC après retrait des mesures aberrantes.

3.2.2.2. Résultats des calibrations des capteurs optiques

Après vérification de la qualité des données, notamment en écartant les échantillons pour lesquels les triplicats ont un coefficient de variation supérieur à 15%, ceux résultant de la remise en suspension artificielle (lorsque la bouteille à prélèvement touche le fond avant déclenchement) et ceux impactés par l'accumulation potentielle de sels (voir section 3.1.2), les différents capteurs optiques utilisés dans cette thèse sont calibrés en utilisant la méthode par classe pour chaque station.

Deux types de calibration ont été testés pour chacun des deux sites : (i) une calibration spécifique à chaque cycle de marée, appelée calibration journalière, et (ii) une calibration unique, obtenue en regroupant tous les échantillons de l'année, appelée calibration annuelle. Pour chaque station et chaque instrument, les résultats des calibrations, i.e. les coefficients, la RMSE et l'erreur relative moyenne (MRE) sont répertoriés dans un tableau, et les différentes

courbes de calibration sont présentées sur une figure. La MRE exprimée en % permet d'évaluer l'incertitude sur l'estimation de la concentration en MES et est définie de la manière suivante :

$$\text{MRE} = \left| \frac{C_{\text{calculée}} - C_{\text{observée}}}{C_{\text{observée}}} \right| \times 100 \quad (3.9)$$

où $C_{\text{calculée}}$ est la concentration estimée (mg.l^{-1}) obtenue par la droite de calibration et les mesures de turbidité (NTU) et $C_{\text{observée}}$ est la concentration en MES (mg.l^{-1}) mesurée par filtration.

Une analyse synthétique de leur variabilité est proposée en fin de section.

Calibration des capteurs optiques dans la zone Baie de Seine large (BS1)

➤ *Calibration de l'OBS3+*

BS1 – CALIBRATION OBS

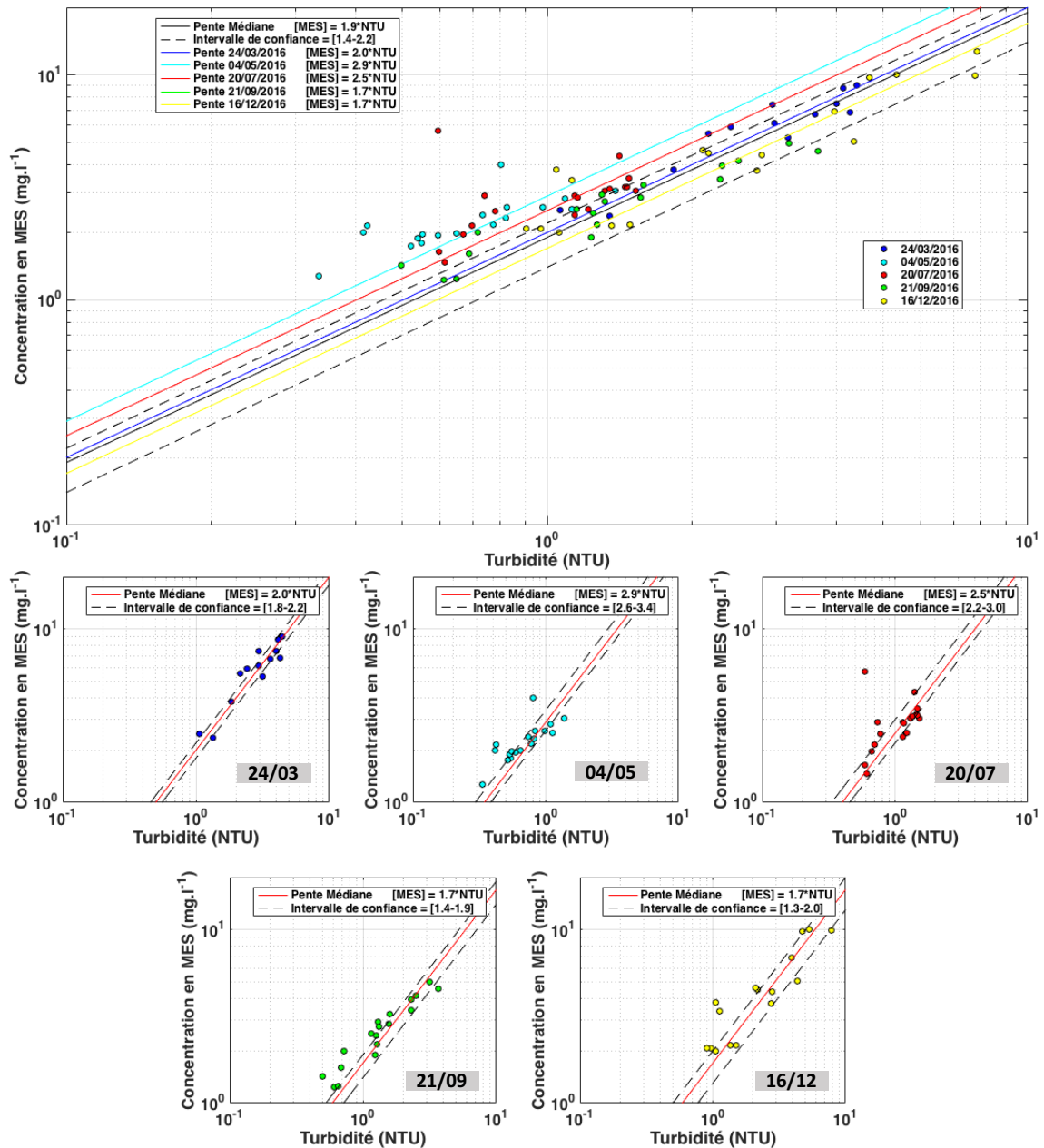


Figure 3-19 : Récapitulatif des calibrations du capteur OBS3+ à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-2 : Récapitulatif des coefficients de calibration de l'OBS3+, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.

Campagne	Date	OBS3+			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 2	24/03/2016	2	0,9	1,3	[1,8 – 2,2]
LEG 3	04/05/2016	2,9	0,6	7,6	[2,6 – 3,4]
LEG 4	20/07/2016	2,5	1,1	7,7	[2,2 – 3]
LEG 5	21/09/2016	1,7	0,6	4,5	[1,4 – 1,9]
LEG 6	16/12/2016	1,7	1,3	1,8	[1,3 – 2]
Toutes les campagnes		1,9	1,2	8	[1,5 – 2,2]

➤ Calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin

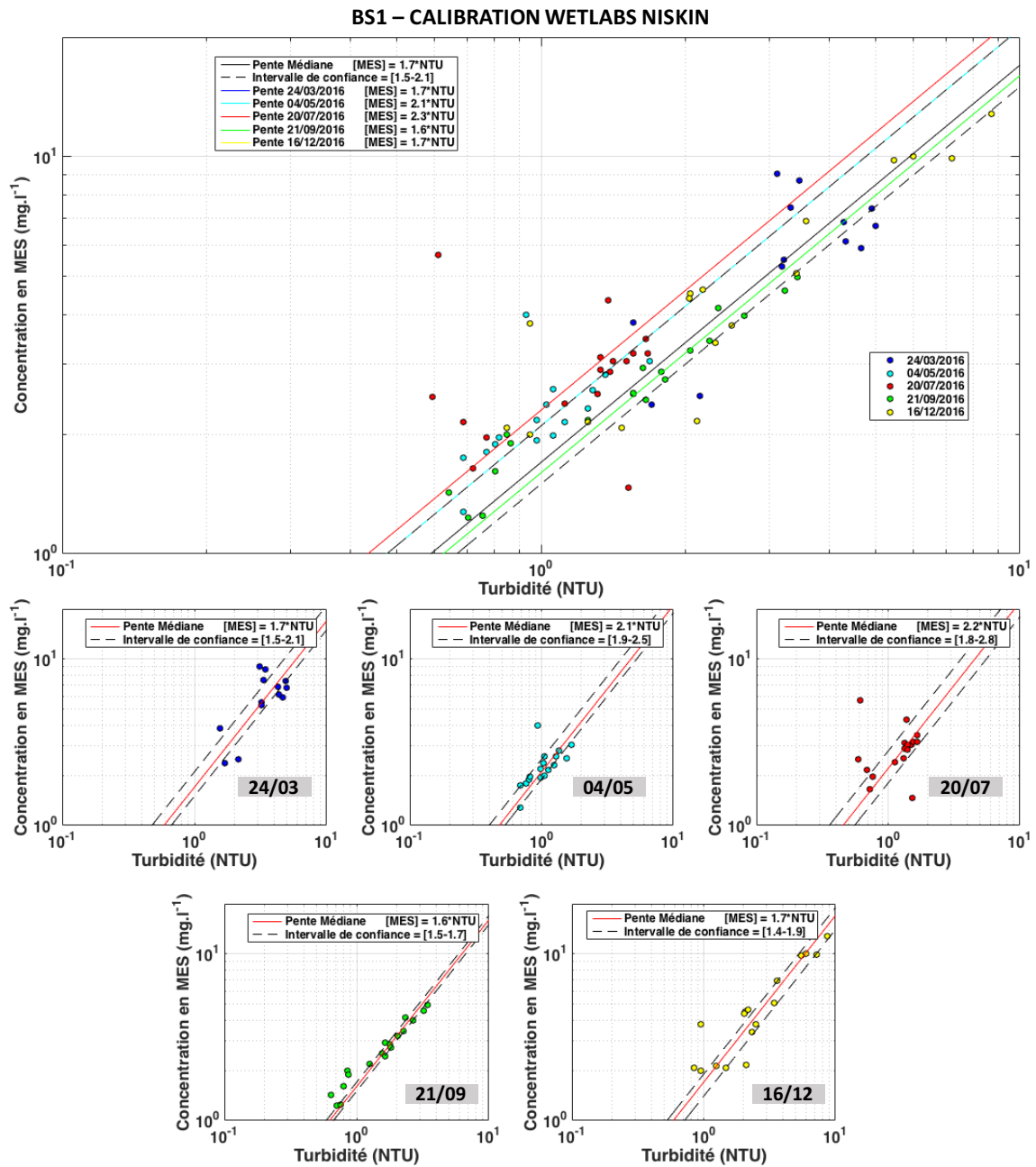


Figure 3-20 : Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la bouteille Niskin à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-3 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.

Campagne	Date	WETLabs 1851 Niskin			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 2	24/03/2016	1,7	1,7	1,8	[1,5 – 2]
LEG 3	04/05/2016	2,1	0,6	3,3	[1,9 – 2,5]
LEG 4	20/07/2016	2,3	1,6	4,4	[1,8 – 2,8]
LEG 5	21/09/2016	1,6	0,4	2,2	[1,5 – 1,7]
LEG 6	16/12/2016	1,7	1,1	0,7	[1,4 – 1,9]
Toutes les campagnes		1,7	1,1	7,2	[1,5 – 2,1]

➤ Calibration du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux

BS1 – CALIBRATION WETLABS CAGE

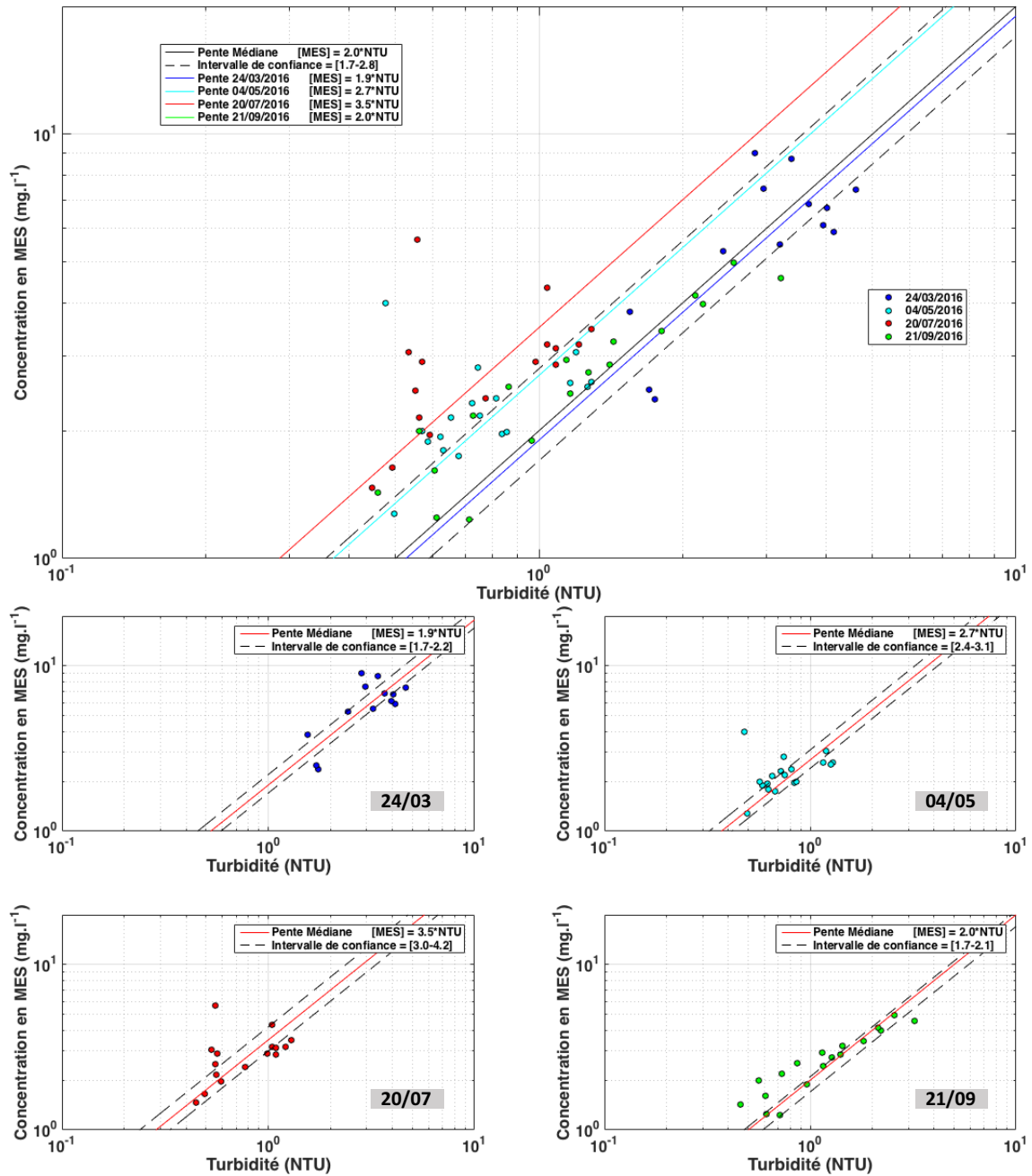


Figure 3-21 : Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-4 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour réaliser les profils verticaux, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.

Campagne	Date	WETLabs 3731 Cage			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 2	24/03/2016	1,9	1,6	1,6	[1, - 2,2]
LEG 3	04/05/2016	2,7	0,8	6	[2,4 - 3,1]
LEG 4	20/07/2016	3,5	1,1	4,2	[3 - 4,2]
LEG 5	21/09/2016	2	0,6	3,7	[1,7- 2,1]
Toutes les campagnes		2	1,2	15,2	[1,8 - 2,8]

Calibration des capteurs optiques dans la zone d'embouchure sous influence du panache : site de La Carosse (LC)

➤ *Calibration de l'OBS3+*

LC - CALIBRATION OBS

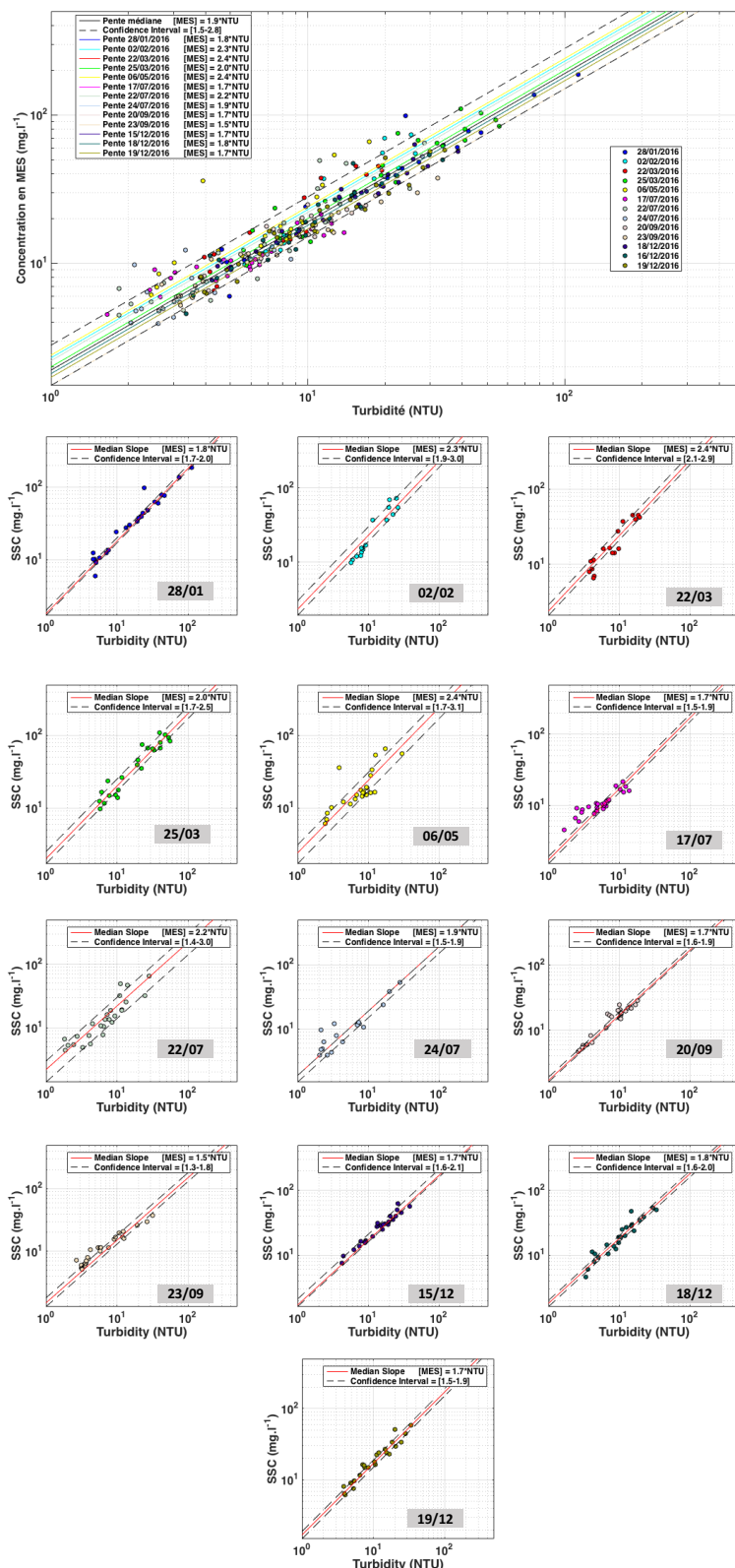


Figure 3-22 : Récapitulatif des calibrations du capteur OBS3+ à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-5 : Récapitulatif des coefficients de calibration de l'OBS3+, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.

Campagne	Date	OBS3+			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 1	28/01/2016	1,8	12,2	3,9	[1,7– 2]
LEG 1	02/02/2016	2,3	8,9	1,23	[1,9– 3]
LEG 2	22/03/2016	2,4	4,7	1,9	[2,1-2,9]
LEG 2	25/03/2016	2	12,6	1,7	[1,7– 2,5]
LEG 3	06/05/2016	2,4	10,6	3,3	[1,7 – 3,1]
LEG 4	17/07/2016	1,7	2,6	4,7	[1,5 – 1,9]
LEG 4	22/07/2016	2,2	8,2	4	[1,4 – 3]
LEG 4	24/07/2016	1,9	3,1	2,8	[1,6– 1,9]
LEG 5	20/09/2016	1,7	2,9	3,4	[1,4 – 1,9]
LEG 5	23/09/2016	1,5	3,6	3,6	[1,3– 1,8]
LEG 6	16/12/2016	1,7	5,4	5,4	[1,6 – 2,1]
LEG 6	18/12/2016	1,8	5,2	2,4	[1,6– 2]
LEG 6	19/12/2016	1,7	4,7	2,6	[1,5 – 1,9]
Toutes les campagnes		1,9	8,2	2,2	[1,5– 2,8]

➤ Calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin

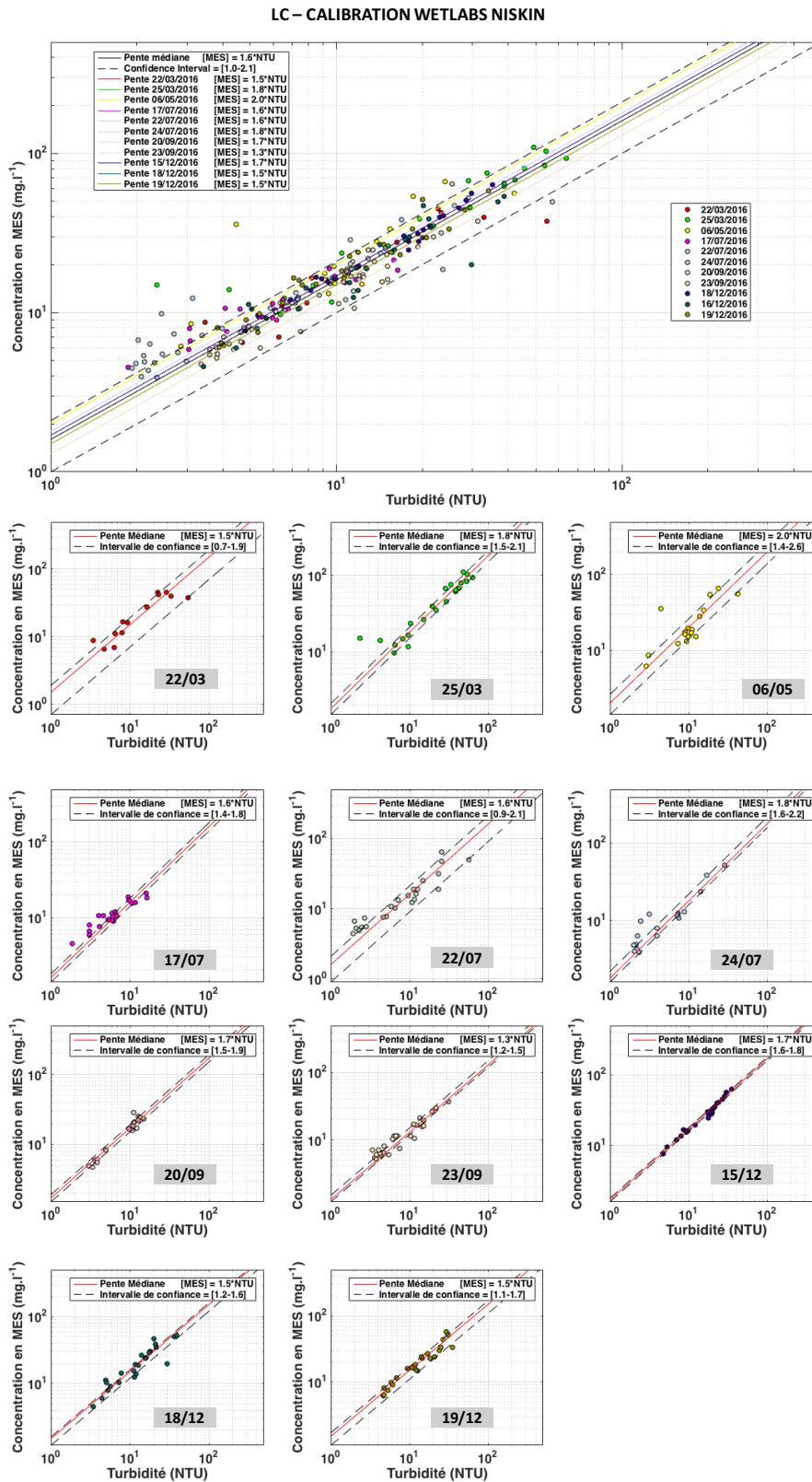


Figure 3-23 : Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la bouteille Niskin à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-6 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.

Campagne	Date	WETLabs 1851 Niskin			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 2	22/03/2016	1,5	14,6	14,3	[0,7 - 1,9]
LEG 2	25/03/2016	1,8	9,6	0,5	[1,5 - 2,1]
LEG 3	06/05/2016	2	11,6	1,8	[1,4 - 2,5]
LEG 4	17/07/2016	1,6	2,6	3,5	[1,4 - 1,8]
LEG 4	22/07/2016	1,6	10,9	7,6	[0,9 - 2,1]
LEG 4	24/07/2016	1,8	3,1	6	[1,6 - 2,2]
LEG 5	20/09/2016	1,7	2,8	1,8	[1,5 - 1,9]
LEG 5	23/09/2016	1,3	2,2	2,9	[1,2 - 1,5]
LEG 6	16/12/2016	1,7	2,5	1,04	[1,6 - 1,8]
LEG 6	18/12/2016	1,5	6,8	0,6	[1,2 - 1,6]
LEG 6	19/12/2016	1,5	5,8	3,3	[1,1 - 1,7]
Toutes les campagnes		1,6	7,8	1,7	[1- 2,1]

➤ Calibration du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux

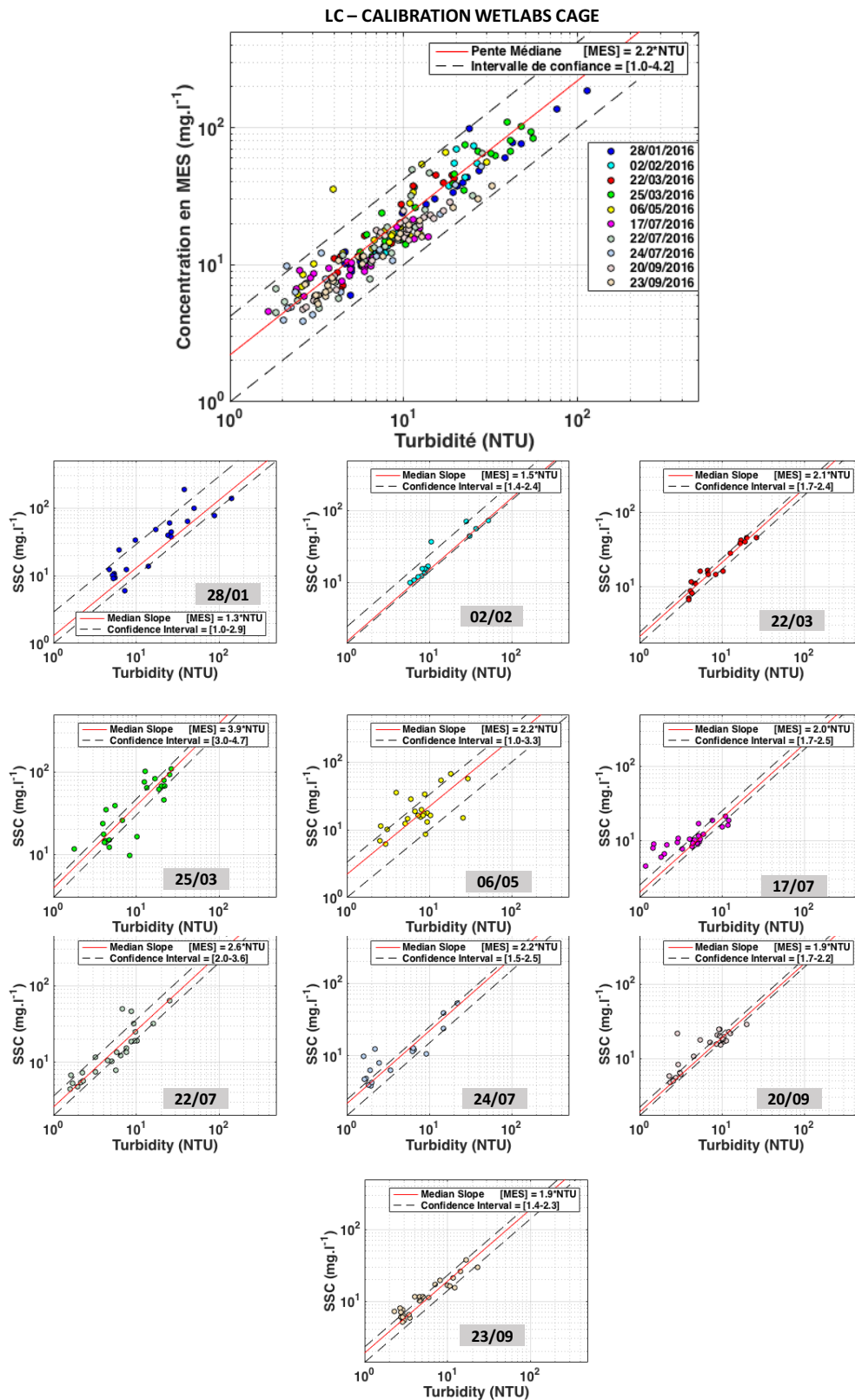


Figure 3-24 : Récapitulatif des calibrations du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3-7 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.

Campagne	Date	WETLabs 3731 Cage			
		Coefficient (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)	RMSE (mg.l ⁻¹)	MRE (%)	Intervalle de confiance (mg.l ⁻¹ .NTU ⁻¹)
LEG 1	28/01/2016	1,6	15,7	5,2	[1,3-2]
LEG 1	02/02/2016	1,5	9,4	13,6	[1,4- 2,4]
LEG 2	22/03/2016	2	5,6	1,1	[1,5-2,4]
LEG 2	25/03/2016	2,1	10	1,3	[1,8- 2,4]
LEG 3	06/05/2016	2,1	14	9,5	[1 - 3,3]
LEG 4	17/07/2016	2	3,5	9,5	[1,7- 2,5]
LEG 4	22/07/2016	2,6	9	3,3	[2- 3,6]
LEG 4	24/07/2016	2,2	4,4	1,7	[1,5- 2,5]
LEG 5	20/09/2016	1,9	4,9	7,4	[1,7 - 2,2]
LEG 5	23/09/2016	1,9	4	1,3	[1,4- 2,3]
Toutes les campagnes		1,9	4	1,3	[1,3- 2,9]

3.2.2.3. Synthèse des calibrations optiques

Les différentes pentes issues des calibrations journalières, les intervalles de confiance associés à 95% ainsi que les pentes annuelles, obtenus par instrument et par site, sont présentés à la figure 3-25. Une variation saisonnière du signal de réponse des capteurs optiques est observée avec des coefficients de calibration plus importants en période printanière et estivale (e.g. supérieur à 2,5 mg.l⁻¹.NTU⁻¹ à BS1, inférieur à 2 mg.l⁻¹.NTU⁻¹ en hiver). Cette variation saisonnière est d'autant plus flagrante à BS1 qu'à LC. Ces résultats posent la question de l'utilisation d'une calibration annuelle, sauf pour avoir une première estimation de la concentration en MES, mais moins précise qu'avec une calibration journalière. Dans l'ensemble, les instruments varient similairement au cours de la saison. Toutefois, des différences existent, mettant en évidence que ces calibrations sont bien instrument dépendant.

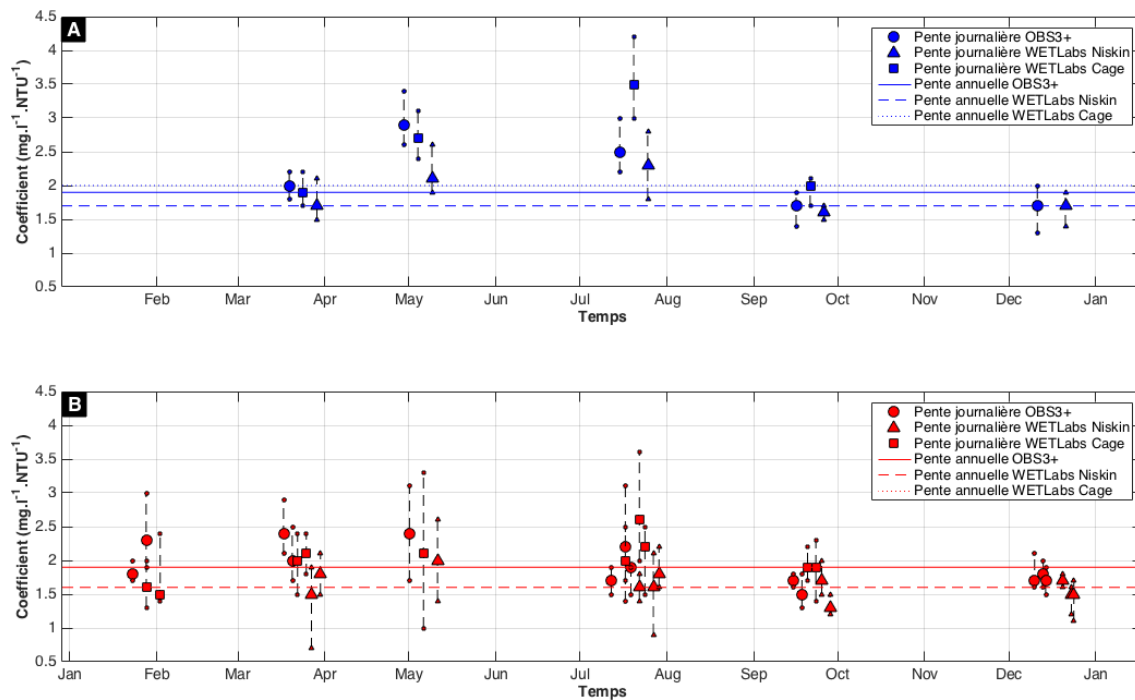


Figure 3-25 : Récapitulatif des calibrations journalières obtenues pour chaque instrument pour la station de mesure BS1 (a) et pour la station de mesure LC (b). Les pentes de l’OBS3+, du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux sont représentés par des cercles, des triangles et des carrés, respectivement. Pour chaque cycle de marée, l’intervalle de confiance à 95 % associé à la calibration journalière est représenté par une ligne noire en pointillé. Les lignes horizontales représentent les pentes annuelles obtenues pour chaque instrument et chaque site (OBS3+ : ligne pleine, WETLabs Niskin : ligne en tirets et WETLabs Cage : ligne en pointillé). En vue d’améliorer la visibilité des points, ces derniers ont été décalés dans le temps t ($t-5$ jrs pour OBS3+, t pour WETLabs Niskin et $t+5$ jrs pour WETLabs Cage).

3.2.3. Quantification de l’incertitude générée par la non-colocalisation spatiale et temporelle des prélèvements et des capteurs

Dans le cadre de nos campagnes de mesure, les prélèvements d’eau de mer n’ont pu être collectés à proximité de la cage instrumentée dédiée aux profils verticaux comme décrit dans le chapitre 2. En effet, ces prélèvements furent réalisés toutes les heures à quelques mètres et minutes d’écart de la cage instrumentée, pour éviter tout croisement des câbles support. Les propriétés des MES étant susceptibles de varier dans le temps et le long de la colonne d’eau, des décalages spatio-temporels peuvent se produire entre les échantillons d’eau et la mesure de turbidité. Ces incompatibilités pourraient apporter du bruit et donc être à l’origine d’incertitudes additionnelles à l’estimation d’une relation statistique entre le signal optique et la concentration en MES. Ces erreurs potentielles sont à considérer pour chacune de nos campagnes, entre les prélèvements et les profils verticaux (distance maximale de 10 m), mais peuvent également s’appliquer à la correspondance recherchée entre les mesures des campagnes et celles des capteurs optiques de turbidité de surface et de fond de l’observatoire côtier, dont le décalage spatial avec le navire océanographique est encore plus élevé (environ 150 à 200 m en moyenne).

S’agissant des calibrations pour les campagnes, les comparaisons sont faites entre les mesures de turbidité mesurée par le turbidimètre WETLabs associé à la bouteille NISKIN et le

turbidimètre OBS3+ fixé sur la cage optique (Fig. 3-26). Les mesures de turbidité s'éloignent de la relation 1:1 résultant du fait que ce ne sont pas les mêmes instruments. L'erreur relative augmente avec la turbidité : pour 70 % des échantillons, l'erreur relative est inférieure à 20% pour une gamme de turbidité comprise entre 1 et 10 NTU, contre 40% pour la gamme de turbidité supérieure à 30 NTU.

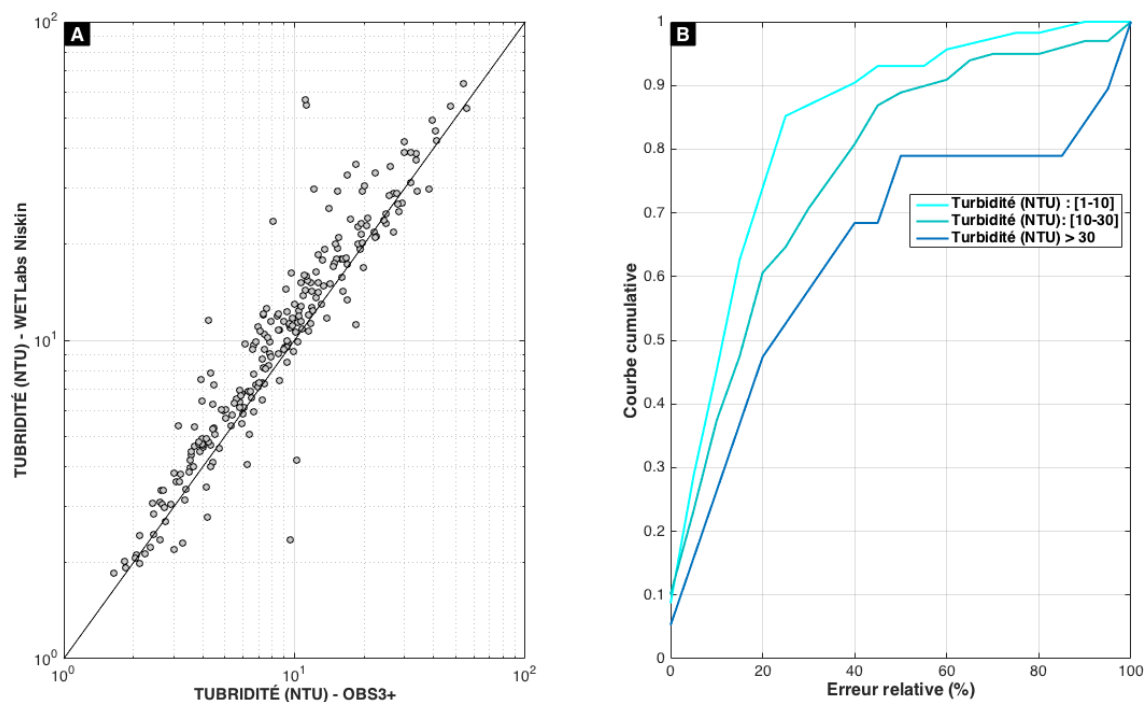


Figure 3-26 : Comparaison des turbidités (NTU) mesurées à la station LC par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et l'OBS solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux (a). Distribution de l'écart relatif (%) pour chaque classe turbidité (Turbidité : 1-10, 10-30, >30 NTU) (b).

Les concentrations en MES estimées par les deux instruments sont également comparées, permettant de quantifier les incertitudes associées à la non-colocalisation des prélèvements et des profils verticaux. La turbidité mesurée par chaque capteur optique est convertie en concentration en MES à partir des calibrations journalières. Globalement, les différences de concentration en MES ne sont pas significatives avec des valeurs de RMSE totale et par classe de concentration en MES relativement faibles (Fig. 3-27a). Les erreurs les plus importantes sont associées à la gamme de concentration la plus forte (Fig. 3-27b). Quelle que soit la gamme de concentration en MES, l'erreur relative est inférieure à 25% pour 70% des échantillons testés. Un examen des points de calibrations de l'OBS3+ et du Wetlabs (les deux calibrations sont réalisées sur les mêmes prélèvements) montre une meilleure régression pour l'OBS3+, distant de la bouteille à prélèvement, que pour le Wetlabs, pourtant accolé à la bouteille à prélèvement (figures 3-22 et 3-23), ce qui est cohérent avec le constat général d'une meilleure linéarité et stabilité de l'OBS3+ devant le Wetlabs : si la non co-localisation des sondes et prélèvements avait posé problème, cela aurait *a priori* entraîné une dégradation de la régression de l'OBS. Les incertitudes de mesure associées à la non-colocalisation des prélèvements et des capteurs dans le cadre de nos campagnes ne sont donc pas prépondérantes. Ce résultat tient au fait que l'effet des gradients verticaux de concentration en suspension - souvent importants - a été évité par une bonne correspondance verticale entre prélèvement et enregistrement OBS3+, assuré grâce à la présence d'un capteur de pression sur les deux dispositifs. Les incertitudes de mesure auraient

pu être encore réduites en moyennant les valeurs de turbidité des profils verticaux sur des cellules de 10 cm (au lieu de 50 cm) pour les comparer à la mesure ponctuelle fournie par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin. Enfin, sur la figure 3-27, quelques points montrent un écart important entre les deux capteurs : il aurait été possible d'éliminer ces points pour la calibration de l'OBS, ce qui n'a pas été fait (l'incidence sur la pente de calibration resterait faible).

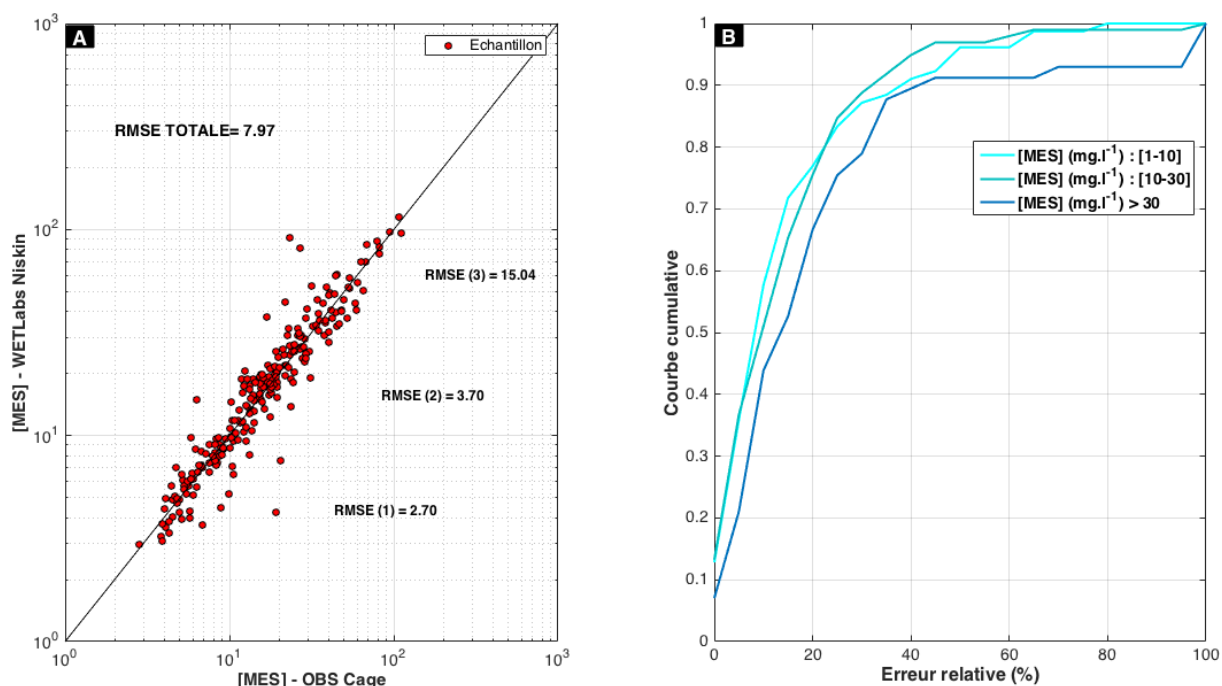


Figure 3-27 : (a) Comparaison des concentrations en MES mesurées à la station LC par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et l'OBS solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux. Les RMSE (mg.l⁻¹) sont estimées pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l⁻¹) et pour toute la gamme mesurée. (b) Distribution de l'écart relatif (%) pour chaque classe de concentration en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l⁻¹).

Le même travail a été réalisé en comparant les concentrations en MES mesurées par le WETLabs solidaire de la bouteille avec les concentrations en MES issues des turbidimètres (WETLabs) de surface et de fond de l'observatoire côtier. Pour cela, le WETLabs solidaire de la bouteille à prélèvement a été calibré à nouveau en séparant les échantillons de surface et de fond, comme pour les turbidimètres de surface et de fond de l'observatoire côtier. Comme attendu, les résultats montrent dans l'ensemble des incertitudes de mesures plus importantes qu'avec la comparaison entre prélèvements et profils verticaux (Fig. 3-28). Toutefois, les erreurs associées au turbidimètre de surface ne sont pas très fortes et les incertitudes les plus importantes pour ce turbidimètre sont associées à la gamme de concentration en MES la plus faible (Fig. 3-28b). Pour le turbidimètre du fond, les incertitudes de mesure sont plus élevées avec une erreur relative inférieure à 40% pour 80% des échantillons testés (Fig. 3-28d), ce qui s'explique par la présence de gradients verticaux potentiellement forts au voisinage du fond et par des profondeurs de prélèvements Niskin ne correspondant pas forcément à la profondeur du capteur de fond de l'observatoire. Toutefois, malgré la distance séparant l'observatoire côtier du navire océanographique lors de nos campagnes de mesures, les incertitudes de mesure associées à la quantification des MES par calibration de capteur optique restent acceptables. À l'avenir,

afin de palier à ces difficultés, les turbidimètres utilisés sur l'observatoire pourraient être récupérés lors de chaque campagne en mer (rotation trimestrielle des capteurs) et immédiatement réutilisés sur la cage Niskin, de sorte à les calibrer plus directement.

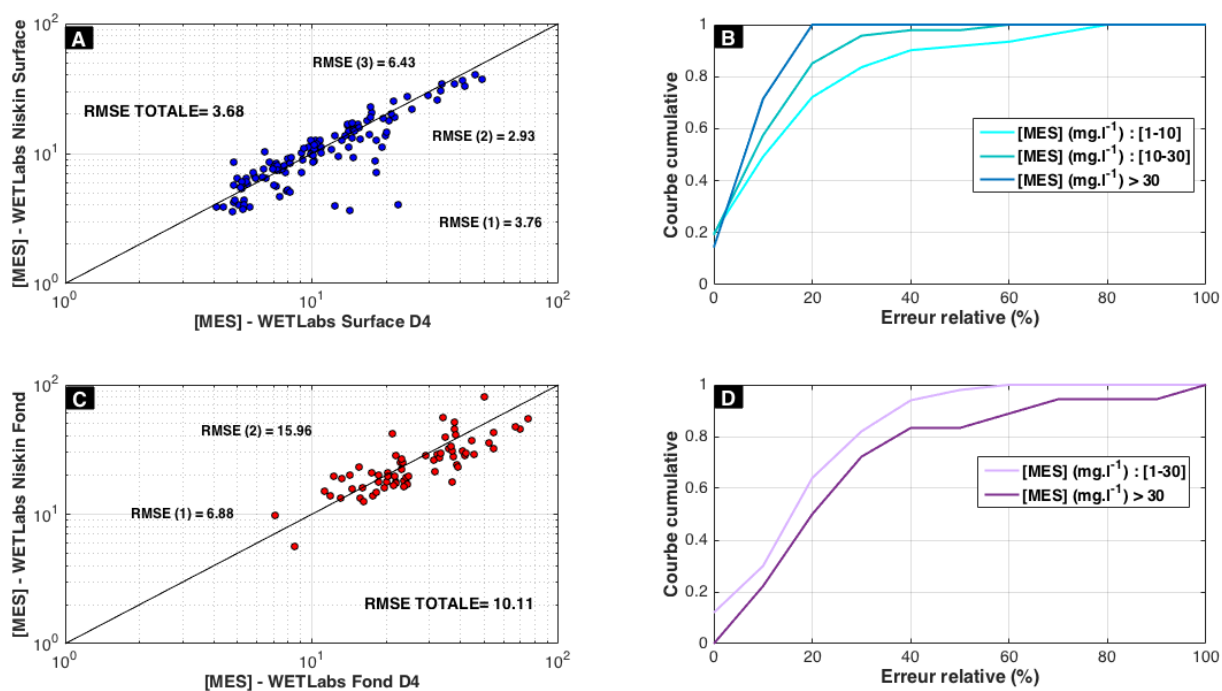


Figure 3-28 : Comparaison de la concentration en MES mesurée par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin avec la concentration en MES issue (a) du WETLabs de surface avec une RMSE (mg.l^{-1}) estimée pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg/l) et pour toute la gamme mesurée, et (c) du WETLabs de fond avec une RMSE (mg.l^{-1}) estimée pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-30, >30) et pour toute la gamme mesurée. Distribution de l'écart relatif (%) par classe de concentration en MES (b) pour les échantillons de surface ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l^{-1}) et (d) de fond ([MES] : 1-30, >30 mg.l^{-1}).

3.3. Synthèse sur la quantification des MES par méthode optique

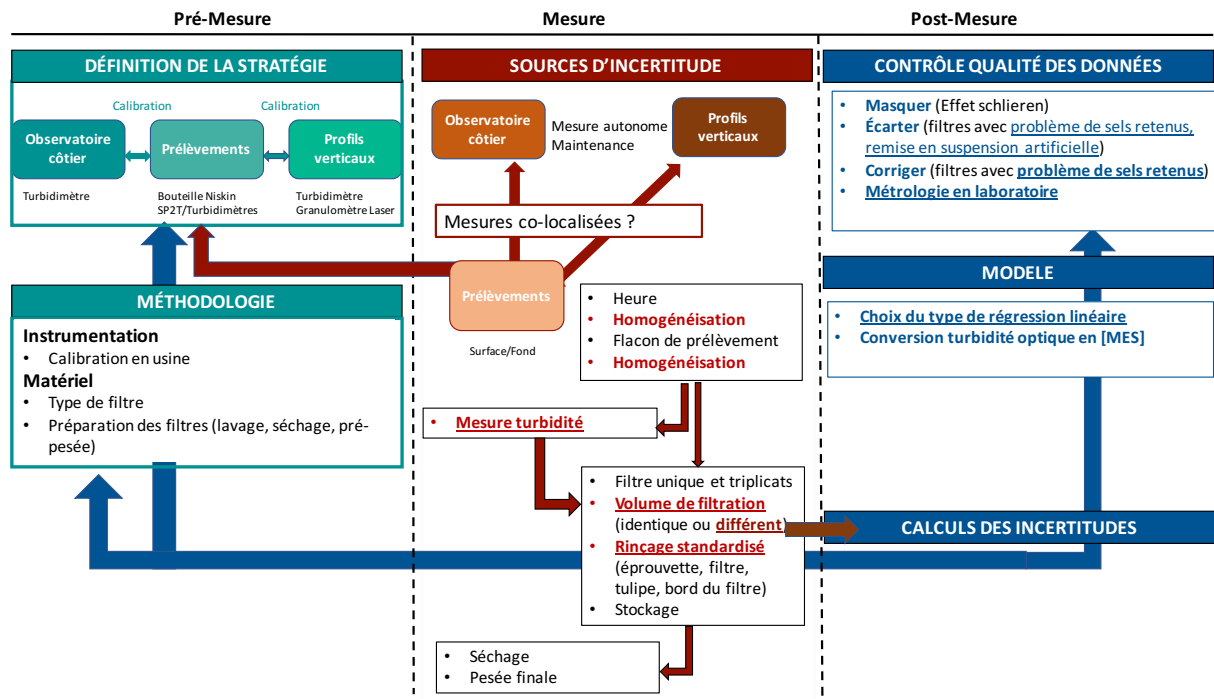


Figure 3-29 : Schéma de synthèse récapitulant les différentes étapes du protocole de mesure appliqué dans le cadre de cette thèse pour la quantification des MES par méthode optique. Les flèches indiquent le flux d'informations entre les tâches et les activités au cours des mesures et du traitement.

3.4. LISST : mesure d'une concentration volumique

Le LISST peut également être utilisé pour estimer une concentration en MES. Cet instrument est capable de donner une concentration volumique pour chaque classe de taille, à condition qu'il n'y ait pas de dégradation du signal résultant de la présence de particules hors gamme ou de stratification du milieu. Plusieurs paramètres peuvent être utilisés comme proxy de la turbidité : la transmission optique ou la concentration volumique totale par exemple peuvent être calibrées avec les mesures des prélèvements d'eau de mer.

Une corrélation existe entre V_C et la concentration en MES : pour les deux stations de mesure, plus la concentration en MES augmente, plus V_C augmente (Fig. 30). On peut noter une relative dispersion du nuage de points autour d'une droite moyenne, qui peut s'expliquer par le fait que les particules en suspension contribuant au V_C peuvent avoir des densités différentes en fonction des forçages, du fait des processus de floculation. Pour autant, cette corrélation n'est pas toujours bonne : un certain nombre de points dévient vers de plus fortes valeurs de V_C et pourraient résulter des gammes limites supérieure et inférieure de concentration en MES du LISST.

Pour la station de mesure LC, où la concentration en MES excède souvent 100 mg.l^{-1} , contrairement à la station BS1, un ensemble de points dévie significativement de la relation linéaire entre V_C et [MES], pour des V_C , moyennement élevés ($1000\text{-}3000 \text{ }\mu\text{l.l}^{-1}$) et des

concentrations en MES fortes ($>150 \text{ mg.l}^{-1}$), pour lesquels le taux de transmission optique (Tau en %) est inférieur à la limite de 30%, recommandée par le constructeur (Fig. 3-30a). Ces données peuvent résulter de la limite du LISST pour des niveaux de concentration en MES élevés ou de la présence d'une population de MES caractérisée par une signature en densité différente, par exemple du sable remis en suspension, qui n'est pas détecté par l'OBS. Ce point sera abordé dans le chapitre 5. Pour autant, cela n'explique pas totalement la déviation observée puisqu'un certain nombre de points qui s'écartent ont des Tau supérieures à 30%. À l'inverse, peu de cellules ont des V_C inférieures à $10 \mu\text{l.l}^{-1}$, et quelle que soit la campagne, Tau ne dépasse jamais 92% (Fig. 3-30a), n'expliquant pas cette déviation pour la station de mesure LC. Pour BS1, un grand nombre de mesures sont caractérisées par un Tau élevé et une V_C inférieure à $10 \mu\text{l.l}^{-1}$ (Fig. 3-30b). Pour autant, ce taux de transmission optique n'excède pas 98%, valeur recommandée par le constructeur. Par conséquent, à BS1, les mesures du LISST ne semblent pas affectées par la limite inférieure de la gamme de concentration en MES.

Ces points pourraient correspondre à des mesures impactées par l'effet Schlieren mais non écartées par le seuil de fréquence de flottabilité. La limite de ce seuil sera abordée dans le chapitre 4.

On peut par ailleurs noter à BS1 des sous-ensembles cohérents mais déconnectés de la relation linéaire moyenne, qui semble traduire la présence de populations à la signature spécifique. Ce point sera également traité au chapitre 4.

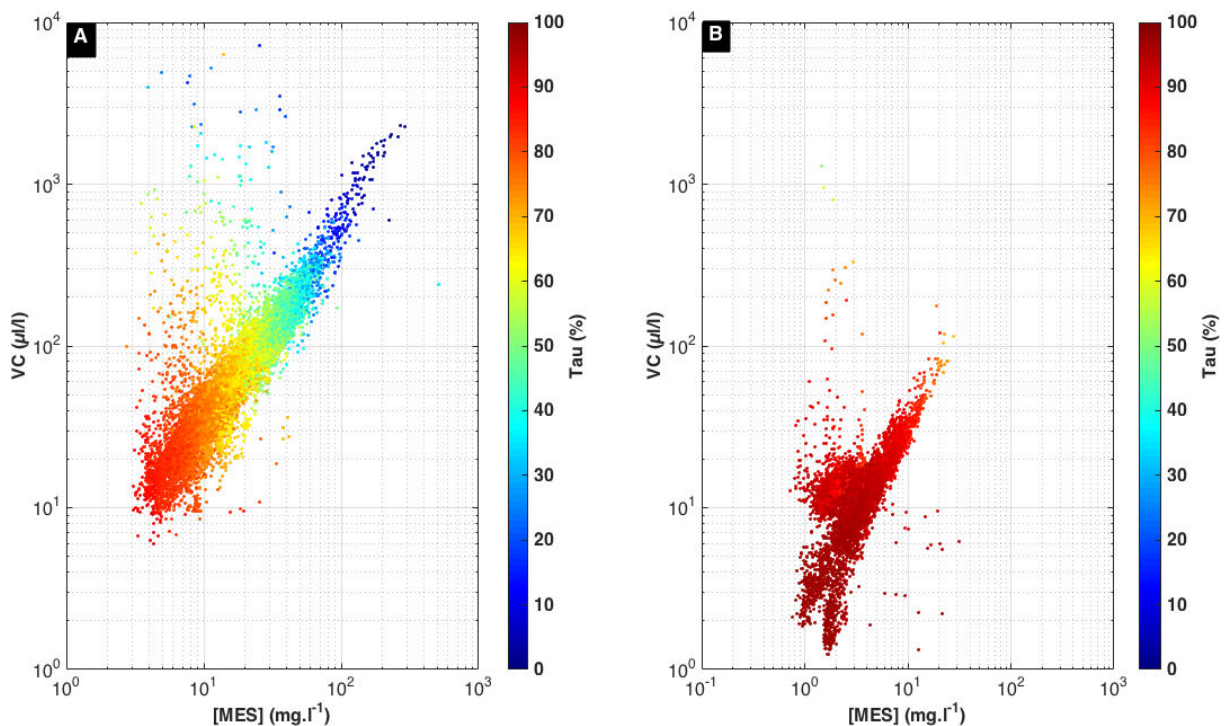


Figure 3-30 : Concentration volumique mesurée par le LISST (VC) en fonction de la concentration en MES mesurée par l'OBS (après calibration) (a) à la station LC et (b) à la station BS1. La couleur indique le taux de transmission optique mesuré par le LISST (Tau en %).

Globalement, la confrontation de la concentration volumique totale du LISST avec la concentration en MES montre qu'une relation moyenne peut être trouvée entre ces deux paramètres. Cette confrontation permet de déterminer la densité apparente moyenne d'une

population de MES, souvent utilisée pour caractériser la nature des MES. Dans le chapitre 4, cette approche est également utilisée mais de façon plus complète en estimant un excès de densité pour chaque cellule de mesure (moyenne sur la population) ou par classe de taille du LISST.

Chapitre 4 : Dynamique spatiale et temporelle des caractéristiques des MES par méthode optique

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de déterminer la variabilité des caractéristiques physiques des MES contrôlant la dynamique sédimentaire via les processus de floculation (concentration, taille, densité) dans la colonne d'eau à différentes échelles temporelles (à l'échelle du cycle de marée, du cycle VE-ME et de la saison), et d'identifier un lien entre cette dynamique et les différents forçages hydrologiques, hydrodynamiques et biologiques se produisant en zone côtière.

Les deux premières parties de ce chapitre ont pour objectif d'étudier la dynamique des MES dans la zone Baie de Seine située plus au large (BS1), dans un premier temps, et dans la zone d'embouchure sous influence du panache située au niveau du site La Carosse (LC), dans un deuxième temps. Pour chaque station, la variabilité des caractéristiques des MES (concentration, taille, densité) en parallèle des paramètres hydrologiques, hydrodynamiques et biologiques, est présentée à l'échelle tidale et saisonnière. Enfin, la dernière partie vise à dresser une synthèse en identifiant les liens entre la variabilité des caractéristiques physiques des MES décrites dans les sections précédentes et les paramètres physiques et biologiques en milieu côtier.

4.1. Dynamique des MES dans la zone Baie de Seine large (BS1)

4.1.1. Dynamique à l'échelle de la marée

Pour chaque cycle de marée à la station BS1, les évolutions temporelles de la vitesse du courant mesurée par l'ADCP, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS en utilisant les droites de calibration journalière (section 3.2.2.2), de la taille médiane issue du LISST et de l'excès de densité des floes sont présentées en Annexe A. Deux exemples de la dynamique observée sont proposés en figure 4-1.

La zone plus au large où se situe la station de mesure BS1 a la particularité d'être moins influencée par le panache turbide de la Seine. Les mesures de salinité montrent en effet que la colonne d'eau est bien mélangée tout au long du cycle de marée sauf pour un cycle de marée en été (20 juillet 2016) où la stratification induite par l'arrivée de masses d'eau douce en surface à BM est très prononcée (Fig. 4-1). Ce gradient de salinité important résulte d'une crue décennale ayant eu lieu au mois de juin avec un débit atteignant $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 4-2). Pour ces raisons, les deux cycles présentés en figure 4-1 sont représentatifs de marées de vive eau (VE) moyenne

: celle du 21 septembre pour un état bien mélangé (le plus fréquent, et en particulier en situation de déchet, lorsque l'amplitude de marée décroît), et celle du 20 juillet pour une condition de stratification plutôt exceptionnelle.

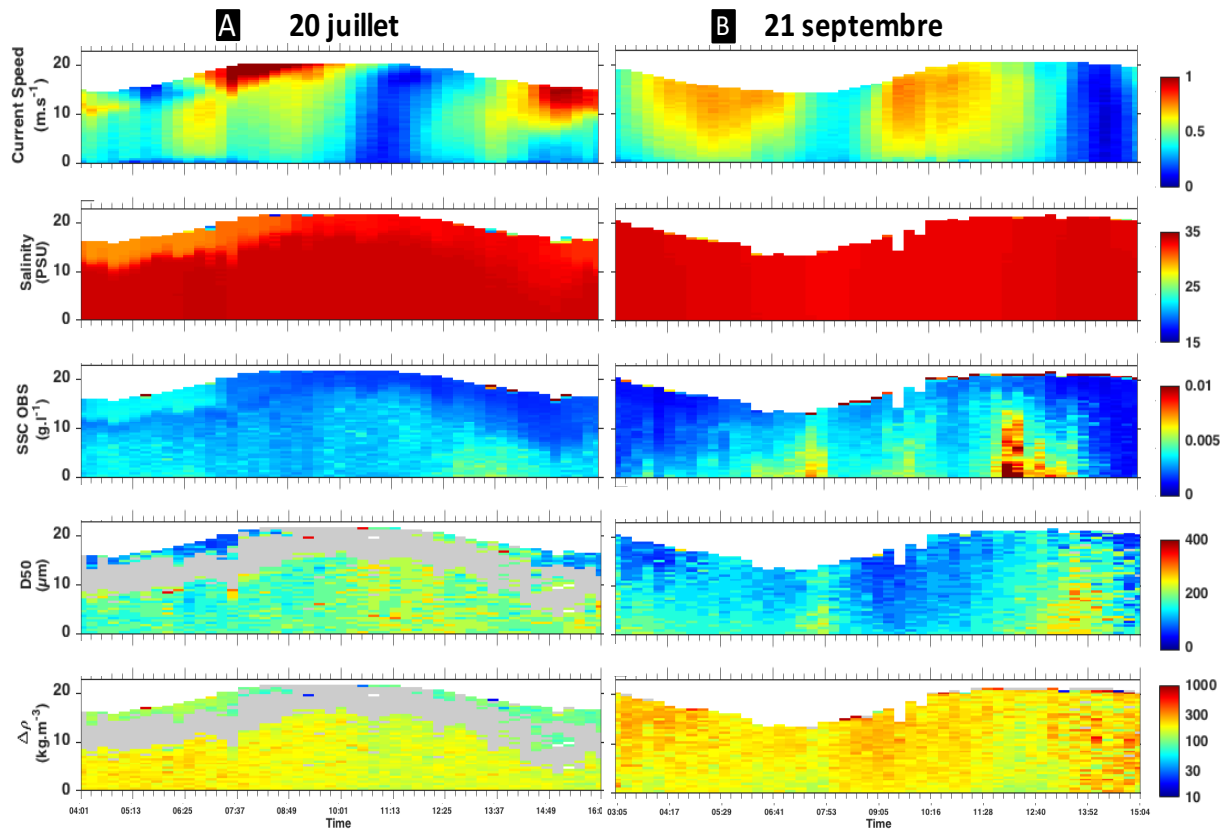


Figure 4-1 : Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floes mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floes calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 20 juillet (a) et du 21 septembre (b) à la station de mesure BS1.

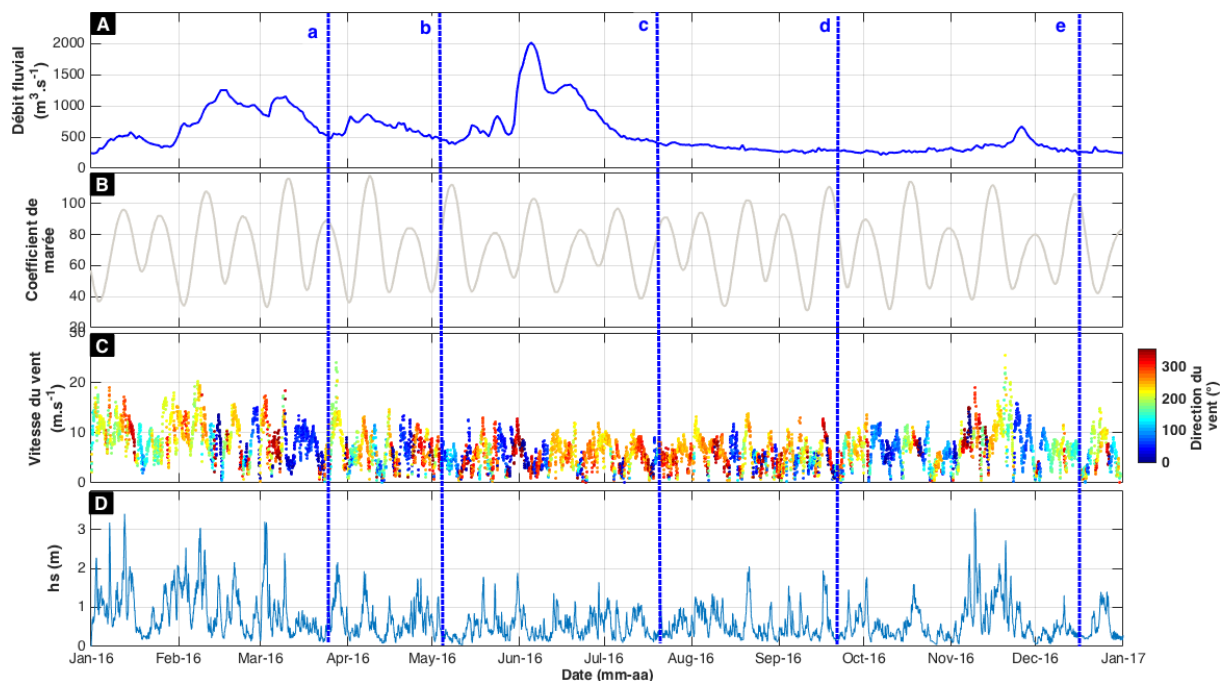


Figure 4-2 : Série temporelle du débit fluvial (a), du coefficient de marée (b), de la vitesse du vent (la couleur indiquant sa direction de provenance) (c), et de la hauteur significative des vagues (d) sur l'année 2016. Les différentes campagnes effectuées à la station de mesure **BS1** sont situées par les droites en pointillés bleus.

Tableau 4-1 : Récapitulatif du coefficient de marée, du débit fluvial, du courant barotrope maximal (Uz_{max}) et médian ($Uz_{médian}$), de la hauteur significative des vagues (Hs), de la gamme de la concentration en MES et de la moyenne par cycle de marée.

Date	24/03/2016	04/05/2016	20/07/2016	21/09/2016	16/12/2016
Coefficient de marée	89	78	83	93	103
Débit fluvial ($m^3.s^{-1}$)	550	450	400	285	245
Uz_{max} ($m.s^{-1}$)	0,76	0,6	0,66	0,69	0,72
$Uz_{médian}$ ($m.s^{-1}$)	0,49	0,49	0,51	0,54	0,58
Hs (m)	1	0,3	0,5	0,25	0,25
Gamme de [MES] ($mg.l^{-1}$)	[3 – 11]	[1 – 5]	[1 – 6]	[1 – 19]	[1 – 28]
[MES] moyenne ($mg.l^{-1}$)	5,4	2,1	2,9	3,5	5,1

4.1.1.1. Courants de marée (ou hydrodynamique)

Pour les deux exemples présentés ici, les courants sont quasi-symétriques avec des valeurs de vitesse relativement équivalentes au flot et au jusant. Cette symétrie est bien illustrée par le cycle de marée du 21 septembre où les vitesses maximales au flot et au jusant sont similaires, égales à $0,7 m.s^{-1}$ environ. Les pics de courant sont atteints 3h après la BM et 2h avant la BM pour les périodes de flot et de jusant, respectivement. Le 20 juillet, les courants de surface sont très forts (supérieurs à $1 m.s^{-1}$), alors que l'amplitude de marée est plus faible qu'au 21 septembre (Fig. 4-2b). La stratification de la colonne d'eau très prononcée pour ce cycle de

marée, pourrait réduire la dissipation d'énergie à l'interface. Ce cycle de marée est en revif, faisant suite à une ME où la stratification a pu se maintenir. Le frottement sur le fond ne serait dissipé que dans la partie inférieure de la colonne d'eau laissant ainsi l'accélération liée à la pente de la surface libre générer un courant de surface plus élevé. On peut noter en outre qu'au cours de ce cycle de marée, le mélange s'accroît et que la stratification en fin de cycle est réduite.

4.1.1.2. Concentration en MES

A la station BS1, les concentrations en MES sont relativement faibles variant de quelques mg.l^{-1} à une dizaine de mg.l^{-1} en moyenne (Fig. 4-1 et Tableau 4-1). Les valeurs de concentration les plus fortes pouvant dépasser parfois 10 mg.l^{-1} , sont généralement observées au fond au moment des périodes maximales de courant (jusant et flot) et également à BM, tandis que la concentration de surface reste toujours inférieure à 4 mg.l^{-1} . Pour le cycle de marée du 21 septembre, les concentrations en MES les plus importantes sont mesurées en période de fin de flot au moment où les vitesses de courant diminuent. Cette augmentation de la concentration en MES semble résulter de l'advection plutôt que d'une remise en suspension locale. À PM, la concentration diminue jusqu'à être inférieure à 1 ou 2 mg.l^{-1} . Pour le cycle de marée du 20 juillet, entre la BM et le début du flot, la concentration en MES est légèrement plus forte en surface (quelques mg.l^{-1}) par rapport au reste de la colonne d'eau et correspond au panache de surface arrivant au point BS1.

4.1.1.3. Taille et densité des particules

Pour le cycle de marée du 20 juillet, l'effet Schlieren causé par les différences de densité impacte les mesures du LISST en surface tout au long de la journée. Ces mesures aberrantes ont pu être identifiées à partir d'une limite de fréquence de flottabilité déterminée dans le Chapitre 2. Malgré ce seuil, les mesures de la taille médiane des particules à proximité de ce masque semblent également douteuses et ne peuvent donc pas être interprétées comme des mesures de MES naturelles. Toutefois, les petites tailles en surface ($D_{50} < 100 \mu\text{m}$) à BM et au flot ne semblent pas être liées au gradient de densité et contrastent avec les tailles plus larges ($D_{50} > 150 \mu\text{m}$) observées dans la partie inférieure de la colonne d'eau, correspondant potentiellement à des populations de MES différentes.

Globalement, l'évolution de la taille médiane des floes est inversement corrélée aux courants de marée : pour les deux exemples illustrés ici, les tailles médianes les plus larges, supérieures à $200 \mu\text{m}$, voire parfois $300 \mu\text{m}$, sont observées aux étales de marée, avec une différence toutefois entre la BM où les tailles médianes ne dépassent pas $250 \mu\text{m}$ alors qu'à PM, les tailles sont plus larges (Fig. 4-1). Cette variabilité de la taille médiane des MES à l'échelle tidale résulte des processus de floculation : les floes les plus larges sont observés autour des étales de PM et de BM lorsque les conditions de turbulence sont minimales favorisant la floculation, avec une différence entre la PM et la BM. La cinétique des processus de floculation, relativement lente ($O(h)$ pour atteindre l'état d'équilibre), explique cette différence : l'étales de marée est plus courte à BM et la floculation moins développée alors qu'à PM, la période pendant laquelle la turbulence reste faible est plus longue, ce qui permet aux floes de s'agréger

et de grossir. A l'inverse, les tailles médianes les plus petites sont mesurées au flot avec des valeurs du D50 inférieures à 100 μm tandis qu'au jusant, les valeurs sont plus faibles qu'aux étales de la marée mais restent autour de 150 μm (Fig. 4-1). Pendant les périodes de forte turbulence, les floes se fragmentent et deviennent plus petits, et ce d'autant plus au flot où la turbulence est plus forte qu'au jusant. Les variations de la taille médiane sont très prononcées pour le cycle de marée du 21 septembre tandis que pour le 20 juillet, les tailles médianes restent supérieures à 100 μm dans la partie inférieure de la colonne d'eau, car associées à des gradients verticaux de vitesse moindres que ceux observés le 20 juillet. Les forts courants observés en surface en fin de flot et au jusant ($>1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont associés à des tailles médianes de particules faibles ($\text{D50}<80\ \mu\text{m}$).

Les D50 les plus importants sont souvent mesurés au fond autour des périodes d'étales. Lors de ces phases de marée, la turbulence diminue mais reste plus élevée qu'en surface. Dans le même temps, les concentrations en MES sont plus élevées proche du fond. Ces observations mettent en évidence que la turbulence n'est pas le seul paramètre de contrôle de floculation mais que la combinaison de ces deux paramètres (turbulence faible et concentration forte) produit les conditions les plus favorables à l'agrégation.

Le D50 des particules est un paramètre qui permet de caractériser la distribution en classe de taille des particules en suspension. Toutefois, si cette dernière est bimodale, ou que la distribution en classe de taille semble tronquée, ce paramètre n'est plus représentatif de la mesure de la taille des MES. Pour les deux exemples de cycle de marée utilisés dans cette section, les distributions normalisées en classe de taille issues du LISST, obtenues en divisant la concentration volumique de chaque classe de taille par la concentration volumique totale, pour les cellules dont la hauteur d'eau est comprise entre 1 et 5 m au-dessus du fond montrent qu'un certain nombre de cellules sont caractérisées par un pic dans la plus large classe de taille (Fig. 4-3). Ces pics sont observés pour tous les spectres du 20 juillet et ne concernent en général que les spectres mesurés autour des étales de marée pour le 21 septembre, suggérant la possible présence de particules plus larges que la limite supérieure de la gamme de taille mesurée par le LISST-100X type C. La présence de telles particules impacte l'estimation du diamètre médian D50 mais, dans une moindre mesure, que celle du diamètre moyen, car ce dernier est plus influencé par les gros diamètres. Lorsque les spectres sont caractérisés par un pic correspondant à la borne supérieure de la gamme de taille du LISST, le D50 est susceptible d'être sous-estimé. Globalement, le D50 est situé autour du mode principal observé pour les spectres du cycle de marée du 21 septembre, avec des valeurs comprises entre 80 et 302 μm . Pour le cycle de marée du 20 juillet, les D50 larges compris entre 132 et 302 μm seraient donc potentiellement plus importants.

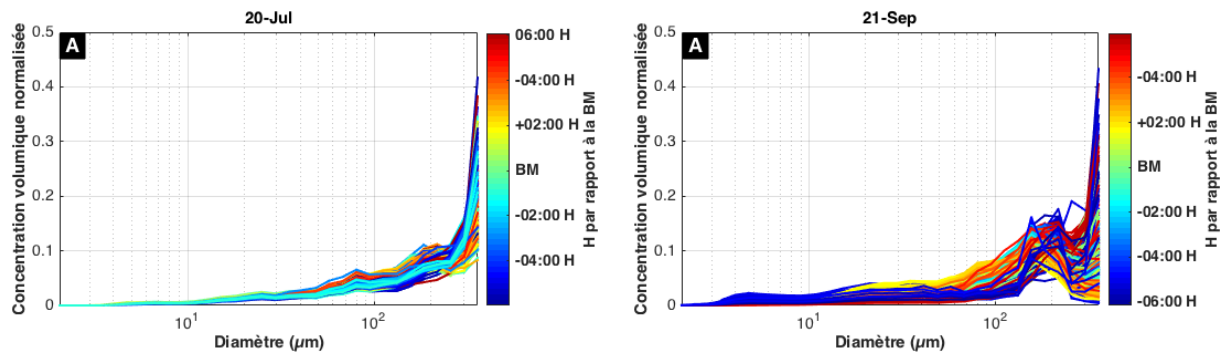


Figure 4-3 : Distributions normalisées en classe de taille des particules de 1 à 5 m au-dessus du fond pour les cycles de marée (a) du 20 juillet (BM : 04h41) et (b) du 21 septembre à **BS1** (BM : 07h31). La couleur indique l'heure par rapport à la BM.

Il est intéressant de noter que, lorsque les courants sont les plus faibles aux étales de marée, la taille des particules n'augmente pas, voire diminue. Par exemple, la taille médiane des particules pour le cycle de marée du 21 septembre, à 1 m au-dessus du fond, augmente jusqu'à 217 et 256 μm lorsque la vitesse des courants de marée diminue après le jusant et le flot, respectivement, puis chute à 131 et 111 μm aux étales de BM et de PM, respectivement, quand les vitesses sont minimales (Fig. 4-4b). Ce phénomène, plus prononcé pour le cycle de marée du 21 septembre, en particulier à PM, traduit la mise en place de la sédimentation : sous l'effet des processus de floculation, les floes s'agrègent et grossissent lorsque la vitesse des courants diminue puis chutent. La sédimentation s'accompagne d'une décantation, avec une diminution de la concentration en MES à l'étales de PM.

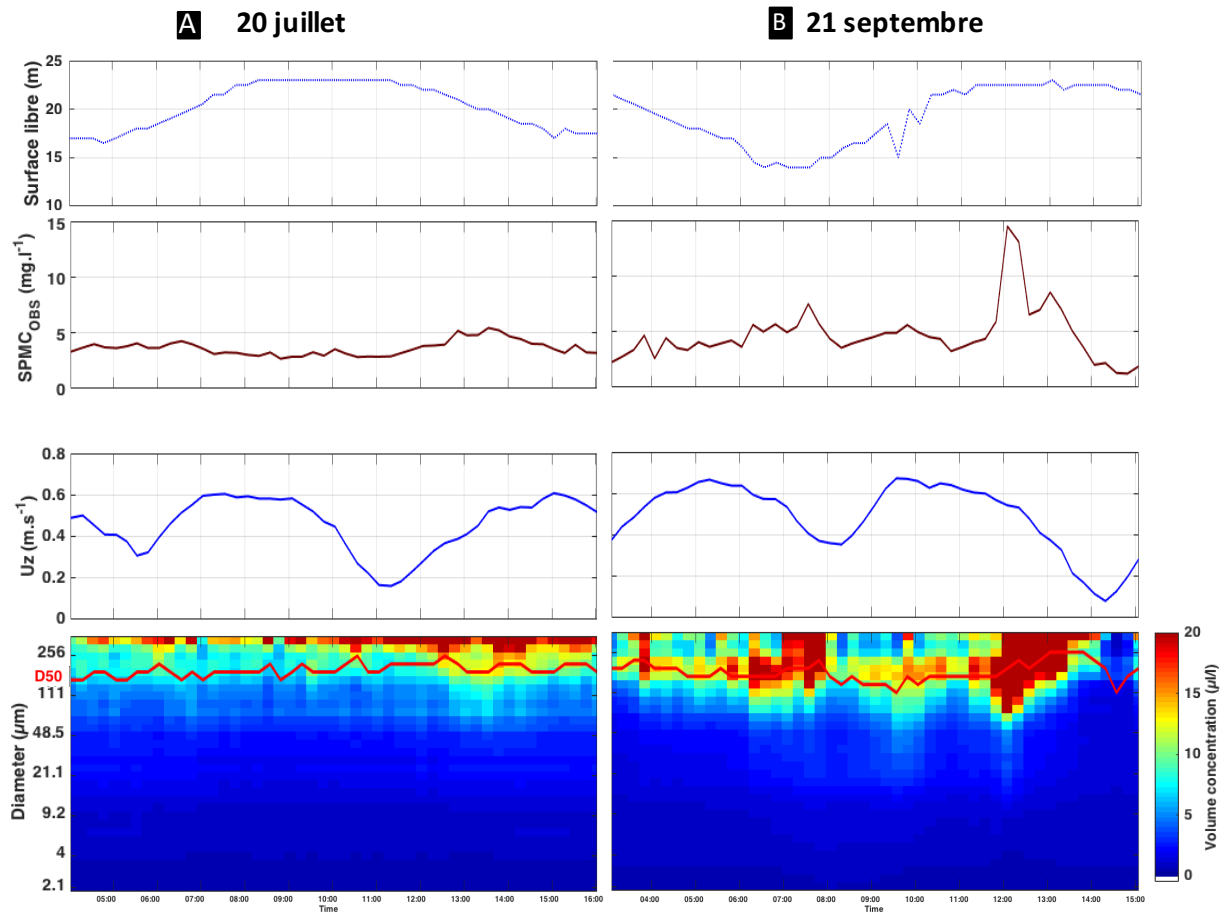


Figure 4-4 : Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne rouge, pour les cycles de marée du 20 juillet (a) et du 21 septembre (b), à la station de mesure **BS1** à 1 m au-dessus du fond.

En parallèle de ces variations de taille, les plus faibles valeurs d'excès de densité des floccs ($<200 \text{ kg.m}^{-3}$) sont mesurées autour des étales de la marée tandis que les valeurs les plus fortes sont généralement observées autour du flot et du jusant, variant entre 200 et 300 kg.m^{-3} (Fig. 4-1). Les floccs autour des étales de marée grossissent sous l'effet des processus de floculation et deviennent moins denses tandis qu'au cours des périodes de forte turbulence, les floccs se fragmentent en particules plus petites et plus denses. Toutefois, pour le cycle de marée du 21 septembre, les densités apparentes les plus importantes sont observées au moment de l'étales de PM avec des valeurs pouvant dépasser les 300, voire 400 kg.m^{-3} ponctuellement, lorsque les tailles médianes des floccs sont les plus larges. Deux raisons peuvent expliquer ces différences d'excès de densité :

- (i) Une possible agrégation en deux temps pourrait se produire : (i) en fin de flot/début de PM, la turbulence diminue et crée des floccs larges ($D50 > 150 \mu\text{m}$) mais peu denses avec un excès de densité compris entre 150 et 200 kg.m^{-3} , (ii) à l'étales de PM, les floccs ne grossissent plus mais gagnent en masse. Cette explication reste toutefois hypothétique et nécessite d'être explorée (Verney, 2006).
- (ii) À l'étales de PM de ce cycle de marée particulier, les conditions hydrodynamiques favorisent la formation de floccs caractérisés par des tailles relativement larges pouvant être supérieures à la limite haute de la gamme de taille mesurée par le

LISST-100X (356 μm). Ces particules plus larges seraient susceptibles d'induire une sous-estimation de la concentration volumique mesurée par le LISST (Chapalain et al., 2018), et par conséquent, une augmentation significative de l'excès de densité. Lorsque le courant diminue, la distribution en classe de taille des floes formés se caractérise par une taille médiane autour de 183 μm et les floes formés ensuite, lors de l'étale de PM, se caractérisent par une distribution bimodale, avec un mode autour de 217 μm , mais également un pic vers les plus larges classes de taille (Fig. 4-5). Ces mesures suggèrent la présence de particules supérieures à la gamme de taille du LISST, qui potentiellement impactent plus l'excès de densité calculé que le diamètre médian. Dans le cadre de nos campagnes de mesure, nous n'étions pas en mesure de confirmer la présence de telles particules. Dorénavant, le laboratoire DHYSED est dans la capacité de mesurer la taille des particules plus larges en utilisant en plus du LISST-100X, un LISST-Holo capable de mesurer des tailles de particule allant jusqu'à 2000 μm . Ces nouvelles observations permettront de discuter de cette hypothèse. Ces résultats illustrent également que le D50 est représentatif de la dynamique générale mais que ce paramètre à lui seul ne permet pas d'appréhender dans sa globalité la dynamique des caractéristiques des MES.

Globalement, pour l'ensemble des cycles de marée à BS1, la dynamique des caractéristiques physiques des MES en termes de concentration et de taille médiane sont typiques des variations rencontrées en zone côtière. Au sein d'un cycle de marée, l'advection, la remise en suspension et la sédimentation entraînent la variation de ces caractéristiques. À la station BS1, ces variations ont été illustrées à travers deux exemples pour lesquels une dynamique des caractéristiques des MES commune aux cinq cycles de marée est observée. Ces exemples ont également montré que des particularités spécifiques à chaque cycle existent. A l'échelle tidale, la variation des caractéristiques des MES semble principalement dépendre de la dynamique de la turbulence, paramètre principal contrôlant les processus de floculation et de défloculation. Toutefois, la turbulence n'est pas le seul forçage qui peut moduler ces variations : la concentration en MES joue également un rôle dans la floculation des MES. Des différences significatives entre les cycles de marée à BS1 sont observées, suggérant qu'un forçage saisonnier contrôle également les caractéristiques des MES.

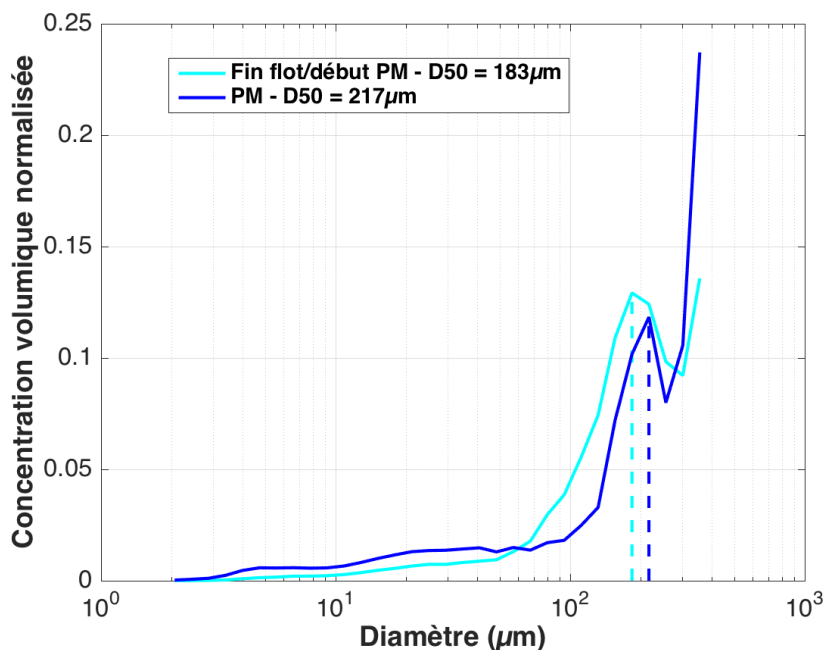


Figure 4-5 : Médiane de la distribution volumique normalisée en classe de taille sur les cellules comprises entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour la période allant de la fin du flot au début de la PM (ligne bleu clair) et pour la période autour de l'étale de PM (ligne bleu foncé) pour le cycle de marée du 21 septembre à la station **BS1**. Les D50 des distributions médianes sont indiqués dans la légende.

4.1.2. Dynamique à l'échelle saisonnière

4.1.2.1. Dynamique de la matière organique

L'étude de la dynamique de la matière organique est utilisée dans cette section comme proxy de la variation du forçage biologique à l'échelle saisonnière.

Une variation saisonnière est observée pour la concentration en chlorophylle a (chl a), en TEP et pour la matière organique particulaire (MOP) à la station BS1 (Fig. 4-6). La concentration en chl a est faible toute l'année, avec des valeurs comprises entre 0,4 et 2 $\mu\text{g.l}^{-1}$, sauf au mois de mai où de fortes concentrations en chl a sont mesurées, en surface et au fond, avec une valeur maximale atteignant 17,6 $\mu\text{g.l}^{-1}$ en sub-surface. Les mesures de MOP entre mars et décembre sont comprises entre 17 et 67 % de la concentration en MES. A la différence de la chl a, les fortes valeurs de MOP sont observées entre mai et juillet, comprises entre 40 et 60 %, tandis qu'en période hivernale le contenu en MOP est plus faible mais encore conséquent, variant entre 20 et 40 %. Pour les TEP, la concentration maximale est observée en mars avec des valeurs comprises entre 5 et 10 mgXGeq.l^{-1} alors qu'elle reste stable et relativement faible entre 1 et 2 mgXGeq.l^{-1} pour les autres cycles de marée. Cependant, en mars, les données sont potentiellement compromises du fait que les filtres aient été rincés à l'eau distillée, ce qui peut provoquer une lyse des cellules et libérer des composants cellulaires. La méthode développée par Claquin et al. (2008) pour mesurer la concentration en TEP est basée sur la détermination colorimétrique au bleu d'Alcian à l'aide d'un spectrophotomètre mesurant l'absorbance à 787 nm. Les mesures utilisant l'absorbance à cette longueur d'onde peuvent également mesurer les

composants cellulaires en plus des composants colorés au bleu d'Alcian (Discart et al., 2015). Par conséquent, ces mesures du mois de mars ne seront pas analysées lors de la discussion des résultats.

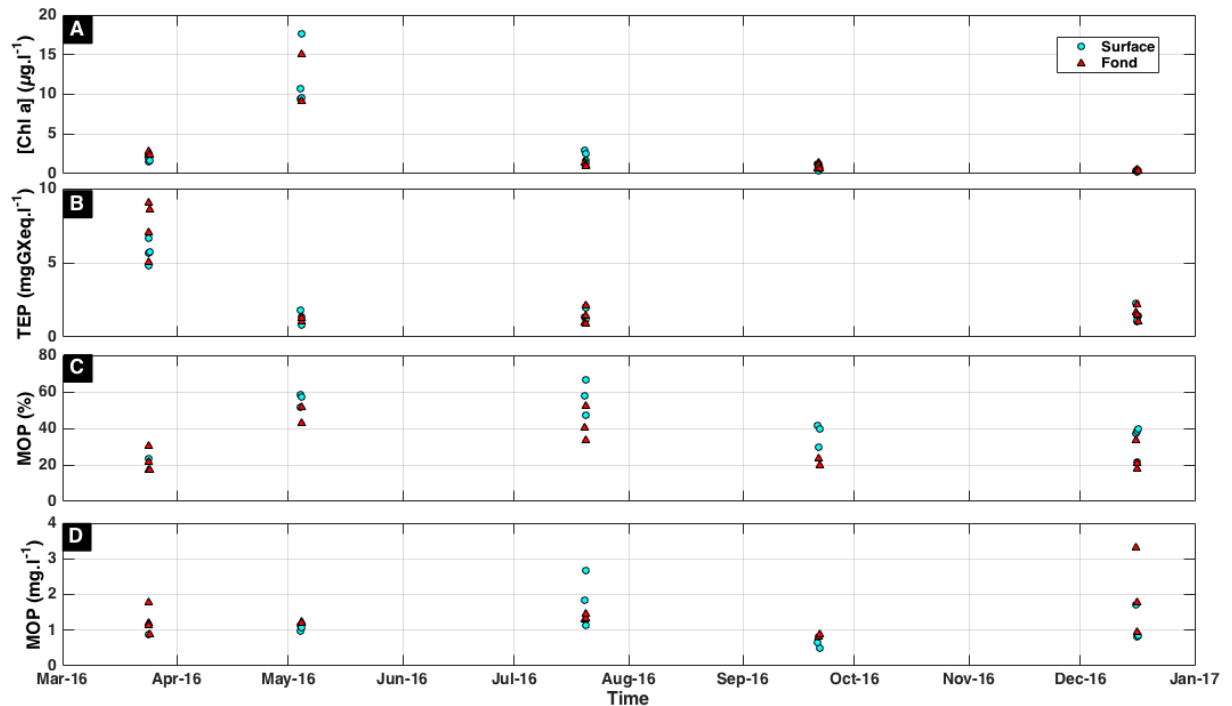


Figure 4-6 : Série temporelle (a) de la concentration en chlorophylle a, (b) de la concentration de TEP, (c) de la MOP en % de la concentration en MES et (d) de la concentration en MOP, à la station **BS1**. Les échantillons de surface sont représentés par un cercle bleu ciel et les échantillons de fond par un triangle rouge.

4.1.2.2. Dynamique des MES

Effet Schlieren

Afin de mieux synthétiser les variations à l'échelle de la marée des différents paramètres mesurés et d'étudier leur dynamique à l'échelle saisonnière, des proxys intégrés sur la verticale et dans le temps sont utilisés. Cependant, malgré le filtrage des données en dessous d'un seuil de fréquence de flottabilité pour écarter les artefacts générés par les stratifications, des mesures de la taille médiane caractérisées par des D50 très forts et situées à proximité du masque gris, semblent aberrantes, en particulier sur le cycle de marée du 20 juillet où la stratification est importante (Fig. 4-1a). Ces mesures, et par conséquent, les paramètres qui en découlent, semblent affectées par l'effet Schlieren. L'utilisation d'un seuil de fréquence de flottabilité unique, fixé à 0.025 s^{-1} pour la station de mesure BS1 (voir section 2.3.3.8) présente certaines limites lorsque ce dernier est appliqué pour tous les cycles de marée. Ces mesures aberrantes non masquées étant susceptibles de biaiser les paramètres intégrés, il est nécessaire de les écarter. Les mesures pour lesquelles une diminution significative de la dimension fractale (section 2.3.3.8 et chapitre 5) est observée lorsque la fréquence de flottabilité augmente, sont

également caractérisées par des tailles médianes très larges avec un $D50 > 250 \mu\text{m}$ (Fig. 4-7). Sur la base de ces observations, un nouveau critère est défini et appliqué : les mesures pour lesquelles la fréquence de flottabilité excède $0,01 \text{ s}^{-1}$ et la taille médiane est supérieure à $250 \mu\text{m}$ sont écartées du jeu de données (Fig. 4-7c). Ce nouveau critère à double paramètres est utilisé pour filtrer les données.

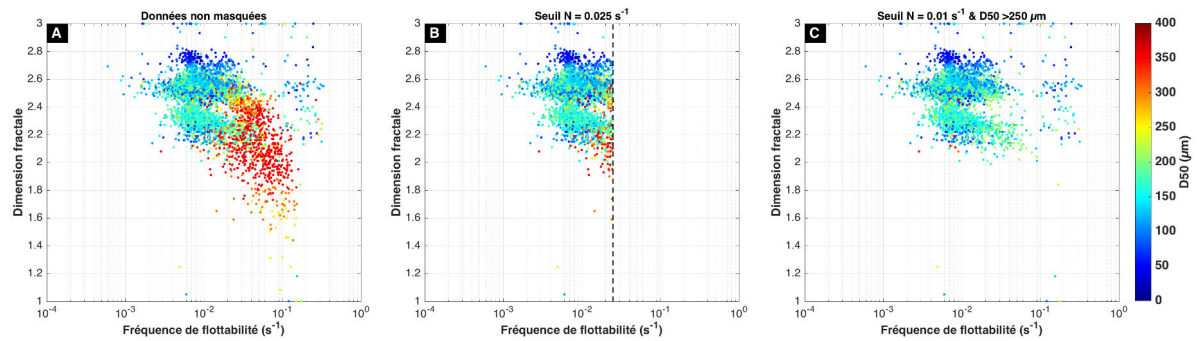


Figure 4-7 : Dimension fractale en fonction de la fréquence de flottabilité (a), après application du masque défini dans le chapitre 2 (seuil $N = 0.025 \text{ s}^{-1}$) (b) et après application du nouveau masque défini dans cette section ($N = 0.01 \text{ s}^{-1}$ & $D50 > 250 \mu\text{m}$), la couleur indique la taille médiane ($D50$) des particules pour la station **BS1**.

Variation saisonnière des caractéristiques des MES

Pour évaluer la distribution saisonnière, les distributions cumulées des concentrations en MES, des $D50$ et des excès de densité pour chacune des campagnes sont représentées à la figure 4-8. À l'échelle saisonnière, une variation est observée pour la concentration en MES : les valeurs médianes des concentrations sont plus élevées en hiver qu'au printemps, autour de 4 mg.l^{-1} pour les cycles de marée du 24 mars et du 16 décembre, contre $1,5 \text{ mg.l}^{-1}$ pour le cycle de marée du 04 mai (Fig. 4-8a). À l'inverse la taille médiane des MES est plus large en été qu'en hiver, avec des médianes de $D50$ atteignant $170 \mu\text{m}$ pour le cycle de marée du 20 juillet contre $115 \mu\text{m}$ pour le cycle de marée du 16 décembre (Fig. 4-8b). En parallèle des variations de taille médiane, une variation saisonnière de l'excès de densité est également observée (Fig. 4-8c), avec les valeurs les plus faibles mesurées au printemps pour le cycle de marée du 04 mai (excès de densité médian autour de 89 kg.m^{-3}), et les valeurs les plus fortes observées en hiver pour le cycle de marée du 16 décembre (excès de densité médian de 243 kg.m^{-3}). Les MES les moins denses observées à la station BS1 ne sont pas caractérisées par les tailles médianes les plus larges : le cycle de marée du 04 mai est caractérisé par des particules plus petites mais moins denses, ce qui peut potentiellement correspondre à un matériel plus organique mais moins floculé.

Cependant, les mesures ont été acquises sur 5 cycles de marée uniquement, et pour des coefficients de marée différents, les plus faibles correspondant aux cycles de marée de mai et juillet et les plus forts à la période hivernale. Cette variation « saisonnière » est alors potentiellement circonstancielle et peut être influencée par une variation d'amplitude de marée avec la variation demi lunaire du forçage tidal.

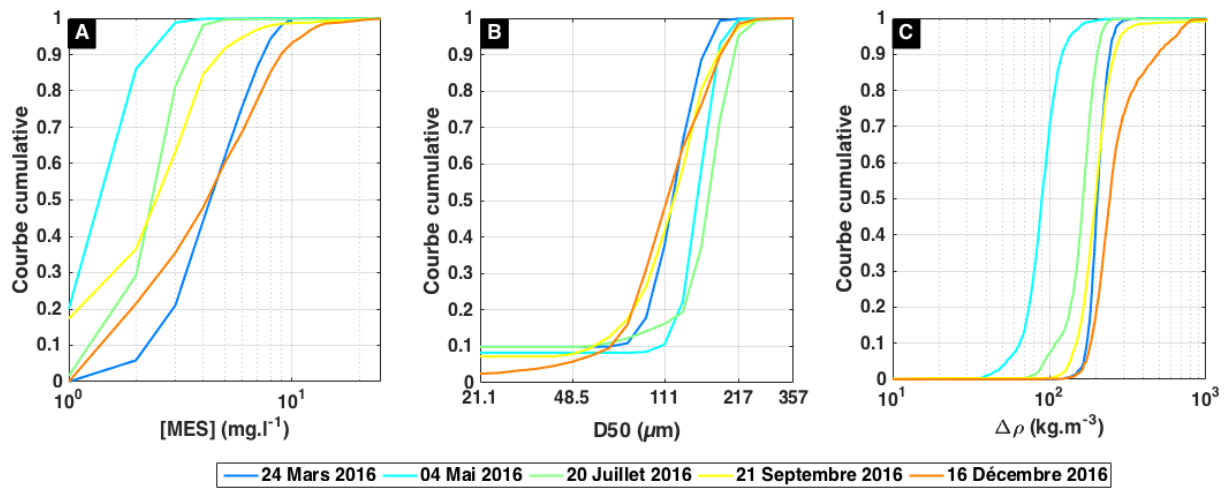


Figure 4-8 : Fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la concentration en MES (a), de la taille médiane des particules (b) et de l'excès de densité des particules (c), pour chaque cycle de marée à la station de mesure **BS1**.

Lien entre caractéristiques des MES et hydrodynamique

Pour chaque cycle de marée, les médianes de la concentration en MES, de D50 et d'excès de densité sont estimées et confrontées au coefficient de marée (Fig. 4-9).

La concentration en MES augmente avec le coefficient de marée (Fig. 4-9a). En effet, l'intensité des courants de marée est corrélée au marnage. Les forts courants de marée sont susceptibles de provoquer une remise en suspension des sédiments du fond plus importante. Néanmoins, à coefficient de marée équivalent, la concentration en MES médiane est plus forte (4,8 mg.l⁻¹) pour le cycle de marée du 24 mars que pour le 21 septembre. La hauteur significative des vagues (Hs), plus importante (1m) en mars par rapport à septembre (0,25m), peut expliquer ces différences de concentration en MES. En effet, combinées aux courants, les vagues peuvent engendrer une remise en suspension plus importante. Par conséquent, la dynamique de la concentration en MES semble en première approche traduire l'influence de l'amplitude de marée, et dans une moindre mesure, des vagues et d'une variabilité saisonnière des MES.

Les D50 les plus petits et les excès de densité les plus forts sont mesurés pour les coefficients de marée les plus forts, traduisant l'influence dominante de la turbulence sur les processus de floculation et du lien entre taille et densité des floes (Fig. 4-9 b et c). Cependant, à coefficient de marée équivalent, les tailles médianes mesurées en juillet sont plus larges qu'en mai (170 contre 153 μm respectivement). À forçage hydrodynamique équivalent, d'autres paramètres comme le contenu en MO semblent jouer.

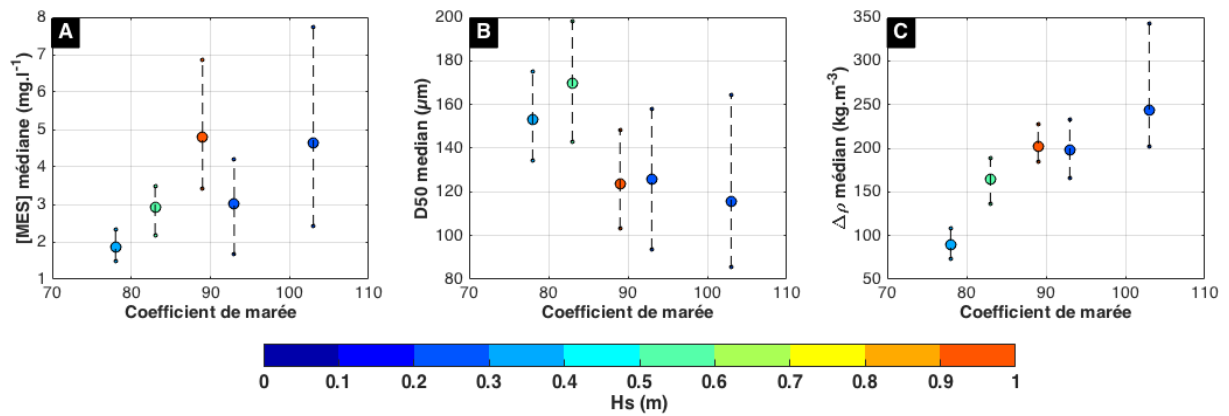


Figure 4-9 : Médianes de la concentration en MES (a), du D50 (b) et de l'excès de densité (c) estimés pour chaque cycle de marée pour la station de mesure **BS1** en fonction du coefficient de marée. La couleur indique la hauteur significative des vagues. Pour chaque cycle de marée, les percentiles 20 et 80 de chaque variable sont représentés par les petits cercles.

Pour la station de mesure BS1, la dynamique à l'échelle tidale des caractéristiques physiques des MES (taille, densité) semble principalement dépendre de la turbulence et dans une moindre mesure, de la concentration en MES, elle-même dépendante de la turbulence. Ces paramètres contrôlent les processus de floculation et de défloculation à l'origine de la formation et de la fragmentation des floes. Cette dynamique est modulée par la variation demi lunaire du forçage tidal. En première approche, en raison du peu de mesures effectuées à la station BS1, la variabilité des caractéristiques des MES observée semble moins saisonnière que semi-lunaire. Toutefois, des différences entre les cycles de marée ne peuvent être uniquement expliquées par les différences de marnage. Dans une moindre mesure, les vagues contribuent aux variations de concentration en MES mais ne permettent pas non plus d'appréhender dans son ensemble la dynamique des caractéristiques des MES, suggérant qu'un forçage saisonnier tel que le contenu en MO joue notamment un rôle dans les processus de floculation et de défloculation. Ce point sera discuté dans la section 4.3.2.

4.2. Dynamique des MES dans la zone d'embouchure sous influence du panache : site de La Carosse (LC)

4.2.1. Dynamique à l'échelle de la marée

Par analogie à la station BS1, les évolutions temporelles de la vitesse du courant mesurée par l'ADCP, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS en utilisant les droites de calibration journalière (section 3.2.2.2), de la taille médiane issue du LISST et de l'excès de densité des floes pour chaque cycle de marée à la station de mesure LC sont présentées en Annexe B. Quatre exemples de la dynamique observée sont proposés en figures 4-10 et 4-11. Trois de ces cycles de marée sont représentatifs de marées de VE moyenne à différents moments de l'année : celle du 28 janvier pour une période caractérisée par des hauteurs de vague importantes, et celles du 22 mars et du 18 décembre pour des conditions

hydrodynamiques similaires mais pour deux saisons différentes. Le cycle de marée du 17 juillet est représentatif d'une ME pour une condition de stratification exceptionnelle.

Pour la station de mesure LC, la stratification des masses d'eau est importante, résultant de l'arrivée du panache d'eau douce de la Seine en surface. Ce phénomène concerne tous les cycles de marée mais est relativement plus prononcé en juillet, en particulier pour la ME du 17 juillet (Fig. 4-10b), à cause de la crue décennale ayant eu lieu en juin (Fig. 4-12a).

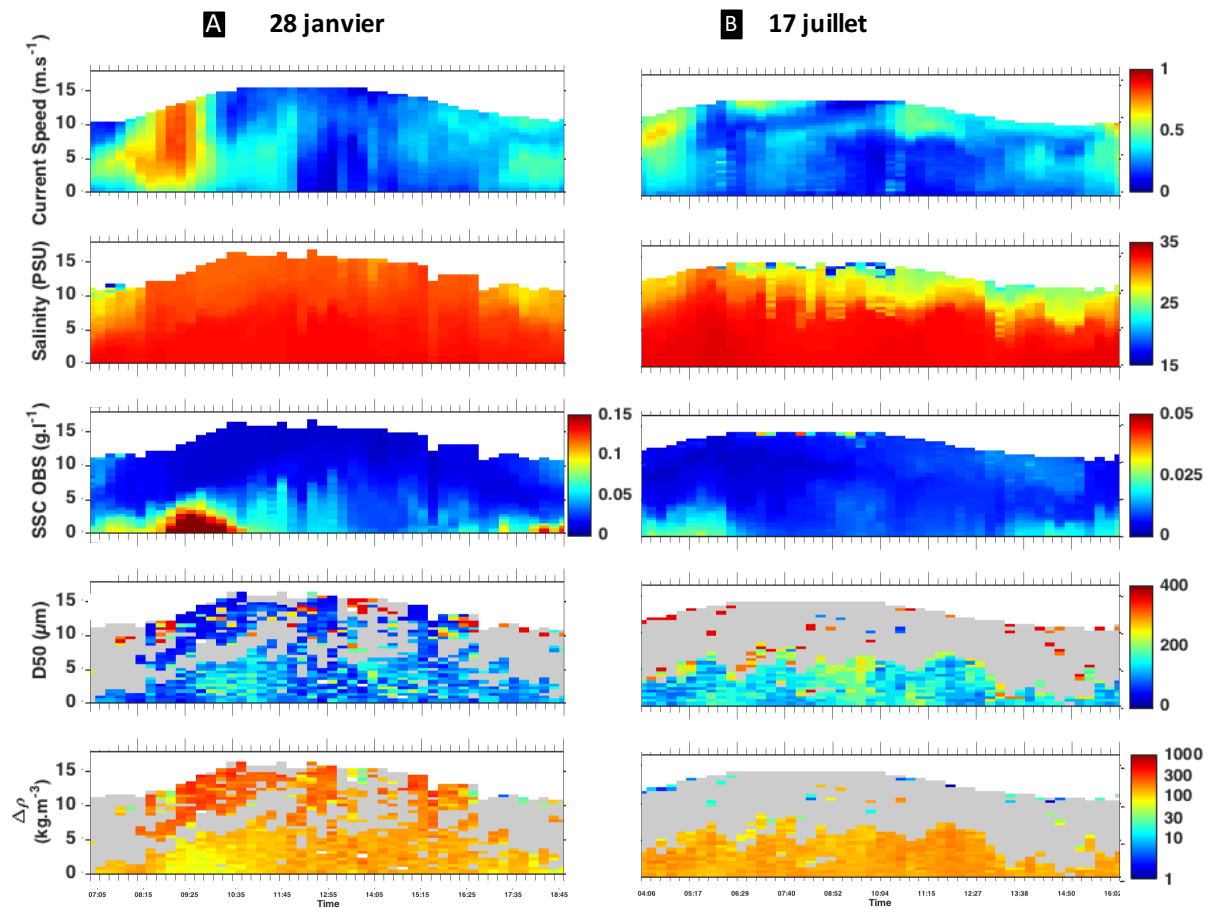


Figure 4-10 : Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floccs mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floccs calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 28 janvier (coefficient de marée de 80) (a) et du 17 juillet (coefficient de marée de 62) (b) à la station de mesure LC.

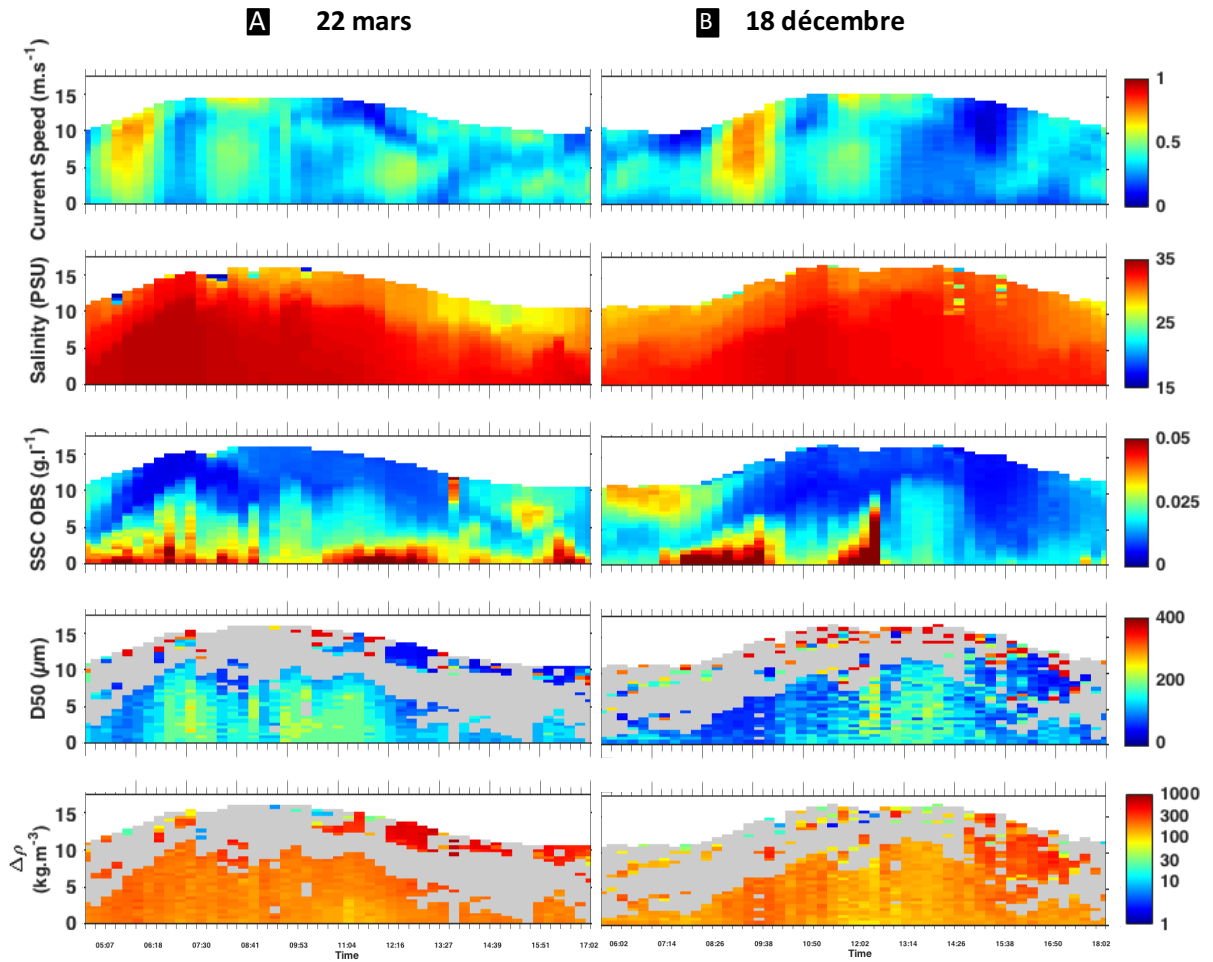


Figure 4-11 : Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floccs mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floccs calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 22 mars (coefficient de marée de 82) (a) et du 18 décembre (coefficient de marée de 84) (b) à la station de mesure LC.

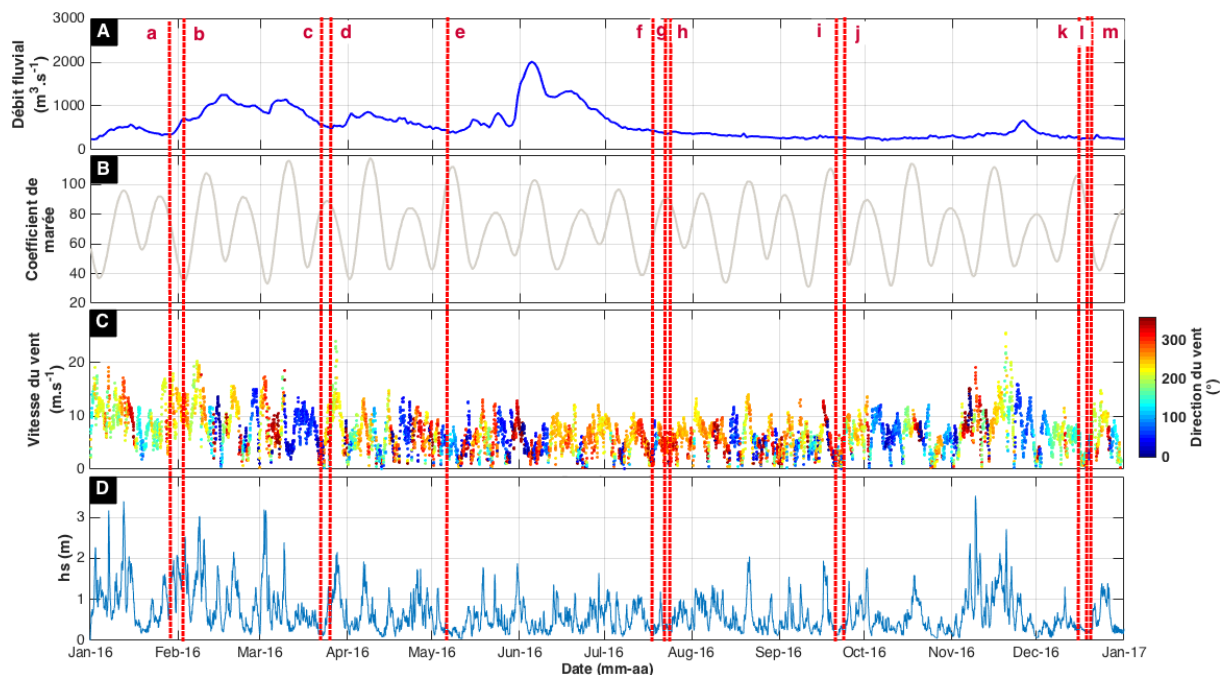


Figure 4-12 : Série temporelle du débit fluvial (a), du coefficient de marée (b), de la vitesse du vent avec la couleur indiquant sa direction (c), et de la hauteur significative des vagues (d) sur l'année 2016. Les différentes campagnes effectuées à la station LC sont situées par les droites en pointillées rouges.

Tableau 4-2 : Récapitulatif du coefficient de marée, du débit fluvial, de la hauteur significative des vagues, de la gamme de la concentration en MES et de la moyenne par cycle de marée pour la station de mesure LC.

Date	28/01/2016	02/02/2016	22/03/2016	25/03/2016	06/05/2016	17/07/2016	22/07/2016	24/07/2016	20/09/2016	23/09/2016	15/12/2016	18/12/2016	19/12/2016
Coefficient de marée	80	37	82	89	105	62	91	87	105	61	106	84	71
Débit fluvial (m ³ .s ⁻¹)	350	680	570	500	420	450	370	400	290	285	260	260	260
Uz max (m.s ⁻¹)	0,76	0,29	0,66	/	0,8	0,5	0,76	0,74	0,94	0,5	0,82	0,69	0,58
Uz médian (m.s ⁻¹)	0,31	0,18	0,36	/	0,41	0,26	0,35	0,35	0,39	0,3	0,4	0,32	0,32
Hs (m)	1,75	1,55	0,15	0,8	0,15	0,3	0,3	0,5	0,15	0,35	0,3	0,2	0,25
Gamme de [MES] (mg.l ⁻¹)	[7 – 300]	[11 – 141]	[4 – 73]	[7 – 170]	[3 – 107]	[2 – 40]	[3 – 252]	[3 – 85]	[4 – 54]	[1 – 55]	[5 – 97]	[4 – 97]	[6 – 64]
[MES] moyenne (mg.l ⁻¹)	32	23	21	31	16	8	14	12	12	9	21	18	16

4.2.1.1. Courants de marée (ou hydrodynamique)

Pour les différents exemples présentés ici, les courants sont asymétriques avec des valeurs de vitesse plus fortes au flot, variant entre 0,7 et 0,8 m.s⁻¹ contre 0,5 m.s⁻¹ au jusant (Figs. 4-10 et 11). Les pics de courant sont atteints entre 1 et 2h après la BM et entre 1h et 2h avant la BM pour les périodes de flot et de jusant, respectivement.

4.2.1.2. Concentration en MES

La gamme de concentration en MES mesurée à la station LC est plus élevée que dans la zone au large (BS1), variant de 1 à 300 mg.l⁻¹ (Tableau 4-2). Les fluctuations de la concentration en MES sont corrélées positivement aux variations du courant : les valeurs de concentration les plus fortes sont souvent observées près du fond au moment des périodes de forts courants (flot et jusant), à l'origine d'épisodes de remise en suspension de sédiments du

fond (Figs. 4-10 et 4-11). Ces phénomènes peuvent être particulièrement importants au flot, où la concentration en MES au fond peut atteindre jusqu'à plusieurs centaines de mg.l^{-1} . La concentration en MES maximale est mesurée en hiver (28 janvier) lors d'un important épisode de remise en suspension (Fig. 4-10a). Aucun autre épisode aussi important que celui de janvier n'est observé pour les autres journées. Pour les cycles de marée du 22 mars et du 18 décembre, de fortes concentrations en MES sont mesurées près du fond à PM alors que les courants de marée sont peu intenses, suggérant que ces fortes valeurs ne seraient pas liées à une remise en suspension des sédiments du fond (Fig. 4-11). Ce phénomène est observé pour de nombreux autres cycles de marée à la station de mesure LC, et pourrait potentiellement correspondre à du matériel advecté provenant de l'estuaire, probablement associé au courant de Verhaule observé en début de PM. La concentration en MES de surface reste toujours inférieure à 15 mg.l^{-1} , sauf à BM lorsque le panache de la Seine arrive au point LC avec une concentration en MES pouvant dépasser 30, voire 40 mg.l^{-1} selon le cycle de marée. Le panache est notamment bien apparent pour les cycles de marée du 22 mars et du 18 décembre (Fig. 4-11) et caractérisé par une épaisseur de l'ordre de 5m.

4.2.1.3. Taille et densité des particules

Similairement à la station de mesure BS1, malgré un filtrage des données basé sur le seuil de fréquence de flottabilité, certaines données aberrantes liées à l'effet Schlieren en surface n'ont pu être écartées et ne doivent pas être interprétées comme des mesures de MES naturelles.

Globalement, l'évolution de la taille médiane des floes est inversement corrélée aux courants de marée : pour les exemples illustrés ici, les tailles médianes les plus larges, supérieures à $150 \mu\text{m}$ (28 janvier), voire $200 \mu\text{m}$ (22 mars, 17 juillet et 18 décembre), sont observées aux étales de la marée. À BM, la stratification étant importante sur une grande partie de la colonne d'eau, il est plus difficile d'étudier la dynamique de la taille médiane des particules. Toutefois, il semble qu'une différence entre la BM et la PM existe : la taille médiane dépasse rarement $150 \mu\text{m}$ à BM à la différence de la PM. Comme à BS1, ces variations à l'échelle tidale résultent des processus de floculation, favorisés aux étales de marée lorsque la turbulence est faible, et modulés par la cinétique de floculation : à BM l'étale de marée étant plus courte qu'à PM, la floculation est moins développée. À l'inverse, les tailles médianes les plus petites sont mesurées au flot avec des valeurs du D50 inférieures à $100 \mu\text{m}$ voire plus faibles ($\text{D50} < 60 \mu\text{m}$), tandis qu'au jusant, les D50 sont plus faibles qu'aux étales de marée mais restent autour de $100 \mu\text{m}$. Pendant les périodes de forts courants de marée, les floes se fragmentent sous l'effet de la turbulence. Ce phénomène est plus prononcé au flot où la turbulence est plus forte. Les variations de la taille médiane à l'échelle tidale sont très prononcées pour les cycles de marée du 22 mars et du 18 décembre (Fig. 4-11) alors que pour le 28 janvier et le 17 juillet, la taille médiane varie peu, souvent inférieure à $100 \mu\text{m}$ en hiver et inversement, en été. Globalement, les D50 les plus forts sont souvent mesurés au fond aux périodes de courants faibles, où les concentrations en MES sont les plus élevées suggérant que la turbulence n'est pas le seul paramètre qui contrôle les processus de floculation mais que la concentration en MES joue également un rôle.

Afin d'approfondir l'examen de la dynamique des particules, l'évolution de la distribution en classe de taille entre 1 et 5 m au-dessus du fond est étudiée. Les distributions normalisées en classe de taille, obtenues en divisant la concentration volumique de chaque classe de taille par le

la concentration volumique totale, pour le cycle de marée du 15 décembre (Fig. 4-13) mettent en valeur la variation de la taille des floccs avec les courants de marée à l'échelle tidale, décrite ci-dessus : à PM et à BM, des populations de larges particules sont observées avec un grand nombre de distributions possédant un pic dans la plus large classe de taille, puis une variation progressive du mode vers les classes de taille plus petite ($<100 \mu\text{m}$) est observée pour des niveaux de turbulence plus élevés au flot et au jusant. Ces pics généralement mesurés autour des étales de marée suggèrent la présence de particules dont la taille est supérieure à la limite de la gamme de taille mesurée par le LISST, et le D50 obtenu est alors sous-estimé. Certaines distributions obtenues pour ce cycle de marée en fin de jusant (en bleu clair) sont bimodales avec un premier mode autour de $30 \mu\text{m}$ et un pic dans la plus large classe de taille. Pour ces distributions, le D50 n'est, par conséquent, plus représentatif de la taille des particules. Ces exemples de distribution en classe de taille rappellent les limites à utiliser uniquement le D50 comme paramètre représentatif de la taille des MES.

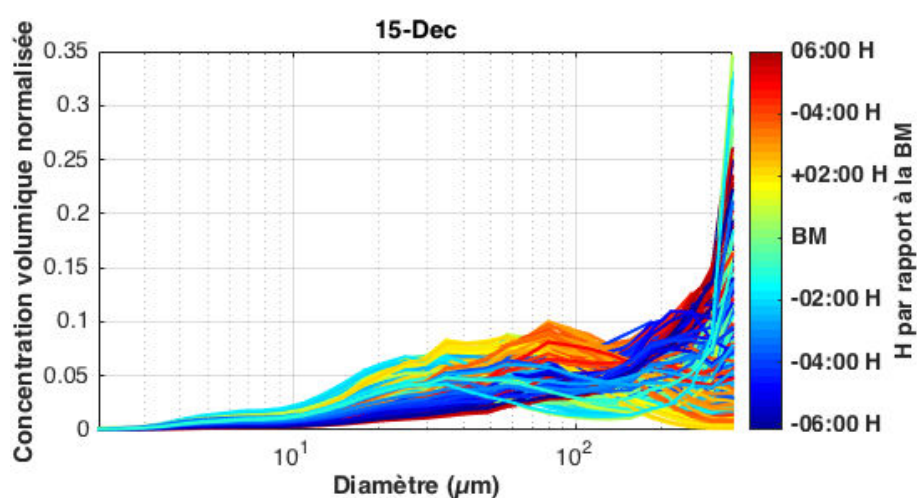


Figure 4-13 : Distribution normalisée en classe de taille des particules de chaque cellule comprise entre 1 à 5 m au-dessus du fond, pour le cycle de marée du 15 décembre à LC (BM : 05h18). La couleur indique l'heure par rapport à la BM.

Toutefois, pour les cycles de marée du 22 mars et du 18 décembre, la figure 4-14 montre que l'évolution temporelle du D50 reflète globalement les variations de la distribution volumique en classe de taille des particules à l'échelle tidale. Ces résultats illustrent les variations évoquées précédemment qui traduisent la dynamique des MES sous l'effet des processus de floculation et de défloculation contrôlés par la turbulence, avec des fractions de particules plus grosses quand les courants diminuent et plus petites quand les courants sont forts. Les différences entre BM et PM résultant de la cinétique de floculation sont notamment bien illustrées pour le cycle de marée du 18 décembre (Fig. 4-14b). Pourtant, pour ce même cycle de marée, lorsque la vitesse des courants est minimale à l'étales de PM, une diminution de la taille médiane est observée avec des valeurs de D50 passant de 183 à $94 \mu\text{m}$; cette diminution est associée à une diminution de la concentration en MES. Une sédimentation différentielle se produit : les plus gros floccs chutent d'abord, la concentration en MES diminue et il ne reste plus dans la colonne d'eau que les floccs plus petits caractérisés par de faibles vitesses de chute. Ces derniers ne flocculent pas, ce qui pourrait résulter soit d'un manque de temps nécessaire à l'agrégation et/ou d'une trop faible concentration en MES limitant les

processus de floculation. Ce phénomène est moins prononcé à BM et pour le cycle de marée du 22 mars.

En parallèle de ces variations de taille, les plus faibles valeurs d'excès de densité des floes ($<200 \text{ kg.m}^{-3}$) sont mesurées autour des étales de marée tandis que les valeurs les plus fortes sont généralement observées autour du flot et du jusant (Figs. 4-10 et 4-11). Toutefois, pour le cycle de marée du 28 janvier, les excès de densité les plus faibles sont observés au flot au moment de l'important épisode de remise en suspension avec des valeurs inférieures à 80 kg.m^{-3} alors que les tailles médianes des floes sont petites ($D_{50} < 70 \text{ }\mu\text{m}$). Ces valeurs pourraient résulter soit d'un changement de population de MES provenant probablement du fond, soit d'artéfacts de mesure. Ce point spécifique sera abordé dans la section 5.7.

Dans le cadre de nos mesures, en raison de la stratification importante qui impose un filtrage conséquent des données interprétables, il est difficile d'appréhender la dynamique des particules du panache de surface de la Seine qui arrive au point LC. Toutefois, pour certains cycles de marée où le panache de surface n'est pas entièrement masqué comme celui du 22 mars, les particules observées sont caractérisées par des petites tailles médianes avec des valeurs de D_{50} inférieures à $50 \text{ }\mu\text{m}$, et par un excès de densité relativement fort avec des valeurs supérieures à 500 kg.m^{-3} .

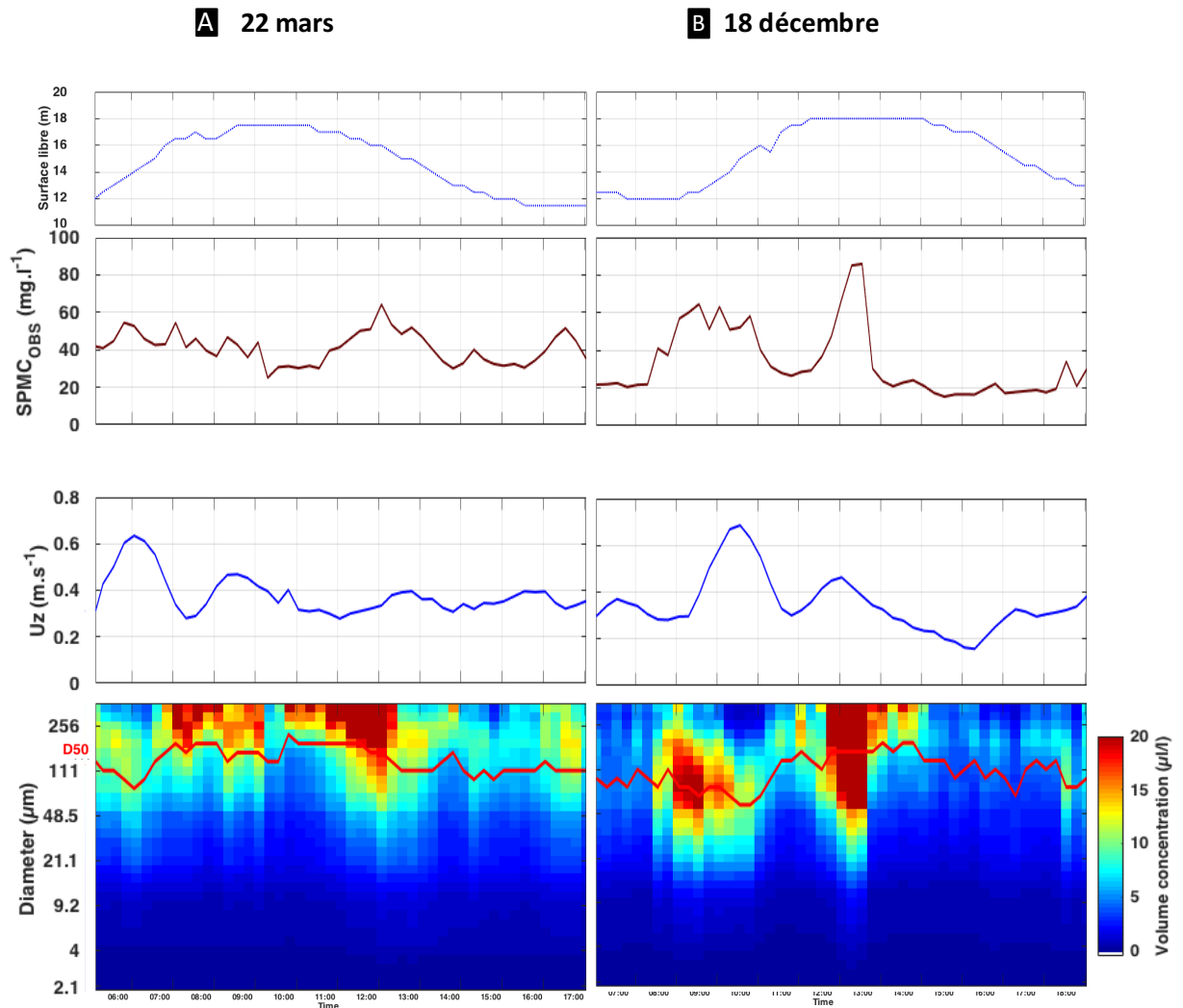


Figure 4-14 : Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne rouge pour les cycles de marée du 22 mars (a) et du 18 décembre (b) à la station LC à 1 m au-dessus du fond.

Synthèse

Hormis le cycle de marée du 28 janvier, la dynamique des caractéristiques des MES est typique des variations rencontrées en zone côtière et varie à l'échelle tidale sous l'effet de l'advection, de la remise en suspension et de la sédimentation. Les quatre exemples utilisés dans cette section ont permis d'illustrer la dynamique des caractéristiques des MES à l'échelle tidale pour la station de mesure LC, qui semble principalement dépendre de la turbulence. Dans une moindre mesure, la concentration en MES semble également jouer un rôle en favorisant la floculation, mais cette dernière pourrait en réalité résulter d'un effet de la sédimentation différentielle. Dans le cadre de nos mesures, il est difficile de quantifier leurs effets respectifs et de déterminer le paramètre le plus impactant. Cette dynamique des MES à la station LC, bien que commune aux 13 cycles de marée, présente des différences significatives d'un cycle à l'autre, suggérant qu'un forçage saisonnier module la variation des caractéristiques des MES.

4.2.2. Dynamique des MES du cycle VE/ME à l'échelle saisonnière

4.2.2.1. Dynamique de la matière organique

Une variation saisonnière est observée pour la concentration en chl a, en TEP et pour la MOP à la station LC (Fig. 4-15). La concentration en chl a est faible toute l'année, avec des valeurs comprises entre 0 et $5 \mu\text{g.l}^{-1}$, sauf au mois de mai où la concentration en chl a mesurée est maximale, avec une valeur atteignant $11,1 \mu\text{g.l}^{-1}$ en sub-surface, et juillet avec une valeur moyenne plus faible autour de $5 \mu\text{g.l}^{-1}$ et un maximum autour de $10 \mu\text{g.l}^{-1}$, témoignant d'un ou plusieurs blooms successifs entre le printemps et l'été 2016. Les mesures de MOP au cours de l'année sont comprises entre 8 et 65% de la concentration en MES. A la différence de la chl a, les fortes valeurs de MOP sont mesurées au mois de juillet et de septembre. Pour les TEP, les concentrations maximales sont observées en janvier/février et en mars avec une valeur de $44,4 \text{ mgXGeq.l}^{-1}$ alors qu'elles sont largement plus faibles le reste de l'année avec des valeurs minimales mesurées en juillet ($1,08 \text{ mgXGeq.l}^{-1}$). Comme pour les mesures de TEP effectuées à la station BS1, les mesures de janvier à mars à la station LC sont potentiellement douteuses du fait que les filtres aient été rincés à l'eau distillée. Par conséquent, ces données seront écartées lors de l'analyse des résultats.

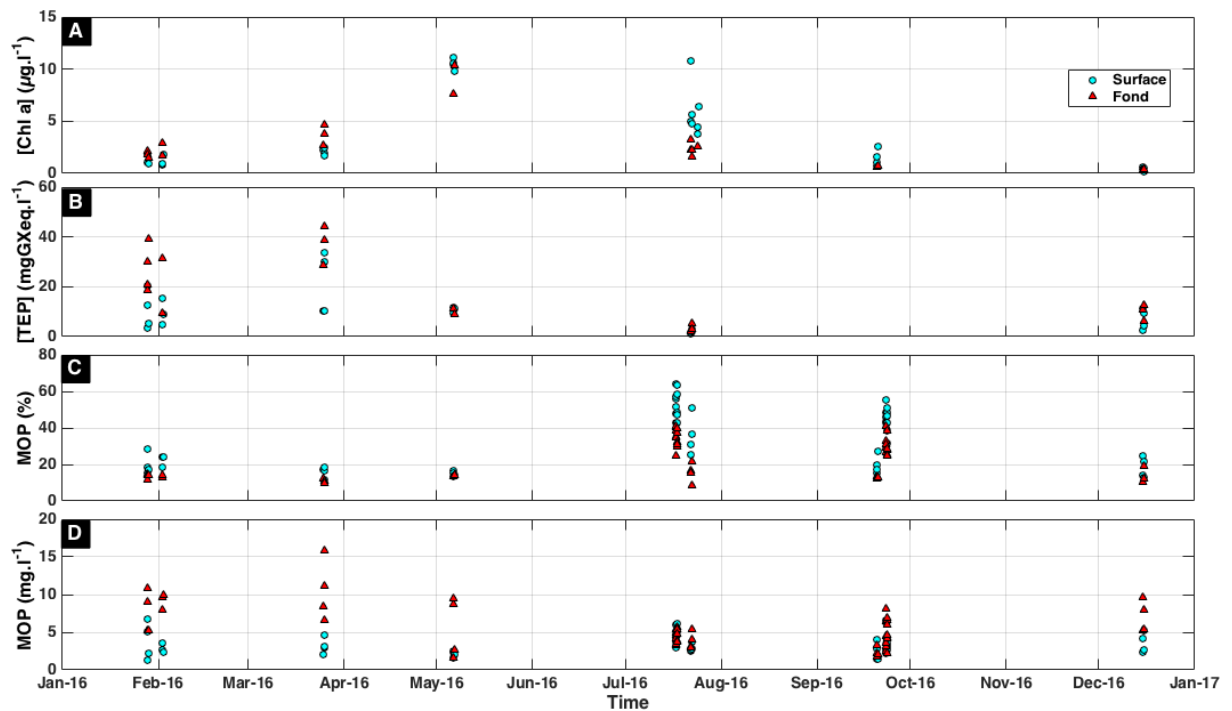


Figure 4-15 : Série temporelle de la concentration en chlorophylle a (a), de la concentration en TEP (b), de la MOP exprimée en % de MES (c) et en mg.l^{-1} (d) pour la station de mesure LC.

4.2.2.2. Dynamique des MES

Effet Schlieren

Comme pour les mesures acquises à la station BS1, un nouveau critère de qualité est nécessaire pour éviter de prendre en compte les données impactées par l'effet Schlieren à la station LC, et qui n'ont pu être écartées en utilisant uniquement le seuil de fréquence de flottabilité fixé à $0,035 \text{ s}^{-1}$ pour la station de mesure LC. Ce nouveau critère est défini en combinant la fréquence de flottabilité avec la taille médiane des particules (Fig. 4-16) : les mesures pour lesquelles la fréquence de flottabilité excède $0,01 \text{ s}^{-1}$ et la taille médiane est supérieure à $250 \mu\text{m}$ sont écartées du jeu de données.

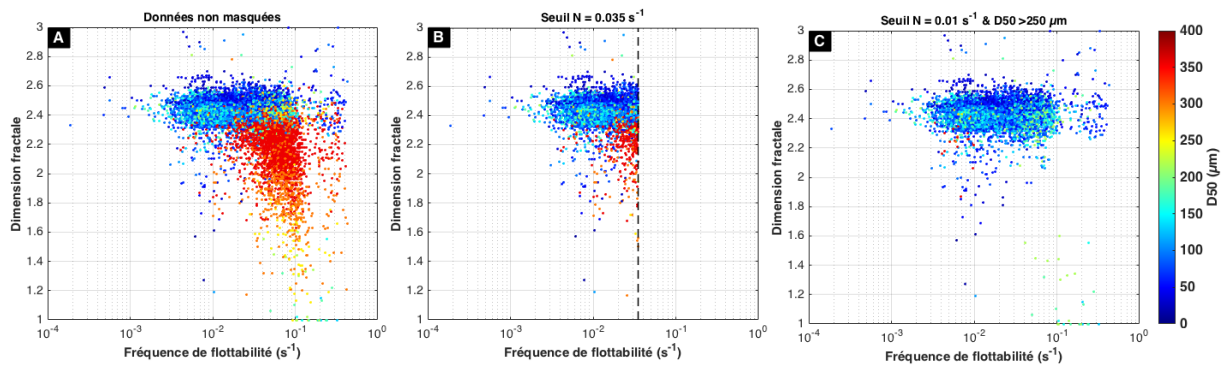


Figure 4-16 : Dimension fractale en fonction de la fréquence de flottabilité avec la couleur indiquant la taille médiane (D50) des particules pour la station de mesure LC.

Variation saisonnière des caractéristiques des MES

Le cycle de marée du 28 janvier étant caractérisé par une variation atypique des caractéristiques des MES au moment de l'important épisode de remise en suspension, en particulier pour l'excès de densité, les calculs de proxy intégré à l'échelle tidale sont réalisés en masquant les mesures associées à la remise en suspension pour ce cycle de marée. Pour évaluer la distribution saisonnière, les distributions cumulées des concentrations en MES, des D50 et des excès de densité pour chacune des campagnes sont représentées à la figure 4-17.

Une dynamique saisonnière est observée pour la concentration en MES avec des valeurs médianes de concentration en MES plus élevées en hiver et au printemps, comprises entre 15 et 25 mg.l^{-1} environ, et à l'inverse, des valeurs médianes plus faibles en été et en automne, variant entre 5 et 11 mg.l^{-1} (Fig. 4-17a). La taille médiane des particules varie également en fonction de la saison : les valeurs les plus fortes sont généralement observées au printemps et en été, avec une médiane du D50 variant entre 105 et $150 \mu\text{m}$, et les plus faibles valeurs sont mesurées en hiver et en automne, avec une médiane du D50 comprise entre $62,5$ et $105 \mu\text{m}$ (Fig. 4-17b). Deux cycles de marée au printemps et en hiver sont caractérisés par des D50 médians significativement différents : le cycle de marée du 06 mai, pour lequel les tailles médianes les plus larges sont mesurées, et celui du 02 février caractérisé par les tailles médianes les plus

petites. Quant à l'excès de densité, aucune dynamique saisonnière évidente n'est observée : des valeurs médianes à la fois faibles et fortes comprises entre 135 et 230 kg.m^{-3} sont mesurées aussi bien en hiver qu'en été (Fig. 4-17c). Un cycle de marée est caractérisé par un excès de densité médian significativement plus fort : c'est le cycle de marée du 02 février.

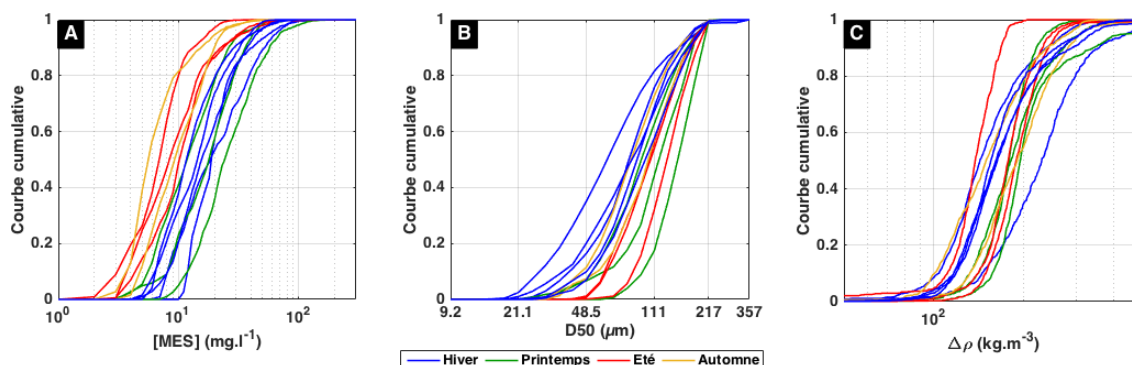


Figure 4-17 : Fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la concentration en MES (a), de la taille médiane des particules (b) et de l'excès de densité des particules (c) par cycle de marée à la station de mesure LC. La couleur indique les quatre saisons.

Lien entre caractéristiques des MES et hydrodynamique

Pour chaque cycle de marée, les médianes de la concentration en MES, de D50 et d'excès de densité sont estimées et confrontées au coefficient de marée (Fig. 4-18).

L'analyse de la concentration en MES médiane en fonction du coefficient de marée est complexe car introduit l'effet de la marée, une variabilité saisonnière et la présence de vagues (Fig. 4-18 a et d). Toutefois, pour la période hivernale, hors période de vague, les mesures montrent une augmentation de la concentration en MES avec le coefficient de marée, et à coefficient de marée équivalent, les vagues contribuent à augmenter significativement la concentration en MES médiane.

L'analyse de la taille et de l'excès de densité des particules en fonction du coefficient de marée est également complexe (Fig. 4-18 b et c). Pour la période hivernale, hors période de vague, le D50 médian et l'excès de densité sont stables quel que soit le coefficient de marée (Fig. 4-18 e et f). Le coefficient de marée n'explique pas nécessairement la variabilité contrairement à la saison. Pour des marées de grandes vives eaux, les mesures montrent des différences significatives de taille médiane avec des D50 médians plus faibles en hiver qu'au printemps. Ces différences de D50 sont également observées à l'échelle intra-tidale (Fig. 4-19). En mai, les floes sont globalement plus grands, avec un D50 rarement en dessous de $100 \mu\text{m}$, alors que pour les périodes de forts courants (flot, jusant) pour le cycle de marée du 15 décembre, la taille diminue jusqu'à $50 \mu\text{m}$. Ces résultats suggèrent qu'un forçage saisonnier tel que le contenu en MO joue un rôle prépondérant dans les processus de floculation et de défloculation. Ce point sera discuté dans la section 4.3.2.

Seulement deux cycles de marée sont observés en période de vagues ne permettant pas de conclure sur l'influence de celles-ci sur la dynamique structurale (taille, densité) des MES.

La marée de ME est particulièrement atypique : il s'agit du cycle de marée du 02 février. En raison de l'intensification des vagues au cours de la journée, les mesures ont dû être stoppées et

une partie du cycle de marée n'a pu être observé, en particulier la PM (moins de 9h de mesures). Le nombre de données réduit, pourrait être à l'origine d'un biais dans le calcul des proxys (en particulier les mesures autour de l'étale de PM, absentes ici, sont souvent caractérisées par des valeurs de concentration en MES plus faibles, de taille médiane plus larges et d'excès de densité plus faibles). Par conséquent, pour la suite du chapitre, les mesures de ce cycle de marée sont écartées de l'analyse.

Ces proxys médians cachent peut-être des variations intra-tidales, qui seront étudiées en section suivante.

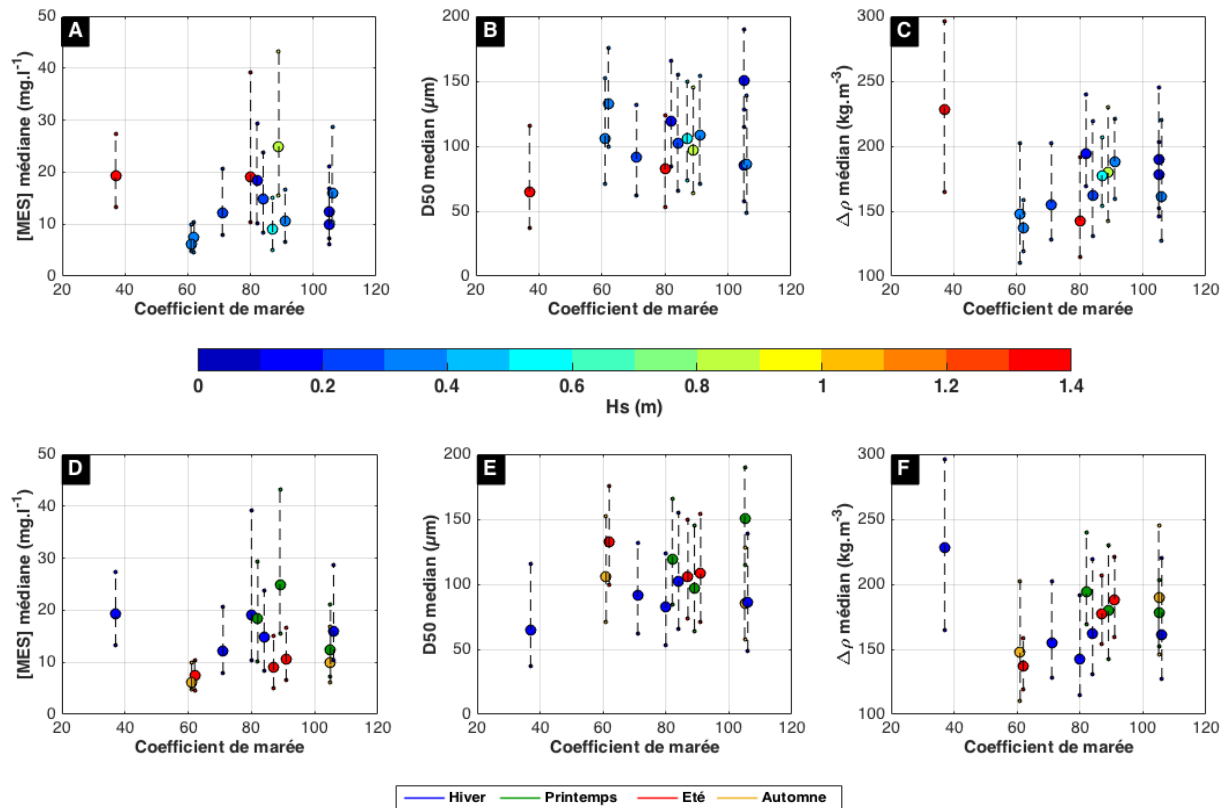


Figure 4-18 : Concentration en MES médiane, D50 médian et excès de densité médian estimés pour chaque cycle de marée à la station LC en fonction du coefficient de marée. La couleur indique soit la hauteur significative des vagues (a, b et c), soit la saison (d, e et f).

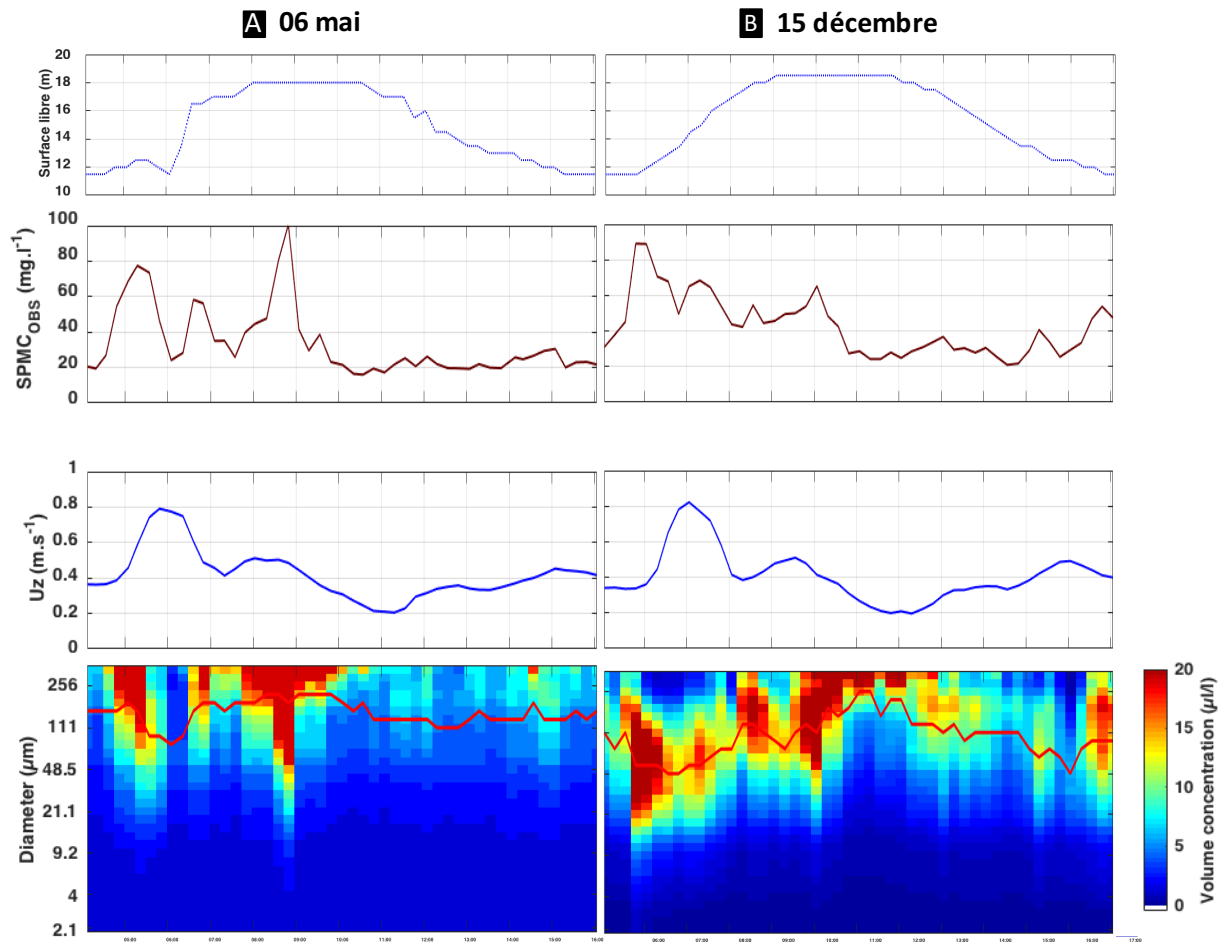


Figure 4-19 : Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne noire pour les cycles de marée du 06 mai (a) et du 15 décembre (b) pour la station de mesure LC à 1 m au-dessus du fond.

4.3. Synthèse sur la dynamique des MES et les paramètres de contrôle des processus de floculation en milieu côtier

4.3.1. A l'échelle du cycle de marée : la turbulence

Comme rappelé dans les sections 4.1.1 et 4.2.1., la turbulence est un paramètre clef dans les processus de floculation et de défloculation. Deux cycles de marée à LC et à BS1, pour des intensités maximales de courant de marée similaires sont utilisés pour illustrer la relation entre courant, et donc indirectement turbulence, et taille médiane des particules (Fig. 4-20). Au cours d'un cycle de marée, lorsque les courants de marée augmentent au flot et au jusant, la turbulence s'intensifie entraînant la fragmentation des flocs en particules de taille plus petite. L'intensité des courants de marée au flot est plus forte qu'au jusant, en particulier à LC. Il en résulte des différences entre les tailles médianes minimales observées : au flot, à LC et à BS1, pour un courant maximale de 0,75 et 0,55 m.s⁻¹, respectivement, le D50 passe de 75 à 50 μm et

de 190 à 110 μm (Fig. 4-20b) alors qu'au jusant, pour un courant maximal de 0,45 et 0,5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, le D50 diminue mais reste supérieur aux valeurs observées au flot (60 et 140 μm à LC et BS1, respectivement). À l'inverse, lorsque les courants de marée diminuent, les niveaux de turbulence sont plus faibles favorisant la floculation et conduisant à la formation de flocs plus larges. Un contraste entre les étales de marée est également observé : à PM, les D50 peuvent atteindre jusqu'à 220 μm environ, tandis qu'à BM, les valeurs ne dépassent pas 90 et 175 μm à LC et BS1, respectivement. La BM étant plus courte, la floculation est alors moins développée. Lorsque les vitesses de courant sont minimales, la sédimentation se met en place conduisant à une légère diminution de la taille médiane des particules, résultant de la chute des flocs. Un effet d'hystérésis est observé, résultant du temps nécessaire aux processus de floculation et de défloculation pour se mettre en place suite aux variations des vitesses de courant de marée. À vitesse équivalente, on observe des tailles différentes en phase décroissante et croissante du courant.

Entre les deux stations de mesure, des différences de dynamique des courants et de D50 existent. À LC, lorsque les vitesses de courant de marée commencent à diminuer après le pic au flot, une légère réduction de la taille médiane des particules associée à une nouvelle accélération (faible) des courants de marée est observée (Fig. 4-20a), alors qu'à BS1, le courant diminue en continu. Ce deuxième pic de courant plus faible correspond au courant de Verhaule qui s'établit dans le secteur de l'embouchure en seconde partie du flot (le courant de Verhaule porte au nord/nord-est vers la Manche Est, lorsque le flot dans l'estuaire est déjà bien établi). Les amplitudes de variation de la taille médiane diffèrent également entre les deux sites : à courant équivalent, les D50 sont plus faibles à LC qu'à BS1, mais ne sont pas plus larges lorsque les vitesses de courant deviennent minimales.

On voit aussi que le cycle de marée est symétrique à BS1, et asymétrique à LC (flot plus intense mais court). Pour ce dernier (Fig.4-20a), la transition entre PM et jusant s'établit lentement de telle sorte que les flocs poursuivent leur agrégation jusqu'à l'étales de courant, puis ils se désagrègent progressivement avec l'accélération du courant. La renverse de BM est si rapide que l'agrégation n'est pas visible. Dès que le courant de flot diminue, après le pic de courant, les conditions deviennent favorables à l'agrégation, ce qui se traduit par une augmentation du D50. À la station BS1 (Fig.4-20b), la floculation a eu le temps de se faire à BM, et l'accélération de flot désagrège très vite les flocs, mais de façon moins poussée qu'à LC puisque le flot est moins intense. Toutefois, de façon surprenante, l'agrégation recommence alors que le courant reste établi à 0,5-0,6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Le même phénomène est observé pendant le maximum de jusant. La figure 4-20b montre aussi que les D50 restent élevés (180-200 μm) lorsque le courant est faible à modéré ($< 0,35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

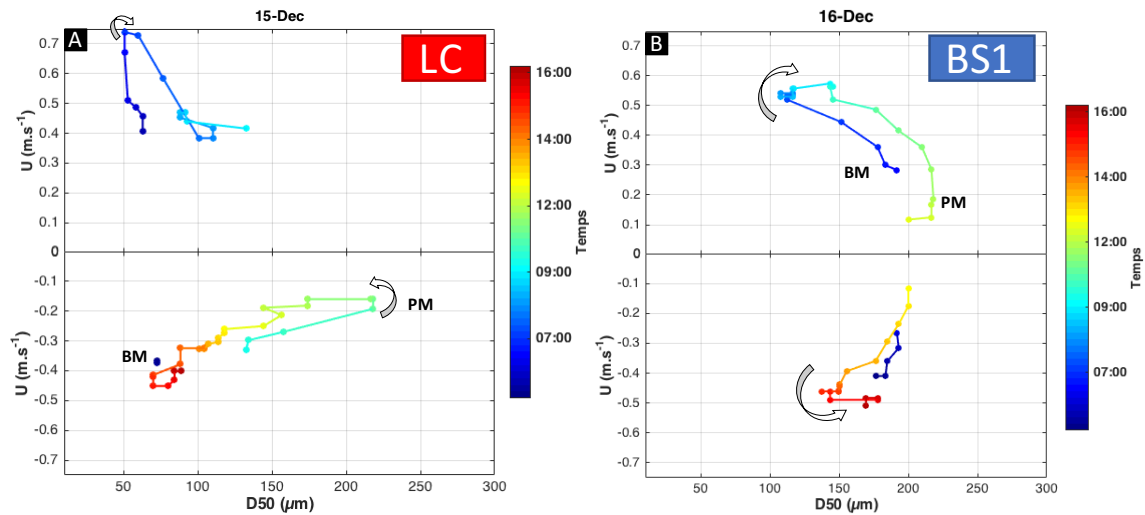


Figure 4-20 : Relation entre le courant et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour le cycle de marée du 15 décembre à la station de mesure LC (BM : 05h18 ; PM : 10h48) (a) et pour le cycle de marée du 16 décembre à la station de mesure BS1 (BM : 06h05 ; PM : 11h33) (b). La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée. En vue d'améliorer la visibilité de l'évolution temporelle des deux variables courant et D50, le signe du courant est changé artificiellement à partir de la direction des courants pour distinguer le cycle du flot et du jusant.

À l'échelle du cycle semi-lunaire, les variations tidales du courant de marée et de la taille médiane des particules diffèrent (Fig. 4-21). Comme attendu, l'intensité des courants de flot et de jusant est plus faible lorsque le coefficient de marée diminue. Associée à cette plus faible gamme de vitesses de courant, l'amplitude de variation du D50 est également réduite : pour les mortes eaux à LC (coefficient de marée de 61 à 71), les D50 sont compris entre 70 et 180 μm et pour la marée moyenne à BS1, (coefficient de marée de 78), les D50 varient entre 155 et 190 μm environ. Les gammes de taille médiane entre les deux stations sont différentes avec globalement des valeurs de D50 plus larges à BS1 entre 100 et 240 μm contre 50 et 220 μm à LC, corroborant l'analyse réalisée à l'échelle d'un seul cycle de marée en décembre par station. Aucune différence significative entre les centres de gravité des points de vives eaux et de mortes eaux n'est observée quelle que soit la station de mesure. La dynamique semi-lunaire de la turbulence module les processus de floculation. Pour des coefficients de marée plus forts et donc pour des niveaux de turbulence plus élevés, l'amplitude de variation de la taille médiane est plus importante avec une fragmentation des floes plus forte quand les courants sont forts, et à l'inverse, une floculation plus développée quand les courants diminuent.

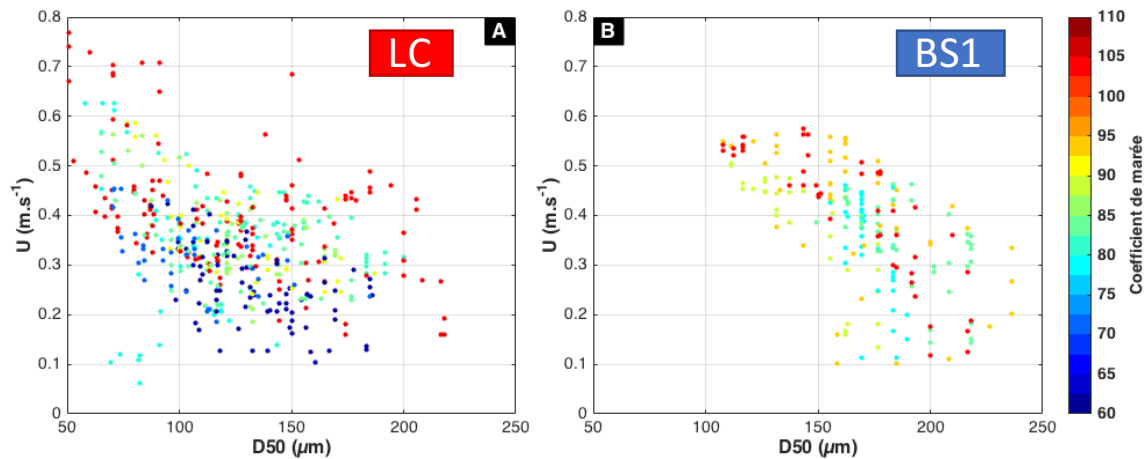


Figure 4-21 : Relation entre le courant et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour tous les cycles de marée pour la station de mesure LC (a) et BS1 (b). La couleur indique le coefficient de marée.

4.3.2. A l'échelle saisonnière : le contenu en MO

4.3.2.1. La dynamique du contenu en MO en Baie de Seine

Dans le cadre de nos campagnes de mesure, une variation saisonnière de la concentration en chl a et de la MOP (% de MES) est observée pour les deux stations de mesure avec des valeurs plus importantes sur la période allant de mai à septembre (Fig. 4-22). Ces fortes valeurs de concentration en chl a indiquent le développement d'un bloom phytoplanctonique, induit par l'augmentation saisonnière de la température et de l'intensité lumineuse (Hunter-Cevera et al. 2016). Ces résultats sont semblables aux observations issues de campagnes précédentes réalisées en Baie de Seine entre 1978 et 1994 (Aminot et al., 1997). Les valeurs maximales sont dans un premier temps observées au large dans la partie centrale de la baie (BS1) avec le développement d'un bloom printanier (Fig. 4-23b), puis ce maximale de chl a se décale vers l'estuaire (LC) au cours du temps (Fig. 4-23 b et c), expliqué en partie par une moindre turbidité en zone côtière (Aminot et al., 1997). Cette minimisation de la concentration en MES, en particulier en été, permettrait une production primaire plus près de la source de nutriments que constitue la Seine. La distribution spatiale de la chl a dans la Baie de Seine varie d'une année sur l'autre, ce qui pourrait expliquer que dans le cadre de nos mesures, les valeurs observées fin septembre diffèrent de celles mesurées pour début octobre avec les campagnes INTERSITE 1 de 1983 (Fig. 4-23 e). De plus, les blooms phytoplanctoniques sont des phénomènes fugaces, avec des valeurs de concentration en chl a qui peuvent considérablement varier en quelques semaines, diminuant fortement la probabilité de les observer lors de campagnes océanographiques (Aminot et al., 1997).

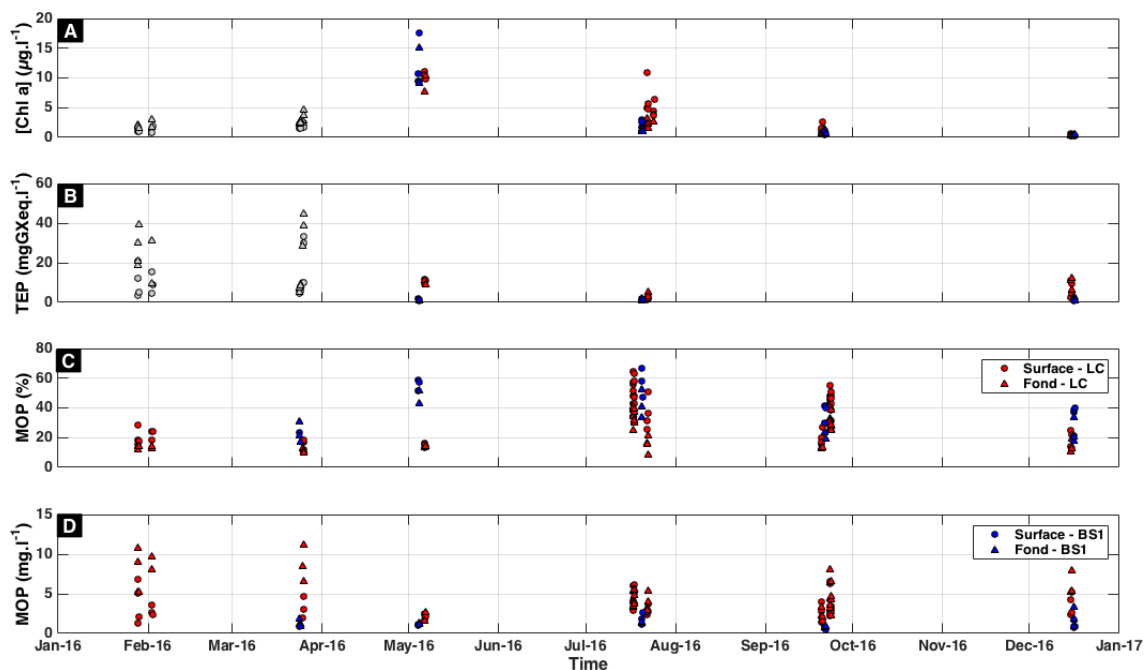


Figure 4-22 : Série temporelle de la concentration en chlorophylle a (a), de la concentration de TEP (b), de la MOP en % de la concentration en MES (c) et de la MOP en concentration (d) pour la station de mesure LC (en rouge) et pour la station de mesure BS1 (en bleu). Les échantillons de surface sont représentés par un cercle et les échantillons de fond par un triangle. Les données douteuses de TEP et de chl a sont représentées en gris.

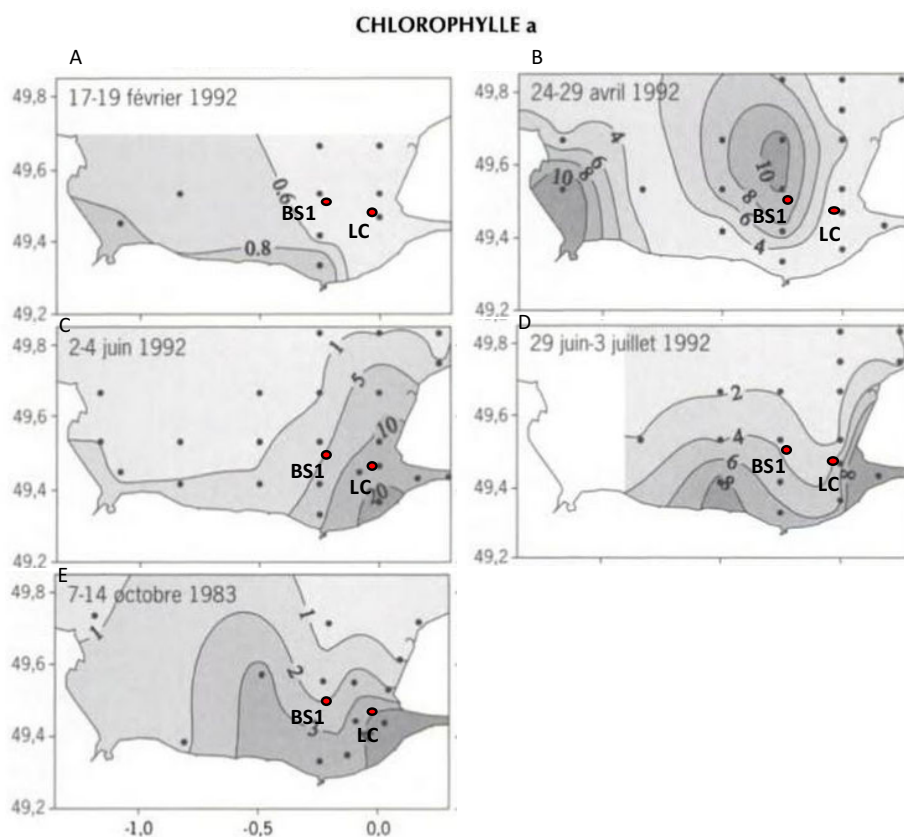


Figure 4-23 : Distribution spatiale de la concentration en chl a dans la Baie de Seine à partir des mesures acquises par les campagnes SEDISEINE 1 (17-19 février 1992) (a), PHYTOSEINE 1 (24-29 avril 1992) (b), SEDISEINE 2 (2-4 juin 1992) (c), PHYTOSEINE 2 (29 juin-3 juillet 1992) (d) et INTERSITE 1 (7-14 octobre 1983) (e). Les stations de mesure BS1 et LC des campagnes TURBISEINE 2016 sont représentées par des points rouges (modifié d'après Aminot et al., 1997).

La MOP dépend fortement des activités biologiques ayant lieu dans l'environnement. En milieu océanique, la MOP est principalement issue du phytoplancton, tandis que dans les milieux estuariens, en particulier lorsque le débit du fleuve est fort et que la turbidité est importante, elle est essentiellement d'origine terrigène. Toutefois, en période d'étiage, une part importante de MOP peut provenir du phytoplancton d'eau douce apporté par le fleuve. Dans les milieux côtiers et dans les panaches fluviaux, la MOP peut être issue de différentes sources dont la contribution varie au cours du temps, avec des apports essentiellement terrigènes en période hivernale et principalement d'origine phytoplanctonique au printemps et en été au moment des blooms.

En mai, au cours du bloom printanier, les concentrations en MOP pour les deux stations sont équivalentes, comprises entre 1 et 3 mg.l⁻¹, tandis que les fractions organiques sont très différentes avec des valeurs fortes à BS1 (>40%) et faibles à LC (<20%). Ces différences peuvent être expliquées par une teneur en matière minérale supérieure qui varie selon la distance à la côte, avec une charge particulaire importante à la sortie de l'estuaire et qui diminue vers le large. Le même bloom printanier en mai se traduit par des contenus en MO différents du fait de la modulation de la MOP par la concentration en MES.

4.3.2.2. L'influence du contenu en MO sur les caractéristiques physiques des particules

Quelle que soit la station de mesure, la taille médiane des particules augmente avec la MOP et/ou la chl a (Fig. 4-24). En mai, à LC, la MOP reste faible avec une moyenne autour de 15% (Fig. 4-24a et 4-22c), mais la concentration en chl a est forte autour de 10 µg.l⁻¹ (Fig 4-24c). Cette valeur faible de MOP peut résulter d'une concentration en MES relativement plus importante (Fig 4-24b). En juillet, à BS1, le cycle de marée est caractérisé par une concentration en chl a faible (Fig. 4-24c), mais par une concentration en MOP forte (autour de 50%). Cette valeur faible de chl a pourrait indiquer la sénescence du bloom phytoplanctonique. Par exemple, les campagnes SEDISEINE 2 et PHYTOSEINE 2 (juin-juillet 1992), avaient montré que la proportion de phéopigments (produits de dégradation de la chlorophylle) par rapport aux pigments totaux était élevée, avec des valeurs variant entre 20 et 50% au large (Aminot et al., 1997). Ces proportions importantes associées aux faibles concentrations en chl a traduisent la présence de phytoplancton dégradé. Une situation similaire pourrait être envisagée dans le cadre de nos mesures avec la dégradation du bloom printanier au cours de la période estivale.

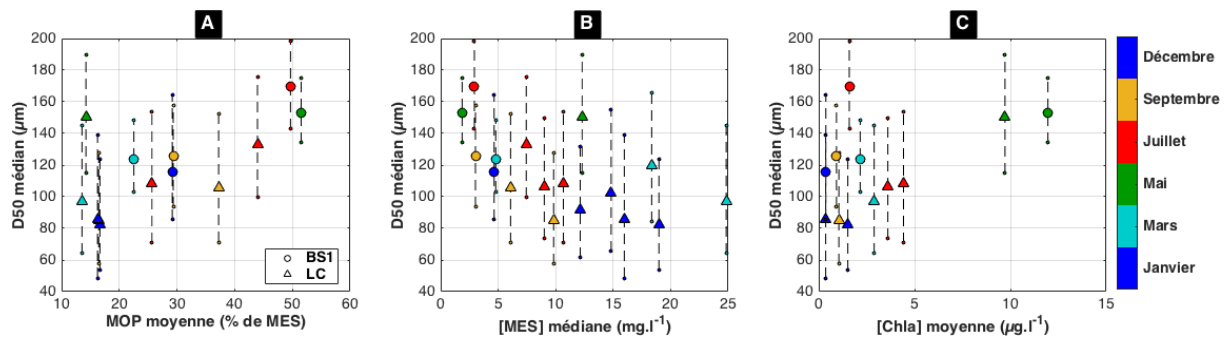


Figure 4-24 : Relation entre d'une part la médiane du D50 des particules et son intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80) et d'autre part soit la MOP (% de MES) (a), soit la concentration en MES (b), soit la chl a moyenne (c), représentatives du cycle de marée.

Une organisation structurale saisonnière des floes est observée (Fig. 4-25a) : une première famille de floes se distingue, caractérisée par un taux de MOP fort et des excès de densité plus faibles compris entre 30 et 150 kg.m⁻³, quel que soit le diamètre des floes. Une seconde famille aux excès de densité plus forts (150 à 600 kg.m⁻³) présente des valeurs de MOP faibles. On note qu'une partie des mesures sont caractérisées par un taux de MOP élevé (>50%) associé à des fortes valeurs de densité, uniquement observé pour la marée du 20 juillet. Ce taux de MOP cache une variabilité intra-tidale forte du contenu en MO pour cette journée. En effet, la MOP en surface est forte (44%) et associée à des particules de faible densité (Fig. 4-1) tandis qu'au fond, la MOP est faible (30%) associée à des particules plus denses.

La concentration en chl a est également plus élevée pour la famille de particules dont l'excès de densité est plus faible, confirmant l'importance du bloom phytoplanctonique dans les processus de floculation à l'origine de la formation de floes larges mais moins denses (Fig. 4-25b). Similairement à la variation saisonnière de la taille médiane décrite ci-dessus, une partie de ces particules moins denses ont une concentration en chl a plus faible, suggérant que des floes moins denses peuvent également se former pour des contenus en MO différents.

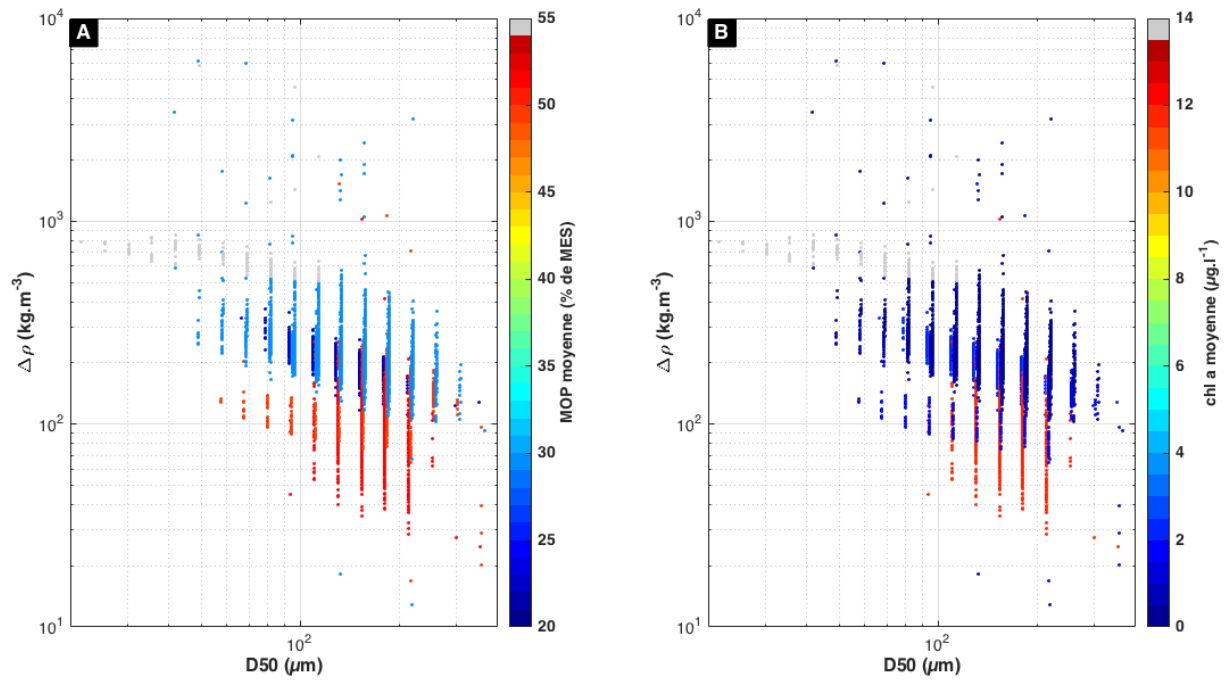


Figure 4-25 : Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à **BSI**. La couleur indique soit la MOP (% de MES) représentative (moyenne) du cycle de marée (a), soit la concentration en chl a représentative (moyenne) du cycle de marée (b). En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,96 à 1,04 tous les 0,02). Les valeurs d'excès de densité élevées associées à des tailles médianes faibles qui sont représentées en gris correspondent aux valeurs de surface du cycle de marée du 16 décembre pour lesquelles la dimension fractale excède 2,7, et dont la validité est discutée au chapitre 5.

À l'inverse pour la station de mesure LC, aucune différence aussi significative n'est observée entre les cycles ou au cours de la saison (Fig. 4-26). Néanmoins, les taux de MOP les plus forts sont associés aux valeurs faibles d'excès de densité (entre 80 et 150 kg.m^{-3}) (Fig. 4-26a). Ces mesures obtenues à LC corroborent le fait que la floculation est favorisée quand le taux de MOP est fort. À l'inverse, les valeurs fortes de chl a en mai sont observées pour des particules dont l'excès de densité varie entre 130 et 230 kg.m^{-3} environ, et pour des tailles médianes comprises entre 80 et 217 μm (Fig. 4-26b). Ces observations pour la station de mesure LC suggèrent qu'au cours du bloom phytoplanctonique des floes plus gros mais denses se forment, résultant potentiellement d'une floculation minérale prédominante.

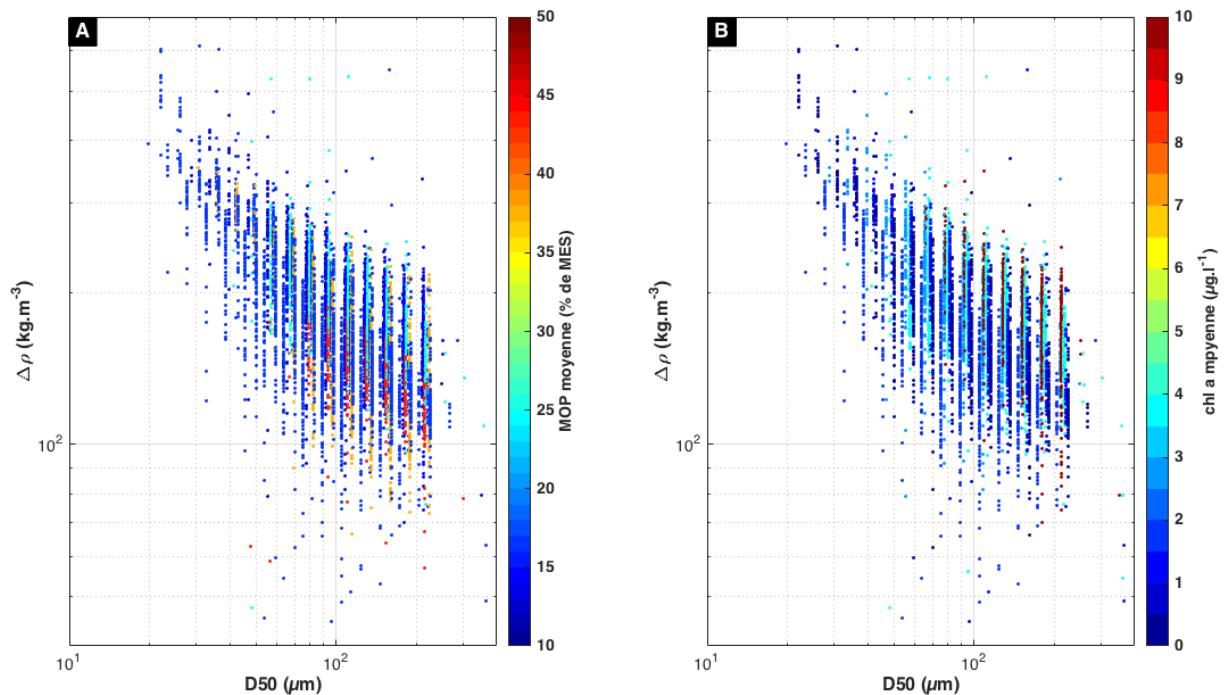


Figure 4-26 : Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à LC. La couleur indique soit la MOP (% de MES) représentative (moyenne) du cycle de marée (a), soit la concentration en chl a représentative (moyenne) du cycle de marée (b). En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,94 à 1,06 tous les 0,01).

Des différences significatives sont observées entre les deux stations de mesure (Fig. 4-27) : les particules à LC forment une troisième population intermédiaire des deux familles observées à BS1, caractérisées par des différences importantes d'excès de densité. Les taux de MOP étant relativement plus importants quelle que soit la saison à BS1 (Fig. 4-22), l'excès de densité des particules calculé devrait être plus faible ou équivalent aux mesures de LC. Comme rappelé à la section 2.3.3.6, l'excès de densité est calculé à partir du ratio de la concentration massique issue de l'OBS et de la concentration volumique mesurée par le LISST modulo un coefficient. La présence de particules dont la taille excède la gamme de taille mesurée par le LISST peut générer une surestimation de l'excès de densité si le LISST ne mesure pas correctement la concentration volumique. Généralement, la présence de particules plus larges que la gamme de taille du LISST se traduit par la présence d'un pic dans la dernière classe de taille. À coefficient de marée équivalent et pour la même période, les tailles de particules mesurées à BS1 sont souvent plus larges que celles observées à LC (Fig. 4-28). Pour autant, le nombre de cellules caractérisées par un pic dans la plus large classe de taille ne semble pas significativement différent entre les deux stations de mesure. Par conséquent les différences de densité observées entre les stations ne semblent pas résulter de la limite de gamme de taille du LISST.

Nos mesures montrent que la floculation des particules est favorisée aussi bien en présence de phytoplancton que de MO, illustrant l'importance du paramètre biologique dans la dynamique saisonnière des processus de floculation et donc des caractéristiques physiques des MES.

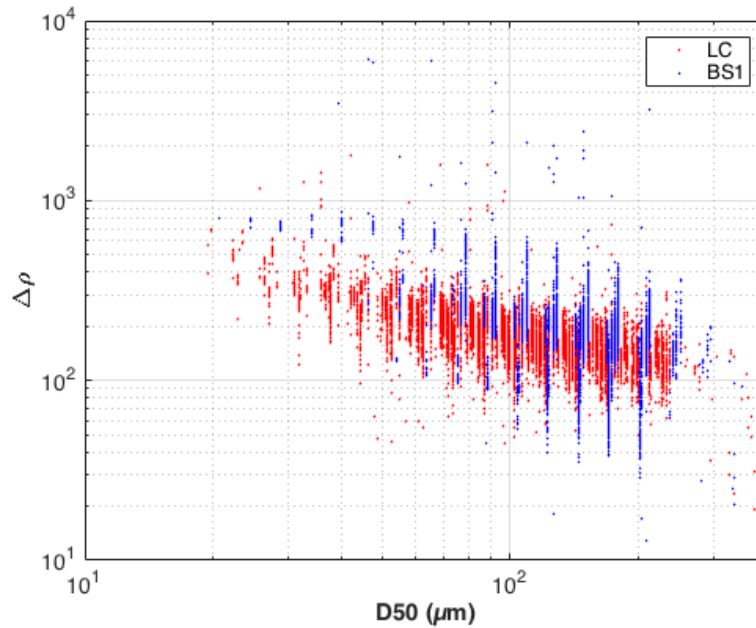


Figure 4-27 : Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à LC représentée en rouge et pour la station de mesure BS1, représentée en bleu. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,92 à 1,09 tous les 0,01).

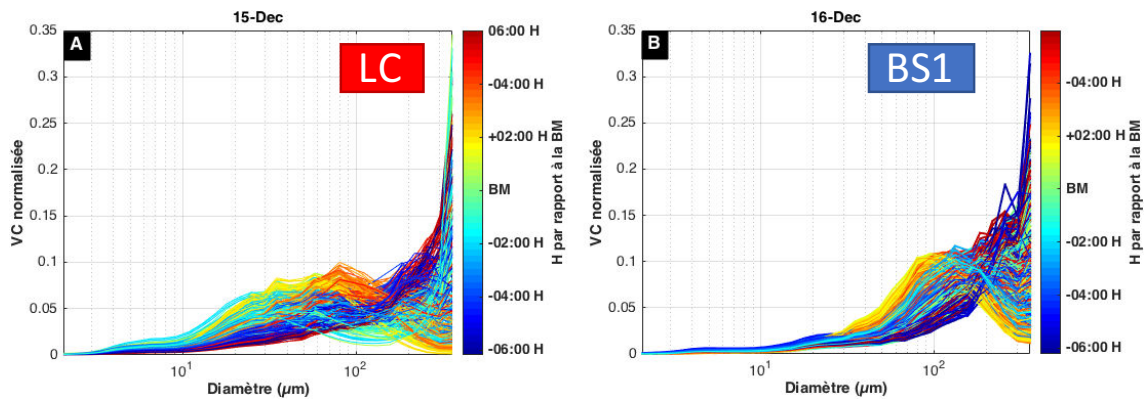


Figure 4-28 : Distribution normalisée en classe de taille mesurée par le LISST pour le cycle de marée du 15 décembre à la station de mesure LC (BM : 05h18) (a) et pour le cycle de marée du 16 décembre à la station de mesure BS1 (BM : 06h05) (b). La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée.

4.3.2.3. La modulation du contenu en MO concernant l'effet de la turbulence sur les processus de floculation et de défloculation

La comparaison des hystérésis reliant courant de marée et D50 pour les vives eaux de chaque campagne à LC, à l'exception de la VE du mois de mars pour laquelle les mesures de courant ne sont pas disponibles, montre que l'effet de la turbulence sur les processus de floculation et de défloculation varie à l'échelle saisonnière : à courant équivalent au flot ($0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), les tailles médianes des particules sont plus larges passant de $60 \mu\text{m}$ pour la VE de décembre à $140 \mu\text{m}$ pour la VE de mai, lorsque la concentration en chl a est la plus élevée (Fig.

4-29b). Ces résultats laissent penser que les floccs formés au cours du bloom phytoplanctonique sont plus résistants à la fragmentation induite par l'augmentation des niveaux de turbulence mais qu'ils s'agrègent également plus vite. La MOP, étant modulée par la concentration en MES en moyenne plus forte en VE, n'est pas le marqueur le plus pertinent pour observer l'effet du contenu en MO sur la turbulence (Fig. 29a).

La turbulence est le paramètre physique principal qui régit les processus de floculation et de défloculation et, par conséquent, les caractéristiques physiques des MES, à l'échelle tidale et semi-lunaire. Les résultats montrent que ce forçage est modulé à l'échelle saisonnière par le forçage biologique. Ce dernier a pour effet de favoriser davantage la floculation ainsi que de minimiser l'impact de la turbulence sur la fragmentation des floccs.

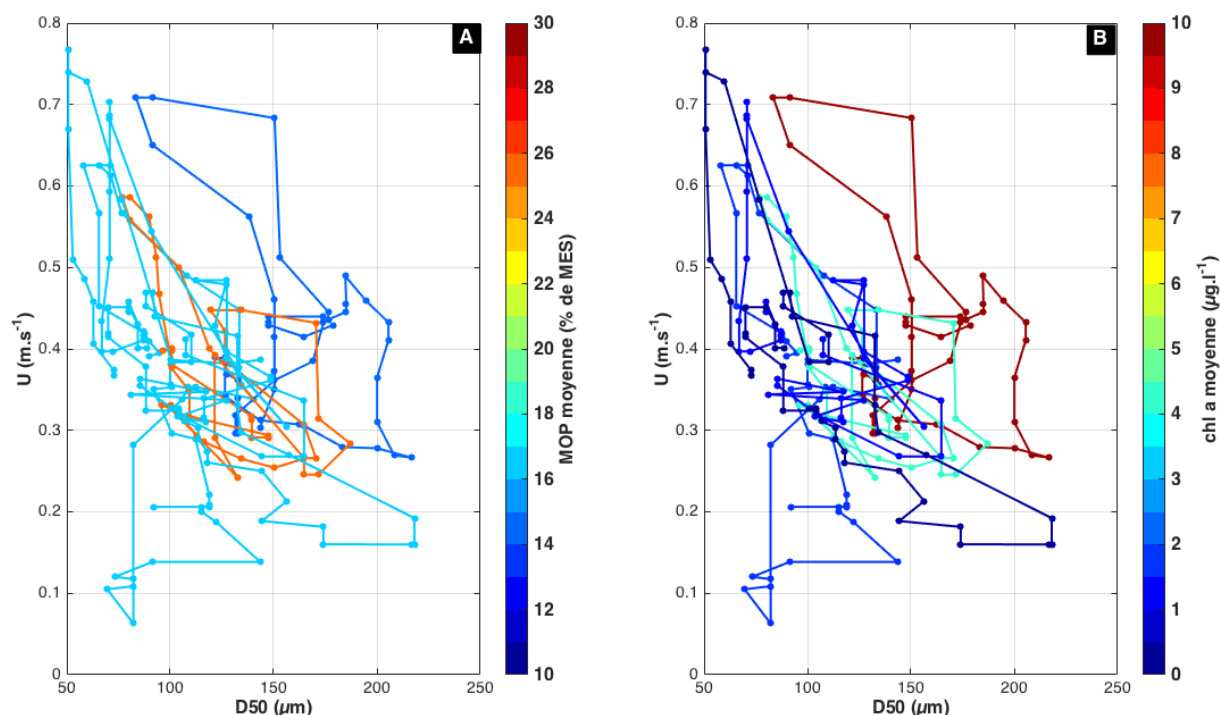


Figure 4-29 : Relation entre le courant de marée et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour les vives eaux de chaque campagne à LC (sauf pour la campagne de mars). La couleur indique la MOP représentative du cycle (% de MES) (a) ou la concentration en chl a représentative du cycle (b).

4.3.2.4. Les TEP : paramètre Rubik's Cube

Dans le cadre de cette thèse, les concentrations en TEP sont relativement fortes avec des valeurs comprises entre 0,87 et 12,4 mgXGeq.l⁻¹ (Fig. 4-22). Les filtres ayant été rincés à l'eau distillée, la validité des valeurs plus fortes (jusqu'à 44,4 mgXGeq.l⁻¹) mesurées en janvier et en mars posent question. La biomasse phytoplanctonique à cette période est assez faible et la libération d'une telle quantité de TEP ne serait pas uniquement expliquée par l'éclatement des cellules (Claquin, *comm. personnelle*). De plus, les concentrations en TEP restent dans les gammes de valeurs rencontrées dans la littérature : jusqu'à 98,20 mgXGeq.l⁻¹ en estuaire de Seine (Morelle et al., 2017). Les concentrations en MES à LC et en particulier à BS1 n'étant pas relativement fortes, le colmatage des filtres pouvant entraîner une rétention des précurseurs de TEP (Villacorte et al., 2015) ne permet pas d'expliquer ces quantités importantes de TEP. Nos

mesures actuelles ne nous permettant pas de conclure sur ces valeurs fortes de TEP obtenues sur la période de janvier à mars inclus, le choix a été fait de ne pas les inclure dans l'analyse des résultats.

De nombreuses études ont montré que les TEP ont principalement une origine biologique, et sont produites en grande partie par le phytoplancton (Hong, 1997 ; Beauvais et al., 2003 ; Radić et al. 2005 ; Wurl et Holmes, 2008 ; Klein et al., 2011). Néanmoins, à l'exception de quelques points, nos mesures ne montrent pas de relation significative entre TEP et chl a (Fig. 4-30) : les concentrations en TEP les plus fortes sont mesurées en décembre quand la concentration en chl a est faible, et à l'inverse, malgré les valeurs fortes de biomasse chlorophyllienne au printemps, la concentration en TEP ne dépasse pas les $2 \text{ mgXG}_{\text{eq}} \cdot \text{l}^{-1}$ (Fig. 4-22). D'autres études ont également observé qu'il n'y avait pas de corrélation directe entre les TEP et la dynamique du phytoplancton (Garcia, 2002 ; Corzo et al., 2005). Certains auteurs ont même trouvé une corrélation négative montrant que les TEP sont produites en grande partie lors de la sénescence du phytoplancton et non au cours de sa croissance (Chowdburry et al., 2016 ; Klein et al. 2011).

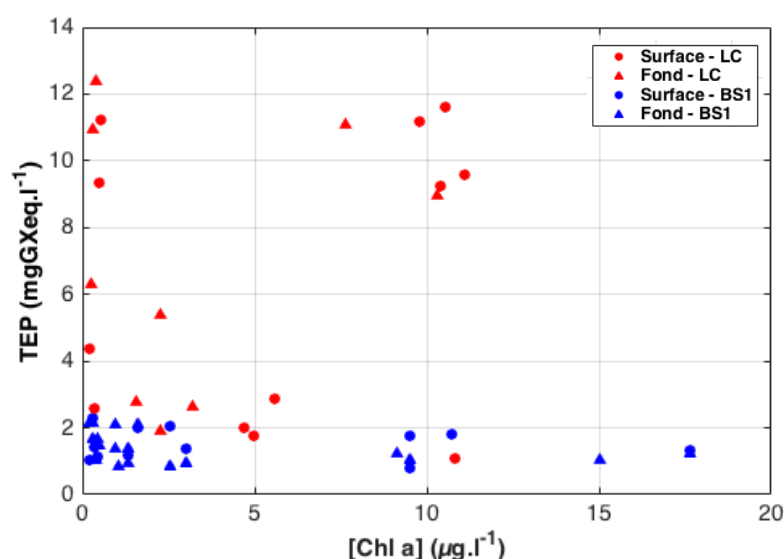


Figure 4-30 : Concentration en TEP en fonction de la concentration en chl a. Les échantillons des stations de mesure LC et BS1 sont représentés en rouge et en bleu, respectivement avec des cercles pour identifier les échantillons de surface et des triangles pour ceux du fond.

Une relation positive, évidente à LC et moins flagrante à BS1, est observée entre la concentration en TEP et la concentration en MES, en particulier quand la concentration en chl a est faible en hiver (Fig. 4-31). Ces mesures suggèrent qu'une partie de la dynamique des TEP pourrait être liée à celle des MES. Morelle et al. (2017) ont notamment observé que la concentration en TEP était étroitement liée aux processus de remise en suspension avec des valeurs plus fortes au fond et en hiver qu'en sub-surface et en été. Dans le cadre de nos campagnes, les mesures de TEP en hiver à LC ont en effet été acquises au cours d'une VE (15 décembre) : les conditions hydrodynamiques du milieu seraient susceptibles de remettre en suspension des substances exopolymériques telles que les TEP.

Une partie des échantillons caractérisés par des valeurs fortes de concentration en chl a (entre 8 et 10 $\mu \text{g} \cdot \text{l}^{-1}$) s'écartent significativement de la relation linéaire hivernale, allant vers de plus fortes valeurs de concentration en TEP. Ces résultats suggèrent qu'une partie des TEP en

mai sont sécrétés au cours du bloom printanier, probablement par le phytoplancton (Fig. 4-31). Les tailles médianes les plus larges sont également observées pour ce cycle de marée (Fig. 4-24). Les TEP, caractérisées par des propriétés de nature collante, sont susceptibles de s'associer aux particules en suspension, contribuant à favoriser les processus de floculation (Kiorboe et al., 1990).

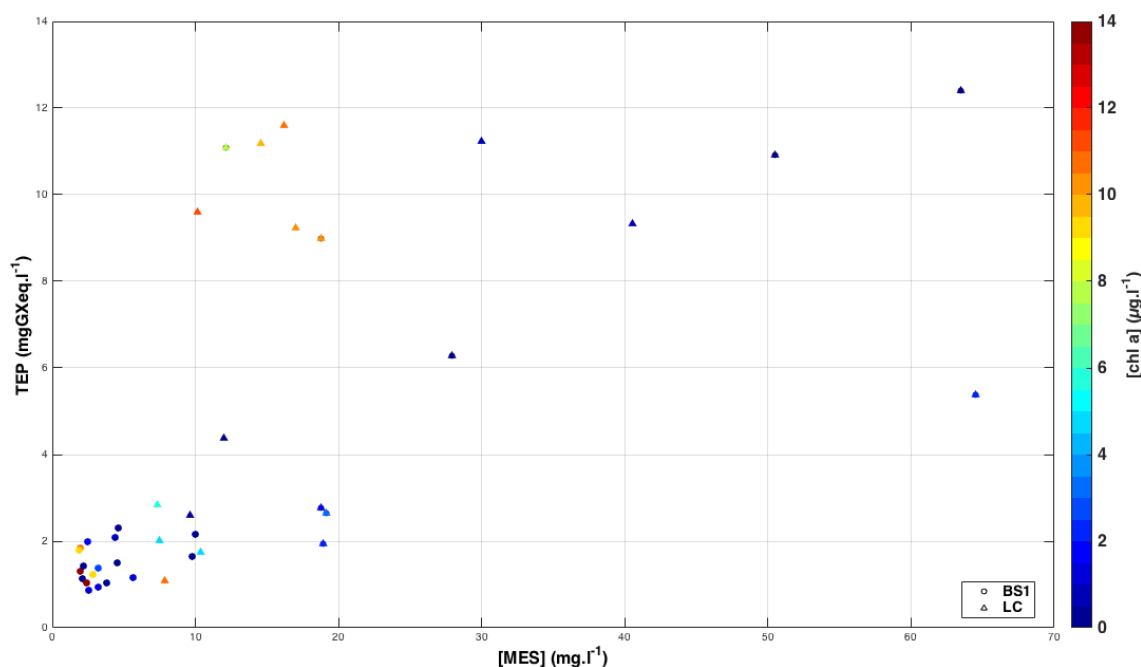


Figure 4-31 : Concentration en TEP en fonction de la concentration en MES (b). Sur le graphique les échantillons des stations de mesure LC et BS1 sont représentés par des cercles et des triangles, respectivement. La couleur indique la concentration en chl a.

D'autres organismes présents dans le milieu sont également susceptibles de contribuer à la production de TEP. Le ratio TEP:chl a est très élevé par rapport aux valeurs trouvées dans la littérature (Klein et al., 2012), en particulier en décembre au fond avec des valeurs atteignant jusqu'à $4500 \text{ mgXGeq/mgchl a}$ pour la station de mesure BS1, voire jusqu'à $3,1 \times 10^4 \text{ mgXGeq/mgchl a}$ pour la station de mesure LC (Fig. 4-32). Morelle et al. (2017) ont également mesuré des ratios du même ordre de grandeur à la station LC à proximité de l'estuaire de Seine, suggérant que les TEP ne sont pas uniquement produites par le phytoplancton. D'autres espèces présentes en Baie de Seine peuvent en effet produire des quantités très importantes de TEP par unité de Chl a (Claquin, *comm. personnelle*). Heip et al. (1995) ont notamment montré que des quantités significatives de TEP peuvent provenir d'apports allochtones de MO comprenant des concentrations importantes de bactéries et de matériel détritique.

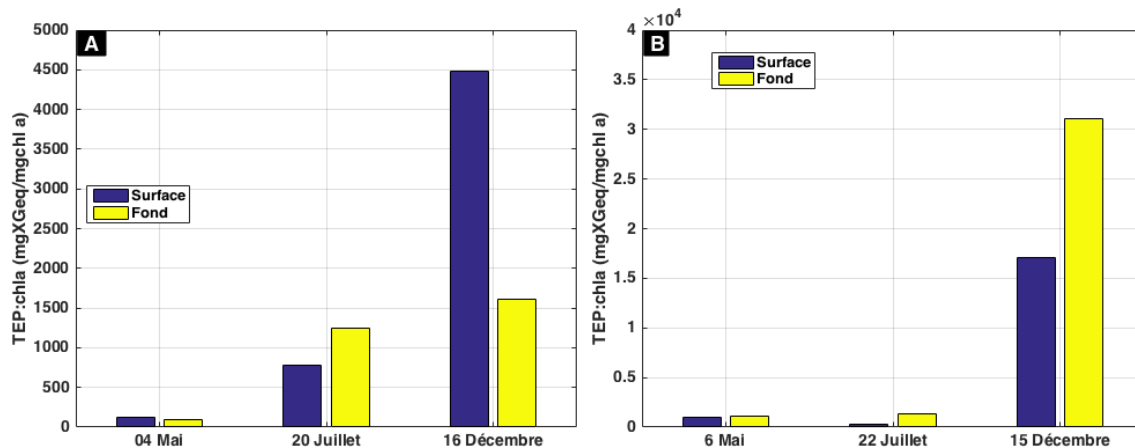


Figure 4-32 : Ratio TEP:chl a en surface et au fond pour chaque cycle de marée pour la station de mesure BS1 (a) et LC (b).

L'ensemble des résultats de cette section mettent en avant une variabilité saisonnière des sources potentielles de TEP :

- (i) En mai, le bloom printanier induit la sécrétion de TEP, susceptibles de s'associer aux particules en suspension, contribuant à favoriser la floculation à l'origine de la formation de floccs de taille plus larges.
- (ii) Pour le cycle de marée en période hivernale, la distribution des TEP est étroitement liée à la dynamique des MES. Les conditions hydrodynamiques observées pour ce cycle de marée peuvent être favorables à la remise en suspension de substances exopolymériques. La distribution des TEP dépendrait des conditions hydrodynamiques à l'embouchure de l'estuaire, ce qui serait en accord avec les observations réalisées à LC par Morelle et al. (2017) et par d'autres auteurs dans d'autres environnements très dynamiques comme les estuaires (Malpezzi et al. 2013). D'autres organismes sont également susceptibles de produire des quantités importantes de TEP en dehors du bloom phytoplanctonique. Pour rappel, à coefficient de marée équivalent, les floccs en hiver sont plus petits qu'en mai et juillet (Fig. 4-24), ce qui signifie que la présence de TEP ne veut pas dire floculation plus favorisée.

À partir de nos mesures actuelles, contrairement à la MOP et à la chl a, le lien entre la concentration en TEP et les caractéristiques physiques des MES est complexe, expliqué en partie par les nombreuses sources qui peuvent contribuer au pool de TEP. Nos observations montrent qu'à quantité équivalente pour deux saisons différentes, la relation entre taille médiane des MES et TEP diverge, suggérant soit que les TEP ne sont pas un paramètre majeur dans les processus de floculation, ce qui contraste avec les études antérieures, soit qu'il existe une diversité de TEP caractérisées par des propriétés différentes dont nous ne pouvons avoir connaissance avec les mesures actuelles.

4.4. Dynamique saisonnière des MES : analyse de la variabilité des calibrations des capteurs optiques de rétrodiffusion

La concentration en MES et les propriétés de rétrodiffusion des particules telles que l'efficacité de rétrodiffusion, la taille et la densité des particules peuvent influencer la réponse des capteurs de turbidité. À concentration en MES équivalente, le capteur peut estimer des valeurs de turbidité différentes si les propriétés de rétrodiffusion des particules varient. La sensibilité de la réponse du capteur aux propriétés des MES peut être exprimée à partir de l'équation de Sutherland (2000) :

$$T = \frac{2}{3} \left[\frac{VECQ_b}{\rho_d D} \right] \quad (4.1)$$

avec T la turbidité en NTU, V le volume de l'échantillon, E la lumière incidente, C la concentration en MES, Q_b l'efficacité de rétrodiffusion, ρ_d la concentration massique (densité sèche) du floc et D le diamètre des particules. Dans cette thèse, c'est l'excès de densité qui est calculé et non la densité sèche. Toutefois, cette dernière peut être reliée à l'excès de densité par la formule suivante :

$$\Delta\rho = \rho_d \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s} \right) \quad (4.2)$$

En combinant les équations (1) et (2), il est possible d'exprimer la concentration en MES de la manière suivante :

$$C = \frac{3}{2} \left[\frac{\Delta\rho D}{VEQ_b \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s} \right)} \right] T \quad (4.3)$$

Dans le cadre de nos mesures, une variation saisonnière de la pente de l'OBS, obtenue en utilisant un modèle de régression linéaire avec des échantillons *in situ* (section 3.2.2.2), est observée pour les deux stations de mesure, avec des valeurs plus fortes obtenues au printemps et en été (section 3.2.2.2.). Pour rappel, la variation saisonnière est plus prononcée à BS1 avec des valeurs de coefficient significativement plus élevées en mai et juillet. À LC, les pentes les plus fortes sont obtenues en mars et en mai, mais la variabilité à l'échelle saisonnière n'est pas très affirmée. En effet, les intervalles de confiance à 95% se chevauchent et sont larges pour les cycles de marée en mai et juillet.

La relation entre pentes de l'OBS3+ issues des calibrations journalières et différents marqueurs de la dynamique des MES (D50, excès de densité, contenu en MO...) est présentée à la figure 4-33. Les résultats, stations confondues, montrent une relation positive forte entre le coefficient de l'OBS3+ et la chl a (Fig. 4-33f) et moins marquée (mais toujours positive) avec la taille médiane des particules (Fig. 4-33a). Pour les autres marqueurs, les relations sont plus complexes. En analysant site à site, on observe à BS1 une relation évidente entre la pente de l'OBS et le D50, mais surtout avec l'excès de densité (Fig. 4-33a et b). Pour cette station, la variation du produit taille x densité avec le coefficient de l'OBS indique que l'efficacité de rétrodiffusion Q_b (Eq. 3) n'est pas constante et dépend probablement des caractéristiques physiques des MES, comme observé par Druine et al. (2018) en estuaire de Seine. Cette variation de la réponse du signal optique à la station de mesure BS1 nécessite d'être davantage explorée pour comprendre l'influence des caractéristiques des MES sur l'efficacité de rétrodiffusion. Pour la station de mesure LC, la relation avec l'excès de densité et le produit taille densité n'est pas significative : seules trois pentes varient significativement vers de plus fortes valeurs mais les intervalles de confiance à 95% sont larges et se chevauchent (Fig. 4-33b et c).

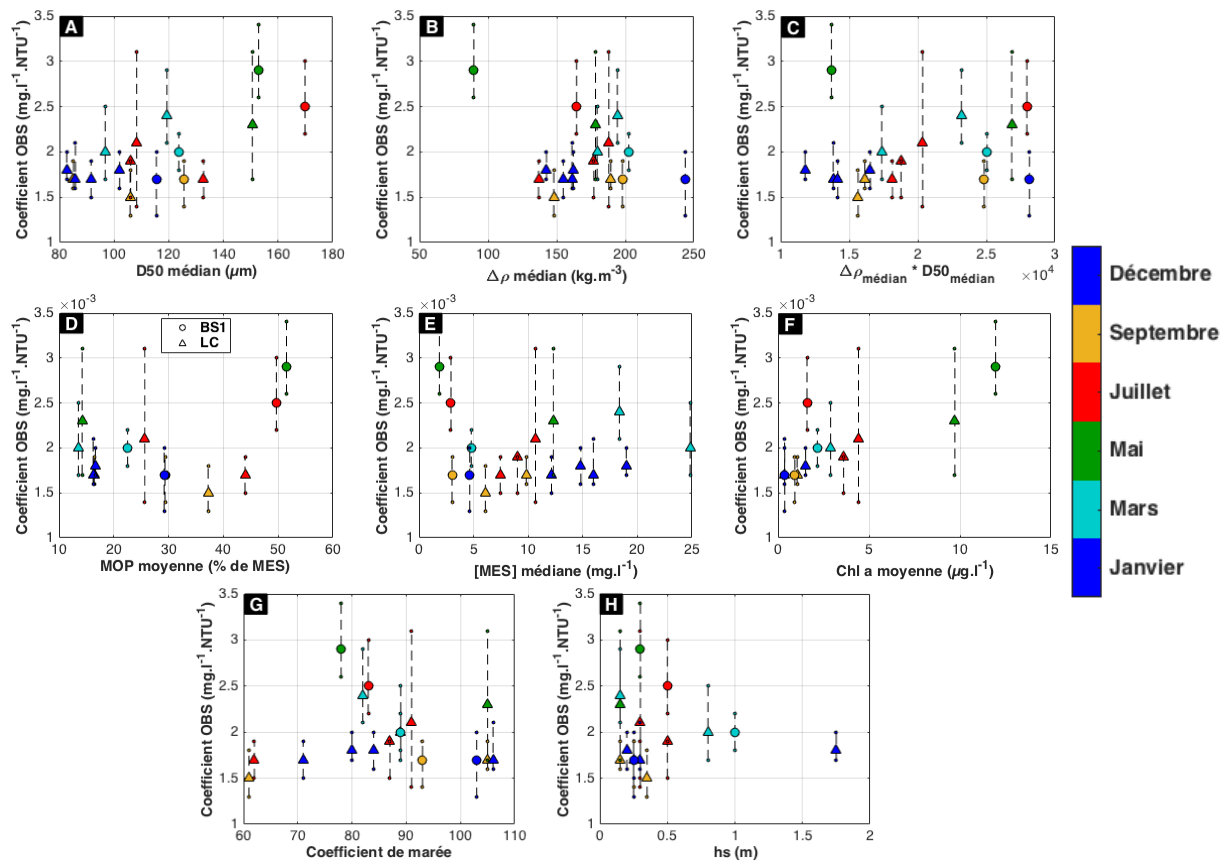


Figure 4-33 : Coefficient de calibration (concentration ~ turbidité) de l'OBS en fonction du D50 médian (a), de l'excès de densité médian (kg.m^{-3}) (b), du produit entre le D50 médian et l'excès de densité médian (c), de la MOP représentative (% de MES) (d), de la concentration en MES médiane (e), de la concentration représentative en chl a (f), du coefficient de marée (g) et de la hauteur significative des vagues (hs) pour chaque cycle de marée. Les mesures obtenues à BSI sont représentées par un cercle et celles obtenues à LC par un triangle. La couleur indique la campagne

Chapitre 5 : Etude de la dynamique des MES en milieu côtier à partir de la théorie fractale

Ce chapitre a pour but d'étudier la variabilité de la dimension fractale des floccs estimée à partir d'une méthode combinant la concentration volumique mesurée par le LISST et la concentration massique issue de l'OBS. Cette méthode fait l'objet d'un article publié dans le journal *Ocean Dynamics* (Chapalain, M., Verney, R., Fettweis, M., Jacquet, M., Le Berre, D. and Le Hir, P., 2018. Investigating suspended particulate matter in coastal waters using the fractal theory.), voir Annexe D. L'objectif est de déterminer si la variabilité de la dimension fractale calculée traduit des variations de la composition et des caractéristiques des MES (sable et/ou floccs) et d'examiner l'effet potentiel du contenu en MO et des saisons. Dans cette étude, on suppose que la théorie fractale est valide sur tout le spectre de taille et pour l'ensemble des populations de floccs rencontrées dans notre environnement. Dans notre approche, la dimension fractale est celle ajustée pour faire correspondre la concentration volumique et la concentration massique des MES en faisant l'hypothèse que la densité et la taille des particules primaires sont fixes. La méthode proposée permet également d'identifier et d'écarter un certain nombre de données affectées par l'effet Schlieren dans les eaux stratifiées (Styles, 2006 et section 2.3.3.8). Connaissant la dimension fractale et la distribution en classes de taille des MES, il devient possible de calculer leur vitesse de chute moyenne dans leur état flocculé. Une analyse de sensibilité de l'approche fractale est réalisée afin d'évaluer l'impact du choix de différents paramètres dans l'estimation de la dimension fractale et de la vitesse de chute. Les paramètres testés sont : la taille et la densité des particules primaires, la pente moyenne de la calibration de l'OBS et le modèle optique utilisé pour inverser les données du LISST. Les limites liées également au LISST et à l'OBS seront présentées et mises en regard des variations obtenues pour la dimension fractale.

Dans l'article publié (Chapalain et al., 2018), cette méthode a été uniquement testée sur quatre cycles de marée pour la station de mesure LC (28 janvier, 17 juillet, 22 juillet et 23 septembre). L'objectif de cette section est d'étendre la méthodologie appliquée au reste du jeu de données aussi bien pour les autres cycles de marée à la station de mesure LC que pour ceux de la station de mesure BS1. Les résultats permettront ainsi de compléter et de discuter les résultats et hypothèses présentés dans l'article.

5.1. Description de la méthode

5.1.1. Approche fractale appliquée aux floccs

Les propriétés géométriques et la structure des floccs sont souvent décrites en utilisant la théorie fractale, voir section 1.4.4. La théorie fractale est en accord avec le fait que la densité des floccs diminue avec l'augmentation de leur taille (Hill et al., 1998 ; Mikkelsen et Pejrup, 2000, 2001 ; Maggi, 2007, 2013). Différentes méthodes existent pour évaluer la dimension fractale des floccs (section 1.4.4). Certains auteurs estiment cette grandeur en calculant la pente de la régression linéaire entre les logarithmes de l'excès de densité et de la taille des floccs (Hill

et al., 1998 ; Spicer et al., 1998 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Guo et al. 2018). Pour rappel, l'excès de densité peut être estimé à partir du ratio de la concentration massique observée, mesurée par pesée ou via des capteurs optiques de turbidité calibrés, et la concentration volumique mesurée par un instrument basé sur la diffraction d'un faisceau laser tel que le LISST (Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Guo et al., 2018).

Dans une seconde approche, la concentration volumique du LISST peut être convertie en concentration massique si la densité apparente (ou l'excès de densité) des particules est connue ou peut être estimée (Eq. 5.2 - Felix et al., 2012). En utilisant l'approche fractale, l'excès de densité des floes peut être calculé à partir du ratio entre la taille des floes et la taille des particules primaires et de la dimension fractale (Kranenburg, 1994) :

$$\Delta\rho = \rho_f - \rho_w \propto (\rho_p - \rho_w) \left[\frac{D_f}{D_p} \right]^{nf-3} \quad (5.1)$$

avec $\Delta\rho$ l'excès de densité des floes ; ρ_f , ρ_w et ρ_p les masses volumiques des floes, de l'eau, et des particules primaires, respectivement ; D_f et D_p la taille des floes et des particules primaires, respectivement ; et nf la dimension fractale.

Ainsi, en faisant des hypothèses *a priori* sur la taille et la densité des particules primaires, la valeur optimale de la dimension fractale peut être déterminée en faisant correspondre la concentration massique observée (à partir d'échantillons issus d'un OBS calibré) et la concentration massique issue de la distribution volumique de la taille des floes, selon la méthode décrite ci-après (Braithwaite et al., 2010 ; Bowers et al., 2017).

5.1.2. Calcul de la dimension fractale optimale

Dans le cadre de cette thèse, on suppose qu'au cours du cycle de marée, les floes composant les MES suivent la relation fractale donnée par l'équation 5.1, en supposant connue la taille et la densité représentative des particules primaires. Par conséquent, une concentration massique peut être déduite en utilisant la distribution en classe de taille issue du LISST et la théorie fractale pour calculer l'excès de densité des floes (Eq. 5.2). Ce dernier peut être estimé pour les 32 classes du LISST à partir de l'équation 5.1. La densité de l'eau est prise égale à 1020 kg.m⁻³. Les valeurs de l'excès de densité pour chaque classe de taille dépendent du choix de la taille et de la densité des particules primaires, fixées ici à 1 µm et à 2650 kg.m⁻³, respectivement. Ce choix pour la taille des particules primaires reste arbitraire mais correspond à une valeur comprise dans la gamme de taille des particules défloculées observées en zone côtière (Fettweis, 2008 ; Many et al., 2016). L'influence de la taille et de la densité des particules primaires sur les calculs sera examinée plus en détail dans la partie discussion de ce chapitre.

Les particules dont le diamètre est inférieur à D_p sont considérées comme ayant la même densité que les particules primaires. En combinant l'excès de densité des floes avec la distribution volumique du LISST, la concentration massique calculée pour chaque cellule de 50 cm des profils peut être exprimée par la relation suivante :

$$SPMC_{LISST} = \sum_{i=1}^{32} \frac{\Delta\rho(i)}{1 - \frac{\rho_w}{\rho_p}} * V_d(i) \quad (5.2)$$

avec $V_d(i)$ la concentration volumique de la $i^{\text{ème}}$ classe et $\Delta\rho$ l'excès de densité des floes en utilisant l'équation 5.1.

Lors des différents cycles de marée, la valeur de la dimension fractale est optimisée pour chaque cellule de mesure en faisant correspondre la concentration en MES estimée par l'OBS et la concentration en MES issue des mesures LISST et calculée à partir de l'équation 5.2, comme illustré sur la figure 5-1. La recherche de la dimension fractale optimale se fait par pas de 0,01 entre 1 et 3. Par la suite, les résultats de dimension fractale sont agrégés par classe de 0,1. Le terme « dimension fractale » désigne la dimension fractale optimale calculée à partir de notre méthode de calcul et ne résulte pas d'une observation directe.

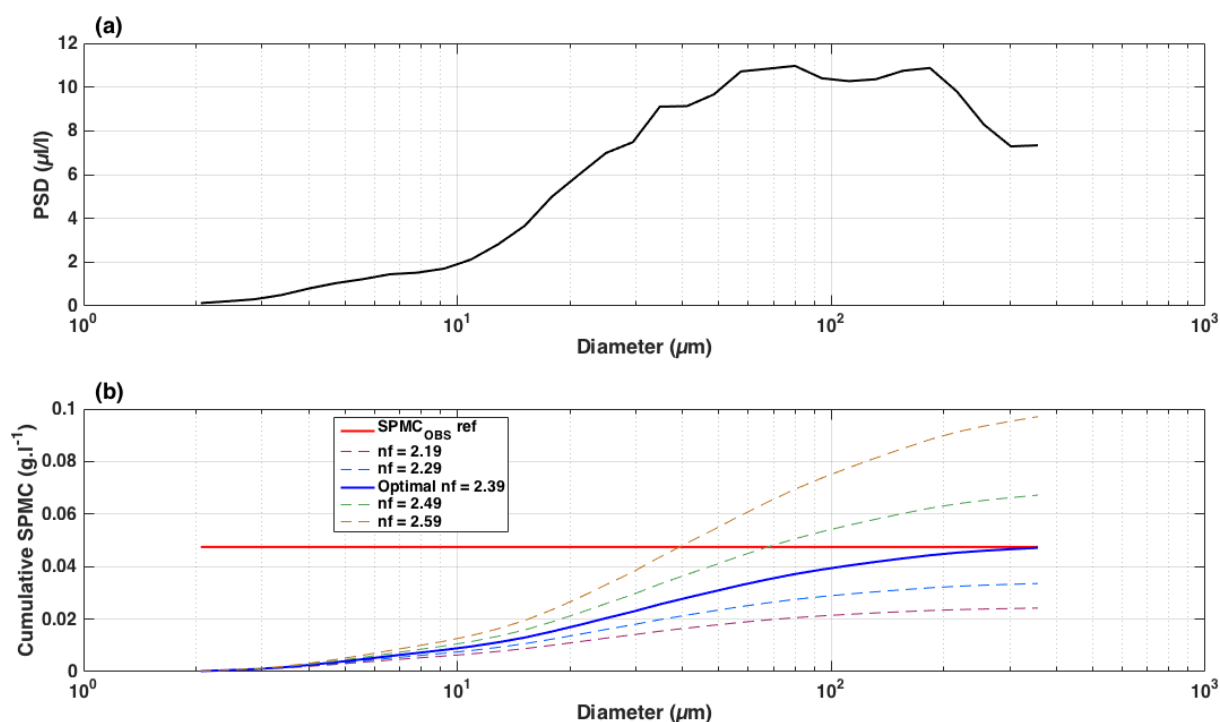


Figure 5-1 : Illustration de la méthode de calcul de la dimension fractale correspondant à une cellule moyennée de 50 cm extraite du cycle de marée du 28 janvier 2016 pour la station de mesure LC : (a) Distribution en classe de taille et (b) concentrations en MES cumulées estimées à partir de différentes valeurs de la dimension fractale (ligne bleue et lignes colorées en pointillées). La dimension fractale est optimisée en faisant correspondre la concentration en MES calculée (somme des concentrations estimées pour les 32 classes de taille) à partir du LISST, et la concentration en MES mesurée par l'OBS pour la même cellule (ligne rouge).

5.2. Résultats

5.2.1. Dynamique de la dimension fractale dans la zone Baie de Seine large (BS1)

Les évolutions temporelles de la dimension fractale optimale obtenue pour chaque cycle de marée pour la station de mesure BS1 sont présentées en figure 5-2. A l'échelle tidale, pour la

station de mesure BS1, la dimension fractale est relativement homogène dans la colonne d'eau pour les mois de mars et septembre avec des valeurs médianes comprises entre 2,5 et 2,55 et des intervalles de confiance à 60 % faibles, compris entre 2,45 et 2,6 (Fig. 5-3). Le cycle de marée du 20 juillet est particulier car présentant deux populations de dimensions fractales, avec une majeure partie des valeurs comprise entre 2,4 et 2,5, et une plus faible partie des mesures qui varie entre 2,1 et 2,3 (Fig. 5-3c et f). Les faibles valeurs de dimension fractale sont observées en surface, au-dessus de la zone stratifiée masquée en gris, en particulier autour de la BM et correspondent au panache de surface (Fig. 5-2d). La validité de ces mesures pose question même si ces cellules en surface ne semblent pas être impactées par les différences de densité. Hormis les valeurs de dimension fractale calculées dans le panache, la dimension fractale reste relativement homogène dans la partie inférieure de la colonne d'eau et l'intervalle de confiance à 60% est faible (Figs. 5-2c et 5-3c).

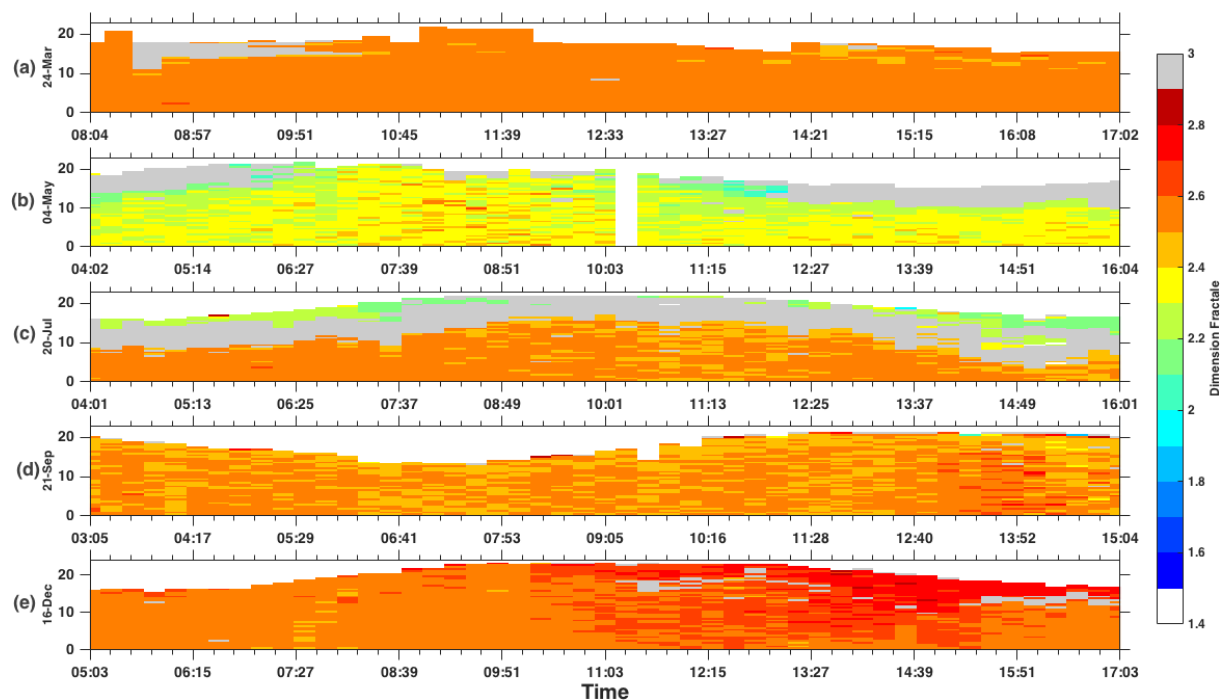


Figure 5-2 : Evolution temporelle de la dimension fractale au cours des cycles de marée du 24 mars (a), du 04 mai (b), du 20 juillet (c), du 21 septembre (d) et du 16 décembre (e) pour la station de mesure **BS1**.

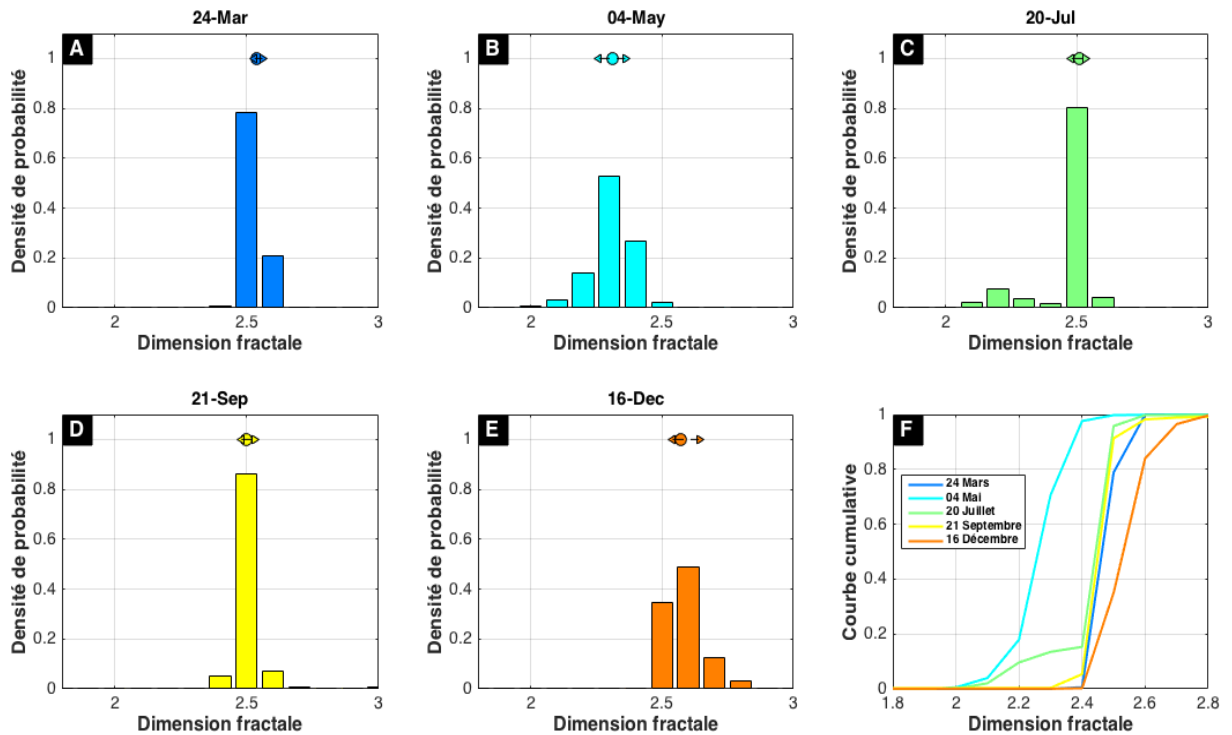


Figure 5-3 : Distribution de la dimension fractale pour les cycles de marée du 24 mars (a), du 04 mai (b), du 20 juillet (c), du 21 septembre (d) et du 16 décembre (e) pour la station de mesure **BS1**. La médiane est représentée par un cercle et l'intervalle de confiance à 60% associé (percentiles 20 et 80) est représenté par des flèches. (f): fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la dimension fractale pour chaque cycle de marée ; la couleur indique le cycle de marée. Les percentiles sont calculés à partir de la discrétisation de la dimension fractale tous les 0,01.

Deux cycles de marée contrastent par rapport à la relative uniformité observée pour la dimension fractale à l'échelle intra-tidale et saisonnière : le cycle de marée du 04 mai, caractérisé par des dimensions fractales plus faibles comprises entre 2,1 et 2,4 et le cycle de marée du 16 décembre, présentant des dimensions fractales plus grandes, entre 2,5 et 2,7 (Fig. 5-3f). Pour ces deux cycles de marée, la variabilité intra-tidale est relativement forte comparée aux autres cycles. En décembre, à BM et au flot, la dimension fractale est égale à 2,5, alors qu'à PM et au jusant elle augmente, avec des valeurs égales à 2,6 voire 2,7 en surface (Figs. 5-2e et 5-3e). Pour le cycle de marée du 04 mai, la médiane est égale à 2,3 et l'intervalle de confiance à 60% est compris entre 2,3 et 2,5 (Fig. 5-3b). Pour ce cycle de marée, les valeurs les plus fortes sont mesurées autour de l'étale de PM (Fig. 5-2b).

En mai, les floes sont caractérisés par des valeurs du D50 variant entre 111 et 256 μm , et des dimensions fractales plus faibles (2,3 et 2,4), tandis que pour des floes de taille médiane équivalente, les dimensions fractales calculées sont en moyenne plus grandes (2,5 et 2,6) pour les autres cycles (Fig. 5-4). Pour le mois de juillet, ces deux situations très contrastées sont observées au sein du même cycle : pour des tailles médianes similaires comprises entre 111 et 217 μm , des dimensions fractales faibles et fortes sont obtenues, correspondant aux particules du panache et à celles de la partie inférieure de la colonne d'eau, respectivement. En décembre, les dimensions fractales les plus fortes calculées pour la partie supérieure de la colonne d'eau (2,7-2,8), correspondent à des D50 faibles compris entre 20 et 94 μm , voire parfois jusqu'à 156 μm . Les valeurs de dimension fractale moins fortes mais comprises entre 2,6 et 2,7 obtenues dans la partie inférieure de la colonne d'eau à partir de l'étale de PM (Fig. 5-2e) correspondent à des D50 plus larges en moyenne compris entre 80 et 257 μm .

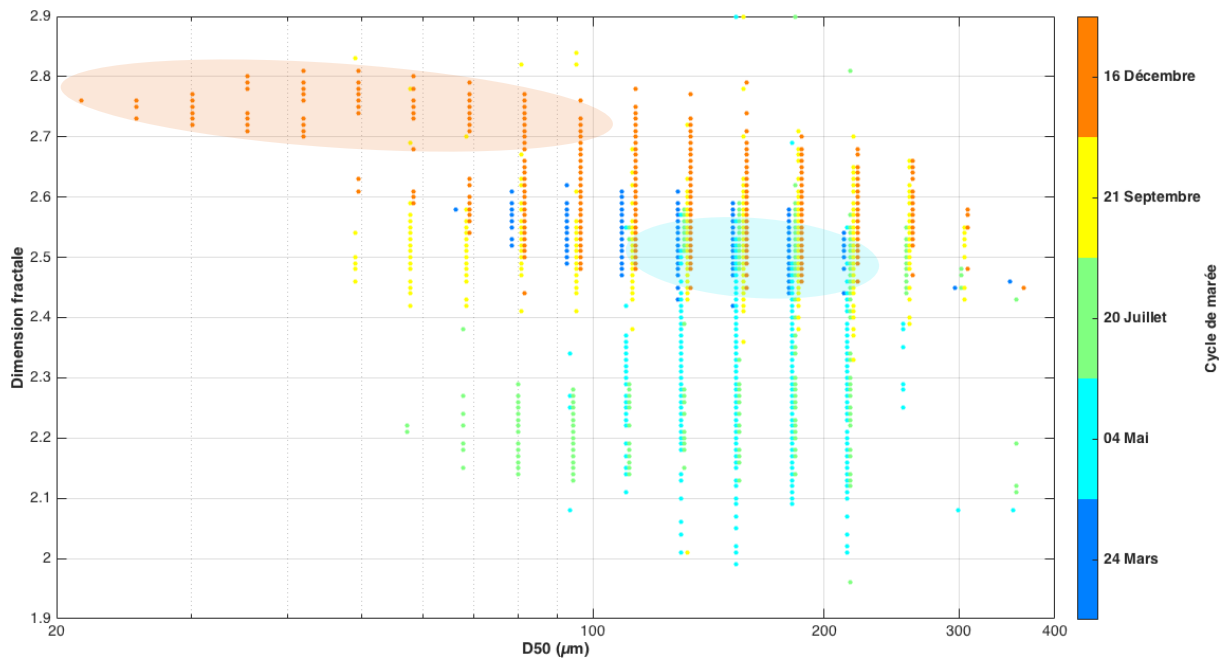


Figure 5-4 : Relation entre la dimension fractale calculée et la taille médiane des MES pour la station de mesure **BS1**. Les couleurs indiquent le cycle de marée. En vue d’améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,98 à 1,1 tous les 0,01). Les différents points encadrés, dont la couleur fait référence au cycle de marée, correspondent à des mesures atypiques décrites dans le texte.

En dehors du panache de surface et à l’exception du cycle de marée du 04 mai et du 16 décembre, la dimension fractale varie peu à l’échelle tidale, suggérant que les variations de vitesse de courant, et donc de turbulence, n’ont pas d’effet significatif sur la dimension fractale au sein d’un cycle de marée.

Pour le cycle de marée du 04 mai, les valeurs de dimension fractale les plus fortes sont obtenues autour de l’étale de PM (points encadrés en bleu cyan sur la figure 5-4), quand les vitesses de courant de marée sont faibles et la taille médiane des particules est large. Ces résultats suggèrent la formation de particules caractérisées par des structures plus denses, alors qu’il est souvent admis que lorsque la floculation est favorisée, des floes larges et moins denses sont susceptibles de se former (voir section 1.4.1.). Des variations similaires sont observées pour le cycle de marée du 21 septembre. Ces valeurs fortes de dimension fractale pourraient être artificiellement générées par les limites de la gamme de taille mesurée par le LISST, comme évoqué pour les variations particulières de l’excès de densité du cycle de marée du 21 septembre dans la section 4.1.1.3. Ces variations atypiques seront abordées dans la section 5.3.3.2.

Similairement, pour le cycle de marée du 16 décembre (Fig. 5-2e), les dimensions fractales les plus fortes (points encadrés en orange sur la figure 5-4), sont calculées lorsque les courants de marée sont peu intenses à l’étale de PM mais aussi au moment du jusant en surface (vitesse du courant atteignant $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Ces variations intra-tidales sont surprenantes et ne semblent pas être provoquées par l’effet Schlieren étant donné que pour ce cycle de marée, la stratification reste faible (Fig. 5-2e). Par analogie au cycle de marée du mois de mai, les dimensions fractales obtenues dans la partie inférieure de la colonne d’eau, au moment où les particules sont caractérisées par des D50 larges, pourraient résulter des limites de la gamme de taille mesurée par le LISST. Au contraire en surface, les tailles médianes étant faibles ($<100\mu\text{m}$), la limite de

gamme de taille du LISST ne semble pas être la cause des dimensions fractales fortes obtenues. Pour la station de mesure BS1, en particulier après l'étale de PM en surface, les valeurs de concentration en MES sont généralement faibles. Comme rappelé en section 3.4, le LISST peut devenir très sensible pour des eaux peu concentrées. Deux raisons peuvent alors expliquer ces résultats :

- (i) Les MES observées après l'étale de PM, en particulier en surface, possèdent une signature différente de celles de la partie inférieure de la colonne d'eau.
- (ii) Cette variation intra-tidale est provoquée par des artefacts de mesure associés soit à la limite d'utilisation du LISST pour les faibles concentrations en MES, soit à l'incertitude de mesure de la concentration en MES de l'OBS, qui tendrait à surestimer la concentration dans les faibles niveaux de turbidité.

Ces valeurs fortes de dimension fractale feront l'objet d'une discussion dans la section 5.3.2.

Les mesures dans la zone de dessalure en surface pour le cycle de marée du mois de juillet, en supposant qu'elles soient valides et non impactées par l'effet Schlieren, suggèrent que les particules de surface possèdent une signature très différente de celles observées dans la partie inférieure de la colonne d'eau, caractérisées par une structure moins dense avec des valeurs de taille médiane en moyenne plus faibles comprises entre 57 et 217 μm (Figs. 5-1c et 5-4). Ces mesures de panache feront l'objet d'une discussion en section 5.5.

Par analogie à la dynamique saisonnière observée pour les caractéristiques des MES (taille, excès de densité, concentration) dans la section 4.1, cette variation de la dimension fractale pourrait coïncider avec la variation demi lunaire du forçage tidal ou de l'effet saisonnier. La dynamique saisonnière observée au printemps et en hiver pourrait en effet résulter du forçage hydrodynamique : les dimensions fractales les plus faibles sont obtenues pour le coefficient de marée le plus faible (78) et inversement, en décembre (103) (Fig. 5-5). Les dimensions fractales semblent être plus grandes en présence de vagues : à coefficient de marée équivalent (89 contre 93), la valeur médiane de dimension fractale est légèrement plus forte lorsque le H_s est élevé (1m). L'effet du contenu en MO sera abordé ultérieurement, dans la section 5.6.

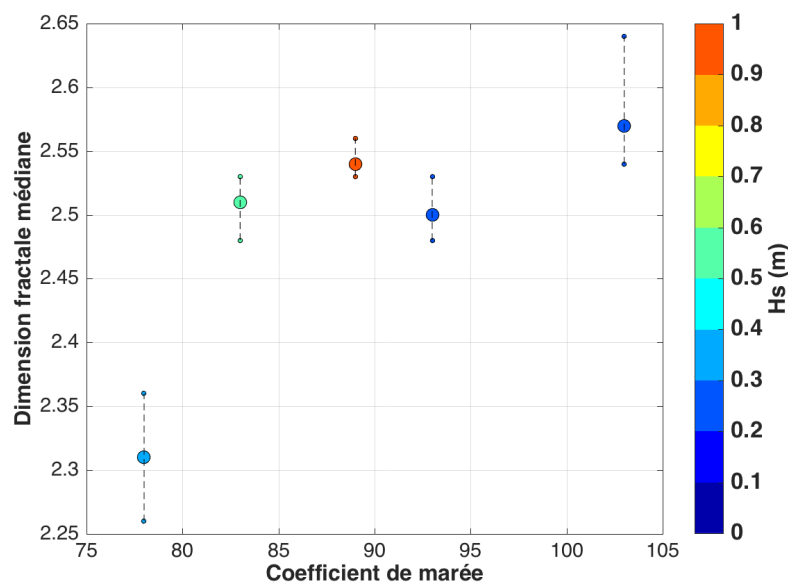


Figure 5-5 : Relation entre dimension fractale médiane et coefficient de marée, la couleur indique la hauteur significative des vagues.

5.2.2. Dynamique de la dimension fractale dans la zone d'embouchure sous influence du panache : site de La Carosse (LC)

Les évolutions temporelles de la dimension fractale optimale obtenue pour chaque cycle de marée à LC sont présentées en Annexe C. Six exemples de la dynamique observée, soit un cycle de marée par campagne, sont illustrés en figure 5-6. Ces exemples sont principalement représentatifs de marée de moyenne VE ou de VE, à l'exception de la ME de septembre (23 septembre).

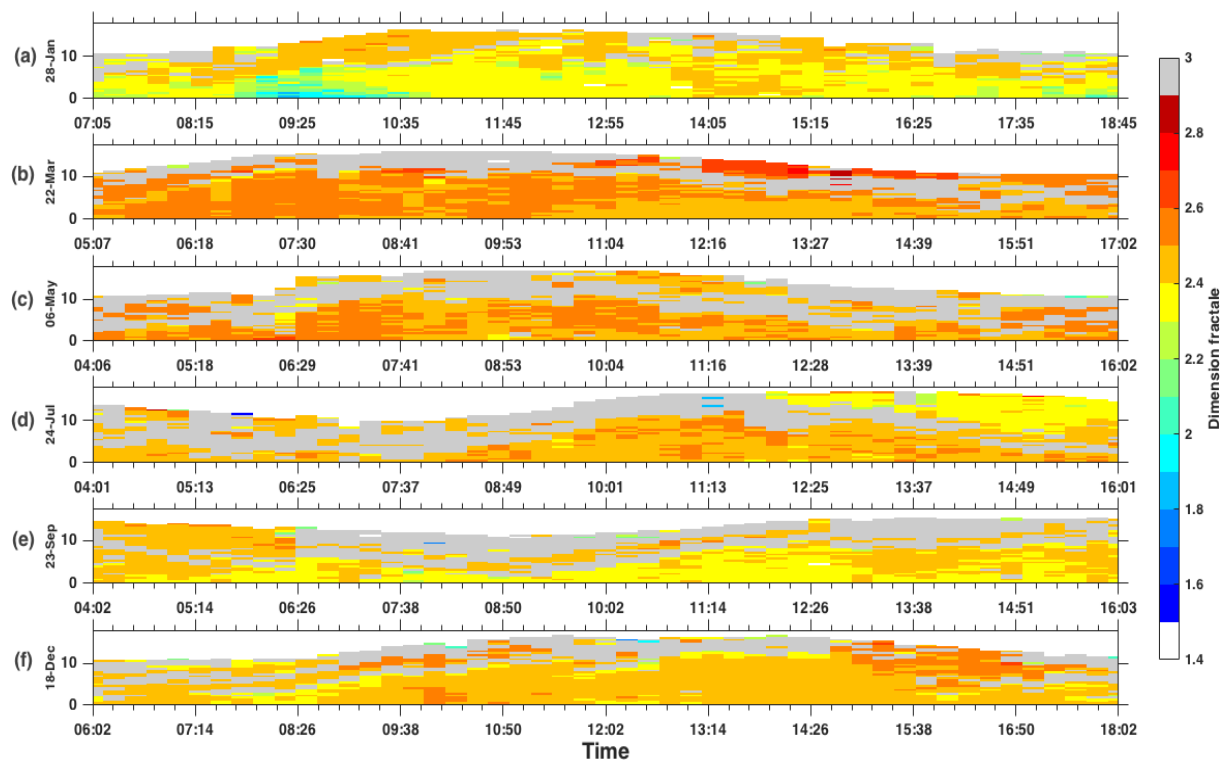


Figure 5-6 : Evolution temporelle de la dimension fractale au cours des cycles de marée du 28 janvier (a), du 22 mars (b), du 06 mai (c), du 24 juillet, du 23 septembre (e) et du 18 décembre (f) pour la station de mesure LC.

Pour la station de mesure LC, à l'exception de deux cycles de marée (28 janvier et 24 juillet), la dimension fractale varie peu à l'échelle tidale, avec des dimensions fractales comprises entre 2,3 et 2,5 et des intervalles de confiance à 60% relativement faibles (Fig. 5-7). Pour le 28 janvier, la dimension fractale est également relativement constante au sein du cycle de marée (entre 2,3 et 2,4), sauf à proximité du fond au moment du flot quand des valeurs faibles de la dimension fractale ($nf < 1,9$) sont obtenues par cette méthode (Fig. 5-6a). Similairement, la dimension fractale est relativement homogène pour le cycle de marée du 24 juillet, sauf en surface au moment de la PM quand des valeurs de dimension fractale faibles comprises entre 2,3 et 2,4 sont obtenues (Fig. 5-6d).

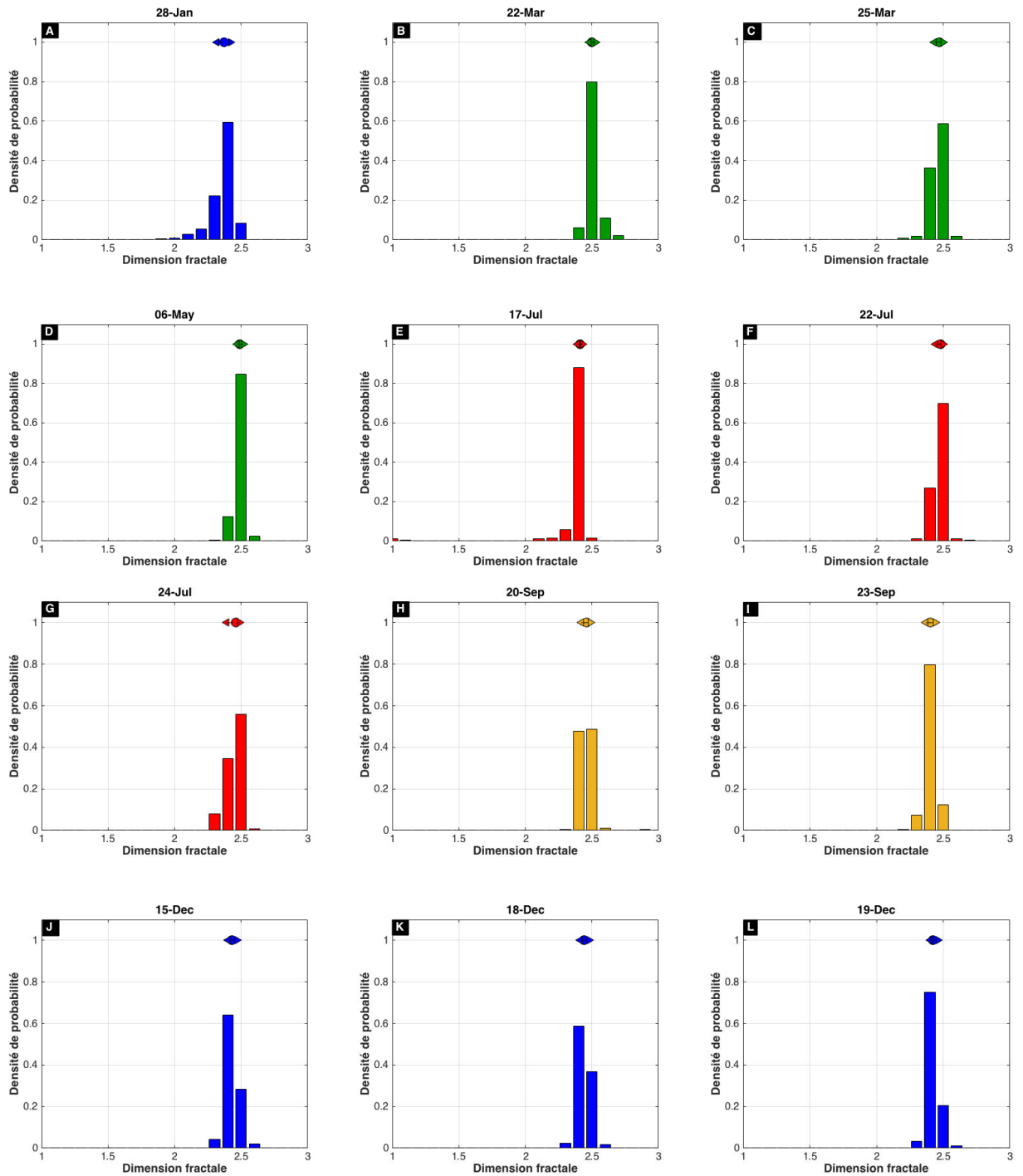


Figure 5-7 : Distribution de la dimension fractale pour chaque cycle de marée à la station de mesure LC, avec la médiane représentée par un cercle et l'intervalle de confiance à 60% associé (percentiles 20 et 80) représenté par des flèches. La couleur indique la saison. Les percentiles sont calculés à partir de la discrétisation de la dimension fractale tous les 0,01.

Pour évaluer la distribution saisonnière, les distributions cumulées de la dimension fractale pour chaque cycle de marée sont représentées à la figure 5-8. A l'échelle saisonnière, la dimension fractale varie également peu avec une grande partie des valeurs comprises entre 2,3 et 2,5. Malgré le peu de variabilité, les cycles de marée au printemps et en été, à l'exception du cycle de marée du 17 juillet, sont généralement caractérisés par des dimensions fractales plus

fortes (2,5), tandis que les cycles de marée en hiver et en automne, à l'exception du 20 septembre, sont caractérisés par des dimensions fractales plus faibles (2,4).

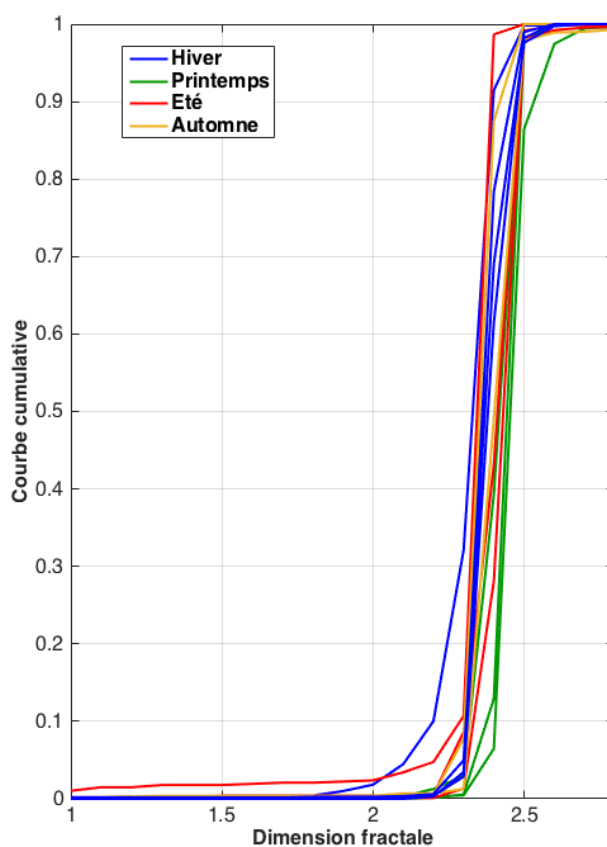


Figure 5-8 : Fonctions de densité de probabilité cumulée de la dimension fractale pour chaque cycle de marée. La couleur indique la saison.

Généralement, les tailles médianes les plus larges sont également mesurées pendant les campagnes de mars à septembre pour la station de mesure LC (section 4.2.2.2). La dimension fractale en fonction de la taille médiane ne montre pas de réelle variabilité (Fig. 5-9). Ces observations sont en accord avec l'homogénéité de la dimension fractale observée à l'échelle intra-tidale. On note tout de même des valeurs en moyenne plus fortes au printemps qu'en hiver, et intermédiaires en période estivale. Pour des D50 inférieurs à 60 μm , la dimension fractale est légèrement plus grande que pour des populations de grande taille en particulier pour la période hivernale.

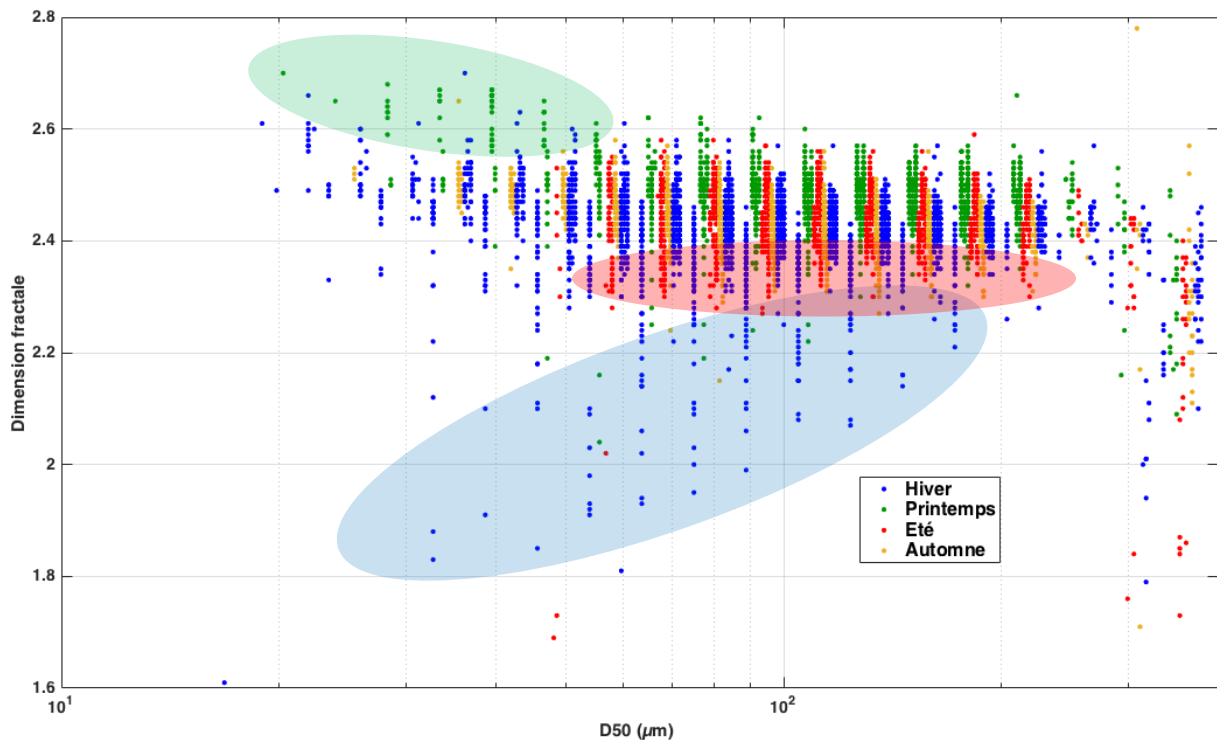


Figure 5-9 : Relation entre la dimension fractale et la taille médiane des MES pour la station de mesure LC. La couleur indique la saison. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,94 à 1,06 tous les 0,01). Les différents points encadrés, dont la couleur fait référence à la saison, correspondent à des mesures atypiques décrites dans le texte.

Certains résultats sur la variabilité de la dimension fractale à l'échelle tidale obtenue à LC semblent contre-intuitifs avec la théorie fractale et doivent être soulignés. Pour le cycle de marée du 28 janvier, la diminution de la dimension fractale estimée au cours de l'épisode de remise en suspension n'était pas attendue (points encadrés en bleu sur la figure 5-9). Un tel phénomène n'est pas observé pour les autres cycles de marée, que ce soit à LC ou à BS1, même quand les vitesses de courant sont relativement élevées comme pour la VE de septembre ou de décembre. Ces résultats laissent penser qu'un changement de population de MES s'est opéré remettant ainsi en question l'approche fractale. Ces variations intra-tidales de dimension fractale seront abordées dans la section 5.3.5. Pour le cycle de marée du 24 juillet, les valeurs de dimension fractale légèrement plus faibles comprises entre 2,3 et 2,4 obtenues en surface après l'étale de PM (Fig. 5-6d) correspondent à des particules caractérisées par des tailles médianes comprises entre 50 et 200 μm (points encadrés en rouge sur la figure 5-9). Ces mesures ne semblent pas être affectées par l'effet Schlieren ni par les limites de gamme de taille du LISST. Ces résultats suggèrent que les MES en surface sur ce cycle possèdent une signature différente, caractérisées par une structure moins dense, par rapport aux particules observées pour le reste du cycle de marée.

La stratification au point LC étant très importante, il est difficile d'observer les caractéristiques des MES dans le panache de surface de la Seine en dehors de la zone masquée en gris par l'effet Schlieren. Pour le cycle de marée du 22 mars pour lequel une partie du panache en surface est bien visible (section 4.2.1), la dimension fractale est relativement élevée avec des valeurs comprises entre 2,6 et 2,7 (points encadrés en vert sur la figure 5-9). De telles

valeurs ne sont pas observées pour les autres cycles de marée ou alors uniquement de manière ponctuelle à l'échelle tidale. Ces mesures, en supposant qu'elles ne soient pas affectées par l'effet Schlieren, sont caractérisées par des tailles médianes faibles comprises entre 20 et 50 μm (Fig. 5-9). Les résultats suggèrent que les MES du panache n'ont pas la même signature que les MES observées pour le reste de la colonne d'eau, et sont caractérisés par une structure plus dense et des tailles médianes plus petites. Toutefois aucune généralité sur la persistance de cette population « panache » à l'échelle annuelle ne peut être évoquée.

A l'échelle saisonnière, la dimension fractale calculée pour la station de mesure LC varie faiblement, avec des valeurs médianes généralement comprises entre 2,3 et 2,5. La dimension fractale augmente très légèrement avec le coefficient de marée, suggérant qu'une turbulence plus forte entraîne la formation de particules caractérisées par des structures plus denses, tandis que les vagues ne semblent pas avoir un effet significatif (Fig. 5-10a).

Il est également remarquable que lors des cycles de printemps et d'été, les dimensions fractales sont légèrement supérieures à celles observées en hiver, à coefficient de marée équivalent (Fig. 5-10b). Or sur les saisons associées à des événements d'efflorescence phytoplanctonique intenses et caractérisées par un taux de MO fort, la floculation est favorisée conduisant à la formation de floes de grande taille et enrichis en MOP (Alldredge et al., 1995). Par conséquent, une diminution de la dimension fractale en période printanière et estivale serait attendue (Maggi et Tang, 2015 ; Tang et Maggi, 2016). Le lien entre MO et dimension fractale sera abordé dans la dernière partie de ce chapitre (section 5.4.2.2).

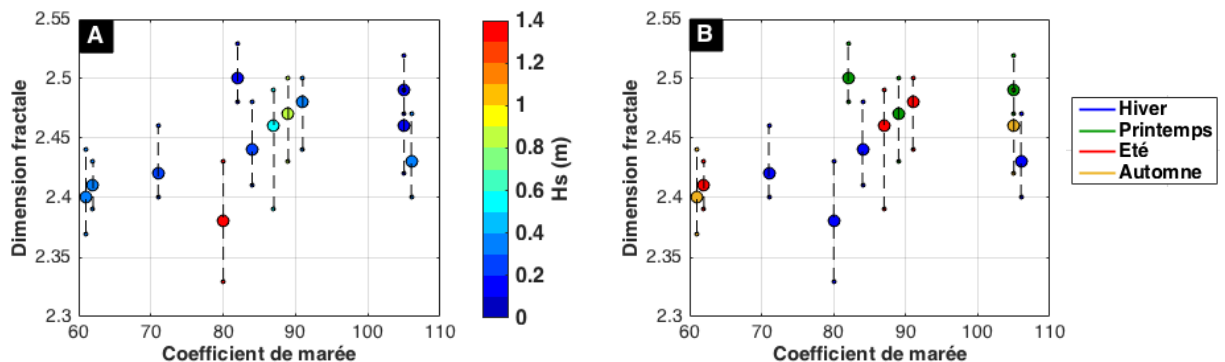


Figure 5-10 : Dimension fractale médiane et intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80), en fonction du coefficient de marée. Les couleurs indiquent la hauteur significative des vagues (a) et la saison (b).

5.3. Discussion 1 : Analyse de sensibilité de l'application de l'approche fractale

La méthode développée dans cette thèse repose sur plusieurs hypothèses qui peuvent être à l'origine d'incertitudes dans le calcul de la dimension fractale, pouvant également conduire à des erreurs dans l'estimation de la vitesse de chute quand l'approche fractale est utilisée. Les principales sources d'incertitudes identifiées sont la taille et la densité des particules primaires, la concentration en MES estimée à partir de l'OBS, l'étendue de la gamme de taille mesurée par le LISST et le modèle optique d'inversion du LISST.

Des analyses de sensibilité sont réalisées sur les paramètres clefs afin d'évaluer les conséquences (i) sur la dimension fractale et (ii) sur les calculs de vitesse de chute moyenne. Afin d'illustrer cette sensibilité, les calculs ont été effectués pour le cycle de marée du 17 juillet à la station LC (Fig. 5-11).

En supposant que les floes ont un comportement fractal, la vitesse de chute pour chaque classe de taille du LISST peut être formulée ainsi (Winterwerp, 1998) :

$$W_s(i) = \frac{\alpha}{18\beta} \frac{(\rho_p - \rho_w)}{\rho_w \nu} g D_p^{3-nf} \frac{D(i)^{nf-1}}{1+0.15Re^{0.687}} \quad (5.3)$$

avec Re le nombre de Reynolds $Re = W_s D / \nu$ où ν est la viscosité cinématique du fluide, g l'accélération de la pesanteur et α et β sont des facteurs de forme dépendant de la sphéricité des floes.

Dans le cadre de cette thèse, en considérant des particules sphériques ($\alpha = \beta = 1$) en régime de Stokes ($Re \ll 1$), l'équation 3 est réduite à :

$$W_s(i) = \frac{g}{18} \frac{(\rho_p - \rho_w)}{\rho_w \nu} D_p^{3-nf} D(i)^{nf-1} \quad (5.4)$$

Finalement, la vitesse de chute pondérée en masse \bar{W}_s , pertinente pour déterminer les flux de sédimentation moyens, est estimée en faisant la somme des flux massiques de chaque classe de taille du LISST à partir de l'équation 3, divisée par la concentration en MES correspondante obtenue à partir de l'OBS :

$$\bar{W}_s = \frac{1}{SPMC_{OBS}} \sum_{i=1}^{32} W_s(i) * \frac{\Delta\rho(i)}{1-\frac{\rho_w}{\rho_p}} * VC(i) \quad (5.5)$$

5.3.1. Les paramètres fractals : la taille et la densité des particules primaires

Dans le modèle fractal, les particules primaires sont caractérisées par une taille et une densité unique. Au regard de la littérature, cette taille est souvent fixée à 4 μm , ce qui correspond à la taille maximale des particules d'argiles (van Leussen, 1994 ; Winterwerp, 1998 ; Son et Hsu, 2008 ; Verney et al., 2009 ; Verney et al., 2011). Les granulomètres laser *in situ* tels que le LISST-100X ne permettent pas de déterminer précisément la taille des particules primaires étant donné que leur gamme de taille est limitée (2-356 μm pour les LISST-100X type C). Dans cette thèse, la taille des particules primaires est fixée à 1 μm comme recommandé par Khelifa et Hill (2006). Dans le cadre de l'utilisation de la théorie fractale, certains auteurs font l'hypothèse que les floes sont composés uniquement de particules minérales tandis que la matière organique particulaire est plutôt associée à l'espace inter-granulaire intra-floc (Khelifa et Hill, 2006 ; Maggi 2013). Cependant, cette hypothèse peut être remise en question pour des floes organo-minéraux ou organiques quand la biomasse est importante comme par exemple au cours d'un bloom phytoplanctonique. La taille moyenne des particules primaires des MES en milieu naturel varie significativement d'un milieu à un autre mais aussi spatialement et temporellement au sein du même environnement (Markussen et Anderssen, 2013). En analysant la taille des particules défloculées de MES, Fettweis (2008) a montré que la taille médiane des particules primaires varie entre 1 et 7 μm , augmentant vers le large en mer du Nord où la fraction de MO est plus forte. Maggi (2013) a aussi montré que la taille des particules primaires

augmente de 1 à 4,5 μm pour des particules minérales et organiques, respectivement. Par conséquent, avec l'augmentation saisonnière du contenu en MO (associé ou non au bloom phytoplanctonique), la taille des particules primaires est susceptible d'être plus grande.

De façon similaire, la densité des particules primaires est fixée à 2650 kg.m^{-3} , ce qui correspond à la valeur des minéraux (Boss et al., 2009 ; Verney et al., 2009), bien que la composition des MES, par exemple le contenu en MO, puisse varier à l'échelle saisonnière et induire une densité plus faible quand la fraction organique augmente. Markussen et Anderssen (2013) ont indirectement estimé une densité représentative des particules primaires à partir de la moyenne pondérée des fractions organique et minérale déterminées par perte au feu, en supposant une densité de 2650 et de 1300 kg.m^{-3} pour les fractions minérale et organique, respectivement. La MOP moyennée sur la colonne d'eau (sub-surface et 1m au-dessus du fond) atteint une valeur de 44% pour le cycle de marée du 17 juillet, à la station LC (Tableau 5-1). En supposant une densité de 1300 kg.m^{-3} pour la MO, la densité représentative des particules primaires serait égale à 2056 kg.m^{-3} pour ce cycle de marée.

Tableau 5-1 : Récapitulatif de la moyenne et de la gamme de MOP en surface et au fond et globale par cycle de marée pour la station de mesure LC.

Date	28/01/2016	02/02/2016	22/03/2016	25/03/2016	06/05/2016	17/07/2016	22/07/2016	24/07/2016	20/09/2016	23/09/2016	15/12/2016	18/12/2016	19/12/2016
Moyenne et gamme de MOP en surface (% de MES)	19,8 [15,2-28,3]	22,1 [18,3-24]	/	16 [11,8-18,3]	14,9 [13,6-16,3]	53 [42,5-64,2]	36 [25,6-50,7]	/	19,9 [15,4-27,3]	43,9 [29,4-55,3]	18,4 [12,9-25]	/	/
Moyenne et gamme de MOP au fond (% de MES)	13,5 [11,9-14,4]	13,3 [12,6-14]	/	11 [9,7-12,5]	13,6 [13,3-13,8]	34,9 [24,9-40,8]	15,4 [8,4-21,3]	/	13 [12,4-13,5]	30,5 [24,6-40,7]	14 [10,4-19,3]	/	/
Moyenne MOP S/F (% de MES)	16,6	17,7	/	13,5	14,2	43,9	25,7	/	16,4	37,2	16,2	/	/

La dimension fractale moyennée pour tout un cycle de marée (celui du 17 juillet) a été calculée en testant différents couples de taille et de densité des particules primaires ($D_p = 0.1, 0.5, 2, 1$ et $4 \mu\text{m}$, et $\rho_p = 2650, 2450, 2300, 2150$ et 2000 kg.m^{-3}) (Fig. 5-11). La dimension fractale diminue fortement avec l'augmentation de la taille des particules primaires et augmente légèrement avec la diminution de leur densité. Par exemple, pour $\rho_p = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$, n_f diminue depuis 2,6 ($D_p=0,1 \mu\text{m}$) à 1,9 ($D_p=4 \mu\text{m}$).

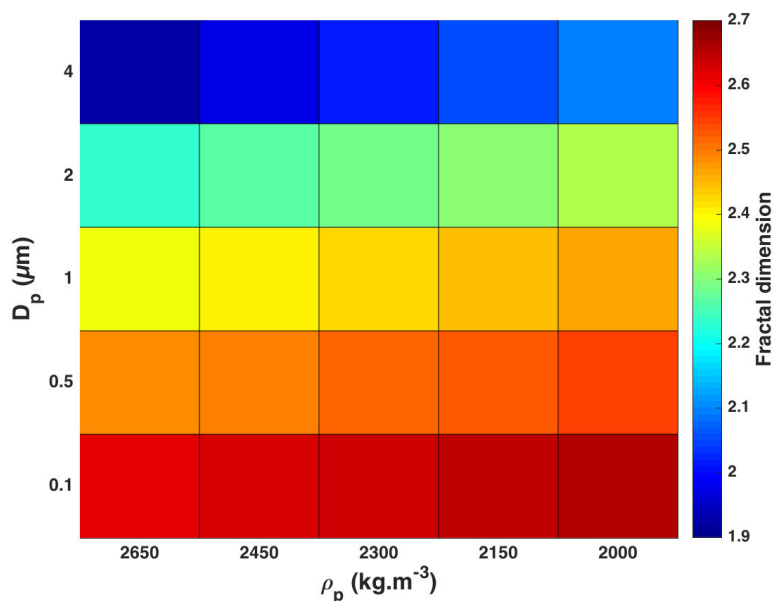


Figure 5-11 : Sensibilité de la dimension fractale moyenne calculée pour le cycle de marée du 17 juillet 2016 (station de mesure LC) en fonction de la taille (D_p) et de la densité (ρ_p) des particules primaires.

Pour illustrer quantitativement l'impact de la taille et de la densité des particules primaires sur les différentes variables (excès de densité, concentration massique, vitesse de chute et flux de sédimentation), ces dernières sont d'abord estimées pour chaque classe de taille à partir d'une distribution volumique mesurée le 17 juillet, et pour différents couples de taille et de densité de particules primaires ($D_p = 1$ ou $4 \mu\text{m}$ et $\rho_p = 2650$ ou $2000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) (Fig. 5-12).

Comme attendu et évoqué précédemment, les résultats montrent une forte augmentation de la dimension fractale avec la diminution de la taille des particules primaires tandis qu'une diminution de la densité des particules primaires induit une faible augmentation, avec des différences significatives à l'échelle du spectre en classe de taille.

- (i) Pour les petites particules (inférieures à $25 \mu\text{m}$), une augmentation de la taille des particules primaires de 1 à $4 \mu\text{m}$ entraîne une augmentation des différentes variables avec un écart relativement élevé pour les plus petites particules qui diminue avec la taille des particules : pour une densité de particule primaire identique ($2650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), l'excès de densité augmente fortement pour des petites particules de $6 \mu\text{m}$ passant de $500\text{-}600$ à $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 5-12b). La distribution massique et la vitesse de chute triplent, passant de $0,2$ à $0,6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ et de $0,002$ à $0,006 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les plus petites particules (Fig. 5-12c et d). Enfin, les flux de sédimentation augmentent d'un ordre de grandeur.
- (ii) A l'inverse, une augmentation de la taille des particules primaires de 1 à $4 \mu\text{m}$ entraîne une diminution des différentes variables pour les particules plus larges (supérieures à $25 \mu\text{m}$). Cette diminution devient plus prononcée avec l'augmentation de la taille des particules : pour une même densité de particules primaires, l'excès de densité diminue d'une centaine à une dizaine de $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ et la distribution massique chute de $0,5$ à $0,15 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ pour les plus grandes particules (Fig. 5-12b et c). La vitesse de chute et les flux de sédimentation décroît d'un ordre

de grandeur (Fig. 5-12d et e). La vitesse de chute pondérée par la masse décroît, allant de 0,34 à 0,1 mm.s⁻¹ alors que la taille des particules primaires augmente.

Ces variables sont faiblement affectées par les changements de densité des particules primaires. Les résultats montrent une légère diminution des différentes caractéristiques des floccs avec la diminution de la densité des particules primaires pour les classes de petite taille, et inversement pour les classes de taille plus grande. Lorsque l'on fait varier la densité des particules primaires, la dimension fractale varie peu et la vitesse de chute pondérée par la masse reste quasi-constante : 0,09 contre 0,1 mm.s⁻¹ lorsque la densité des particules primaires diminue de 2650 à 2000 kg.m⁻³.

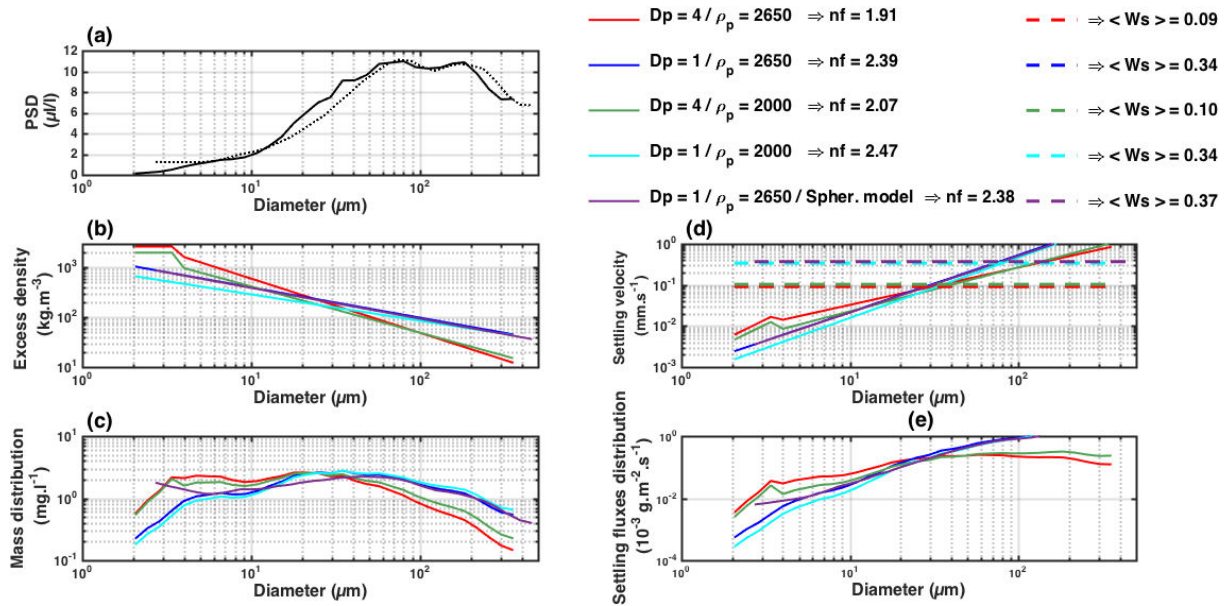


Figure 5-12 : Application de la théorie fractale à la caractérisation d'une cellule à 1 m au-dessus du fond autour de l'étale de PM pour le cycle de marée du 17 juillet à LC. Distribution en classe de taille mesurée (a) et distributions calculées de l'excès de densité (b), de la masse (c), de la vitesse de chute (d) et de la distribution des flux de sédimentation (e), estimées pour différents couples de taille et de densité de particules primaires (la dimension fractale optimale qui en résulte est donnée dans la légende), en utilisant le modèle d'inversion optique pour des particules de forme aléatoire ou sphérique (ligne solide noire et ligne pointillée noire, respectivement sur le graphe (a) ; pour les autres graphes, seules les courbes violettes ont été obtenues avec le modèle d'inversion sphérique. Les lignes de couleur en pointillés sur le graphe (d) représentent les vitesses de chute pondérées par la masse, estimées pour chaque couple de taille et de densité de particules primaires (également données dans la légende).

La même approche est généralisée pour toutes les cellules du 17 juillet pour 4 tailles de particules primaires ($D_p = 0.1, 0.5, 2$ et $4 \mu\text{m}$) avec une densité constante de 2650 kg.m^{-3} et inversement, pour 4 densités de particules primaires ($\rho_p = 2000, 2150, 2300$ and 2450 kg.m^{-3}) et un D_p fixé à $1 \mu\text{m}$. Seule la vitesse de chute pondérée par la masse est présentée (Fig. 5-13a et b). Cette dernière diminue avec l'augmentation de la taille des particules primaires mais est faiblement affectée par les variations de densité des particules primaires : la vitesse de chute décroît, passant de $1,25 \text{ mm.s}^{-1}$ en moyenne pour un D_p de $0,1 \mu\text{m}$ à $0,1 \text{ mm.s}^{-1}$ en moyenne pour un D_p de $4 \mu\text{m}$. Cette observation confirme les résultats obtenus ci-dessus pour une seule cellule (Figs. 5-11 et 5-12).

Ces résultats soulignent la nécessité d'estimer avec précision ou de mesurer la taille des particules primaires. Khelifa et Hill (2006) ont mis en évidence l'importance de la taille des particules primaires pour estimer l'excès de densité et, par conséquent, la vitesse de chute. Sur le principe de propagation des erreurs, Fettweis (2008) a estimé l'incertitude liée à l'estimation de la vitesse de chute moyenne d'une population de floes à partir de données *in situ* issues d'un OBS, de MES quantifiées par prélèvement/filtration, d'un LISST 100, d'une CTD et d'analyses granulométriques. Les résultats ont montré que les calculs de vitesse de chute étaient associés à des écart-types relatifs d'environ 100%. Les erreurs étaient principalement causées par les incertitudes associées à la taille des particules primaires et des floes, confirmant ainsi les analyses de sensibilité réalisées dans le cadre de cette thèse. Bien que basée sur des hypothèses sur la taille et la densité des particules primaires, la méthode présentée ici a l'avantage d'estimer un excès de densité par classe de taille du LISST tandis que Fettweis (2008) avait mené ses estimations sur les D50 et un excès de densité moyen.

Plusieurs études ont tenté de mesurer la taille des particules primaires de MES naturelles provenant de divers environnements (Droppo et Ongley, 1992 ; Wheatcroft et Butman, 1997 ; Mikkelsen et Pejrup, 2000 ; Fettweis, 2008 ; Pejrup et Mikkelsen, 2010 ; Many et al., 2016). Avant de mesurer la distribution de la taille des particules primaires par analyse granulométrique, une défloculation chimique et/ou mécanique (par agitation ou via des ultrasons) doit être réalisée sur les MES naturelles dans le but de fragmenter les floes en composants primaires (Fettweis, 2008). Certaines études utilisent uniquement le traitement mécanique pour défloculer les particules en suspension (Many et al., 2016). Dans le cadre de nos campagnes de mesure, c'est également ce type de traitement qui a été appliqué aux échantillons d'eau de mer filtrée en utilisant un LISST-100X de paillasse. Cependant, ce genre de traitement purement mécanique peut ne pas suffire pour fragmenter complètement les floes en particules primaires. Le traitement chimique a l'avantage d'enlever la fraction organique et les carbonates (Fettweis, 2008). Une fois la défloculation faite, la taille des particules primaires peut être mesurée en utilisant un granulomètre tel qu'un Sedigraph 5100 (Fettweis, 2008), un Malvern MasterSizer/E (Pejrup et Mikkelsen, 2010) ou encore un LISST-100X à bord (Many et al., 2016) ou par des observations directes avec un microscope électronique à balayage.

Par conséquent, l'approche fractale doit être appliquée avec prudence pour estimer des vitesses de chute à partir de mesures *in situ* ou dans les études de modélisation numérique en raison de la variabilité des caractéristiques des MES telles que la taille des particules individuelles défloculées et leur composition. Au-delà du calcul de la vitesse de chute, cette forte sensibilité doit être intégrée lors des études de processus décrivant la variabilité des caractéristiques des MES à l'échelle de la saison, comme dans le cadre de la présente étude. Nous reviendrons sur la dynamique saisonnière du nf en section 5.6.

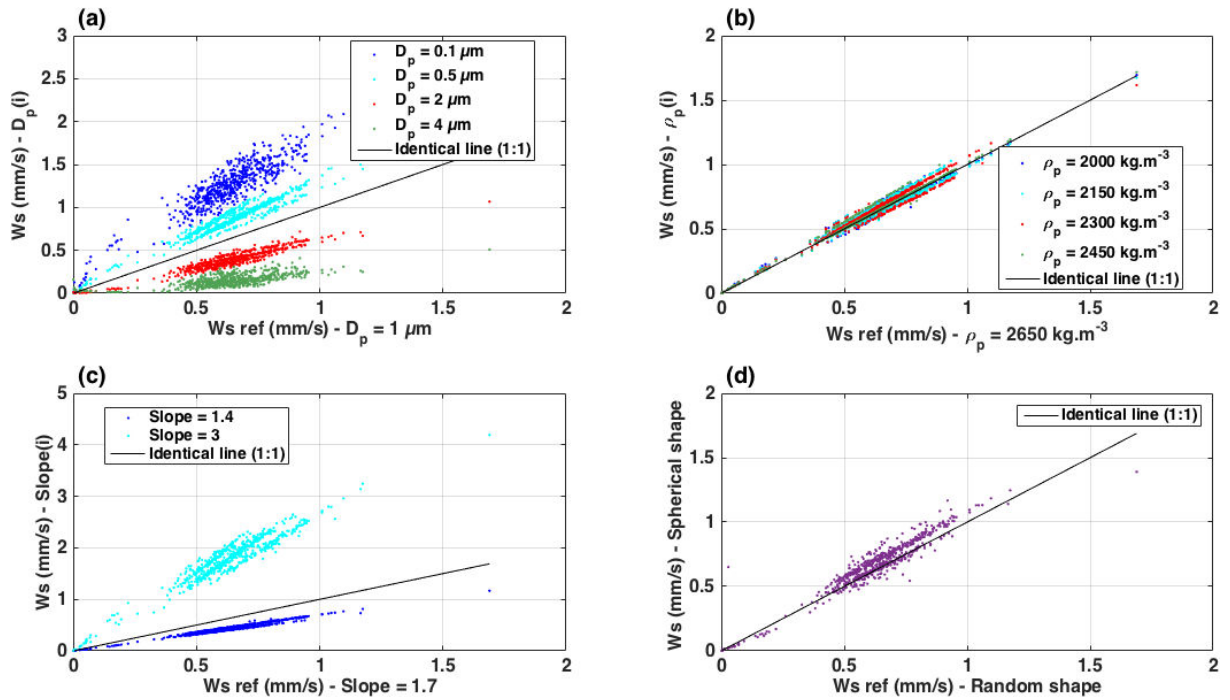


Figure 5-13 : Effets de la dimension des particules primaires (a), de la densité des particules primaires (b), de la pente de calibration de l'OBS (c) et du choix du modèle d'inversion du LISST (d) sur la vitesse de chute pondérée par la masse; les vitesses de chute de référence (en abscisse) sont obtenues pour (a) $D_p=1\mu\text{m}$, (b) $\rho_p= 2650\text{kg.m}^{-3}$, (c) pente de calibration de l'OBS = 1,7 $\text{mg L}^{-1} \text{NTU}^{-1}$ et (d) modèle d'inversion du LISST non sphérique.

5.3.2. La calibration de l'OBS

Toutes les caractéristiques des floes en suspension estimées telles que la dimension fractale, la vitesse de chute et les flux résultent d'une correspondance entre la concentration volumique mesurée par le LISST et la concentration massique des MES. Dans le cadre de cette étude, la concentration en MES est mesurée à partir d'un capteur optique de turbidité (OBS), après calibration avec la concentration massique d'échantillons de MES obtenue à partir de la filtration et de la pesée de prélèvements d'eau de mer réalisés *in situ*. Cet instrument repose sur une mesure optique de la turbidité, qui dépend de la densité, de la taille et de la nature des particules (Ludwig et Hanes, 1990 ; Kineke et Sternberg, 1992 ; Green et Boon, 1993 ; Downing, 2006 ; Druine et al., 2018).

Afin de vérifier quantitativement l'impact du coefficient de calibration sur la détermination de la vitesse de chute pondérée par la masse, cette dernière est estimée en utilisant deux pentes médianes de calibration égale à 1,4 et 3 $\text{mg L}^{-1} \text{NTU}^{-1}$ (Fig. 5-13c). Ces valeurs correspondent aux limites de l'intervalle de confiance à 95% estimé en utilisant uniquement quatre cycles de marée à LC (28 janvier, 17 juillet, 22 juillet et 23 septembre) (Chapalain et al., 2018) en Annexe D. Une augmentation du coefficient de calibration de 1,4 à 3 $\text{mg L}^{-1} \text{NTU}^{-1}$ induit une augmentation de la dimension fractale de 2,3 à 2,5. Par conséquent, la vitesse de chute pondérée par la masse augmente fortement avec l'augmentation de la pente de calibration de l'OBS, passant de 0,5 mm.s^{-1} en moyenne pour une pente de 1,4 $\text{mg L}^{-1} \text{NTU}^{-1}$, à 2 mm.s^{-1} en moyenne pour une pente de 3 $\text{mg L}^{-1} \text{NTU}^{-1}$. En termes de flux de sédimentation, l'effet d'un défaut de calibration de l'OBS sera double : d'une part sur la concentration, d'autre part sur la vitesse de

chute, l'un et l'autre augmentant avec la pente de calibration. Ces résultats montrent qu'une calibration précise du capteur optique de turbidité en utilisant des échantillons d'eau de mer *in situ* est nécessaire.

5.3.3. Le modèle optique d'inversion et la taille des floes

Le LISST a largement été utilisé depuis de nombreuses années pour mesurer la taille, la concentration volumique et la concentration massique (après calibration, cf section 3.4) dans une vaste gamme d'environnements (Traykovski et al., 1999 ; Gartner et al., 2001 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Fettweis, 2008 ; Braithwaite et al., 2010 ; Fettweis et al., 2012 ; Bowers et al., 2017 ; Guo et al., 2018). Comme rappelé dans le chapitre 3, le LISST présente quelques limites qui doivent être prises en compte quand on cherche à estimer une concentration massique en utilisant la théorie fractale. Les sections suivantes se focalisent sur le modèle optique d'inversion et la présence possible de particules en dehors de la gamme de taille mesurée par l'instrument. L'effet de la gamme de concentration en MES spécifique au LISST fera l'objet d'une discussion dans la section 5.4. L'effet Schlieren a quant à lui été présenté dans le chapitre 2.

5.3.3.1. Le modèle optique d'inversion

La distribution en classe de taille et la concentration volumique obtenue par inversion de la lumière diffractée par le LISST dépendent du modèle optique utilisé, basé sur des hypothèses différentes sur la forme des particules : le modèle sphérique suppose que les particules ont la forme d'une sphère alors que le modèle non-sphérique (*random shaped particles model*) suppose que les particules ont des formes irrégulières sans axe préférentiel (Agrawal et al., 2008), similaires aux caractéristiques des floes naturels observés *in situ*. Le premier modèle réussit à mesurer la distribution en classe de taille et la concentration volumique de particules sphériques (Traykovski et al., 1999). Cependant, lorsque les particules ne respectent plus cette géométrie, la concentration volumique peut être surestimée dans les petites particules (Agrawal et al., 2008 ; Felix et al., 2013). Toutefois, certaines particules allongées et plates ne sont pas correctement évaluées, même par le modèle non sphérique. Agrawal et al. (2008) ont souligné que des recherches plus approfondies concernant l'effet des particules non-sphériques sur la précision des mesures de concentration volumique et de distribution en classe de taille sont nécessaires.

La sensibilité de la méthode de calcul de la dimension fractale au modèle optique d'inversion a été étudiée ici (Fig. 5-13d). Le modèle sphérique d'inversion a peu d'effet sur la vitesse de chute pondérée en masse, comparé aux calculs avec le modèle « random shape ». L'impact du modèle optique d'inversion sur les différentes variables (excès de densité, concentration massique, vitesse de chute, et flux de sédimentation) pour chaque classe de taille est également illustré à partir de la cellule du cycle de marée du 17 juillet, pour un D_p fixé à 1 μm et un ρ_p constant de 2650 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 5-12) : la dimension fractale ne varie quasiment pas, passant de 2,39 pour le modèle non-sphérique à 2,38 pour le modèle sphérique. La distribution en classe de taille est légèrement modifiée par le modèle sphérique avec une faible augmentation de la concentration volumique pour les plus petites et plus larges classes de taille

(Fig. 5-12a). L'excès de densité et la vitesse de chute, qui augmente de 0,34 à 0,37 mm.s⁻¹, sont faiblement impactés étant donné que la dimension fractale est optimisée par la méthode combinant les mesures d'OBS et de LISST et que la distribution en classe de taille ne varie pas significativement entre les deux modèles.

5.3.3.2. Les particules hors de la gamme de taille

Des particules caractérisées par une taille supérieure ou inférieure à la gamme de taille mesurée par le LISST peuvent affecter les mesures car elles sont susceptibles d'induire une diffraction supplémentaire détectée par les anneaux internes ou externes (Agrawal et Pottsmith, 2000). Des particules plus fines vont impacter l'ensemble de la distribution en classe de taille, pouvant produire une augmentation significative préférentielle dans les plus petites classes de taille, une diminution dans les classes de taille intermédiaires et une augmentation dans les plus larges (Andrews et al., 2011 ; Graham et al., 2012). Davies et al. (2012) ont aussi montré que les particules excédant la limite supérieure de la gamme de taille du LISST augmentent la concentration volumique des particules principalement dans les plus petites classes de taille et plus modérément dans diverses classes de taille (250-400 µm).

Ces incertitudes dans les mesures de la concentration volumique sont susceptibles d'impacter l'estimation de la dimension fractale et, par conséquent, l'estimation de la vitesse de chute. Nos résultats pour deux cycles de marée à BS1 (04 mai et 21 septembre) montrent des variations surprenantes de la dimension fractale : une augmentation ponctuelle de la dimension fractale à PM est observée, suggérant la formation de flocs plus denses (Fig 5-2). Comme montré en section 4.1.1.3, les spectres médians à PM en septembre sont caractérisés par un pic dans la plus large classe de taille, suggérant la présence de particules plus large que la limite de la gamme de taille du LISST. En supposant que le LISST ne mesure pas correctement la taille mais surtout le volume des gros flocs, notre méthode de calcul induit une augmentation de la dimension fractale optimale afin de rattraper la masse détectée par l'OBS, qui lui mesure la masse totale de particules en suspension.

Toutefois, la dimension fractale peut également être impactée par une incertitude sur la concentration en MES. En mai, pour des spectres médians similaires obtenus à PM, des dimensions fractales différentes (Fig. 5-14). Si des doutes subsistent sur le spectre en classe de taille au-delà de la gamme du LISST, nous pouvons remarquer que ces dimensions fractales sont associées à des concentrations en MES faibles calculées à partir de l'OBS (2,6 contre 1,8 mg.l⁻¹). Dans cette gamme de concentration, l'incertitude de la mesure OBS est forte et peut également être responsable de la variabilité de la dimension fractale calculée (voir section 3.2.2).

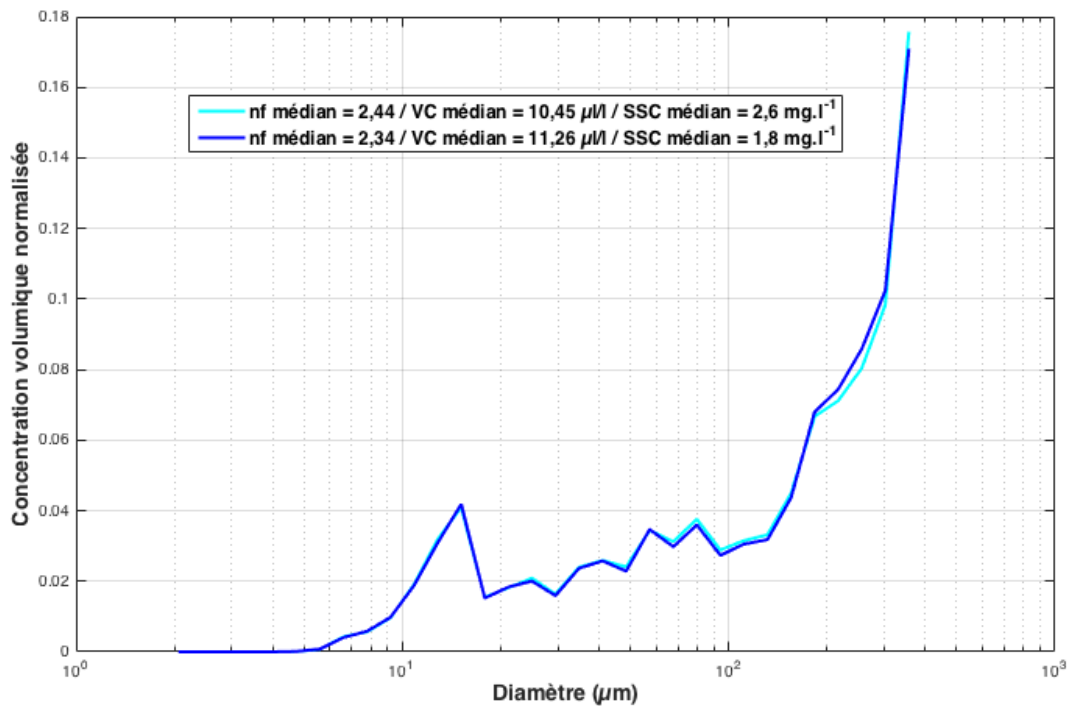


Figure 5-14 : Médiane de la distribution volumique normalisée en classe de taille, relative à toutes les cellules comprises entre 1 et 10 m au-dessus du fond pour la période autour de l'étale de PM (cycle de marée du 04 mai à BS1), et dont la dimension fractale est soit supérieure à 2,4 (ligne bleu clair), soit inférieure à 2,4 (ligne bleu foncé). Les médianes de la dimension fractale, de la concentration volumique totale (VC) et de la concentration en MES (SSC) associées à ces des sous-ensembles sont indiquées dans la légende.

Nos mesures actuelles ne nous permettant pas d'observer pleinement le spectre en classe de taille, i.e. la contribution des particules au-delà de 500 μm , les deux hypothèses évoquées précédemment sont susceptibles de se produire et des analyses supplémentaires sont nécessaires pour les séparer avec précision. D'autres approches basées sur des méthodes photographiques telles que des caméras *in situ* ou un LISST-Holo peuvent être utilisées pour mesurer des particules larges jusqu'à 1000 ou 2000 μm , mais ces approches ont des limites inférieures plus grandes que le LISST-100X, typiquement de l'ordre de 20 μm (van Leussen et Cornelisse, 1993 ; Fenessy et al., 1994 ; Sternberg et al., 1996 ; Mikkelsen et al., 2004 ; Graham et Nimmo-Smith, 2010 ; Davies et al., 2011 ; Smith et Friedrichs, 2011, 2015). Certains auteurs ont réussi à mesurer *in situ* des gammes de taille plus complètes allant de 2,5 à 9900 μm en combinant le LISST avec une caméra digitale (*digital floc camera – DFC*) (Mikkelsen et al., 2005, 2006). Une étude similaire a été réalisée en combinant un LISST-100X (type B) avec un LISST-Holo (Many et al., 2016). Très récemment, Sequoia Scientific a développé le LISST-200X dont la gamme de taille mesurée est comprise entre 1 et 500 μm répartie en 36 classes de taille. Cependant, tout comme le LISST-100X, cet instrument présente encore des limites liées aux gammes de concentration et de transmission optique.

5.4. Discussion 2 : Dimension fractale et faibles concentrations

Comme évoqué à la section précédente, l'incertitude associée à la quantification de la dimension fractale dans des environnements peu concentrés en MES peut être significative. Au cours du cycle de marée du 16 décembre à la station BS1, de fortes valeurs de dimension fractale allant de 2,6 à 2,7 ont été estimées à partir de l'étale de PM en surface (Fig. 5-2). L'étude de l'évolution temporelle de la distribution en classe de taille à 15 m au-dessus du fond montre que les valeurs de dimension fractale fortes sont observées pour des concentrations en MES volumiques très faibles inférieures à $5\mu\text{l/l}$ et une transmission optique comprise entre 94 et 98% (zone grisée sur la figure 5-15), en deçà de la valeur de 0,98 recommandée par le constructeur (Sequoia 2008).

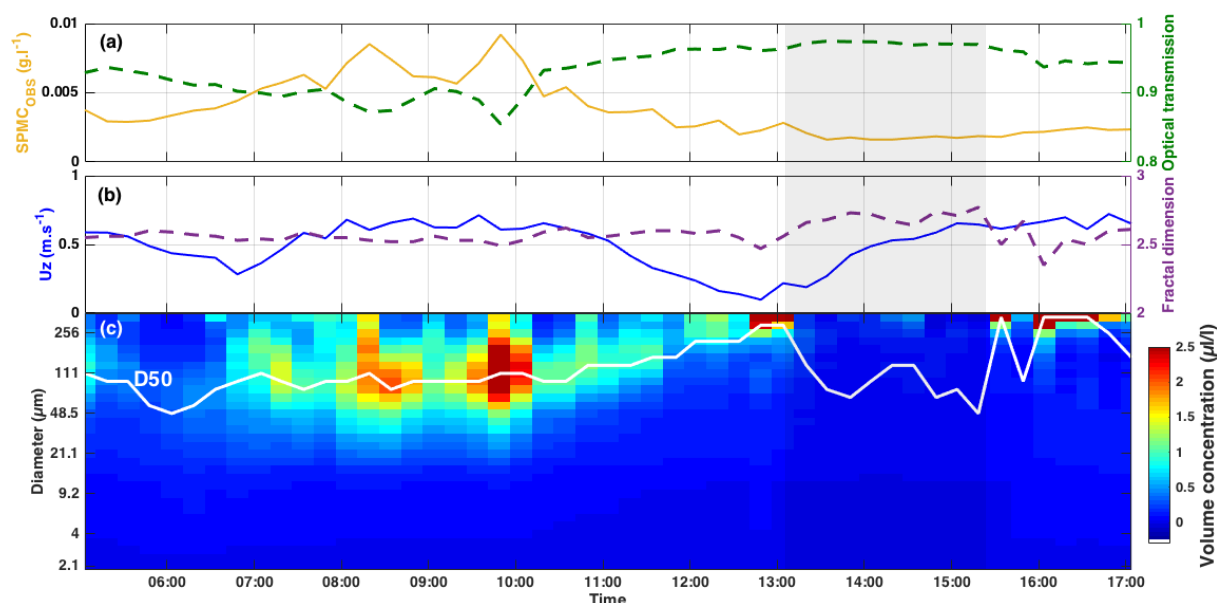


Figure 5-15 : Evolution de paramètres mesurés ou calculés à 15 m au-dessus du fond à la station BS1 au cours du cycle de marée du 16 décembre 2016 :

- a) concentration en MES issue de l'OBS (axe de gauche) et transmission optique (axe de droite),
- b) vitesse du courant intégré sur la verticale (axe de gauche) et dimension fractale (axe de droite),
- c) concentration volumique par classes de taille mesurée par le LISST (la ligne blanche montre la taille médiane des particules D50).

La zone grisée correspond aux points atypiques décrits dans le texte.

Une relation entre dimension fractale et concentration volumique est observée pour le cycle de marée du 16 décembre et pour des valeurs de transmission optique inférieures à 98% (Fig. 5-16). À concentration volumique équivalente faible, de telles valeurs de dimension fractale ne sont pas observées pour les autres cycles de marée. En cas de très faibles concentrations en MES, la qualité des mesures du LISST peut être remise en question (Sequoia, 2008 ; Gangloff, 2017), notamment en lien avec la qualité du blanc. Pour le cycle de marée du 16 décembre, la mesure du blanc est caractérisée par un signal rétrodiffusé plus fort que celle effectuée pour le 21 septembre (Fig. 5-17). Pour des concentrations volumiques très faibles ($<10\mu\text{l/l}$), ces différences de blanc peuvent devenir prépondérantes en corrigeant le signal rétrodiffusé brut du LISST. L'incertitude de mesure associée au blanc du LISST pourrait expliquer les valeurs fortes

de dimension fractale obtenues en décembre pour rattraper la concentration volumique trop faible.

Ces observations montrent que même pour des données caractérisées par une transmission optique en-dessous de la valeur seuil recommandée par le constructeur, la qualité des mesures du LISST peut être questionnée. Dans le cadre de nos mesures, la transmission optique à elle seule ne suffit pas à vérifier la qualité des données alors que la concentration volumique apparaît comme être un meilleur indicateur : en dessous de $2 \mu\text{l/l}$, les données du LISST peuvent être caractérisées comme douteuses. L'incertitude associée à la mesure de la concentration en MES peut également impacter les calculs de dimension fractale, comme illustré dans la section 5.3.3.2. précédente.

Ces résultats montrent que des variations significatives de la dimension fractale au sein d'un même cycle de marée peuvent être liées à des incertitudes de mesure associées aux instruments.

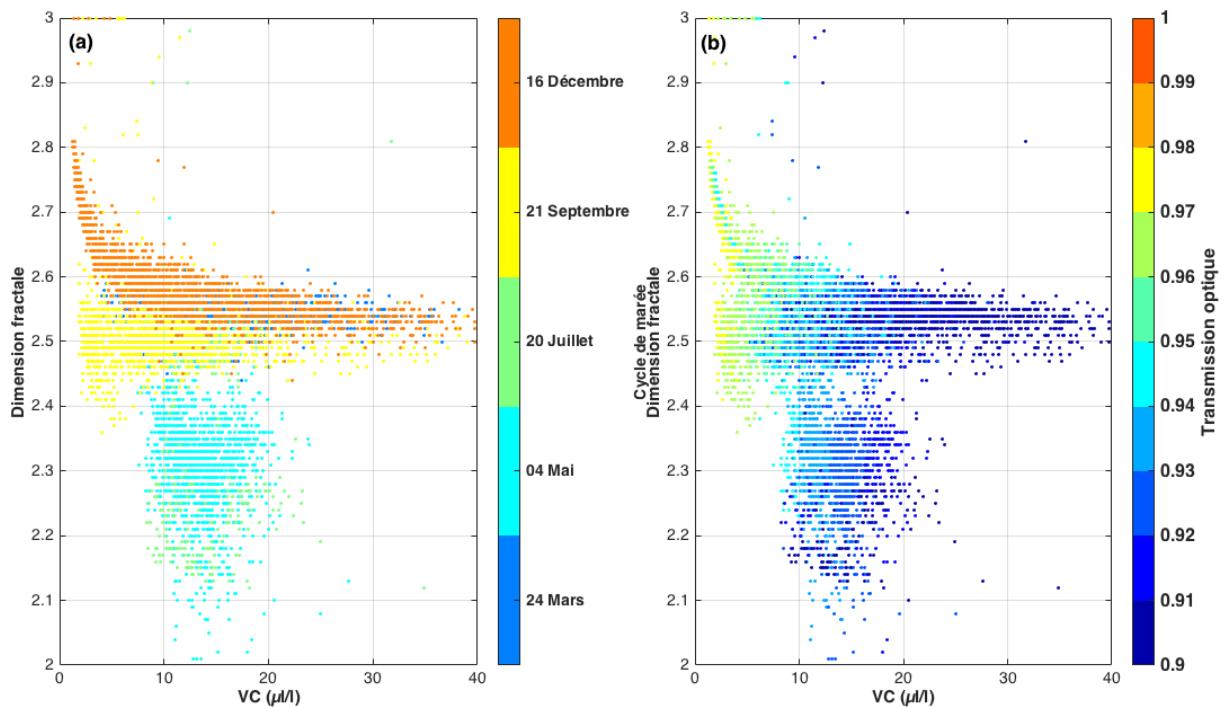


Figure 5-16 : Dimension fractale en fonction de la concentration volumique totale mesurée par le LISST, pour chaque cycle de marée à la station de mesure BS1 ; la couleur représente le cycle de marée (a) ou le taux de transmission optique (b).

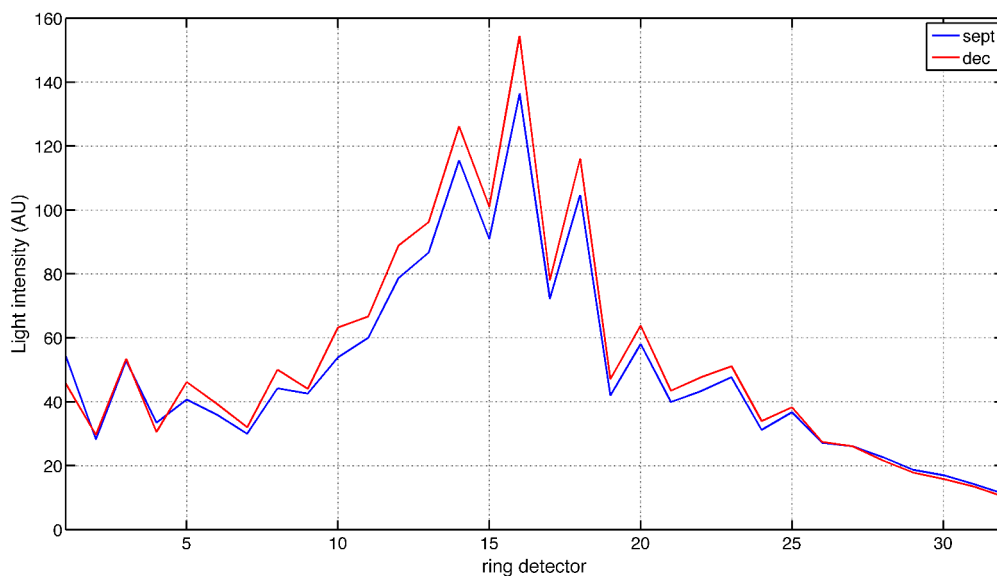


Figure 5-17 : Signal rétrodiffusé pour chaque anneau du LISST correspondant aux mesures du blanc utilisées pour corriger le signal brut reçu par le LISST pour le cycle de marée du 21 septembre (ligne bleue) et du 16 décembre (ligne rouge).

5.5. Discussion 3 : dimension fractale et panache de surface

Le cycle de marée du 20 juillet est particulièrement atypique avec une stratification très prononcée associée à l'arrivée d'une masse d'eau moins salée en surface (Fig. 4-1, dans la section 4.1.1). Pour ce cycle de marée, les premières cellules de surface sur 1 m environ sont caractérisées par des dimensions fractales plus faibles entre 2,1 et 2,3 contre 2,5 pour la partie inférieure de la colonne d'eau (Fig. 5-18c). En se focalisant uniquement sur les cellules autour de la BM (avant 07h et après 14h) quand le panache est bien établi (zone non grisée et encadrée en rouge sur la figure 5-18), on observe que les distributions en classe de taille à 1 m en-dessous de la surface ne sont pas monomodales : deux modes sont en effet observés avec un mode entre 4 et 10 μm et un mode associé à la dernière classe du LISST. Le premier mode à 5 μm n'est pas mesuré pour les cellules de la partie inférieure de la colonne d'eau (Fig. 5-19). Dans le même temps, les valeurs maximales de MOP (% de la concentration en MES) sont observées en juillet en surface (entre 50 et 70%) et sont associées à des valeurs de chl a également légèrement plus fortes en surface qu'au fond (jusqu'à 3 $\mu\text{g.l}^{-1}$) (section 4.1.2.1 et Fig. 4-7). Le mode granulométrique à 5 μm pourrait donc correspondre à des cellules phytoplanctoniques uniquement présentes en surface dans la zone de dessalure. Cette variabilité de la composition des MES avec une fraction organique prépondérante se traduit par une variabilité significative de la dimension fractale à l'échelle intra-tidale. On note que la dimension fractale estimée en surface est probablement mal évaluée, résultant de l'hypothèse forte de choisir une taille et une densité des particules primaires fixes quelles que soient la saison et la variabilité du contenu en MO. Ce point fait l'objet d'une discussion dans la section suivante en 5.6.

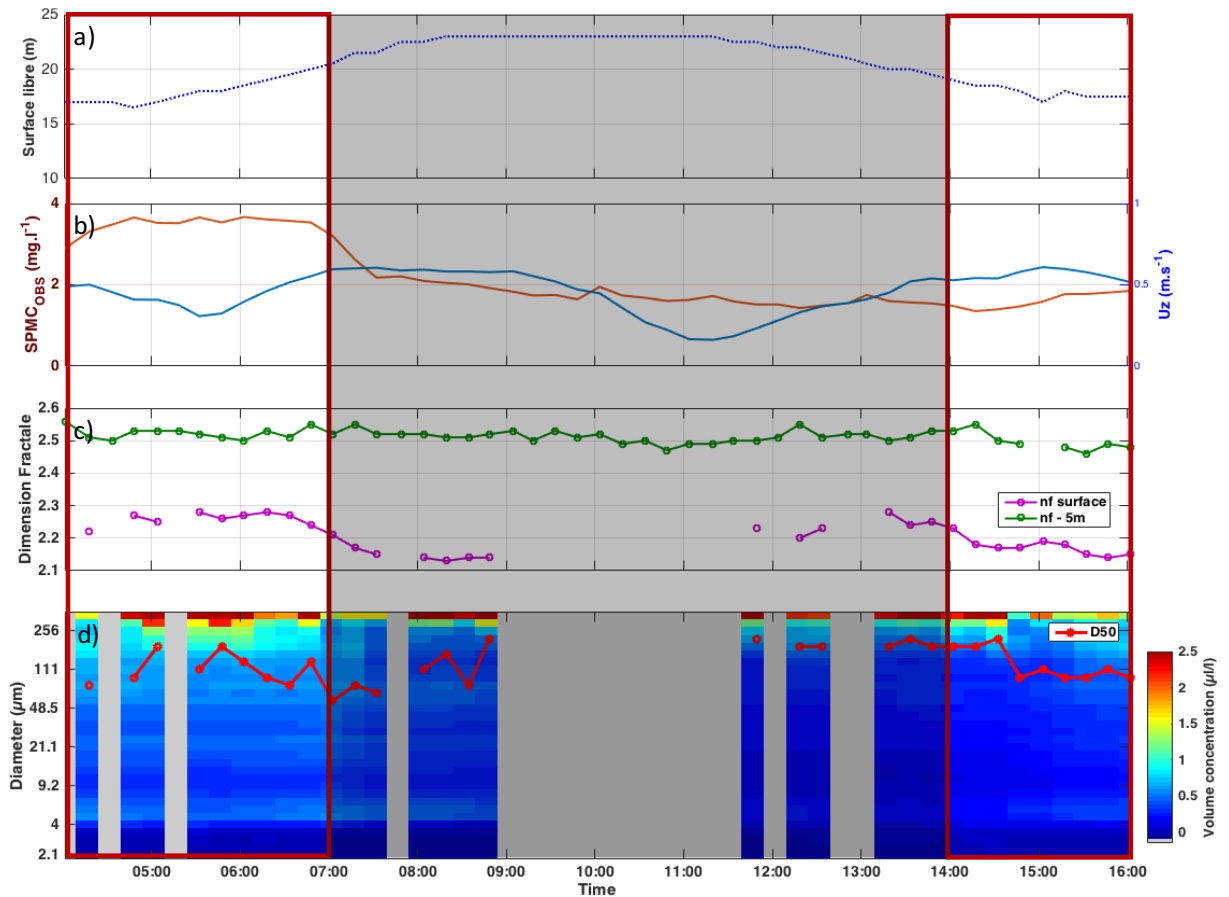


Figure 5-18 : Evolution de paramètres mesurés ou calculés à 1 m en-dessous de la surface à la station de mesure **BS1** au cours du cycle de marée du 20 juillet 2016 :

- a) surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD,
- b) concentration en MES issue de l'OBS (axe de gauche) et vitesse du courant intégré sur la verticale (axe de droite),
- c) dimension fractale à 1 m en-dessous de la surface (ligne rose) et à 5 m au-dessus du fond (ligne verte)
- d) distribution volumique en classe de taille mesurée par le LISST (la ligne rouge montre la taille médiane des particules D50). Les parties grisées correspondent aux données écartées par le seuil défini dans la section 4.1.2.2.

Les parties encadrées en rouge et non grisées correspondent aux cellules autour de la BM analysées dans cette section.

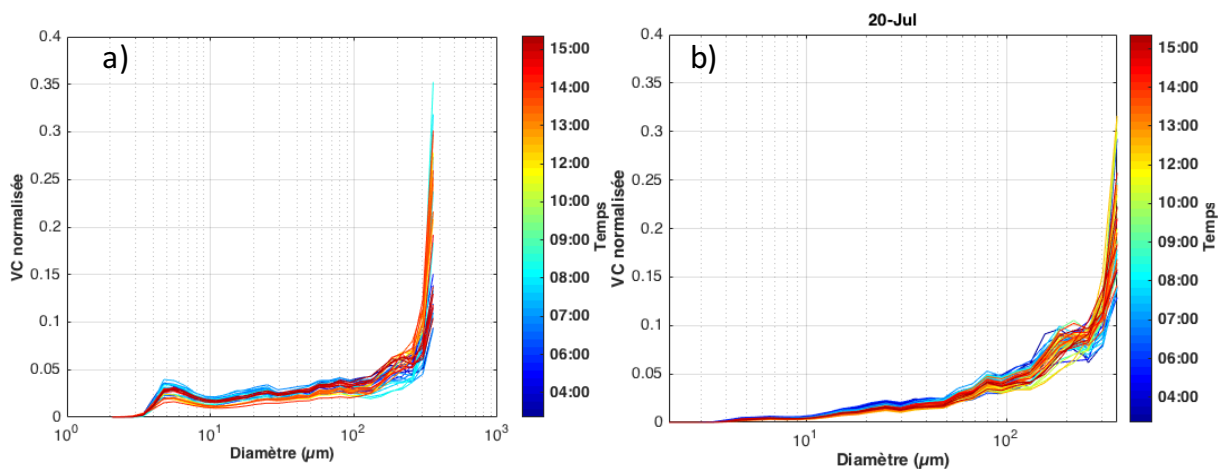


Figure 5-19 : Distributions en classe de taille à 1 m en-dessous de la surface (a) et à 5m au-dessus du fond pour le cycle de marée du 20 juillet à BS1. La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée.

5.6. Discussion 4 : l'influence du contenu en MO sur la dimension fractale et la vitesse de chute

5.6.1. Variation de la dimension fractale

Dans le cadre de cette thèse, une dynamique saisonnière du contenu en MO est observée, avec le développement d'un bloom phytoplanctonique plus important au printemps pour les deux stations de mesure, et un bloom secondaire plus tardif, observé uniquement en juillet à LC (voir sections 4.1.2.1 et 4.2.2.1). Au cours de cette même période, la proportion en MOP est également plus forte. À BS1, la MOP varie de la même façon que le phytoplancton, tandis qu'à LC, le pic de MOP est observé en été, en décalé par rapport au pic de chl a.

Certains auteurs ont observé que lorsque le contenu en MO augmente, la dimension fractale diminue (Maggi et Tang, 2015 ; Tang et Maggi, 2016). Dans le cadre de cette thèse, la dynamique saisonnière du contenu en MO en Baie de Seine serait donc susceptible d'introduire une variation saisonnière de la dimension fractale, avec des valeurs plus faibles au printemps et en été. Pour autant, nos mesures ne montrent aucune relation évidente entre la dimension fractale et le contenu en MO (stations de mesure confondues) (Fig. 5-20). En regardant site à site, une relation évidente est observée entre la dimension fractale et la MOP pour la station de mesure BS1, à l'exception d'un cycle de marée en juillet. Toutefois, pour ce dernier, comme montré dans la section précédente, des dimensions fractales significativement différentes sont observées avec des valeurs plus faibles en surface (2,2-2,3) qu'au fond (2,5) (Fig. 5-18c). Dans le même temps, les valeurs de MOP entre surface et fond diffèrent (58 contre 42%, voir Tableau 5-2), ce qui confirme l'influence de la MOP sur la dimension fractale pour cette station de mesure. À LC, la relation entre dimension fractale et MOP est moins flagrante. On note tout de même qu'à l'exception du cycle de marée du 28 janvier, la dimension fractale diminue légèrement avec le taux de MOP.

En ce qui concerne un lien potentiel entre dimension fractale et chl a, il est constaté qu'à BS1 la dimension fractale diminue avec la concentration en chl a (Fig. 5-20c). En particulier en mai, quand la concentration en chl a est maximale au moment du bloom, la dimension fractale chute, atteignant une valeur médiane de 2,3. En revanche, la dimension fractale augmente légèrement à LC : en mai, lorsque la concentration en chl a est forte (autour de $10 \mu\text{g.l}^{-1}$), la dimension fractale est plus élevée (2,5) qu'en période hivernale. Cependant, le taux de MOP pour ce cycle de marée est plus faible, autour de 15%, expliqué par la teneur en matière minérale plus importante à LC sous influence de l'estuaire (voir section 4.3.2.1.).

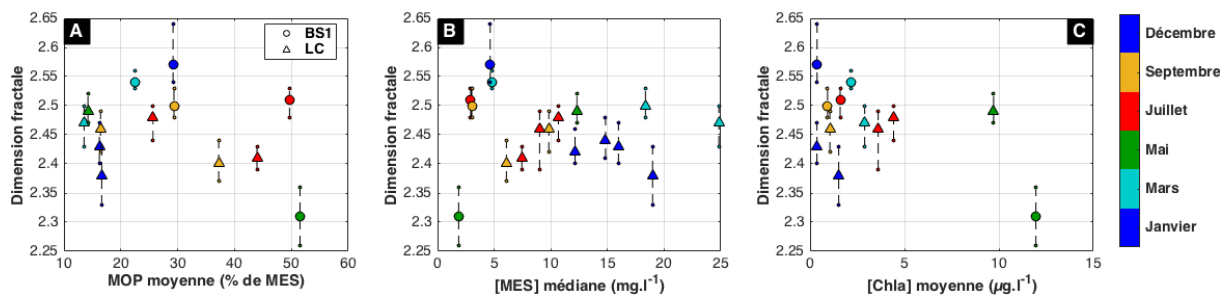


Figure 5-20 : Médiane de la dimension fractale et intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80) en fonction de la MOP moyenne (a), de la concentration en MES médiane au cours du cycle de marée (b) et de la concentration en chl a moyenne (c), obtenue pour chaque cycle de marée. Les cycles de marée à BS1 et LC sont représentés par un cercle et un triangle, respectivement. La couleur indique la campagne de mesure.

Tableau 5-2 : Récapitulatif de la moyenne et de la gamme de MOP en surface et au fond et globale par cycle de marée pour la station de mesure BS1.

Date	24/03/2016	04/05/2016	20/07/2016	21/09/2016	16/12/2016
Moyenne et gamme de MOP en surface (% de MES)	23,6 [23,6]	55,9 [51,8-58,6]	57,4 [47,4-66,7]	37,2 [30-41,7]	34,3 [21,6-40]
Moyenne et gamme de MOP au fond (% de MES)	21,4 [16,9-30,4]	47,1 [42,9-51,4]	42 [33,3-40,6]	21,5 [19,4-23,5]	24 [17,6-33,7]
Moyenne MOP S/F (% de MES)	22,5	51,5	49,7	29,3	29,2

Les distributions normalisées moyennes en classe de taille (Fig. 5-21), obtenues à partir de la défloculation aux ultrasons des échantillons d'eau, montrent qu'à BS1, plus le taux de MOP augmente, plus le mode des particules primaires se décale vers des classes de taille plus large : en effet, lorsque la MOP est faible (entre 20 et 30%), un pic dans la première classe du LISST est mesuré suggérant la présence de particules inférieures à 3 µm, et à l'inverse, quand la MOP est forte (>50%), ce pic disparaît et des modes compris entre 8 et 50 µm sont mesurés, suggérant une variation saisonnière de la taille des particules primaires. En revanche, à LC, les spectres défloculés ne varient pas significativement quelle que soit la valeur de MOP, suggérant que l'influence de l'estuaire reste importante, et ce quelle que soit la saison.

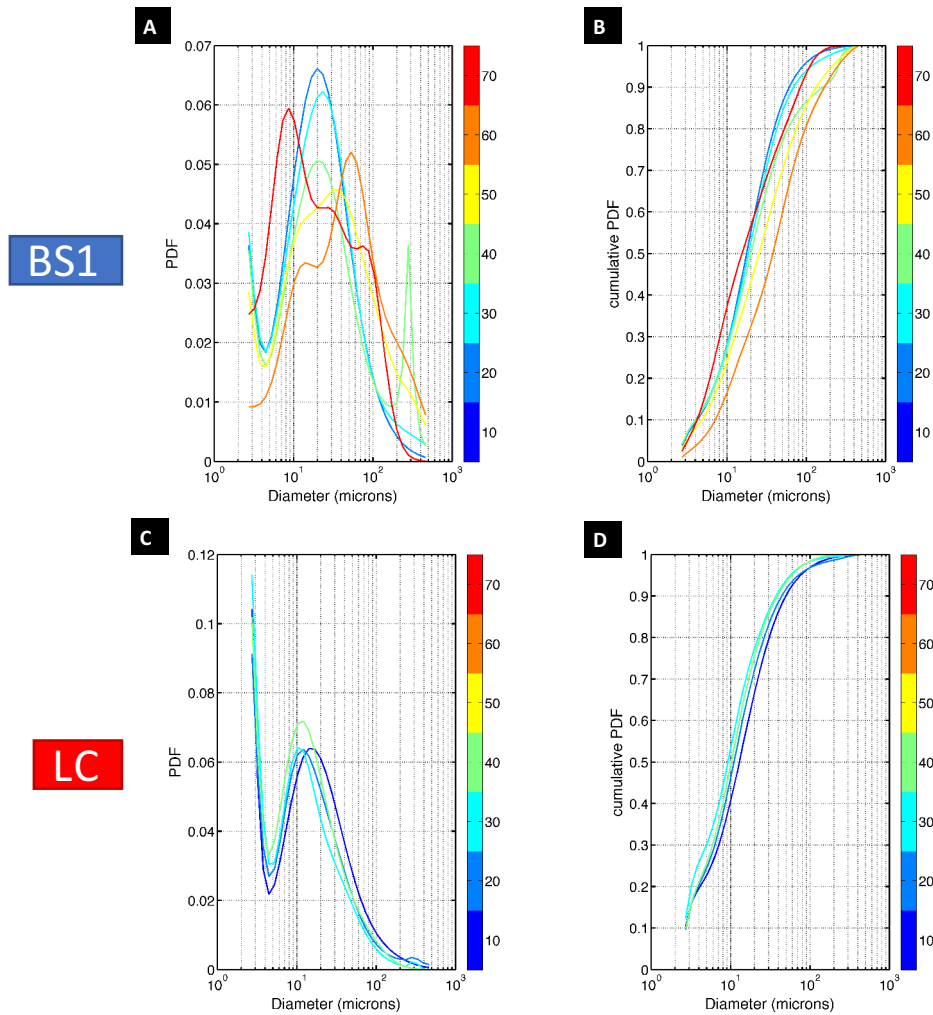


Figure 5-21 : Distribution normalisée en classe de taille et courbe cumulée obtenues après défloculation aux ultrasons pendant 2 min, à partir d'échantillons d'eau et moyennées par classe de MOP pour la station de mesure BS1 (a), (b) et pour la station de mesure LC (c), (d). La couleur indique la MOP (% de MES).

Le choix des paramètres fractals (taille et densité des particules primaires) considérés comme unique quelle que soit la saison peut être questionné, en particulier à BS1 où une variabilité significative des spectres défloculés est observée. Comme montré dans la section 5.3.1, une augmentation de la taille des particules primaires induit une diminution de la dimension fractale. Dans le cadre de cette étude, une taille constante des particules primaires est utilisée ($1 \mu\text{m}$) pour tous les cycles de marée. Maggi (2013) a notamment trouvé une corrélation entre le contenu organique et la taille des particules primaires. Lorsque les MES sont dominées par des diatomées, par exemple au cours d'un bloom phytoplanctonique, les floes sont principalement composés de micro-organismes phytoplanctoniques. Une taille des particules primaires plus grande au cours des périodes de bloom serait alors plus appropriée. Par exemple, le changement simultané de la taille et de la densité des particules primaires lors du passage de floes enrichis en matière ($D_p=1 \mu\text{m}$, $\rho_p=2650 \text{ kg.m}^{-3}$) à des floes organo-minéraux ($D_p=4 \mu\text{m}$, $\rho_p=2000 \text{ kg.m}^{-3}$), entraînerait une diminution de la dimension fractale, de 2,4 à 2. Par conséquent, en tenant compte de l'augmentation de la taille des particules primaires au printemps et en été, la dimension fractale calculée à partir de la méthode serait donc encore plus faible pour la station de mesure BS1.

Nos résultats montrent que la dimension fractale varie avec le contenu en MO en particulier avec la MOP. Cette variation est flagrante pour la station de mesure BS1 et moins significative pour la station de mesure LC.

5.6.2. Variation de la vitesse de chute moyenne

Globalement, la vitesse de chute augmente avec la taille médiane des particules (Fig. 5-22). À l'échelle saisonnière, pour la station de mesure LC, la vitesse de chute varie peu avec des valeurs comprises en moyenne entre 0,1 et 3 mm.s⁻¹, tandis qu'à BS1, la vitesse de chute varie significativement (d'un ordre de grandeur supplémentaire) avec des valeurs comprises entre 0,04 et 5 mm.s⁻¹. À BS1, les valeurs les plus fortes sont observées en mars et en décembre et les plus faibles en juillet et en mai. En juillet, un certain nombre de cellules sont également caractérisées par des vitesses de chute plus importantes, équivalentes aux données hivernales. Cette dualité a déjà été observée avec l'excès de densité et la dimension fractale (voir sections 4.3.2.2 et 5.2.1) et résulte de l'arrivée d'une masse d'eau moins salée en surface, séparant la colonne d'eau en deux masses d'eau contenant des particules aux caractéristiques physiques et aux comportements différents. Quelques cellules, en particulier à BS1, sont caractérisées par des vitesses de chute très fortes entre 10 et 30 mm.s⁻¹.

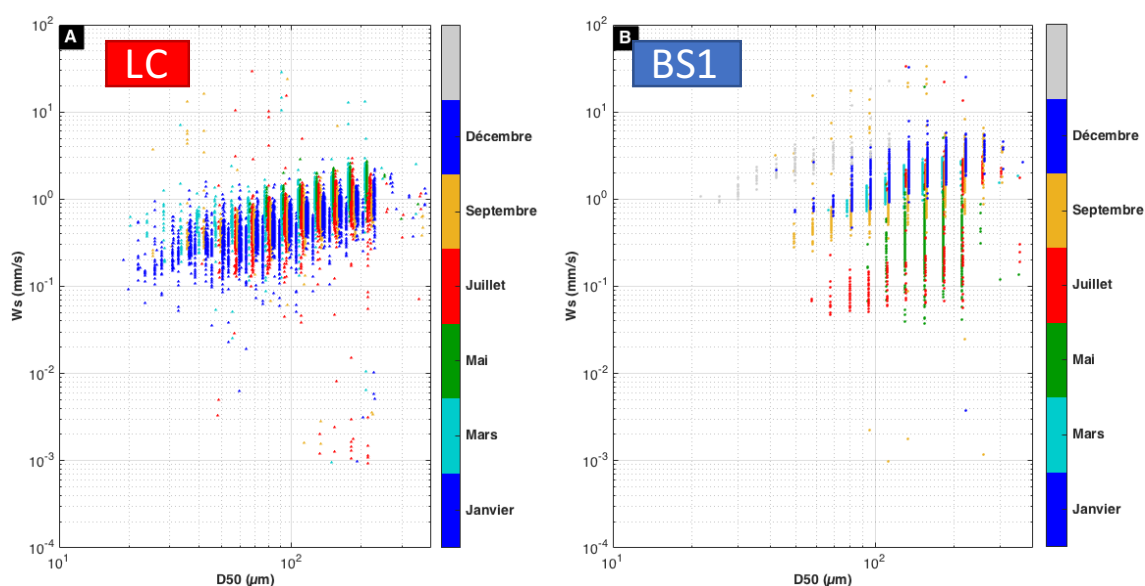


Figure 5-22 : Vitesse de chute pondérée en masse en fonction de la taille médiane des particules estimées pour chaque cycle de marée, pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique la campagne. En raison de leur validité suspecte, les mesures de surface du cycle de marée du 16 décembre à BS1 pour lesquelles la dimension fractale excède 2,7 sont grisées. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,96 à 1,04 tous les 0,01 pour le graphique (a) et de 0,98 à 1,02 tous les 0,01 pour le graphique (b)).

La comparaison entre la concentration volumique mesurée par le LISST et la concentration massique issue de l'OBS (Fig. 5-23) montre qu'une partie des données s'écarte de la linéarité

(quand la concentration volumique est comprise entre 1 et 30 $\mu\text{l/l}$), en présentant des vitesses de chute fortes, supérieures à 5 $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ alors que la majorité des vitesses de chute sont comprises entre 0,1 et 4 $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$. Ces résultats indiquent que les valeurs de vitesse de chute fortes sont probablement associées à des mesures aberrantes, résultant potentiellement d'une incertitude de mesure de la concentration en MES issue de l'OBS.

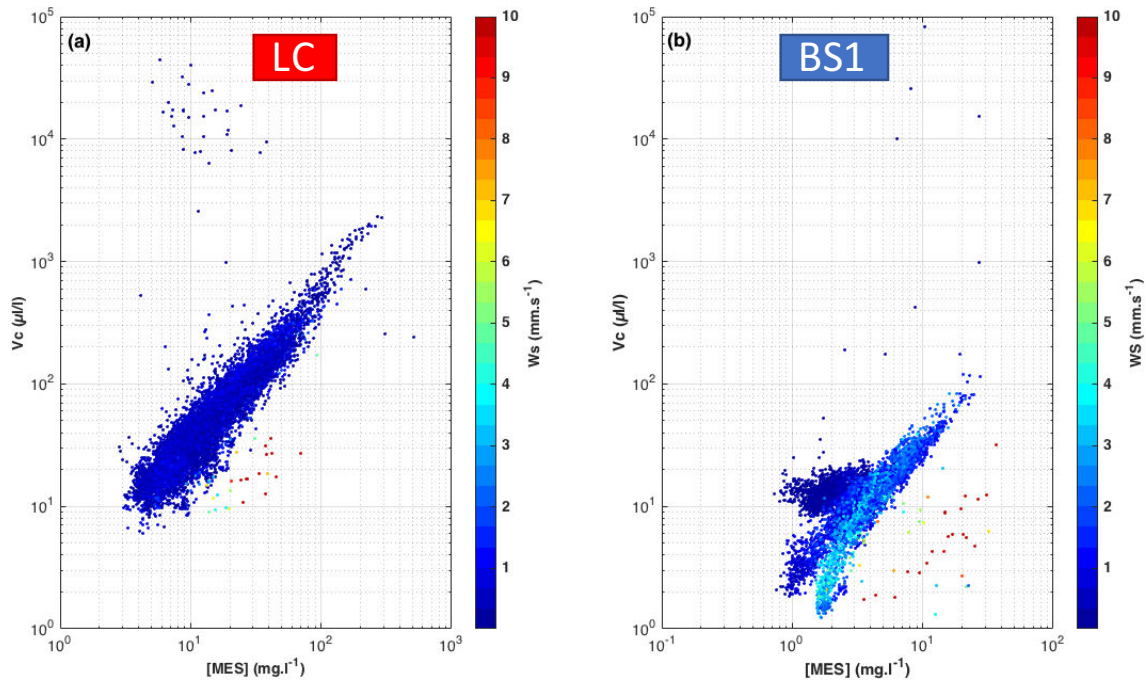


Figure 5-23 : Concentration volumique mesurée par le LISST en fonction de la concentration en MES pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique la vitesse de chute pondérée en masse.

5.7. Discussion 5 : Dimension fractale et épisode de remise en suspension

Au cours du cycle de marée du 28 janvier, de faibles valeurs de dimension fractale allant de 1,8 à 2,2 ont été estimées au moment de la remise en suspension de sédiments du fond principalement au cours de la période de flot (Fig. 5-5a). Les valeurs de la fréquence de flottabilité pour ces données sont largement inférieures à $0,035 \text{ s}^{-1}$ indiquant qu'elles ne sont pas reliées à l'effet Schlieren.

Avant d'interpréter ces faibles valeurs de dimension fractale, la question de la validité des mesures se pose, car obtenues pour des concentrations relativement élevées. De fait, la transmission optique τ est inférieure à la valeur limite à 0,3 recommandée par le constructeur (Sequoia 2008), et ces différences peuvent être dues à la faible qualité de mesures du LISST (Fig. 5-24). Peu d'études se sont intéressées aux effets des fortes concentrations en MES sur les mesures du LISST quand la transmission optique diminue en dessous de 0,3 (Traykovski et al., 1999 ; Agrawal et Pottsmith, 2000 ; Gartner et al., 2001 ; Felix et al., 2013, 2018). En dessous de cette valeur seuil, l'incertitude de mesure peut augmenter en raison de la diffraction multiple qui est susceptible de se produire (Sequoia, 2008) changeant la distribution en classe de taille

vers les particules plus fines (Agrawal et Pottsmith, 2000 ; Gartner et al., 2001). D'autres études ont utilisé une valeur seuil de 0,2 (Gartner et al., 2001). À partir de mesures en laboratoire à l'aide d'un LISST, Felix et al. (2018) ont montré que des données valides peuvent être mesurées pour des valeurs de transmission optique plus faibles, jusqu'à 0,12. Felix et al. (2018) ont reconnu que l'inversion de données brutes mesurées par le LISST en concentration volumique n'était pas possible quand la transmission optique est largement inférieure à la valeur recommandée, sans pour autant mentionner de seuil spécifique.

À partir de la transmission optique, l'atténuation du faisceau peut être calculée en utilisant la formule suivante :

$$c = -\frac{1}{L} * \ln(\tau) \quad (5.6)$$

avec c l'atténuation du faisceau (m^{-1}), L le chemin optique et τ la transmission optique. Une relation linéaire est attendue entre l'atténuation du faisceau et la concentration en MES, et la pente de cette relation est théoriquement proportionnelle à la taille des particules en environnement non floclées (Holdaway et al., 1999 ; Guillén et al., 2000). Appliquée à notre jeu de données, la comparaison entre l'atténuation du faisceau et la concentration en MES montre effectivement une relation linéaire claire même pour des valeurs de transmission optique faibles (Fig. 5-25a). Une relation linéaire similaire est observée en comparant la concentration volumique du LISST et la concentration en MES (Fig. 5-25b). Un écart à la linéarité de la concentration volumique (vers les plus fortes valeurs) est seulement observé pour les plus fortes valeurs de concentration en MES, quand les valeurs de transmission optique sont inférieures à 0,1 (Fig. 5-25b). A partir de ces analyses, il semble qu'on puisse abaisser le seuil de transmission optique à 0,1 ou même plus bas.

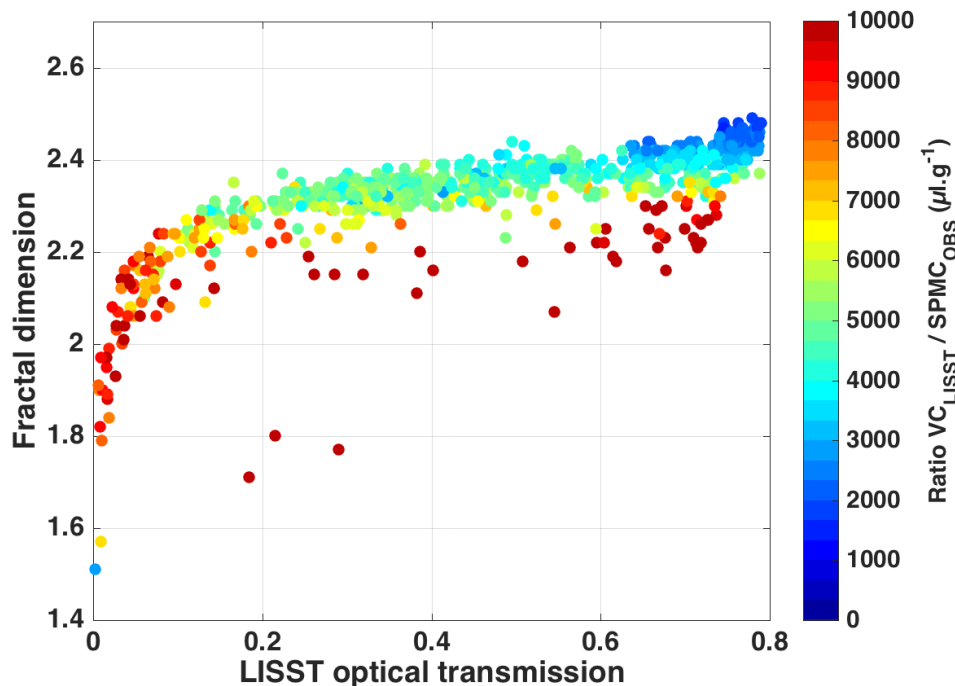


Figure 5-24 : Diagramme de la dimension fractale en fonction de la transmission optique mesurée par le LISST, la couleur indiquant le ratio de la concentration volumique mesurée par le LISST sur la concentration en MES issue de l'OBS le 28 janvier 2016. Seules les données dans la partie inférieure de la colonne d'eau (de 0 à 10 m au-dessus du fond) ont été utilisées étant donné qu'il est plus probable qu'elles ne soient pas affectées par l'effet Schlieren.

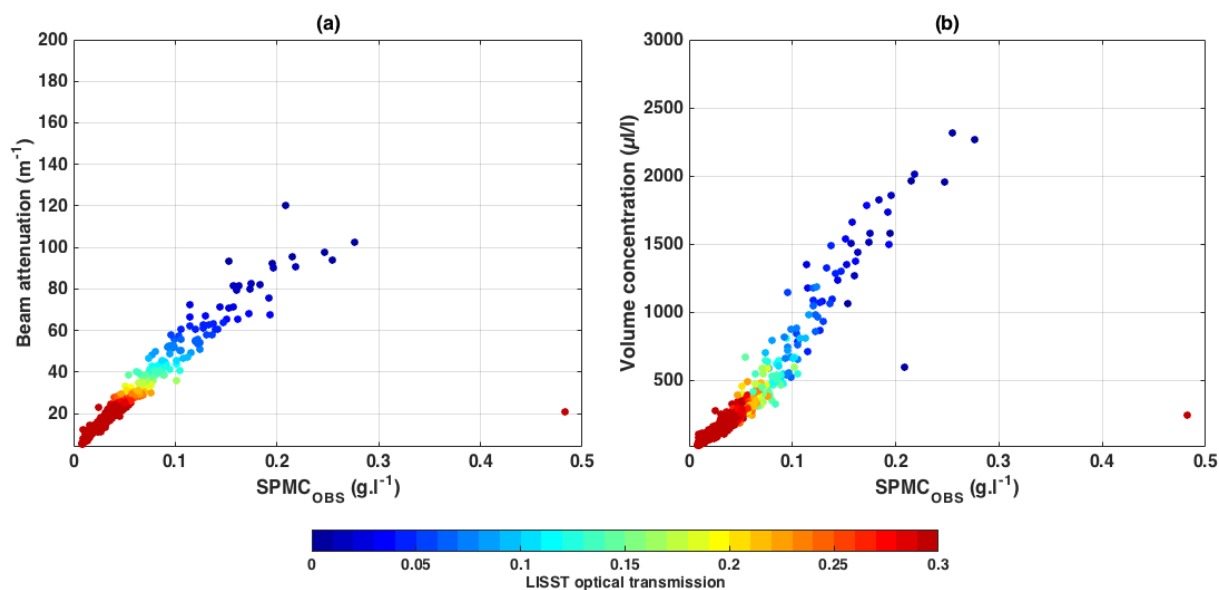


Figure 5-25 : Relations entre la concentration en MES mesurée par l'OBS et (a) l'atténuation du faisceau ou (b) la concentration volumique mesurée par le LISST, obtenues pour le cycle de marée du 28 janvier 2016. La couleur indique la transmission optique. Seules les données dans la partie inférieure de la colonne d'eau (de 0 à 10 m au-dessus du fond) ont été utilisées pour éviter les données de surface aberrantes liées à l'effet Schlieren qui n'ont pu être écartées par le critère sur la fréquence de flottabilité.

Deux hypothèses peuvent être avancées afin d'expliquer les faibles valeurs de dimension fractale optimale obtenues au cours de cet important épisode de remise en suspension :

- (i) Du fait des concentrations élevées, et en raison de la diffraction multiple, le glissement de la distribution en classe de taille vers les petites classes de taille combiné à la concentration volumique proportionnellement plus importante (pour des valeurs de transmission optique en dessous de 0,1) induit une diminution de la dimension fractale optimale, les particules fines contribuant de façon plus importante à la distribution en volume et l'excès de densité étant plus important pour les particules plus fines. L'étude de l'évolution de la distribution en classe de taille au cours de l'épisode de remise en suspension (Fig. 5-26) montre qu'une fraction de très petites particules est observée par le LISST 1 m au-dessus du fond. Ceci pourrait correspondre aux effets liés à la diffraction multiple sur la distribution en classe de taille mais aussi au fait que les floes se fragmentent quand la turbulence est importante (Dyer, 1989 ; Dyer et Manning, 1999 ; Manning et Dyer, 1999 ; Verney et al., 2011). Par conséquent, il n'est pas possible de conclure définitivement sur l'effet des concentrations en MES fortes et de la diffraction multiple sur la diminution de la dimension fractale optimale.
- (ii) Des événements énergétiques peuvent remettre en suspension différentes populations de particules telles que des floes denses, des agrégats compacts issus du fond sédimentaire ou même du sable. La distribution en classe de taille au cours de cet événement montre effectivement la présence à proximité du fond de particules de grande taille, soit des agrégats larges résistants à la fragmentation, soit des sables fins (Fig. 5-26). L'OBS est connu pour être moins sensible au sable localement remis en suspension dans des environnements turbides (Battisto et al., 1999 ; Bass et al., 2002 ; Guo et al., 2018) alors que la population entière (floes et/ou sable) est mesurée par le LISST. La concentration

en MES totale ne serait alors pas correctement mesurée par l'OBS, contrairement au LISST, impliquant une baisse apparente de la dimension fractale optimale.

Les deux effets sont susceptibles de se produire, et des analyses supplémentaires sont nécessaires pour les séparer avec précision : en particulier, quantifier l'influence de la concentration en MES sur les mesures de distribution en classe de taille du LISST, pour ainsi évaluer la possibilité de combiner le LISST et l'OBS afin de détecter la présence de sable en suspension.

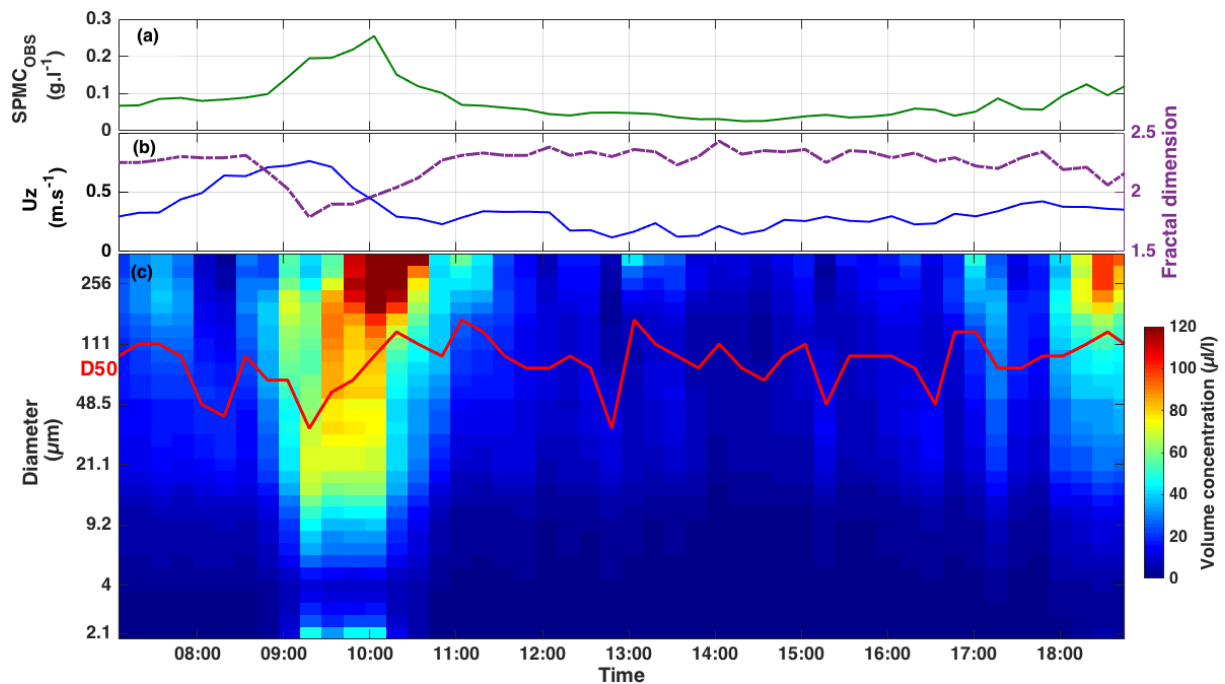


Figure 5-26 : Série temporelle de la concentration en MES issue de l'OBS (a), de la vitesse du courant intégré sur la verticale (b, axe de gauche) et de la dimension fractale (b, axe de droite), et (c) de la distribution volumique en classe de taille mesurée par le LISST (la ligne rouge montre la taille médiane des particules D50), pour le cycle de marée du 28 janvier à 1 m au-dessus du fond pour la station de mesure LC.

5.8. Synthèse de l'application de l'approche fractale dans le cadre de cette thèse

Les processus de floculation contrôlent la vitesse de chute des MES en mer côtière. Afin d'étudier la dynamique de la vitesse de chute, l'estimation de la taille et de la densité des particules est nécessaire. Dans la littérature, la théorie fractale est couramment utilisée pour relier l'excès de densité des floes à leur taille. Dans le cadre de cette thèse, la dimension fractale des MES en mer côtière est déterminée par une approche combinant les données *in situ* de concentration en MES mesurées par un OBS et la distribution en classe de taille obtenue par le LISST pour 18 cycles de marée au total sur deux stations de mesure, caractérisés par un contenu en MO différent et des conditions hydrodynamiques différentes. Globalement, la dimension fractale optimale est souvent homogène au sein du cycle de marée mais des variations importantes sont mesurées entre les cycles de marée. La turbulence ne semble pas avoir d'effet

prépondérant sur la dynamique de la dimension fractale. Des variations de la dimension fractale liées à des variations saisonnières du contenu en MO ont également été observées, en particulier la dimension fractale diminue avec l'augmentation de la MOP. Par cette approche nous avons également montré qu'une variation significative de la dimension fractale au sein d'un même cycle de marée, obtenue par la méthode combinant les données OBS et LISST pouvait être provoquée par des incertitudes de mesure et/ou par la remise en suspension d'une population de particules différentes que l'OBS n'est pas en capacité de correctement quantifier. Les résultats montrent que des variations de la dimension fractale peuvent résulter de variations dans la composition des MES.

Des analyses de sensibilité de la dimension fractale et de la vitesse de chute montrent que la taille des particules primaires est un paramètre crucial. L'hypothèse d'une taille des particules primaires fixe pour décrire les sédiments en milieu naturel peut entraîner des incertitudes dans l'estimation de la dimension fractale, en particulier pour des périodes où le contenu en MO est élevé et, donc, où la taille des particules primaires est susceptible d'être plus grande. Les résultats de cette étude soulignent l'importance d'estimer avec précision la taille des particules primaires en utilisant d'une part des granulomètres appropriés et d'autre part des traitements efficaces de défloculation mécanique et chimique des floes, afin de déterminer de façon fiable la dimension fractale et décrire avec précision sa dynamique.

Les résultats de ce chapitre sont basés sur l'hypothèse que la théorie fractale est valide pour décrire les MES à travers la colonne d'eau et à l'échelle tidale et saisonnière faisant suite à d'autres études reposant sur la même approche (Kilps et al., 1994 ; Chen et Eisma, 1995 ; Dyer et Manning, 1999). Toujours selon l'approche fractale, les floes sont construits à partir d'un unique type de particules primaires caractérisées par une taille et une densité connues. Etant donné que, dans les environnements côtiers, les particules primaires présentent des gammes de taille, de composition et de densité variées, l'application de l'approche fractale aux MES naturelles montre quelques limites. En fonction de l'historique des floes (érodés depuis le fond, formés dynamiquement dans la colonne d'eau...) des floes de taille similaire peuvent être caractérisés par des densités et des compositions différentes (Smith et Friedrichs, 2011). Par conséquent, les MES pourraient être divisées en populations qui peuvent présenter un comportement fractal différent selon leur origine. Peu d'études ont discuté de la théorie fractale et seulement très récemment. Fall et al. (2018) ont montré qu'il n'existe pas nécessairement de lien entre la taille et l'excès de densité des floes mais que l'approche fractale pourrait être valide pour des « sous-populations » telles que les microflocs ou macroflocs. Au regard de nos résultats sur la variabilité saisonnière de la dimension fractale, il serait notamment intéressant d'appliquer une variabilité des particules primaires en fonction du taux de MOP. Dans le cadre de cette thèse, ne disposant pas de mesures systématiques de MOP, cette application ne pourrait être mise en œuvre systématiquement.

Chapitre 6 : Dynamique spatiale et temporelle des caractéristiques des MES par méthode acoustique

Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les conséquences de la variabilité des caractéristiques physiques (taille, densité) des MES sur la réponse du signal acoustique et, inversement, de voir dans quelle condition une information de signal acoustique peut nous renseigner sur la concentration en MES, et peut-être sur certaines de leurs caractéristiques. À partir de la variabilité saisonnière des MES observée dans les chapitres 4 et 5, la sensibilité des capteurs acoustiques aux différents types de floes sera testée dans le cadre de nos campagnes de mesure. Cet objectif est également testé sur le long terme dans le cadre des mesures acquises par le RBINS en zone côtière belge. En particulier, le lien entre la variabilité du signal acoustique rétrodiffusé et certaines caractéristiques physiques des particules est analysé à l'échelle d'une année.

La première partie de ce chapitre fera l'objet d'une synthèse des connaissances sur l'exploitation des propriétés des ondes acoustiques en vue de mesurer les MES. La méthode d'inversion du signal acoustique basée sur l'équation du sonar sera présentée ainsi que le modèle de rétrodiffusion utilisé. Dans la deuxième partie, le signal acoustique rétrodiffusé sera confronté aux mesures de turbidité acquises au cours des campagnes en Baie de Seine sur les deux stations de mesure LC et BS1. La variabilité des réponses du signal acoustique aux types de particules pour deux capteurs de fréquences différentes sera également analysée. La dernière partie présentera les variations du signal acoustique rétrodiffusé en lien avec les caractéristiques physiques des MES à partir des mesures en zone côtière belge acquises sur une échelle temporelle plus longue.

6.1. Mesure des MES par méthode acoustique

Depuis une vingtaine d'années, les instruments acoustiques, destinés à l'origine pour mesurer des profils de vitesse de courant, sont également utilisés pour quantifier la concentration en MES en milieu océanique et côtier (Thorne et Hanes, 2002 ; Tessier et al., 2008 ; Le Coz et al., 2009). Le principe de mesure repose sur le fait que l'intensité du signal acoustique rétrodiffusé est fonction de la quantité de diffuseurs que constituent les particules présentes en suspension dans le milieu. La méthode acoustique présente l'avantage d'être non intrusive et d'investiguer la colonne d'eau sur une portée plus ou moins importante en fonction de la fréquence considérée. De plus, ces appareils sont moins sensibles au biofouling que les instruments optiques, ce qui permet d'acquérir des mesures en continu de la dynamique des MES sur l'ensemble de la colonne d'eau.

Plusieurs méthodes ont été développées pour déduire la concentration en MES à partir de la théorie de diffusion des ondes sonores par les particules en suspension (Morse et Ingard, 1986). En particulier, l'exploitation d'instruments acoustiques pour mesurer la concentration en MES

de sédiments sableux a fait l'objet de nombreuses études (Sheng et Hay, 1988 ; Lynch et al., 1994 ; Lee et Hanes, 1995 ; Thorne et Hanes, 2002). Plus récemment, des expériences de mesures de concentration en MES ont été menées sur des sédiments cohésifs (Hamilton et al., 1998 ; Gartner, 2004 ; Tessier et al., 2008 ; Sahin, 2013 ; Vincent et MacDonald, 2014, Thorne et al., 2014 ; Rouhnia et al, 2014). Deux types d'instruments acoustiques existent : (i) les instruments multifréquences qui permettent d'estimer à la fois la concentration en MES et la classe de taille des particules en suspension (Sheng et Hay, 1998 ; Jourdin et al., 2014 ; Thorne et Hurther, 2014; Thorne et Hanes, 2002 ; Fromant et al., 2017) et (ii) les instruments monofréquence tels que les courantomètres profileurs (ADCP ou ADP) et ponctuels (ADV) qui ne sont utilisés que pour estimer la concentration en MES (Fugate et Friedrichs, 2002 ; Tessier et al., 2008 ; Sahin et al., 2013 ; Fettweis et Baeye, 2015)

6.1.1. L'équation du sonar

L'onde acoustique émise par l'instrument se propage dans le milieu en s'éloignant de sa source. Cette onde, en présence de particules en suspension, va être diffusée. L'intensité avec laquelle l'onde sonore est rétrodiffusée et mesurée par le capteur acoustique peut être reliée à la charge particulaire. Au cours de son trajet dans l'eau, la propagation de l'onde est affectée par plusieurs mécanismes : la divergence sphérique et l'amortissement par le milieu dissipatif, qui comprend l'atténuation par l'eau et par les particules (diffusion et absorption). Ce dernier facteur dépend des conditions hydrologiques du milieu, de la concentration en MES mais également des caractéristiques (taille et densité) des particules.

Afin de relier le signal enregistré par l'appareil à la charge particulaire, l'équation du sonar, formulée en décibels (dB) est utilisée. Cette dernière constitue un bilan d'énergie qui exprime un rapport signal sur bruit, en tenant compte des caractéristiques techniques du transducteur dont dépendent les mesures. Le niveau de pression acoustique reçu (NR) peut s'exprimer ainsi (Deines, 1999 ; Lurton, 2002) :

$$NR = NE - 2PT + IC \quad (6.1)$$

avec NE , le niveau acoustique émis par le transducteur (dB), PT les pertes de transmission (dB) et IC , l'indice de cible (dB), également appelé coefficient de rétrodiffusion, qui dépend lui-même de la concentration en MES que l'on cherche à estimer.

6.1.1.1. Caractérisation de l'instrument en émission et réception

Une estimation précise du niveau acoustique émis NE est difficile. Elle peut être obtenue soit en réalisant une calibration de l'instrument en bassin, soit en utilisant les valeurs moyennes de référence fournies par le constructeur. Ce niveau émis varie en fonction du niveau de batterie de l'appareil ou de l'impédance des transducteurs. L'utilisation de valeurs moyennes peut donc biaiser la mesure absolue en dB. Pour autant, en raison d'une mise en œuvre qui peut se révéler complexe, il est assez rare que les calibrations en bassin soient effectuées. Tessier (2006) a par exemple réalisé des expériences en bassin sur des courantomètres ADCP RDI 1200 et 300 kHz afin de déterminer avec précision leurs caractéristiques individuelles. Les résultats ont

notamment montré que pour un ADCP RDI de même fréquence, ces valeurs peuvent varier : le niveau émis fluctue entre 216 et 218 dB.

L'intensité rétrodiffusée de l'onde acoustique est enregistrée par l'instrument en unité arbitraire (counts), noté NC . Cette grandeur est reliée à NR à partir de la relation de calibration suivante :

$$NR = Kc(NC - NC_0) + B_r \quad (6.2)$$

avec le coefficient Kc exprimé en dB/counts, NC_0 un niveau plancher en dessous duquel l'instrument ne répond pas (counts), et B_r le niveau de pression associé (dB). Ce dernier correspond à un niveau de bruit qui ne peut être estimé qu'à partir d'une calibration spécifique de l'instrument via un transducteur étalon. Globalement, B_r varie entre 70 et 96 dB et NC_0 entre 45 et 64 counts (Tessier, 2006). Le coefficient Kc peut être estimé en usine par le constructeur. Globalement, pour des ADCP, il peut fluctuer entre 0,35 et 0,55 dB/counts, mais est principalement compris entre 0.4 et 0.45 dB/counts, avec une valeur moyenne autour de 0,43 dB/counts (Tessier, 2006).

6.1.1.2. Les pertes de transmission PT

Les pertes de transmission sont associées à la divergence sphérique (décroissance en $1/R^2$ de l'intensité acoustique avec R la distance au transducteur, voir figure 6.1) et à l'atténuation liée au milieu environnant (décroissance exponentielle de l'amplitude en distance), c'est-à-dire l'eau α_w et les particules présentes en suspension α_s . En présence de particules, les pertes de transmission à une distance R du transducteur s'expriment de la manière suivante :

$$PT = 20 \log_{10}(\Psi R) + \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr \quad (6.3)$$

avec Ψ un facteur de correction du champ proche, α_w le coefficient d'atténuation liée à l'eau (dB.m^{-1}) et α_s l'atténuation liée aux particules.

En fonction de la distance de Fresnel $R_0 = D_t^2/\lambda$, avec D_t la dimension caractéristique du transducteur et λ la longueur d'onde, on distingue deux zones dans lesquelles l'onde se propage différemment : (i) le champ proche ($R < R_0$) où l'onde oscille, et (ii) le champ lointain ($R > R_0$), où l'onde est considérée sphérique. Le facteur Ψ permet de corriger l'approximation de divergence sphérique dans le champ proche et est formulée de la manière suivante (Downing, 1995) :

$$\Psi = [1 + 1.35z + (2.5z)^{3.2}] / [1.35z + (2.5z)^{3.2}] \quad \text{avec } z = R/R_0 \quad (6.4)$$

L'atténuation liée à l'eau est provoquée par la viscosité de l'eau et les interactions biochimiques. Le coefficient d'atténuation α_w (dB.m^{-1}) est estimé à partir du modèle de François et Garrisson (1982a, 1982b) et dépend de la fréquence acoustique ainsi que de la température, de la pression et de la salinité.

L'atténuation liée aux particules α_s correspond à la somme des effets liés à l'absorption visqueuse α_v et à la diffusion α_d des particules. La formulation de chacun de ces coefficients est décrite dans la section 6.1.2.2.

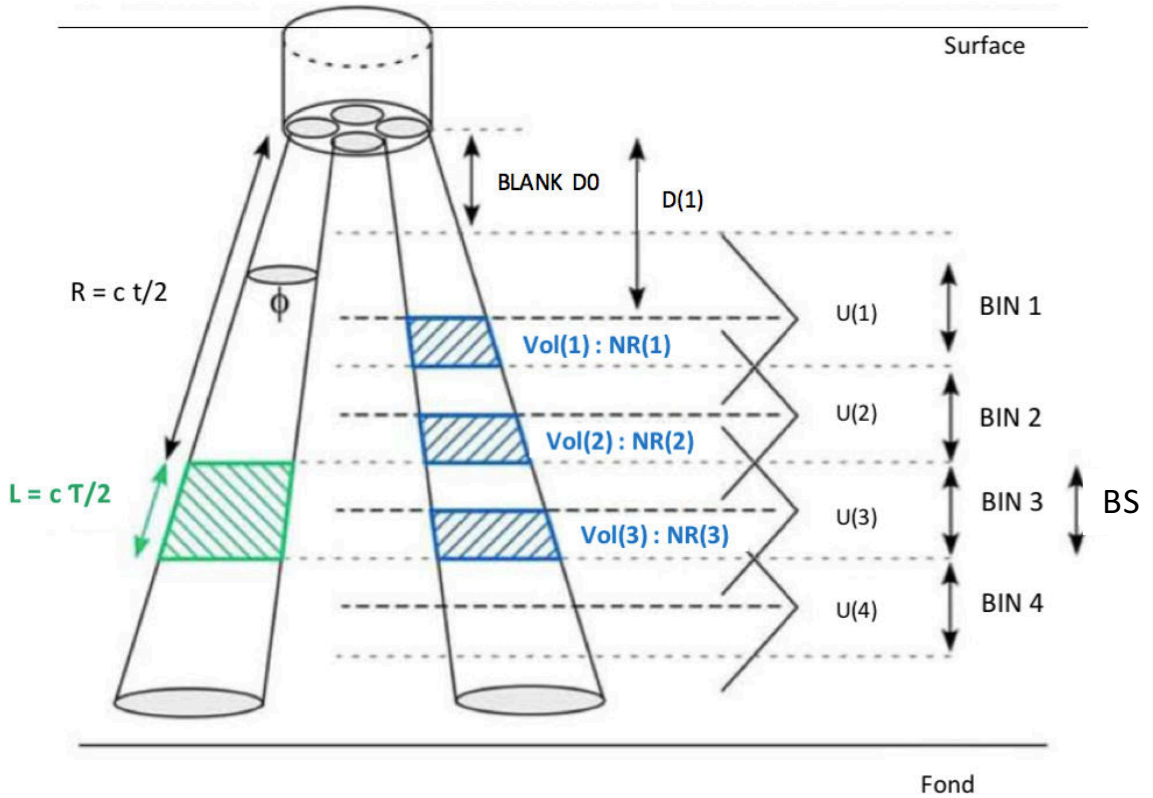


Figure 6-1 : Schéma de la géométrie des mesures d'un ADCP RDI positionné en surface. $U(i)$ est la vitesse de courant et $NR(i)$ l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans un volume d'eau $Vol(i)$. Blank DO représente la zone aveugle de l'instrument pour laquelle il n'existe pas de mesures et $D(1)$ représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d'intensité rétrodiffusée, R représente la distance le long du faisceau et BS représente ici l'épaisseur des cellules (d'après Tessier, 2006).

6.1.1.3. L'indice de cible IC

L'indice de cible ou indice de rétrodiffusion (IR) correspond à un ensemble de particules en suspension. Cet indice dépend des propriétés de diffusion des particules. On le définit comme la valeur en dB du rapport d'intensité entre l'onde rétrodiffusée (ramenée à 1 m du centre de la cible) et l'onde incidente interceptée par les particules (Stanton, 1989 ; Lurton, 1998). Ce rapport correspondant ici à la section efficace de rétrodiffusion moyenne (SER) $\bar{\sigma}$ des particules en suspension (exprimée en m^2), pour une certaine densité numérique moyenne de particules N (nb. m^3) dans un volume d'eau donné V (m^3) :

$$IR = 10\log_{10}(\bar{\sigma}NV) = IV + 10\log_{10}(V) \quad (6.5)$$

où $\bar{\sigma}NV$ représente la somme des sections efficaces de rétrodiffusion avec $V = \psi R^2 L$ le volume insonifié à la distance R du transducteur ; $\psi = \pi(\phi/2)^2$ (ϕ correspond à l'ouverture équivalente du faisceau) et $L = BS/2$ (BS correspond à la taille des cellules, dépendante de la configuration de l'appareil); et IV l'indice de rétrodiffusion volumique. Ce dernier peut être relié à la concentration massique $M = N\rho_f \bar{v}_f$ où ρ_f est la densité apparente des floes et \bar{v}_s le volume individuel moyen des floes. L'indice de rétrodiffusion volumique IV devient :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\frac{M\bar{\sigma}}{\rho_f \bar{v}_f} \right) \quad (6.6)$$

6.1.2. Modèle théorique de diffusion d'une onde acoustique sur une particule

Les caractéristiques des particules (forme, taille, densité) modifient la diffusion des ondes sonores. L'étude de la diffusion d'une onde sur une particule est basée sur les théories de Rayleigh, d'Helmholtz et de Kirchhoff. Généralement, dans le cadre de la mesure des MES, on utilise des cas simples de géométrie (particules sphériques rigides ou élastiques) pour lesquels des solutions analytiques sous forme de séries de fonctions existent (Sheng et Hay, 1988; Stanton, 1989; Thorne et al., 1993). Bien qu'exactes et connues, ces méthodes de calcul présentent l'inconvénient d'être lourdes et de se limiter à des cas de géométries simples, par conséquent, pas entièrement représentatives des MES observées en milieu naturel. Des modèles simplifiés de SER peuvent donc être utilisés (Sheng et Hay, 1988 ; Stanton, 1989).

6.1.2.1. Modèle de section efficace de rétrodiffusion moyenne (SER)

Plusieurs modèles de SER, basés sur le modèle « passe-haut » de Johnson (1977), existent. Le plus populaire est celui de Thorne et Hanes (2002), adapté des travaux de Sheng et Hay (1998). Ce modèle est approprié pour des sédiments sableux. Cependant, souvent, en milieu côtier, les particules en suspension sont des sédiments cohésifs, principalement transportés dans la colonne d'eau sous forme de floes. Dans le cadre de cette thèse, la SER est modélisée d'après la formule de Stanton (1988) :

$$\bar{\sigma} = \frac{A^2 (ka_s)^4 a_s^2}{\left(1 + \frac{\sqrt{2}A}{R_f} (ka_s)^2\right)^2} \text{ avec } A = \frac{e-1}{3e} + \frac{g-1}{2g+1} \text{ et } R_f = \frac{gh-1}{gh+1} \quad (6.7)$$

où $k = 2\pi f / C_w$ (rad.m⁻¹) est le nombre d'onde, avec f la fréquence (Hz), C_w la célérité du son dans l'eau (~1500 m.s⁻¹) qui dépend de la température et de la salinité, et a_s est le rayon moyen des particules (m).

Le coefficient A dépend de la nature des particules. Le premier terme dépend de l'élasticité de la particule par rapport au milieu avec $e = gh^2$ où g correspond au rapport des masses volumiques ($g = \frac{\rho_f}{\rho_w}$) et h le rapport des célérités des ondes ($h = \frac{C_f}{C_w}$). À son passage, l'onde provoque une compression/dilatation de la particule. La célérité des ondes de compression dans les floes n'étant pas bien connue, des estimations à partir de la porosité des floes sont souvent utilisées (Thorne et al, 2014). Le second terme suppose que la particule est fixe, ce qui signifie que le mouvement d'oscillation de la particule provoqué par l'onde est le même que si c'était la particule elle-même qui bougeait.

Ce modèle, développé pour des sphères de faible densité telles que les floes, tient compte de la variation de la densité des particules avec la taille à partir de l'approche fractale. Thorne et al. (2014) ont également développé un modèle hybride qui combine à la fois des petites sphères denses pour les petites particules telles que les microflocs et des sphères fluides pour les

particules de plus grande taille (macroflocs). Pour chaque modèle, la connaissance des caractéristiques des particules (taille, densité) et la célérité de l'onde sonore dans la particule sont nécessaires pour estimer la SER.

6.1.2.2. Atténuation liée aux particules et modèle de section efficace de diffusion totale (SED)

Le coefficient d'atténuation des sédiments α_s lié aux particules dépend du coefficient d'absorption visqueuse α_v et de diffusion α_d des particules. Ces derniers sont associés à la concentration en particules, et peuvent être exprimés selon les formules suivantes :

$$\alpha_v = 8.686\zeta_v M \quad \text{et} \quad \alpha_d = 8.686\zeta_d M \quad (6.8)$$

avec ζ_v et ζ_d les constantes d'absorption visqueuse et d'atténuation liée à la diffusion par les particules s'exprimant de la manière suivante (Urlick, 1948) :

$$\zeta_v = \frac{k(g-1)^2}{2\rho_s} \left[\frac{s}{s^2+(g+\theta)^2} \right] \quad \text{et} \quad \zeta_d = \frac{\overline{\sigma_{tot}}}{2\rho_s \bar{v}_s} \quad (6.9)$$

avec θ l'angle entre l'onde incidente et rétrodiffusée (rad) ; $s = \frac{9}{4\beta\bar{a}_s} \left[1 + \frac{1}{\beta\bar{a}_s} \right]$ où $\beta = \sqrt{2\pi f/2\nu}$ exprime le rendement électro-acoustique du transducteur et ν la viscosité cinématique de l'eau ($1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) ; et $\overline{\sigma_{tot}}$ est la section efficace de diffusion totale (m^2).

La SED totale représente l'intégration de la SER dans tout l'espace. Similairement à la SER, la SED totale peut être modélisée à partir de la formulation suivante (Stanton, 1988) :

$$\overline{\sigma_{tot}} = \frac{2B(ka_s)^4(2\pi a_s^2)}{\left(1 + \frac{\sqrt{2B}}{R_f}(ka_s)^2\right)^2} \quad \text{avec} \quad B = \left(\frac{e-1}{3e}\right)^2 + \frac{1}{3}\left(\frac{g-1}{2g+1}\right)^2 \quad (6.10)$$

Similairement à la SER, la taille et la densité des particules ainsi que la célérité de l'onde dans la particule doivent être connues pour calculer la SED.

6.1.3. Méthode d'inversion du signal acoustique

Finalement, l'équation du sonar 6.1 devient :

$$Kc(NC - NC_0) + B_r = NE - 40\log_{10}(\Psi R) - 2 \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr + IV + 20\log_{10}(\psi RL) \quad (6.11)$$

Dans le cadre de ma thèse, l'objectif est de quantifier l'indice de rétrodiffusion IV qui traduit la dynamique spatiale et temporelle du comportement moyen d'un ensemble de particules insonifiées par l'onde acoustique, soit :

$$IV = Kc(NC - NC_0) + B_r - NE + 40\log_{10}(\Psi R) + 2 \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr - 20\log_{10}(\psi RL) \quad (6.12)$$

Pour cela, deux cas de figure se présentent :

- (i) La nature et la taille des particules sont connues à partir d'observations ou d'hypothèses, et le signal acoustique absolu est correctement calibré. Il est donc possible d'utiliser un modèle de rétrodiffusion plus ou moins adapté à la suspension (ici, modèle de Stanton, voir section 6.1.2.1). La grandeur M intervenant à la fois dans l'indice de rétrodiffusion IV (eq. 6.6) et l'atténuation des sédiments α_s (eq.6.8), on obtient une équation implicite. Pour la résoudre, il est possible d'utiliser une méthode implicite itérative qui consiste à estimer, cellule par cellule, α_s et M jusqu'à converger (Thorne et al., 1993). Cependant, si les propriétés de diffusion de la suspension ne sont pas suffisamment bien décrites par le modèle choisi, il peut en résulter une incertitude importante sur la mesure. En particulier, une erreur d'estimation de la taille des particules impacte fortement la valeur de concentration massique. Par exemple, pour une distribution homogène en masse volumique, une erreur de rayon des particules entre 10 et 50 μm implique une incertitude de 21 dB, soit une erreur d'estimation de la concentration en MES d'un facteur $10^{21/10}$, soit d'environ 126.
- (ii) Les caractéristiques des particules en suspension ne sont *a priori* pas connues, ou la calibration absolue des transducteurs est incertaine. Dans ce cas, on peut se contenter d'expliquer les variations de l'indice de rétrodiffusion. Une autre possibilité consiste à réaliser une calibration empirique de ce dernier à partir de mesures indépendantes de concentration massique (pesée de MES ou mesure de turbidité). Cependant, cette calibration devient complexe dès lors que l'atténuation liée aux sédiments α_s n'est plus négligeable. Rappelons ici que cette dernière dépend de la concentration en MES, de la fréquence de l'appareil utilisé et de la taille des particules (cf eq. 6.8-6.10, section 6.1.2.2). D'après Tessier (2006), l'atténuation des sédiments devient non négligeable lorsque la concentration en MES est de l'ordre de 200 mg.l^{-1} pour un signal acoustique de 1200 kHz et des particules fines. Par conséquent, jusqu'à un certain seuil de concentration en MES, l'indice de rétrodiffusion peut être estimé par régression sans faire d'hypothèses sur la nature et la taille des particules. Cette méthode peut notamment être appliquée à certains environnements côtiers. L'indice de rétrodiffusion défini à l'équation 6.6 peut s'exprimer de la manière suivante :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\frac{M \bar{\sigma}}{\rho_f \bar{v}_f} \right) = 10 \log_{10}(M) + 10 \log_{10} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\rho_f \bar{v}_f} \right) \quad (\text{dB ref. } 1\text{m}^3) \quad (6.13)$$

Une relation affine entre la concentration en MES et l'indice de rétrodiffusion est alors obtenue :

$$10 \log_{10}(M) = aIV + b \quad (6.14)$$

Cette relation permet ainsi de convertir les mesures acoustiques en g.l^{-1} . La théorie suppose que a vaut 1. Toutefois, les incertitudes associées aux différents termes de l'équation du sonar restent importantes, la calibration du signal acoustique se fait en pratique en ajustant la pente.

Tableau 6-1 : Ecarts possibles d'indice de rétrodiffusion en fonction de certains paramètres associés au fonctionnement de l'ADCP, des conditions hydrologiques du milieu, de la concentration en MES et de la taille des particules pour un ADCP RDI Workhorse 1200 kHz ; les incertitudes associées à Kc et NC_0 sont estimées ici en considérant une calibration moyenne pour chaque transducteur (modifié d'après Tessier, 2006).

Paramètres	\overline{Kc}	$\overline{NC_0}$	α_w		$M * 2$	$a_s (50 - 10 \mu m)$
			$\Delta T (10 \text{ à } 15^\circ C)$	$\Delta S (30 \text{ à } 35 \text{ PSU})$		
Ecarts possibles sur l'indice de rétrodiffusion	0.6-2 dB	2 dB (5 counts)	< 0.06 dB/m	< 0.01 dB/m	+3dB	+21 dB

6.2. Analyse de la variabilité du signal acoustique en Baie de Seine

6.2.1. Dynamique de l'indice de rétrodiffusion volumique

6.2.1.1. Inversion du signal brut d'intensité acoustique rétrodiffusée

Dans le cadre de cette thèse, les ADCP 1200 et 600 kHz n'ayant pas été calibrés en bassin, les valeurs précises de niveau émis NE et de niveau reçu NR pour chaque transducteur ne sont pas connues. Il en est de même pour le niveau de bruit Br et la pente Kc . L'inversion du signal brut est donc réalisée à partir des données moyennes fournies par le constructeur (Tableau 6-2). Cette incertitude n'est pas critique pour notre analyse car elle se traduit, à l'exception de Kc , par une constante b' dans l'équation 6.14 telle que :

$$10 \log_{10}(M) = IV + b \quad (6.15)$$

et

$$b = b' - 10 \log_{10} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\rho_f \bar{v}_f} \right) \quad (6.16)$$

La concentration en MES mesurée au cours des différentes campagnes à partir de l'OBS3+ est faible à la station de mesure BS1 (souvent $< 10 \text{ mg.l}^{-1}$), et à l'exception d'un cycle de marée (28 janvier) pour la station de mesure LC, elle excède rarement 200 mg.l^{-1} , voir Chapitre 4. Par conséquent, le choix a été fait d'estimer l'indice de rétrodiffusion en négligeant l'atténuation liée aux sédiments.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous placerons dans le cas ii) présenté en section précédente, calculant IV selon la relation 6.2 en nous intéressant à la variation de IV en fonction de la concentration en MES mesurée par l'OBS3+ (ici noté M dans l'ensemble du chapitre), selon l'équation 6.13. Le signal acoustique n'étant pas calibré de manière absolue, nous ne

calculerons pas la SER mais évaluerons indirectement sa variabilité en comparant $10\log_{10}(M)$ et IV .

L'ADCP réalisant une mesure toutes les minutes, les profils d'intensité brut du signal acoustique les plus proches dans le temps par rapport à ceux de la CTD sont sélectionnés et moyennés sur 10 min. Pour estimer l'atténuation liée à l'eau à partir du modèle de François et Garrisson (1982a, 1982b), les mesures de température et de salinité, obtenues à partir de la CTD (moyennées sur les cellules de 50 cm), sont exploitées après correspondance sur la verticale. Pour les mesures acoustiques, lorsque la taille des cellules est de 25 cm, ces dernières sont moyennées sur deux cellules afin d'obtenir la même grille verticale pour toutes les mesures (CTD, OBS3+, LISST). L'opération est répétée pour chaque ADCP (600 et 1200 kHz) et chaque station de mesure. Pour l'ADCP 600 kHz, nous disposons de moins de mesures, l'appareil ayant été utilisé uniquement à partir de la 3^{ème} campagne.

Tableau 6-2 : Récapitulatif des données moyennes fournies par le constructeur

Instrument	ADCP 1200kHz	ADCP 600kHz	ADP 3 MHz
Fréquence (kHz)	1228.8	614.4	3000
NC_0 (counts)	45	64	45
Kc (dB/counts)	0.42	0.42	0.42
Br (dB)	70	70	70
NE (dB)	217	217	210

6.2.1.2. Dynamique de la réponse des capteurs acoustiques en lien avec la variabilité des caractéristiques physiques des particules

Après avoir calculé les indices de rétrodiffusion, ces derniers sont comparés aux mesures de concentration en MES issues de l'OBS pour chaque cycle de marée et pour chaque station de mesure (Fig. 6-2). Dans l'ensemble, quelle que soit la station de mesure et la fréquence utilisée, une relation claire entre le $10\log_{10}(M)$ et l'indice de rétrodiffusion est observée, suivant la relation 1:1 au décalage vertical près, en accord avec la relation 6.15. Comme attendu, l'indice de rétrodiffusion croît avec la concentration en MES et avec la fréquence (Tessier, 2006). Toutefois, les résultats obtenus pour l'ADCP 1200 kHz à BS1 montrent un écart d'intensité du signal rétrodiffusé relativement important par rapport à ceux obtenus avec le même ADCP à LC

et avec l'ADCP 600 kHz. Pour les deux stations, un décalage de 20 à 30 dB en moyenne est observé. Il s'avère que la configuration de l'ADCP 1200 kHz pour les mesures à BS1 est différente : l'instrument a en effet été paramétré Narrowband au lieu de Broadband, ce qui signifie que les codes acoustiques sont différents et qu'un décalage d'intensité peut en effet se produire (RDI, *comm. pers.*). Malheureusement, ce décalage ne peut être corrigé. Bien que la dynamique des mesures obtenues à partir de cette configuration puisse être exploitée, elle n'est pas comparable aux autres mesures effectuées avec la configuration Broadband.

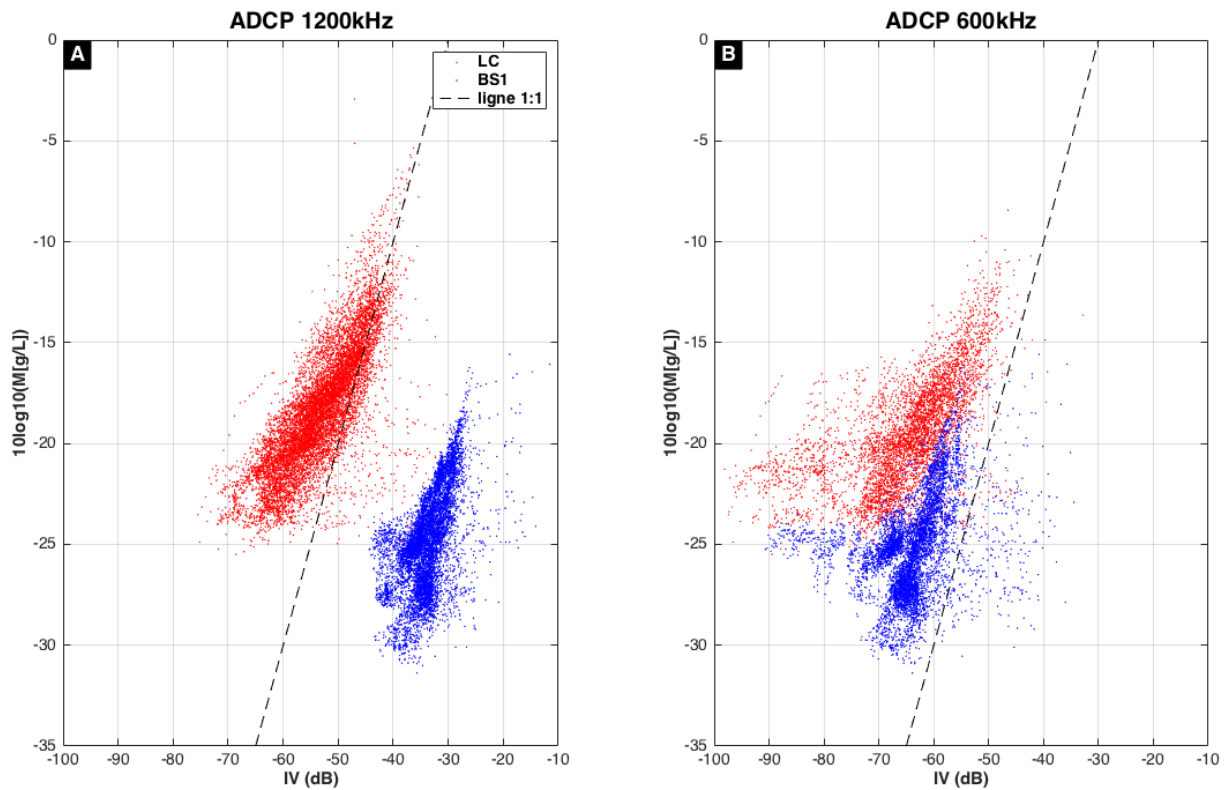


Figure 6-2 : $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique de l'ADCP 1200 kHz (a) et 600 kHz (b) pour chaque cellule de 50 cm. Les mesures à LC sont représentées en rouge et celles de BS1 en bleu. La ligne en tirets noirs indique la pente théorique que devraient montrer les nuages de points (éq.6-14 avec $a=1$). En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.

Une variation saisonnière du signal acoustique de rétrodiffusion est observée, plus marquée à BS1 qu'à LC (Fig. 6-3). En été, pour une concentration en MES donnée de 3 mg.l^{-1} (soit -25 en ordonnée), le signal acoustique issue de l'ADCP 600 kHz est plus faible à BS1 que pour les autres périodes : l'indice de rétrodiffusion varie entre -90 et -75 dB en juillet, contre des valeurs comprises entre -70 et -65 dB pour les autres campagnes (Fig. 6-3d). Dans une moindre mesure, pour la même station (BS1), l'ADCP 1200 kHz est également sensible à ces différences saisonnières : à concentration en MES équivalente (3 mg.l^{-1}), les valeurs en juillet sont comprises sur une gamme plus restreinte allant de -45 à -35 dB, contre -35 et -30 dB pour les autres campagnes (Fig. 6-3c). En revanche à LC, les variations saisonnières sont moins apparentes, en particulier pour l'ADCP 1200 kHz : pour une concentration en MES de 10 mg.l^{-1} (-20 en ordonnée), l'indice de rétrodiffusion reste compris entre -70 et -40 dB quelle que soit la saison (Fig. 6-3a). Pour l'ADCP 600kHz, à LC, on retrouve une variabilité de rétrodiffusion acoustique plus importante en juillet : pour une gamme de concentration comprise entre 3 et 10

mg.l⁻¹ (soit de -25 à -20 en ordonnée), l'indice de rétrodiffusion varie entre -95 et -75 dB (Fig. 6-3b).

En supposant que les instruments soient parfaitement calibrés et en ne tenant compte que des différences de fréquence (1200 et 600kHz), l'écart théorique entre les indices de rétrodiffusion de chaque instrument est de 12 dB environ (Tessier, 2006). En dehors de la période estivale, pour la station de mesure LC, l'écart d'indice de rétrodiffusion entre l'ADCP 1200 kHz et l'ADCP 600kHz n'excède pas 10 dB (Fig. 6-3a et b), suggérant que les seules différences observées entre ces deux ADCP résultent des différences de fréquence. En revanche en juillet, les résultats montrent des écarts plus importants. L'ADCP 600 kHz semble plus sensible à la variation saisonnière des caractéristiques des MES observées pour la station de mesure LC que l'ADCP 1200 kHz. En effet, deux signaux de fréquences différentes ne vont pas être sensibles aux mêmes caractéristiques de particules.

Il est intéressant de noter que pour le même ADCP (600kHz) avec les mêmes paramètres de calibration et la même configuration, des différences significatives sont observées d'un site à l'autre (Fig. 6-2b). Pour une même concentration en MES, le signal acoustique rétrodiffusé est plus fort à BS1 qu'à LC, suggérant la présence de particules de nature différente pour la même saison.

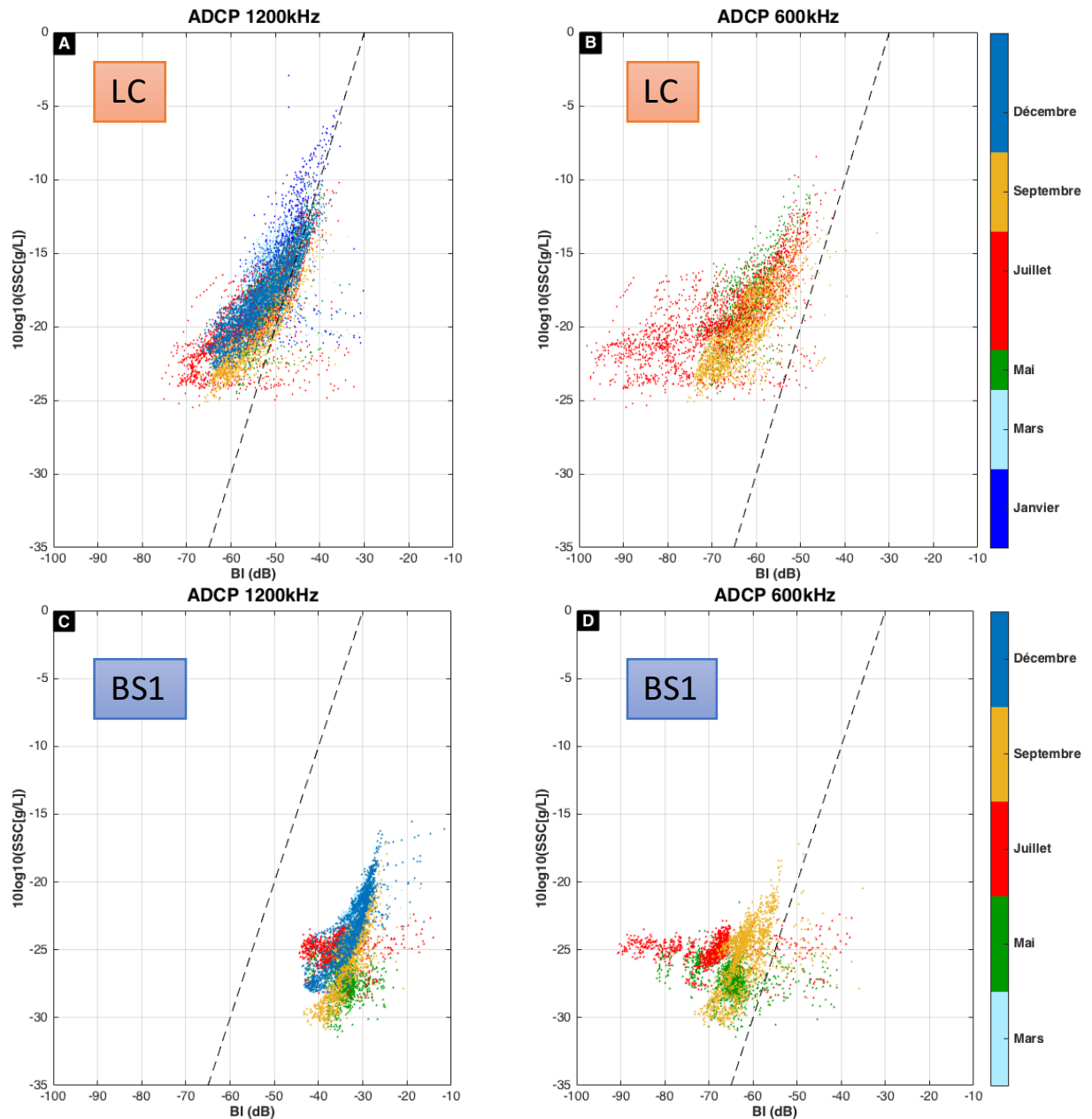


Figure 6-3 : $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique de l'ADCP 1200 kHz et 600 kHz, pour la station de mesure LC (a,b) et BS1 (c,d). La couleur indique la campagne. En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.

Afin de mieux comprendre la variabilité de l'indice de rétrodiffusion, les mesures de diamètre médian (D50) et d'excès de densité des particules, ainsi que les calculs de dimension fractale sont confrontés à la relation entre le $10\log_{10}(M)$ et l'indice de rétrodiffusion IV (Fig. 6-4). Toutefois, aucune relation générique avec l'une de ces variables n'est observée, toutes stations confondues. On note tout de même qu'à BS1 pour l'ADCP 1200 kHz, le signal acoustique rétrodiffusé semble augmenter avec la taille médiane des particules et à l'inverse, diminuer avec l'excès de densité et la dimension fractale. Pour les autres sites, les relations sont moins évidentes. À LC, pour l'ADCP 1200 kHz, l'indice de rétrodiffusion semble également augmenter avec la diminution de l'excès de densité sauf lorsque la concentration en MES est forte ($>100 \text{ mg.l}^{-1}$). Pour ces mesures obtenues quand la concentration est importante, la

calibration de l'instrument pourrait être questionnée, notamment pour le choix de la pente Kc ou du fait que l'atténuation liée aux sédiments est considérée comme négligeable. En analysant la dynamique de l'indice de rétrodiffusion site à site pour l'ADCP 600 kHz, aucune relation claire entre le signal acoustique et l'excès de densité n'est observée (Fig. 6-5a et b).

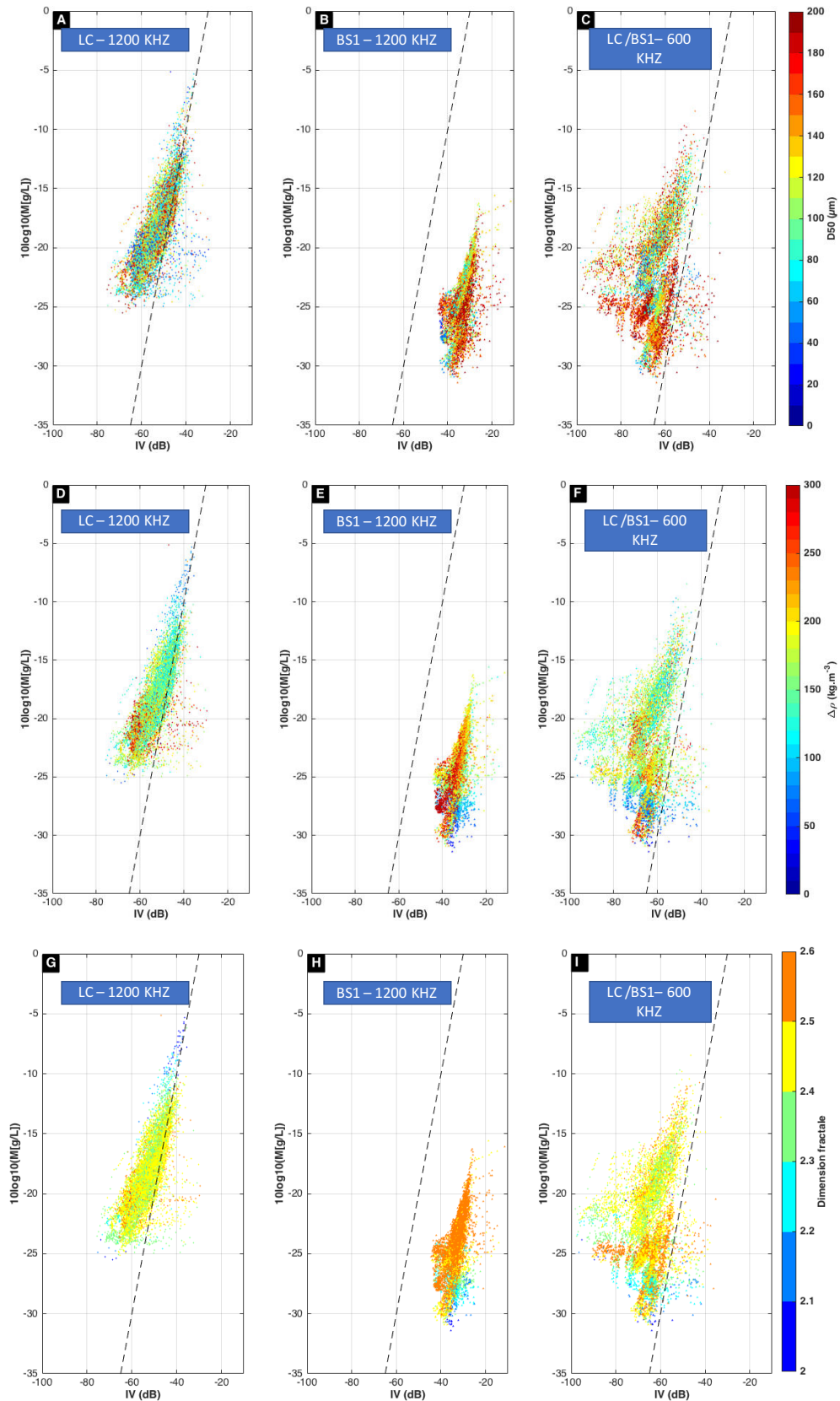


Figure 6-4 : $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique pour la station de mesure LC avec l'ADCP 1200 kHz (a, d et g), pour la station de mesure BS1 avec l'ADCP 1200 kHz (b, e et h) et pour les deux stations avec l'ADCP 600 kHz (c, f et i). Les couleurs indiquent le diamètre médian (a, b et c), l'excès de densité (d, e et f) et la dimension fractale (g, h et i). En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.

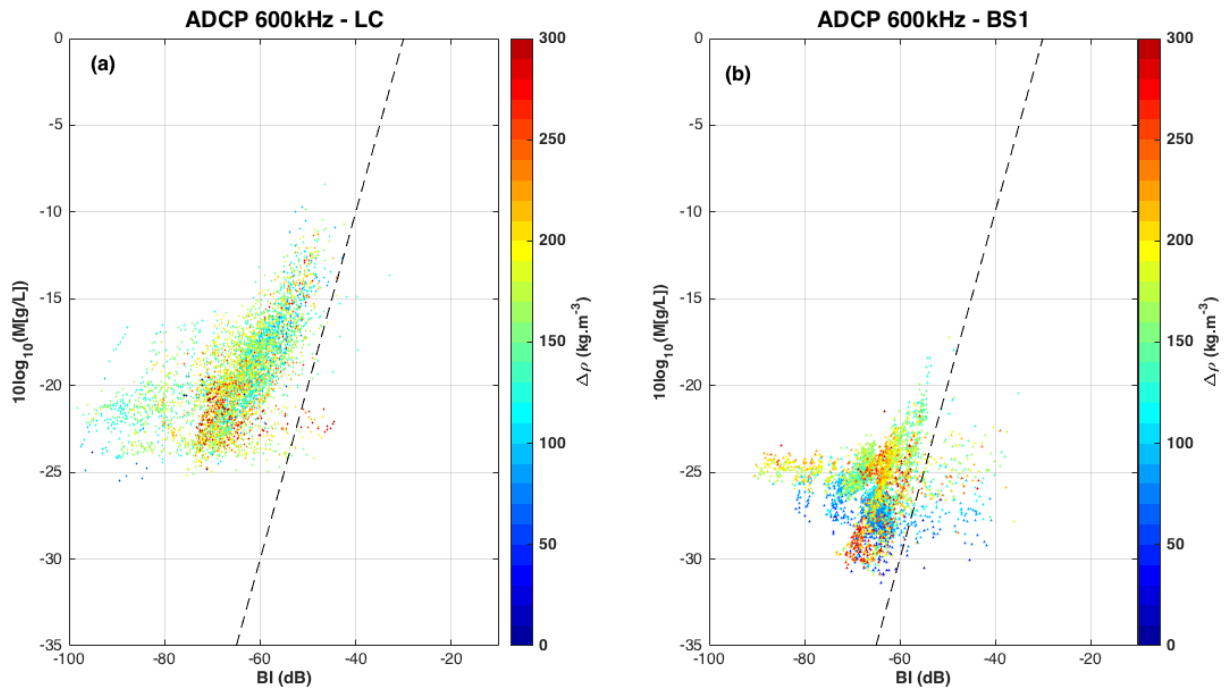


Figure 6-5 : $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique avec l'ADCP 600 kHz pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique l'excès de densité. En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.

6.2.2. Dynamique des caractéristiques de rétrodiffusion des particules

La SER est complexe à quantifier pour des floccs. Dans le cadre de cette thèse, on utilise une méthode intermédiaire qui consiste à observer la variation de la SER en fonction des caractéristiques des particules contenues dans le coefficient b à partir de l'équation 6.16.

Une variation saisonnière du coefficient b , plus flagrante à BS1 qu'à LC, est également observée avec des valeurs plus fortes pour la période estivale (Fig. 6-6). Pour l'ADCP 600 et 1200 kHz à BS1, les variations sont similaires avec des valeurs plus fortes de b observées en juillet et seulement pour quelques points en mai (Fig. 6-6 c et d). À LC, la variabilité est moins marquée et ne concerne qu'une partie des mesures en juillet pour l'ADCP 600 kHz tandis que pour l'ADCP 1200 kHz, les variations sont encore moins apparentes (Fig. 6-6 a et b). En utilisant l'excès de densité comme marqueur des caractéristiques des MES, on observe globalement, quelle que soit la fréquence ou la station de mesure, que le coefficient b augmente légèrement avec l'excès de densité. Il est également remarquable que si les nuages des points dans l'espace $b/\Delta\rho$ sont superposés quelle que soit la saison à LC, ils se distinguent nettement pour BS1.

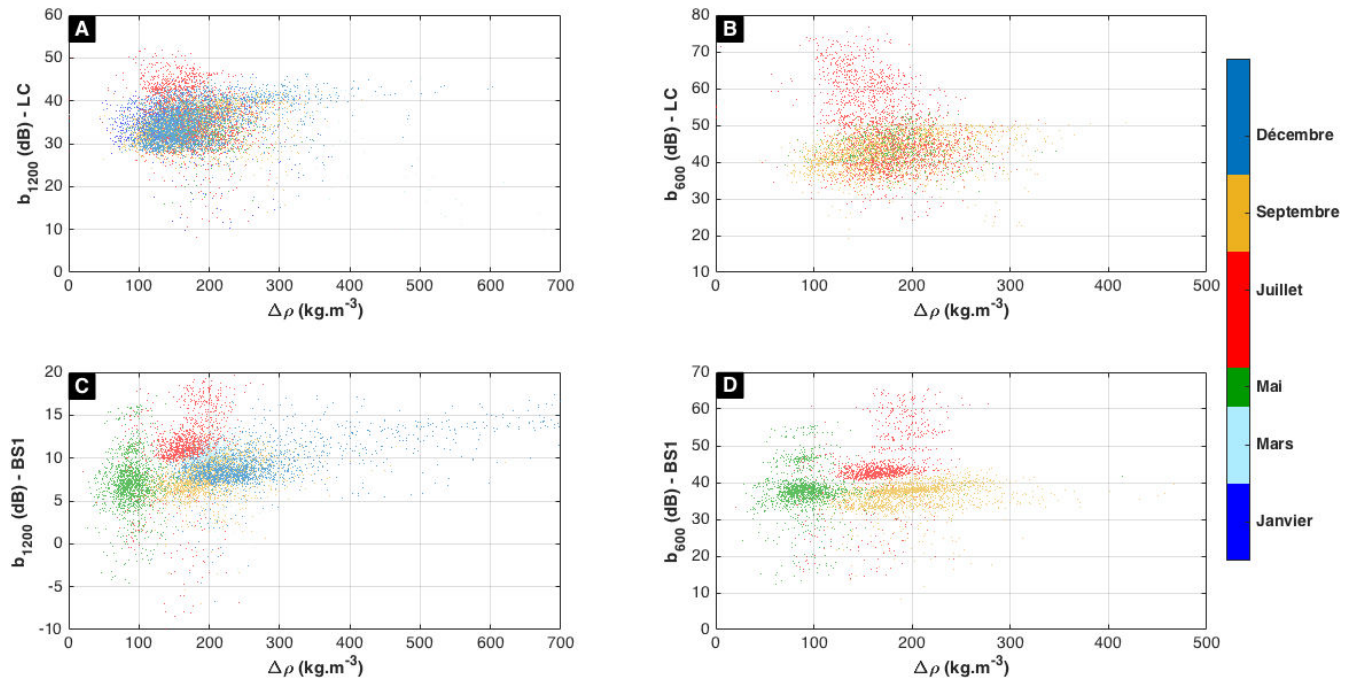


Figure 6-6 : Coefficient b (équation 6-16) en fonction de l'excès de densité pour l'ADCP 1200 kHz et l'ADCP 600 kHz à LC (a et b) et à BS1 (c et d). La couleur indique la campagne de mesure ; avec $b = 10\log_{10}(M) - IV = 10\log_{10}\left(\frac{\bar{\sigma}}{\rho_f \bar{v}_f}\right)$.

Comme attendue, une variation inverse du diamètre médian avec l'excès de densité est observée (voir chapitre 4) (Fig. 6-7a). Une relation claire entre la dimension fractale et l'excès de densité est également constatée (Fig. 6-7b). Pour autant, pour un excès de densité donné, le diamètre médian et la dimension fractale n'expliquent pas la variabilité du coefficient b , suggérant qu'un autre paramètre est susceptible d'entrer en jeu pour expliquer les grandes variations du coefficient b . En effet, la diffusion de l'onde acoustique dépend des caractéristiques physiques des particules comme la taille et la densité, mais également de leur élasticité. Ce dernier paramètre reste difficile à estimer. Avec nos mesures actuelles de taille médiane, d'excès de densité et de dimension fractale, il est difficile d'appréhender dans sa globalité la dynamique de la réponse du signal acoustique.

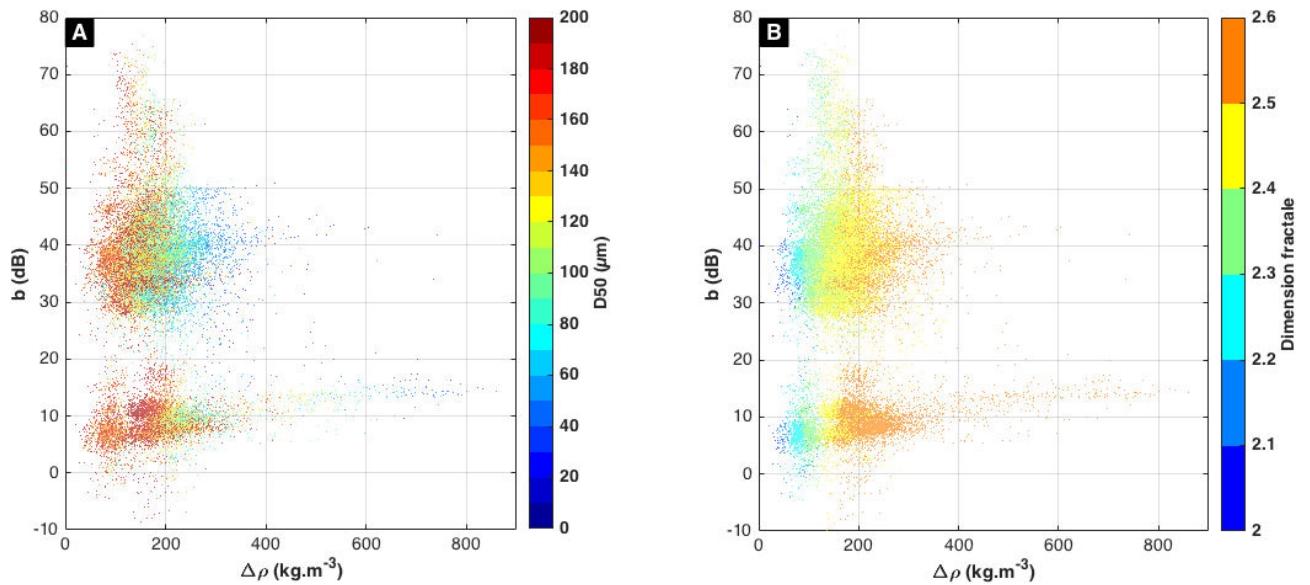


Figure 6-7 : Coefficient b (équation 6-14) en fonction de l'excès de densité pour les deux ADCP et les deux stations de mesure. La couleur indique le diamètre médian D_{50} (a) et la dimension fractale (b).

6.2.3. Comparaison de la dynamique de rétrodiffusion acoustique pour deux fréquences différentes

Pour la station de mesure LC, les coefficients b obtenus pour chaque ADCP sont comparés (figure 6-8). Globalement, la majeure partie des mesures suivent la ligne 1:1, suggérant que les signaux acoustiques répondent de la même manière aux particules présentes en suspension. Toutefois, pour la campagne de juillet, un certain nombre de mesures dévient vers de plus fortes valeurs de b_{600} , suggérant une réponse différente des deux instruments pour la période estivale. Pour autant, cette variabilité ne concerne pas toutes les mesures en juillet : il s'agit surtout de la ME (17 juillet) et une partie des mesures du 24 juillet (Fig. 6-9). Pour le 17 juillet (coefficient de marée à 62), les particules sont caractérisées par des valeurs de diamètre médian relativement plus fortes mais surtout par des excès de densité plus faibles (entre 100 et 150 kg.m^{-3}) par rapport aux autres cycles de marée de la même campagne. Il s'agit également du cycle de marée présentant le taux de MOP le plus fort mesuré à LC : la MOP s'élève en moyenne à 44% contre 26% pour le 22 juillet (voir section 4.2.2.1). Ces résultats suggèrent que la réponse de l'ADCP 600 kHz diffère de l'ADCP 1200 kHz, quand les particules sont enrichies en MO et moins denses. Cependant, pour la ME de septembre (23 septembre), aucun écart de réponse entre les deux instruments n'est observé alors que les particules possèdent des caractéristiques similaires (faibles excès de densité et D_{50} forts) et le taux de MOP reste important (37 %) (Fig. 6-8b et c). La différence entre ces deux cycles de marée réside dans la concentration en chl a, plus forte en juillet qu'en septembre (section 4.2.2.1), suggérant que l'ADCP 600 kHz est plus sensible à la présence de phytoplancton. Toutefois, malgré le pic de chl a mesuré en mai, la réponse des deux ADCP 600 et 1200 kHz est similaire (Fig. 6-8). En mai, ces observations pourraient résulter de la teneur en matière minérale plus forte à LC, qui se traduit par un taux de MOP plus faible (15%) au moment du bloom (section 4.3.2).

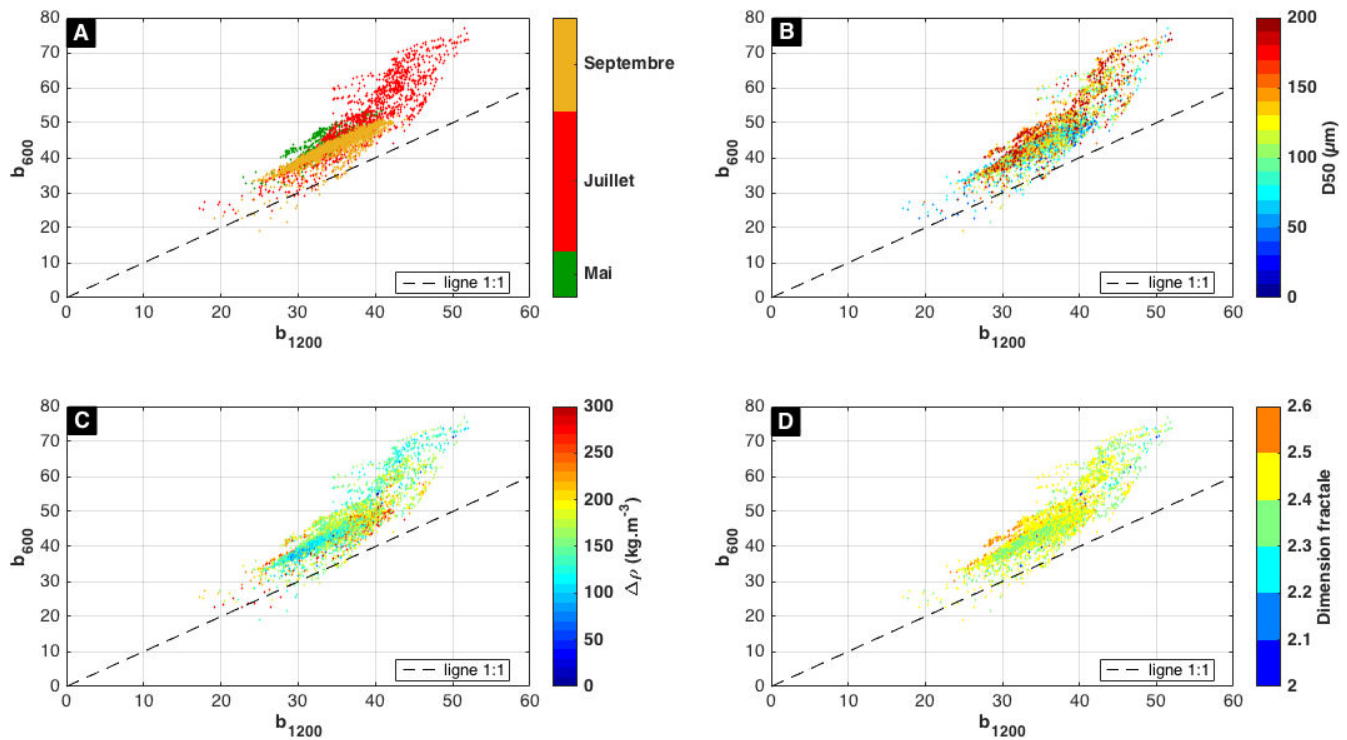


Figure 6-8 : Relation entre chaque coefficient b (équation 6-14) estimé pour l'ADCP 600 kHz et l'ADCP 1200 kHz (station LC). La couleur indique la campagne de mesure (a), le diamètre médian D_{50} (b), l'excès de densité (c) et la dimension fractale (d).

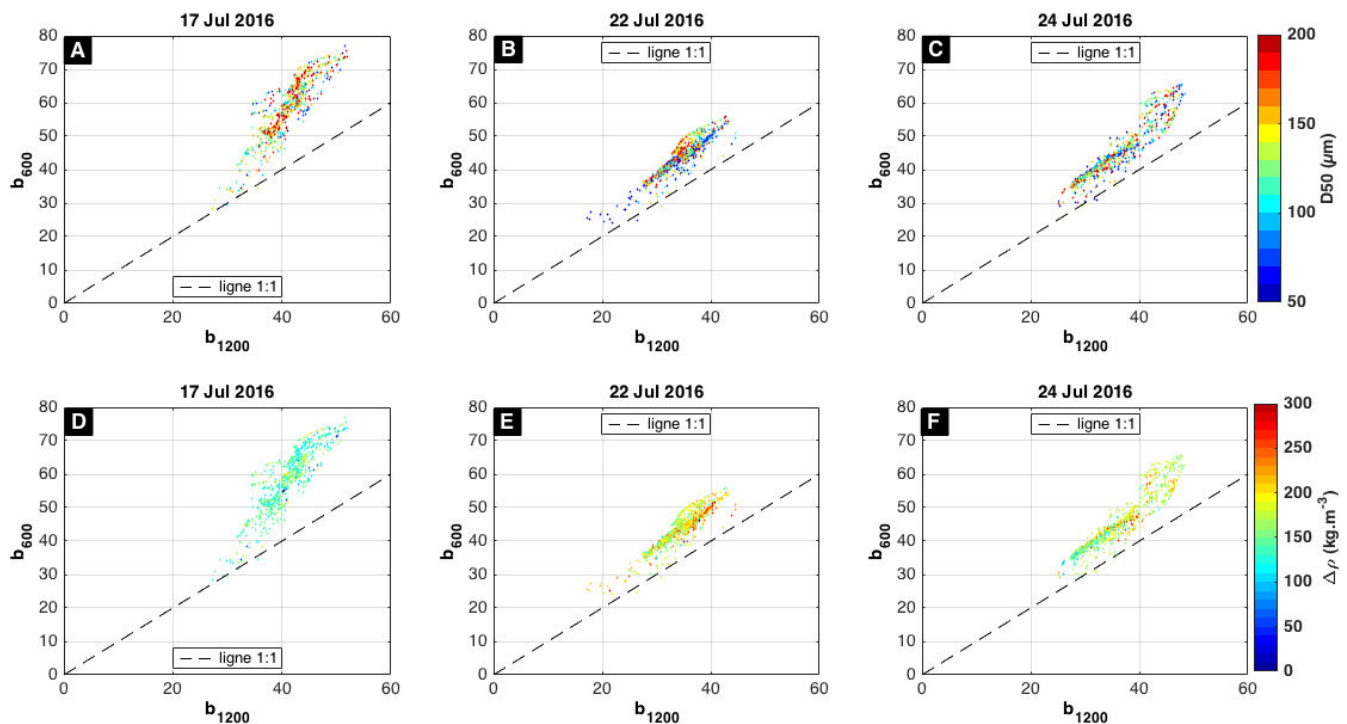


Figure 6-9 : Relation entre chaque coefficient b (équation 6-14) estimé pour l'ADCP 600 kHz et l'ADCP 1200 kHz pour chaque cycle de marée en juillet à la station LC : 17 juillet (coefficient de marée de 62) (a et d), 22 juillet (coefficient de marée de 91) (b et e) et le 24 juillet (coefficient de marée de 87) (c et f). Les couleurs indiquent soit le diamètre médian (a, b et c), soit l'excès de densité (d, e et f).

Ces résultats obtenus en Baie de Seine illustrent deux choses :

- (i) Le peu d'écart de réponse entre les ADCP 600 et 1200 kHz suggère que si l'on cherche à exploiter le multifréquence pour caractériser les MES, en dehors d'une estimation de la concentration en MES, il faudrait rechercher un écart de fréquence plus important.
- (ii) Malgré le peu de variabilité constatée, un effet combiné de la chl a et de la MOP semble influencer l'écart de réponse entre les deux instruments. Ces observations nécessitent d'être complétées par d'autres mesures.

Nos résultats mettent également en évidence la capacité d'estimer une concentration en MES à partir d'une calibration empirique basée sur un b moyen ou médian (voire en utilisant une calibration avec une pente différente de 1), a minima par site et par saison. Le peu de variabilité observée à LC suggère qu'une calibration unique pourrait être recherchée, avec cependant une incertitude de mesure potentiellement forte qui pourrait être quantifiée en analysant la distribution des coefficients b_{1200} . À BS1, il semble plus pertinent d'utiliser une calibration empirique saisonnière.

6.3. Analyse de la variabilité du signal acoustique sur le long terme à partir des mesures en zone côtière belge

6.3.1. Présentation des mesures sur une année

Dans le cadre de ma thèse des mesures à la station MOW1 en zone côtière belge acquises par le RBINS ont été traitées. Cette station est équipée d'un tripode sur lequel sont fixés différents instruments dont un ADP de fréquence 3 MHz, un OBS3+ et un LISST-100X à environ 2 m au-dessus du fond (voir section 2.3). La mesure en continu est assurée par une maintenance régulière au cours de laquelle un changement de tripode entièrement équipé est effectué.

L'objectif est d'appliquer la même démarche que celle utilisée en Baie de Seine pour étudier la dynamique du signal de rétrodiffusion acoustique sur le long terme. La concentration en MES a été estimée par le RBINS en utilisant un OBS calibré à partir d'échantillons *in situ*. A partir des données du LISST et de l'OBS, le diamètre médian, l'excès de densité et la dimension fractale sont estimés en utilisant la méthode décrite dans le chapitre 5.

L'année 2013 est choisie pour étudier la dynamique des caractéristiques des MES. Les évolutions temporelles de chaque variable sont présentées à la figure 6-10. Les zones blanches pour lesquelles aucune donnée du LISST n'est disponible résultent soit de l'absence de LISST sur le tripode, soit d'un premier filtrage effectué par le RBINS, permettant d'écarter les données impactées notamment par le biofouling ou par des incertitudes de mesure associées à un dysfonctionnement des instruments. Malgré ce filtrage, pour la période de fin septembre à mi-octobre (Jours julien de 266 à 289), les données d'excès de densité et de dimension fractale semblent douteuses (zone grisée sur la figure 6-10). En effet, une diminution progressive de la dimension fractale passant de 2,2 à 1,8 est observée à partir du jour julien 275 (Fig. 6-11). Cette

diminution est associée à des concentrations volumiques fortes ($> 4000 \mu\text{l/l}$) et des excès de densité relativement faibles ($20 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), qui contrastent fortement avec les données acquises à partir de la maintenance (un saut dans les mesures est constaté) (jour julien 289). Ces mesures suggèrent la présence de biofouling. Par conséquent, les données de cette période ne sont pas intégrées dans l'analyse de la variabilité de la réponse du signal acoustique.

Une variation saisonnière de la concentration en MES et des caractéristiques physiques des MES est observée (Fig. 6-10). La période hivernale est caractérisée par des concentrations en MES en moyenne plus fortes (souvent supérieures à $500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), des tailles médianes plus faibles associées à des excès de densité plus élevés. A l'inverse, en période estivale, la concentration en MES est plus faible, en particulier pour le mois de juillet. Les tailles médianes sont en moyenne plus larges et les excès de densité sont plus faibles pour la période allant de mi-mai à début septembre. À l'échelle annuelle, la dimension fractale est principalement comprise entre 2 et 2,5.

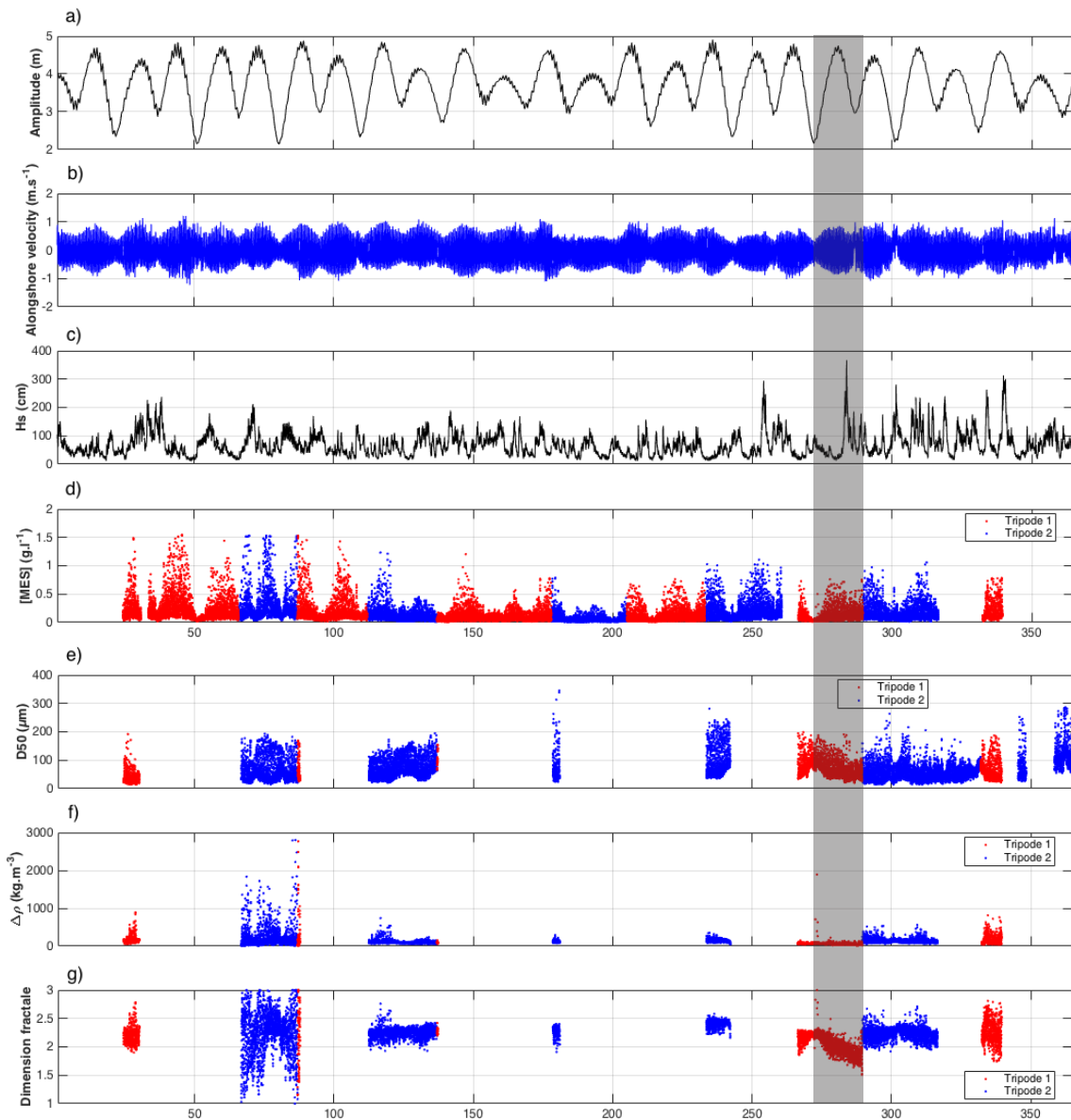


Figure 6-10 : Série temporelle de l'amplitude de marée (a), de la vitesse du courant longshore (b), de la hauteur significative des vagues (c), de la concentration en MES issue de l'OBS à 2 m au-dessus du fond (d), du diamètre médian des particules (e), de l'excès de densité des particules (f) et de la dimension fractale (g) au même niveau pour l'année 2013 à la station MOW1. Les couleurs rouge et bleues correspondent à des mesures acquises avec deux tripodes différents, alternativement déployés sur le site. La zone grisée correspond à des mesures douteuses potentiellement affectées par le biofouling.

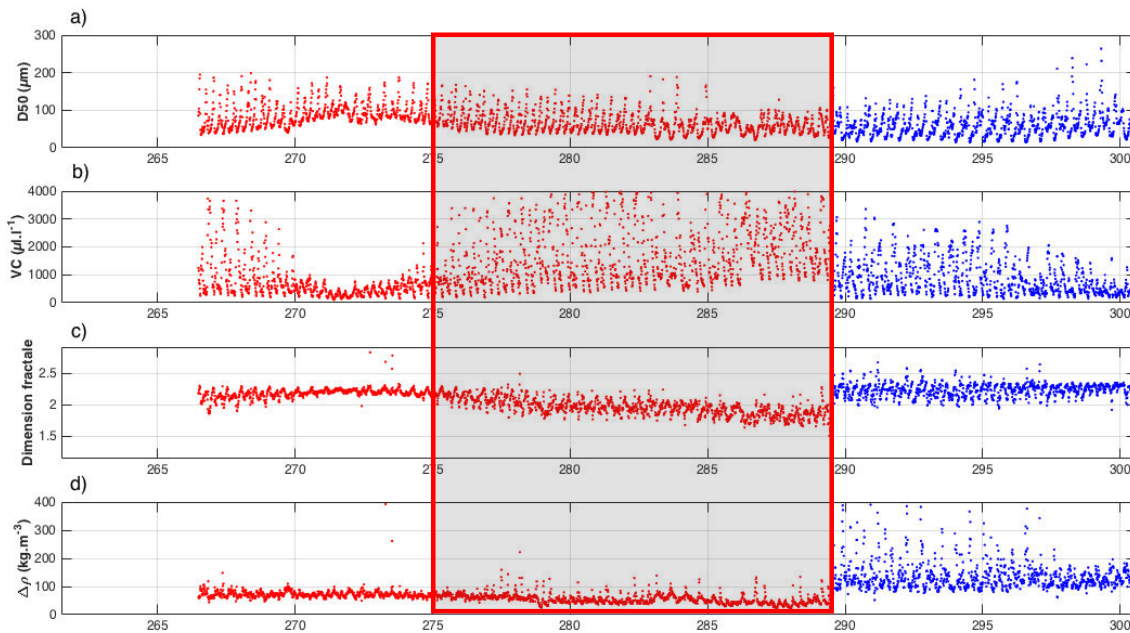


Figure 6-11 : Série temporelle du diamètre médian des particules (a), de la concentration volumique totale mesurée par le LISST (b), de la dimension fractale (c) et de l'excès de densité des particules (d) pour la période comprise entre fin septembre et fin octobre 2013 (jour julien : 261 à 301) pour la station de mesure MOW1. Les mesures issues du premier tripode sont représentées en bleu et celles issues du second tripode en rouge. La zone grisée encadrée en rouge correspond à des mesures douteuses potentiellement affectées par le biofouling.

6.3.2. Dynamique du signal de rétrodiffusion acoustique

6.3.2.1. Inversion du signal brut d'intensité

Par analogie à la Baie de Seine, l'ADP 3 MHz n'ayant pu être calibré en bassin, les caractéristiques pour chaque transducteur (niveau émis et reçu, bruit et pente Kc) ne sont pas connues avec précision. L'inversion du signal brut est donc réalisée à partir des données moyennes fournies par le constructeur quand elles étaient disponibles ou par analogie avec les caractéristiques des ADCP (Tableau 6-2).

La concentration en MES est très élevée par rapport aux mesures effectuées en Baie de Seine, dépassant souvent 500 mg.l^{-1} à 2 m au-dessus du fond. Toutefois, l'objectif étant de comparer le signal acoustique aux mesures optiques de turbidité et aux caractéristiques physiques des MES, l'indice de rétrodiffusion ne sera estimé que pour la première cellule, donc à 2 m au-dessus du fond, où étaient également réalisées les mesures LISST. Par conséquent, le choix a été fait d'estimer l'indice de rétrodiffusion en négligeant l'atténuation liée aux sédiments.

L'atténuation liée à l'eau est estimée à partir du modèle de François et Garrisson (1982a, 1982b). Toutefois, les mesures de salinité et de température n'étant pas toujours disponibles, des valeurs moyennes de température et de salinité ont été choisies sur toute l'année, en négligeant les variations de température et de salinité.

Une première estimation de l'intensité acoustique rétrodiffusée a été effectuée en prenant en compte toutes les données sur l'année 2013 (Fig. 6-12). En moyenne, une différence de 3 dB est observée entre les 2 ADP fixés sur chaque tripode et utilisés alternativement pour assurer la mesure en continu. Chaque ADP a mesuré environ la moitié de la période de mesure. La relation entre le $10\log_{10}(M)$ et l'indice de rétrodiffusion pour chaque ADP s'écarte significativement de la ligne 1:1. On note tout de même une relation claire entre le $10\log_{10}(M)$ et l'indice de rétrodiffusion pour chaque ADP avec une dynamique identique quelle que soit la concentration en MES. Par conséquent, il est peu probable que l'atténuation liée aux sédiments soit responsable de cet écart par rapport à la ligne 1:1. Cette différence de pente pour les deux instruments peut notamment résulter du fait qu'à défaut d'une calibration en bassin, les paramètres identiques aux courantomètre RDI (utilisés en baie de Seine) ont été utilisés pour convertir et inverser le signal acoustique.

Au vu du nombre de mesures du LISST disponibles, très peu de données seront observées pour l'un des deux ADP (en rouge sur la figure 6-10) lors de la confrontation entre le signal acoustique rétrodiffusé et les caractéristiques de taille, densité et dimension fractale. Le choix a donc été fait de regarder la dynamique de l'indice de rétrodiffusion estimé à partir d'un seul ADP (en bleu sur la figure 6-10).

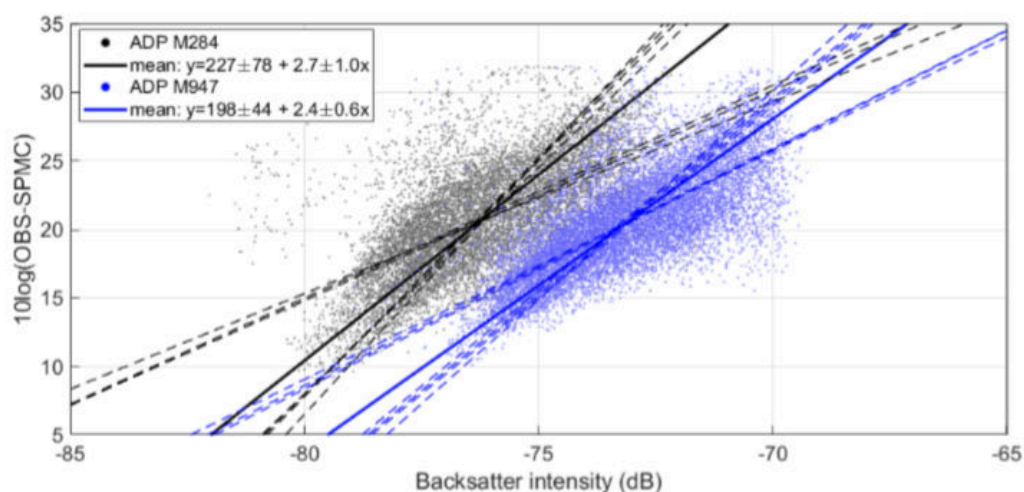


Figure 6-12 : Relation entre le $10\log_{10}$ de la concentration en MES (en mg.l^{-1}) issue de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique estimé à la première cellule pour deux profileurs acoustiques ADP 3 MHz (M284, M947) alternativement déployés. Le jeu de données utilisé correspond à une année de données acquises en 2013 dans la zone côtière belge ; chaque capteur a mesuré environ la moitié de l'année. Les droites pleines représentent la moyenne de huit modèles de régression (méthode des moindres carrés, Eigenvalue, Theil-Senn, méthode robuste, et chacune de ces méthodes en interchangeant les variables dépendantes et indépendantes), les lignes en tirets représentent les régressions linéaires (M284 : $R^2 = 0,4$; M947 : $R^2 = 0,6$), d'après Fettweis et al., soumis). En ordonnée, 10 correspond à une concentration de 10 mg.l^{-1} , 20 : 100 mg.l^{-1} et 30 : 1000 mg.l^{-1} .

6.3.2.2. Dynamique de la réponse des capteurs acoustiques en lien avec la variabilité des caractéristiques physiques des particules

Pour une concentration en MES donnée, une variation saisonnière de l'indice de rétrodiffusion est observée, avec des valeurs plus faibles mesurées au cours de la période

hivernale et des valeurs plus importantes au printemps et en été (Fig. 6-13a). À concentration en MES équivalente, une relation évidente est observée entre l'intensité acoustique rétrodiffusée et l'excès de densité des floes : pour une concentration en MES donnée ($\sim 100 \text{ mg.l}^{-1}$, correspondant à une valeur en $10\log_{10}$ de -10), des valeurs plus fortes de l'indice de rétrodiffusion sont associées à des excès de densité plus faibles ($< 100 \text{ kg.m}^{-3}$) et inversement (Fig. 6-13c). En revanche, les autres caractéristiques des MES (taille médiane et dimension fractale) n'expliquent pas réellement la variabilité du signal acoustique. Pour rappel, la méthode utilisée pour estimer la dimension fractale suppose de choisir une taille et une densité des particules primaires fixes (section 5.1.2). L'analyse de sensibilité réalisée dans la section 5.3.1. montre que l'augmentation de la taille des particules primaires entraîne une diminution de la dimension fractale. En supposant qu'au printemps et en été, les particules primaires sont plus larges quand le taux de MO augmente, la dimension fractale calculée serait plus faible. Il en résulterait une relation plus évidente similaire à celle observée pour l'excès de densité.

L'excès de densité semble donc être le principal marqueur expliquant la variabilité saisonnière de l'indice de rétrodiffusion à la station MOW1 en 2013. L'intensité acoustique plus forte mesurée en période estivale est associée à un excès de densité des particules plus faible. Pour les mesures réalisées en Baie de Seine à BS1, la relation avec l'excès de densité indique que des intensités plus fortes du signal acoustique ont également été mesurées au printemps et en été quand les particules étaient moins denses à HF (ADCP 1200 kHz).

La relation entre le $10\log_{10}(M)$ et l'indice de rétrodiffusion ne suivant pas la ligne 1:1, la dynamique du coefficient b en lien avec les caractéristiques physiques des particules peut être biaisée et ne sera pas donc abordée dans cette thèse. Il serait intéressant d'ajuster la pente Kc pour que la pente moyenne soit de 1 afin d'étudier la dynamique du coefficient b au regard des caractéristiques physiques des particules.

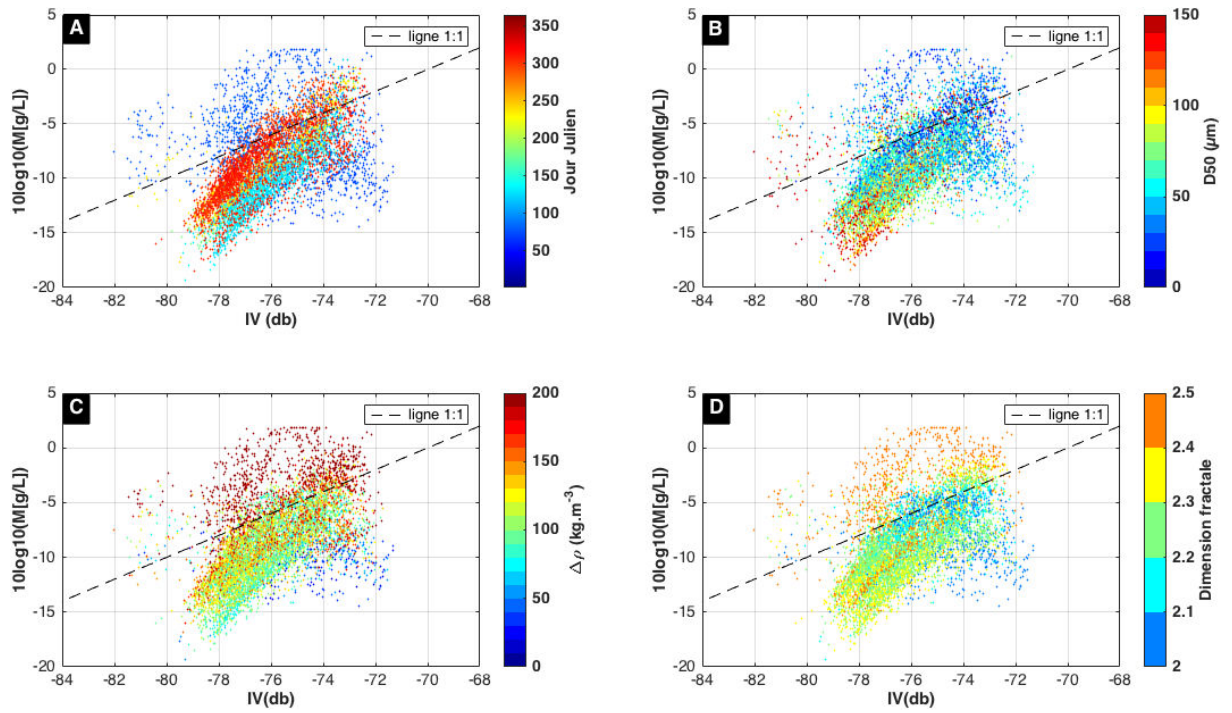


Figure 6-13 : $10\log_{10}$ de la concentration en MES issue de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique estimé pour la première cellule du profileur ADP 3 MHz (ADP M284) à la station de mesure MOW1 pour l'année 2013. Les couleurs indiquent le temps en jour julien (a), le diamètre médian des particules (b), l'excès de densité (c) et la dimension fractale (d).

Conclusion générale et perspectives

Ce travail de thèse a pour objectif de mieux comprendre la dynamique des MES en mer côtière en réponse aux différents forçages hydrodynamiques, hydrologiques et biologiques ayant lieu à l'interface entre estuaire et baie. À cet effet, des capteurs optiques et acoustiques ont été déployés *in situ* en vue de caractériser et de quantifier les MES dans la colonne d'eau. À partir de cette vision macroscopique des MES, les objectifs de thèse sont doubles :

- (i) Améliorer la compréhension des processus de floculation en lien avec les paramètres qui les contrôlent.
- (ii) Évaluer les conséquences de cette variabilité des MES sur la qualité de la mesure.

La première étape de ce travail a porté sur l'observation *in situ* de la variabilité tidale et saisonnière des MES en lien avec différents forçages hydrologiques (conditions de stratification différentes), hydrodynamiques et biologiques. À cette fin, une stratégie d'observations complémentaires, associant des mesures long terme et des observations ponctuelles à HF, a été développée et mise en œuvre en vue de caractériser et quantifier les MES sur le site d'étude principal, que constitue la Baie de Seine (Chapitre 2). Dans le cadre de la méthodologie mise en œuvre en Baie de Seine, un travail de quantification des incertitudes de mesure associées à l'estimation de la concentration en MES (Chapitre 3), a rendu possible l'identification et l'évaluation des principales sources d'erreur. Ce travail a notamment permis de valider le protocole de mesure et de proposer des pistes d'améliorations pour réduire les incertitudes de mesure. La synthèse des mesures *in situ* effectuées sur l'année 2016 par méthode optique en Baie de Seine, dans la zone d'embouchure sous influence du panache et plus au large (Chapitre 4), a permis de caractériser avec précision les MES dans la colonne d'eau. Ces observations combinées aux mesures de paramètres hydrodynamiques, hydrologiques et biologiques ont permis de hiérarchiser l'influence de ces paramètres sur les processus de floculation à l'échelle tidale, du cycle semi-lunaire et saisonnière. Une analyse de la variabilité de la dimension fractale à partir d'une méthode combinant concentration massique et volumique (Chapitre 5), a mis en évidence une variabilité de la composition et des caractéristiques des MES, en lien avec la variation saisonnière du contenu en MO. La combinaison des méthodes acoustiques et optiques (Chapitre 6) a permis d'analyser l'influence des caractéristiques physiques des MES sur la variabilité de la réponse du signal acoustique à partir des observations ponctuelles en Baie de Seine et de la série long terme dans la zone côtière belge à l'échelle d'une année.

Caractérisation et quantification des MES par méthode optique et incertitudes associées

Dans le cadre de la stratégie mise en œuvre en Baie de Seine, différentes sources d'erreur associées à l'estimation directe et indirecte de la concentration en MES ont pu être identifiées. Concernant l'estimation directe, les principales incertitudes sont : la rétention des sels par les filtres, le type de filtre, l'estimation de la concentration en MES à partir d'une pente ou d'une moyenne de triplicats ou d'un filtre unique. Dans le cadre de nos campagnes de mesure, la quantification de la concentration en MES se révèle indépendante du type de filtre (Nuclepore et GF/F) tandis que la rétention des sels a été identifiée comme l'erreur de mesure la plus importante et systématique. Cette erreur peut être significativement réduite en utilisant un rinçage standardisé à l'eau milli-Q (100 ml) et en collectant une masse de matière solide

suffisante sur le filtre (de l'ordre de 10 mg). Une méthode d'estimation d'un volume optimal de filtration basée sur une mesure de la turbidité de référence a pu être proposée. Appliquée aux mesures en Baie de Seine, cette méthode a ainsi permis de vérifier que l'incertitude de mesure ne dépasse pas 15% pour l'ensemble des prélèvements dans la zone d'embouchure et pour plus de 75% des échantillons dans la zone située plus au large.

Trois méthodes d'estimation de la concentration en MES ont été testées à partir de triplicats réalisés avec un volume équivalent ou différent ou d'une filtration unique. Nos travaux montrent que l'estimation de la concentration en MES ne dépend pas de la méthode utilisée, et que l'influence du sel, identifiée comme source principale d'erreur, impacte indifféremment ces trois méthodes.

Lors du passage entre les méthodes directe et indirecte d'estimation de la masse en suspension des MES, d'autres sources d'incertitudes de mesure peuvent se produire. La vérification métrologique des capteurs est déterminante, et il est important de rappeler qu'il n'existe pas une mais différentes mesures de turbidité, qui dépendent de la technologie du capteur (rétrodiffusion, néphélométrie). Le mélange d'observations à partir de capteurs différents peut alors compromettre la qualité des interprétations. La dé-corrélation spatio-temporelle des prélèvements d'eau de mer et des sondes de turbidité n'est pas identifiée comme une source majeure d'incertitudes, tant que les différentes mesures sont effectuées à la même altitude dans la colonne d'eau. Le choix du modèle de régression linéaire n'est pas non plus déterminant, dans le cas où un filtrage des données aberrantes est réalisé.

Dynamique spatiale et temporelle des caractéristiques des MES par méthode optique

Pour l'ensemble des cycles de marée, quelle que soit la station de mesure, la dynamique des caractéristiques physiques des MES en termes de concentration et de taille médiane est typique des variations rencontrées en zone côtière, contrôlée par le cycle advection-floculation-sédimentation-remise en suspension. Ce travail focalise principalement sur la variabilité des processus de floculation de la marée à l'échelle annuelle.

La turbulence a été identifiée comme le paramètre principal contrôlant les processus de floculation et de défloculation à l'échelle tidale et semi-lunaire. Au cours d'un cycle de marée, la taille des floes est d'autant plus grande que la turbulence est faible, et inversement. La cinétique des processus de floculation, relativement lente explique les différences de tailles maximales observées aux étales de BM et PM, avec des floes de plus grandes tailles lors des étales de PM, plus longues. A l'échelle du cycle semi-lunaire, ces processus de floculation sont modulés par la variation d'intensité des courants de marée à l'origine d'une variation de la taille des floes. Dans une moindre mesure, la concentration en MES semble également jouer un rôle en modulant la quantité de matériel disponible à la floculation, mais cette dernière pourrait en réalité résulter d'un effet de la sédimentation différentielle.

Une variation saisonnière des caractéristiques physiques des MES a été observée avec la formation de floes plus gros et moins denses au printemps et en été. Cette dynamique est corrélée à la variabilité saisonnière du contenu en MO. Au large, une organisation structurale des floes a été observée avec la formation de floes plus larges et moins denses, en lien avec la MOP et la chl a. À l'inverse, dans la zone d'embouchure, la variation structurale des floes était moins apparente. Toutefois, une relation entre la MOP et la densité des floes existe, suggérant

qu'en présence de MO, des floccs moins denses se forment. La turbulence est également modulée à l'échelle saisonnière par le forçage biologique. Ce dernier a pour effet de favoriser davantage la floculation ainsi que de minimiser l'impact de la turbulence sur la fragmentation des floccs.

Contrairement à la MOP et à la chl a, le lien entre la concentration en TEP et les caractéristiques physiques des MES est complexe, expliqué en partie par les nombreuses sources de TEP qui peuvent contribuer à moduler leur dynamique. Nos observations semblent montrer que les TEP ne jouent pas un rôle prépondérant dans les processus de floculation et qu'il existe probablement une diversité de TEP caractérisées par des propriétés différentes.

La réponse du signal optique de turbidité pour les deux stations, varie avec la présence de phytoplancton et, dans une moindre mesure, avec la taille des floccs. Une analyse site à site a montré que la réponse du signal optique de turbidité varie avec la densité des floccs pour la station de mesure la plus au large. Les résultats ont également montré que l'efficacité de rétrodiffusion des floccs n'est pas constante et dépend probablement des caractéristiques des MES. En revanche, dans la zone d'embouchure, aucun paramètre n'explique dans sa totalité la variation saisonnière de la réponse du signal optique.

Etude de la dynamique des MES en milieu côtier à partir de la théorie fractale

L'approche fractale peut être utilisée pour caractériser la variabilité structurelle des particules en suspension présentes sous forme de floccs. Dans le cadre de cette thèse, la dimension fractale optimale des MES a été obtenue à partir de la méthode combinant des données *in situ* de concentration en MES mesurées par un OBS et la distribution en classe de taille obtenue par le LISST. Les résultats ont montré que la dimension fractale est souvent homogène à l'échelle tidale et ce quelle que soit la station de mesure. Une variation saisonnière est tout de même observée, ici encore moins flagrante dans la zone de l'embouchure qu'au large. Les résultats montrent que ces variations de la dimension fractale peuvent résulter de variations dans la composition des MES. L'effet de la turbulence n'explique pas la variation saisonnière de la dimension fractale tandis qu'une relation évidente entre le contenu en MO, plus spécifiquement la MOP, et la dimension fractale a été observée, surtout pour la zone au large. Par cette approche nous avons également montré que le calcul de la dimension fractale pouvait être impacté par le choix des paramètres clés de l'approche fractale, en particulier le diamètre des particules primaires, des incertitudes de mesure des instruments et/ou par la remise en suspension d'une population de particules différentes. Un cycle de marée atypique caractérisé par des masses d'eau différentes a également mis en évidence une variation tidale de la dimension fractale forte, et que cette dernière serait liée à une composition de MES très différente entre la surface et la partie inférieure de la colonne d'eau.

Cette variabilité saisonnière forte au large et faible à la zone d'embouchure contrôle la variabilité de la vitesse de chute avec des valeurs comprises entre 0,1 et 3 mm.s⁻¹ en moyenne dans la zone d'embouchure, et plus variables au large entre 0,04 et 5 mm.s⁻¹. Au large, les valeurs les plus fortes sont observées en mars et en décembre et les plus faibles en juillet et en mai quand le taux de MOP est fort.

Dynamique des MES par méthode acoustique

L'analyse de la réponse du signal acoustique dans le cadre des mesures en Baie de Seine a montré une variation saisonnière plus prononcée dans la zone au large que dans la zone de l'embouchure avec une variabilité de la réponse en fonction de la fréquence utilisée. Cette variation se traduit par des intensités rétrodiffusées plus faibles en période estivale en particulier pour les instruments à BF. Les résultats ont également mis en évidence que pour le même instrument à BF des différences significatives sont observées entre les deux stations de mesure, suggérant un gradient côte/large de la nature des MES pour la même saison. La comparaison de cette variabilité du signal acoustique avec les caractéristiques physiques des MES semble montrer une variabilité saisonnière et un contrôle faible de l'excès de densité des floes. La comparaison des signaux acoustiques de fréquences différentes montre peu d'écarts, suggérant que d'autres couples de fréquences sont nécessaires pour utiliser la multifréquence en vue de caractériser les MES. Le contenu en MO semble tout de même influencer l'écart de réponse entre les deux instruments. L'analyse réalisée dans la zone côtière belge suggère également une variation saisonnière du signal acoustique, avec des intensités plus fortes en période estivale. Une relation forte et inverse est observée entre l'intensité rétrodiffusée et la densité des MES.

Perspectives

Afin d'aller plus loin dans la compréhension des processus de floculation, il serait intéressant d'étudier la dynamique des MES à partir de données acquises lors des campagnes en mer au niveau d'une autre station de mesure, localisée dans la partie occidentale de la Baie. Les résultats, comparés à ceux des deux autres stations, pourrait permettre de consolider les conclusions sur les relations MO/floculation. L'exploitation des mesures acquises depuis février 2017 sur les différentes stations pourrait également être envisagée afin d'examiner la dynamique des MES notamment pour des conditions hydrologiques potentiellement différentes d'une année à l'autre.

La MO semble jouer un rôle prépondérant dans la dynamique des MES, en particulier dans un milieu où la teneur en matière minérale est faible. Au regard de nos résultats sur la variation saisonnière de la dimension fractale, il serait intéressant d'appliquer une variabilité des particules primaires en fonction du taux de MOP et de comparer ces estimations de dimension fractale aux valeurs habituelles trouvées dans la littérature. L'utilisation de proxys moyens du contenu en MO et de dimension fractale par cycle de marée a montré certaines limites dans l'interprétation des résultats, en particulier pour un cycle de marée caractérisé par des masses d'eau très différentes. En vue d'être plus représentatif, il serait nécessaire d'associer systématiquement des mesures de MOP par cycle et d'obtenir un échantillonnage plus important au cours de la marée. En parallèle, il pourrait être envisagé de mesurer avec précision la taille des particules primaires à partir d'une analyse granulométrique utilisant un instrument mesurant des tailles inférieures à 2 μ m et une méthode combinant défloculation chimique et mécanique. Enfin, il serait nécessaire d'analyser *in situ* la nature des différentes matières organiques et d'évaluer leur impact sur la dynamique des MES en fonction de leur nature.

Deux approches différentes ont été utilisées pour estimer l'excès de densité des MES : l'une basée sur l'approche fractale permettant d'obtenir un excès de densité par classe de taille du

LISST et basée sur des hypothèses fortes sur la taille et la densité des particules primaires considérées comme fixes, et l'autre permettent l'estimation d'un excès de densité moyen par population de floes. Il serait intéressant de comparer l'impact de ces deux méthodes sur la vitesse de chute.

Des expériences en laboratoire pourraient également être envisagées afin de mieux comprendre les interactions sédiments/matière organique. A partir de l'analyse des observations *in situ* et en laboratoire, la formalisation des interactions minéral/organique pourrait être testée au sein d'un modèle déterministe des processus de floculation type FLOCMOD (Verney et al., 2011), et confrontées aux mesures *in situ*.

Pour aller plus loin dans la quantification de la concentration en MES et l'analyse de sa variabilité, il serait intéressant d'estimer une incertitude globale associée à la quantification de la concentration en MES. A l'avenir, il serait nécessaire d'utiliser la relation estimée entre la turbidité donnée par le HACH et le volume minimal de filtration, pour s'assurer que l'incertitude de mesure reste faible. Il serait également plus rigoureux de standardiser le volume de rinçage des filtres et d'utiliser *a minima* une quantité d'eau milli-Q supérieure à 100 ml.

L'estimation de la concentration en MES à partir des capteurs optiques ou acoustiques utilisés dans les observatoires côtiers est contrôlée par la signature des MES. Cette dernière est susceptible de varier et par conséquent d'impacter la réponse des capteurs, augmentant ainsi l'incertitude de mesure. A partir des résultats en Baie de Seine, en fonction de la station et de la fréquence/longueur d'onde de l'instrument, l'utilisation d'une calibration saisonnière ou annuelle pose question. Il serait intéressant de comparer les calibrations journalières et annuelles pour évaluer l'incertitude de mesure générée par la dynamique des MES. Il serait également nécessaire d'exploiter l'ensemble du spectre en classe de taille fourni par le LISST pour calibrer la rétrodiffusion optique et acoustique. Sous réserve de tests complémentaires, la comparaison des signaux bruts optique et acoustique pourrait peut-être apporter une information complémentaire sur la nature des MES. Enfin, il serait intéressant de travailler sur un modèle d'inversion acoustique intégrant les caractéristiques des MES.

Dans le même esprit, l'utilisation de la multifréquence et de la multi-longueur d'onde mériterait d'être davantage exploitée. Afin de répondre à ces différentes questions, il pourrait être envisagé de tester la variabilité des capteurs optiques et acoustiques à partir d'un dispositif expérimental (DEXMES) permettant de reproduire en milieu contrôlé différentes compositions de MES.

Enfin, les mesures long terme des observatoires côtiers ont fait l'objet de moins d'attention. Il serait nécessaire d'exploiter les mesures issues des capteurs optiques et acoustiques. Ce travail permettrait d'examiner la dynamique des MES en réponse aux forçages sur une période couvrant un maximum de conditions hydrométéorologiques, complétant ainsi les mesures issues des campagnes en mer qui ne sont réalisées que sur une couverture temporelle restreinte et pour des conditions météorologiques spécifiques (hauteur significative des vagues inférieure à 1,5m). En vue d'améliorer la calibration des turbidimètres utilisés sur l'observatoire, il pourrait être également envisagé de les récupérer lors de chaque campagne en mer (rotation trimestrielle des capteurs) et immédiatement réutilisés sur la cage Niskin, de sorte à les calibrer plus directement.

Références bibliographiques

- Adriaens R, Zeelmaekers E, Fettweis M, Vanlierde E, Vanlede J, Stassen P, Elsen J, Środoń J et Vandenberghe N (2018) Quantitative clay mineralogy as provenance indicator for recent muds in the southern North Sea. *Marine Geology* 398:48-58 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.12.011>
- Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN) & Direction Départementale des Territoires et de la Mer de Seine-Maritime (DDTM-76), 2012. Suivi de la qualité des eaux de la Seine à l'aval de Poses – Année 2011. Rapport d'étude, 124p. .
- Agrawal YC et Pottsmith HC (2000) Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology* 168:89-114 doi:Doi 10.1016/S0025-3227(00)00044-X
- Agrawal YC, Whitmire A, Mikkelsen Ole A et Pottsmith HC (2008) Light scattering by random shaped particles and consequences on measuring suspended sediments by laser diffraction. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113 doi:doi:10.1029/2007JC004403
- Al Ani S, Dyer KR et Huntley DA (1991) Measurement of the influence of salinity on floc density and strength. *Geo-Marine Letters* 11:154-158 doi:10.1007/BF02431002
- Allredge AL, Gotschalk C, Passow U et Riebesell U (1995) Mass aggregation of diatom blooms: Insights from a mesocosm study. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 42:9-27 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00002-8](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00002-8)
- Allredge AL et Gotschalk CC (1989) Direct observations of the mass flocculation of diatom blooms: characteristics, settling velocities and formation of diatom aggregates. *Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers* 36:159-171 doi:[https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90131-3](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90131-3)
- Aminot A, Guillaud J-F et Kerouel R (1997) La baie de Seine : hydrologie, nutriments, chlorophille (1978-1994).
- Aminot A et Kérouel R (2004) Hydrologie des écosystèmes marins : paramètre et analyses.
- Anderson CW (2005) Turbidity. *National Field Manual for the Collection of Water*
- Andrews SW, Nover DM, Reuter JE et Schladow SG (2011) Limitations of laser diffraction for measuring fine particles in oligotrophic systems: Pitfalls and potential solutions. *Water Resources Research* 47 doi:doi:10.1029/2010WR009837
- Annane S, St-Amand L, Starr M, Pelletier E et Ferreyra G (2015) Contribution of transparent exopolymeric particles (TEP) to estuarine particulate organic carbon pool. *Marine Ecology Progress Series* 529
- Argaman Y et Kaufman WJ (1970) Turbulence and Flocculation. *Journal of the Sanitary Engineering Division* 96
- Arndt S, Lacroix G, Gypens N, Regnier P et Lancelot C (2011) Nutrient dynamics and phytoplankton development along an estuary–coastal zone continuum: A model study. *Journal of Marine Systems* 84:49-66 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.08.005>
- ARTELIA (2014) Réhabilitation des vasières de l'estuaire de la Seine – Développement et exploitation d'un modèle hydro-sédimentaire 3D de l'estuaire. Rapport d'étude pour le compte du Grand Port Maritime du Havre.
- Avoine J (1981) L'estuaire de la Seine: sédiments et dynamique sédimentaire. Université de Caen
- Avoine J (1985a) Evaluation des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine : In : La Baie de Seine, Colloque National du CNRS (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.)
- Avoine J (1985b) Influence des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine : In : La Baie de Seine, Colloque National du CNRS (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.)
- Avoine J (1987) Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf. *Journal of the Geological Society* 144:135 doi:10.1144/gsjgs.144.1.0135

- Avoine J (1994) Synthèse des connaissances sur l'estuaire de la Seine, Partie 2- Sédimentologie. Port Autonome du Havre, Ifremer, Brest, .156
- Avoine J, Allen GP, Nichols M, Salomon JC et Larssonneur C (1981) Suspended-sediment transport in the Seine estuary, France: Effect of man-made modifications on estuary—shelf sedimentology. *Marine Geology* 40:119-137 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90046-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90046-3)
- Avoine J, Crevel L, Dubrulle L, Boust D et Guegeniat P (1984) Sédiments et dynamique sédimentaire en baie de Seine. XVIIIe journées de l'hydraulique, Marseille, I.3.1-I.3.2.
- Azúa I, Unanue M, Ayo B, Artolozaga I, Arrieta JM et Iriberry J (2003) Influence of organic matter quality in the cleavage of polymers by marine bacterial communities. *Journal of Plankton Research* 25
- Baeye M (2012) Hydro-meteorological influences on the behaviour and nature of sediment suspensions in the Belgian-Dutch coastal zone. University of Gent
- Baeye M, Fettweis M, Legrand S, Dupont Y et Van Lancker V (2012) Mine burial in the seabed of high-turbidity area—Findings of a first experiment. *Continental Shelf Research* 43:107-119 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.05.009>
- Baeye M, Fettweis M, Voulgaris G et Van Lancker V (2011) Sediment mobility in response to tidal and wind-driven flows along the Belgian inner shelf, southern North Sea. *Ocean Dynamics* 61:611-622 doi:10.1007/s10236-010-0370-7
- Baldock TE, Tomkins MR, Nielsen P et Hughes MG (2004) Settling velocity of sediments at high concentrations. *Coastal Engineering* 51:91-100 doi:<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2003.12.004>
- Banse K, Falls CP et Hobson LA (1963) A gravimetric method for determining suspended matter in sea water using millipore filters. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 10
- Barillé-Boyer A-L, Barillé L, Massé H, Razet D et Héral M (2003) Correction for particulate organic matter as estimated by loss on ignition in estuarine ecosystems. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58:147-153 doi:[https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(03\)00069-6](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00069-6)
- Bass SJ (2000) Sand and mud dynamics in shelf seas. Univ. of Cambridge, Cambridge, UK
- Bass SJ, Aldridge JN, McCave IN et Vincent CE (2002) Phase relationships between fine sediment suspensions and tidal currents in coastal seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107:10-11-10-14 doi:10.1029/2001JC001269
- Battisto GM, Friedrichs CT, Miller HC et Resio DT (1999) Response of OBS to mixed grain-size suspensions during SandyDuck '97. In: NC Kraus and WG McDougal (eds), *Coastal Sediments 1999*, American Society of Civil Engineers, Reston, VA:p. 297-312
- Beauvais S, Pedrotti ML, Villa E et Lemée R (2003) Transparent exopolymer particle (TEP) dynamics in relation to trophic and hydrological conditions in the NW Mediterranean Sea. *Marine Ecology Progress Series* 262
- Benson T et French JR (2007) InSiPID: A new low-cost instrument for in situ particle size measurements in estuarine and coastal waters. *Journal of Sea Research* 58:167-188 doi:<https://doi.org/10.1016/j.seares.2007.04.003>
- Bian C, Jiang W, Quan Q, Wang T, Greatbatch RJ et Li W (2013) Distributions of suspended sediment concentration in the Yellow Sea and the East China Sea based on field surveys during the four seasons of 2011. *Journal of Marine Systems* 121-122:24-35 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.03.013>
- Bin Omar FA et Bin MatJafri ZM (2009) Turbidimeter Design and Analysis: A Review on Optical Fiber Sensors for the Measurement of Water Turbidity. *Sensors* 9
- Boss E, Slade W et Hill P (2009a) Effect of particulate aggregation in aquatic environments on the beam attenuation and its utility as a proxy for particulate mass. *Optics Express* 17:9408-9420 doi:10.1364/OE.17.009408
- Boss E, Slade WH, Behrenfeld M et Dall'Olmo G (2009b) Acceptance angle effects on the beam attenuation in the ocean. *Optics Express* 17

- Bowers DG et Binding CE (2006) The optical properties of mineral suspended particles: A review and synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67:219-230 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.11.010>
- Bowers DG, McKee D, Jago CF et Nimmo-Smith WAM (2017) The area-to-mass ratio and fractal dimension of marine flocs. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 189:224-234 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.03.026>
- Brady NC et Weil RC (2007) *The Nature and Properties of Soils*. Pearson Education, USA
- Braithwaite KM, Bowers DG, Nimmo Smith WAM, Graham GW, Agrawal YC et Mikkelsen OA (2010) Observations of particle density and scattering in the Tamar Estuary. *Marine Geology* 277:1-10 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.06.008>
- Brenon I et Le Hir P (1999) Simulation du bouchon vaseux dans l'estuaire de la Seine: capacité et limites d'un modèle bidimensionnel horizontal. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 328:327-332 doi:[https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80125-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80125-6)
- Brun-Cottan JC, Guillou S et Li ZH (2000) Behaviour of a puff of resuspended sediment: a conceptual model. *Marine Geology* 167:355-373 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00027-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00027-X)
- Bunt JAC, Larcombe P et Jago CF (1999) Quantifying the response of optical backscatter devices and transmissometers to variations in suspended particulate matter. *Continental Shelf Research* 19:1199-1220 doi:Doi 10.1016/S0278-4343(99)00018-7
- Burban P-Y, Yan YD, Woodfield D, Raper J et Amal R (2002) The flocculation of fine grained sediments in estuarine waters. *Journal of Geophysical Research* 94
- Cabioch L (1968) Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche occidentale. *Cahiers de biologie marine*, tome IX, cahier 5 suppl., .
- Campbell Scientific I (2014) OBS-3+ and OBS300 Suspended Solids and Turbidity Monitors – Instruction Manual.
- Chakraborti RK, Gardner KH, Atkinson JF et Van Benschoten JE (2003) Changes in fractal dimension during aggregation. *Water Research* 37:873-883 doi:[https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(02\)00379-2](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(02)00379-2)
- Chen S et Eisma D (1995) Fractal geometry of in situ flocs in the estuarine and coastal environments. *Netherlands Journal of Sea Research* 33:173-182 doi:[https://doi.org/10.1016/0077-7579\(95\)90004-7](https://doi.org/10.1016/0077-7579(95)90004-7)
- Chen S, Eisma D et Kalf J (1994) In situ distribution of suspended matter during the tidal cycle in the elbe estuary. *Netherlands Journal of Sea Research* 32:37-48 doi:[https://doi.org/10.1016/0077-7579\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0077-7579(94)90026-4)
- Chowdhury C, Majumder N et Jana TK (2016) Seasonal distribution and correlates of transparent exopolymer particles (TEP) in the waters surrounding mangroves in the Sundarbans. *Journal of Sea Research* 112:65-74 doi:<https://doi.org/10.1016/j.seares.2016.01.004>
- Claquin P, Probert I, Lefebvre S et Veron B (2008) Effects of temperature on photosynthetic parameters and TEP production in eight species of marine microalgae. *Aquatic Microbial Ecology* 51
- Cloern JE, Alpine AE, Cole BE, Wong RLJ, Arthur JF et Ball MD (1983) River discharge controls phytoplankton dynamics in the northern San Francisco Bay estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 16:415-429 doi:[https://doi.org/10.1016/0272-7714\(83\)90103-8](https://doi.org/10.1016/0272-7714(83)90103-8)
- Conner CS et De Visser AM (1992) A laboratory investigation of particle size effects on an optical backscatterance sensor. *Marine Geology* 108:151-159 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90169-I](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90169-I)
- Corzo A, Rodríguez-Gálvez S, Lubian L, Sangrá P, Martínez A et Morillo JA (2005) Spatial distribution of transparent exopolymer particles in the Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Plankton Research* 27
- Cugier P (1999) Modélisation du devenir à moyen terme dans l'eau et le sédiment des éléments majeurs (N, P, Si) rejetés par la Seine en Baie de Seine. Université de Caen

- Davies EJ, Nimmo-Smith WAM, Agrawal YC et Souza AJ (2011) Scattering signatures of suspended particles: an integrated system for combining digital holography and laser diffraction. *Optics Express* 19:25488-25499 doi:10.1364/OE.19.025488
- de Lucas Pardo MA, Sarpe D et Winterwerp JC (2015) Effect of algae on flocculation of suspended bed sediments in a large shallow lake. Consequences for ecology and sediment transport processes. *Ocean Dynamics* 65:889-903 doi:10.1007/s10236-015-0841-y
- Decho AW (1990) Microbial Exopolymer secretions in environments : their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr Mar Biol Annu Rev* 28
- Deines KL (1999) Backscatter estimation using broadband ADCP. R.D. Instruments. Application Note FSA-008.
- Delmas M, Pak LT, Cerdan O, Souchère V, Le Bissonnais Y, Couturier A et Sorel L (2012) Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt. *Journal of Hydrology* 420-421:255-263 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.008>
- Deloffre J (2005) La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle. PhD Thesis Université de Rouen
- Dogliotti A-I, Ruddick K, Nechad B, Doxaran D et Knaeps E (2015) A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. *Remote Sensing of Environment* 156, 157–168.
- Downing A, Thorne PD et Vincent CE (1995) Backscattering from a suspension in the near field of a piston transducer. *The Journal of the Acoustical Society of America* 97:1614-1620 doi:10.1121/1.412100
- Downing J (2006) Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly. *Continental Shelf Research* 26:2299-2318 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.018>
- Downing JP et Beach RA (1989) Laboratory apparatus for calibrating optical suspended solids sensors. *Marine Geology* 86:243-249 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90053-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90053-4)
- Downing JP, Sternberg RW et Lister CRB (1981) New instrumentation for the investigation of sediment suspension processes in the shallow marine environment. *Marine Geology* 42:19-34 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90156-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90156-0)
- Doxaran D, Froidefond J-M, Castaing P et Babin M (2009) Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81:321-332 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.11.013>
- Droppo IG, Nackaerts K, Walling DE et Williams N (2005) Can flocs and water stable soil aggregates be differentiated within fluvial systems? *CATENA* 60:1-18 doi:<https://doi.org/10.1016/j.catena.2004.11.002>
- Droppo IG et Ongley ED (1992) The state of suspended sediment in the freshwater fluvial environment: a method of analysis. *Water Research* 26:65-72 doi:[https://doi.org/10.1016/0043-1354\(92\)90112-H](https://doi.org/10.1016/0043-1354(92)90112-H)
- Druine F (2018) Flux sédimentaire en estuaire de Seine : quantification et variabilité multi-échelle sur la base de mesure de turbidité (réseau SYNAPSES). Normandie Université
- Druine F, Verney R, Deloffre J, Lemoine J-P, Chapalain M, Landemaine V et Lafite R (2018) In situ high frequency long term measurements of suspended sediment concentration in turbid estuarine system (Seine Estuary, France): Optical turbidity sensors response to suspended sediment characteristics. *Marine Geology* 400:24-37 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.03.003>
- Dubrulle-Brunaud C (2007) Les sédiments fins dans un systèmes macrotidal actuel (continuum Seine-Baie de Seine) : caractérisations géochimiques et minéralogiques, identification des sources. Thèse de doctorat Université de Rouen
- Dufois F (2008) Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône. Université du Sud Toulon Var, Toulon, France.

- Dupont J-P, Lafite R, Huault M-F, Hommeril P et Meyer R (1994) Continental/marine ratio changes in suspended and settled matter across a macrotidal estuary (the Seine estuary, northwestern France). *Marine Geology* 120:27-40 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90075-2)
- Dupont JP, Guézennec L, Lafite R, Le Hir P et Lesueur P (2001) Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension. vol 1.2.
- Dupont JP et Lafite R (1986) Importance et rôle du matériel organique vivant et inerte dans les suspensions de la Baie de Seine. In : La Baie de Seine (GRECO-MANCHE) - Université de Caen, 24-26 Avril 1985, Actes de Colloques n. 4 155-162.
- Dupuis E, Laignel B., Durand A., Dupont J.-P., Guézennec L., Ferlin P., Y. G et Glemarec I. (2004) Apports fluviaux latéraux à l'estuaire de Seine : synthèse des données disponibles et apports des données des mesures en continu. In: Changes in land uses, consequences on estuaries and coastal zones, 38th ECSA Symposium. LAFITE R. (Eds).
- Duval S (1994) Les métaux lourds dans les produits de dragage du Port Autonome de Rouen - Caractéristiques et valorisation. Mémoire de DESS. Université de Rouen. Port Autonome de Rouen.
- Dyer KR (1986) Coastal and estuarine sediment dynamics. J. Wiley and sons, Chichester
- Dyer KR (1989) Sediment processes in estuaries: Future research requirements. *Journal of Geophysical Research* 94:14327 doi:10.1029/JC094iC10p14327
- Dyer KR et Manning AJ (1999) Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. *Journal of Sea Research* 41:87-95 doi:[https://doi.org/10.1016/S1385-1101\(98\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S1385-1101(98)00036-7)
- Eisma D (1986) Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research* 20:183-199 doi:[https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90041-4)
- Eisma D (1993) *Suspended Matter in the Aquatic Environment*. Springer. Berlin
- Eisma D, Boon JD, Groenewegen R, Ittekkot V, Kalf J et Mook WG (1983) Observations on macro-aggregates, particle size and organic composition of suspended matter in the Ems estuary.
- Eisma D et Kalf J (1987) Distribution, organic content and particle size of suspended matter in the north sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 21:265-285 doi:[https://doi.org/10.1016/0077-7579\(87\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0077-7579(87)90002-0)
- Eisma D et van der Gaast SJ (1983) Terrigenous Late Quaternary Sediment Components North and South of the Scotland-Greenland Ridge and in the Norwegian Sea. In: Bott MHP, Saxov S, Talwani M, Thiede J (eds) *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts*. Springer US, Boston, MA, pp 607-635. doi:10.1007/978-1-4613-3485-9_30
- Engel A (2004) Distribution of transparent exopolymer particles (TEP) in the northeast Atlantic Ocean and their potential significance for aggregation processes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51:83-92 doi:<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2003.09.001>
- Fairbridge R (1980) *The estuary : its definition and geodynamic cycle*. Chemistry and biochemistry of estuaries. Wiley,
- Fall KA, Friedrichs CT, Massey GM, Bowers DG et Smith J (2018) The importance of organic matter content to fractal particle properties in estuarine surface waters as constrained by floc excess Density, floc Apparent Density, and primary particle bulk density: Insights from video settling, LISST, and pump sampling. Paper presented at the Submitted to Fall American Geophysical Union Meeting,, Washington, DC, , 10-14 December 2018
- Felix D, Albayrak I et Boes RM (2013) Laboratory investigation on measuring suspended sediment by portable laser diffractometer (LISST) focusing on particle shape. *Geo-Marine Letters* 33:485-498 doi:10.1007/s00367-013-0343-1
- Felix D, Albayrak I et Boes RM (2018) In-situ investigation on real-time suspended sediment measurement techniques: Turbidimetry, acoustic attenuation, laser diffraction (LISST) and vibrating tube densimetry. *International Journal of Sediment Research* 33:3-17 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.11.003>

- Fennessy MJ, Dyer KR et Huntley DA (1994) In situ: An instrument to measure the size and settling velocity of flocs in situ. *Marine Geology* 117:107-117 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90009-4)
- Fettweis M (2008) Uncertainty of excess density and settling velocity of mud flocs derived from in situ measurements. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 78:426-436 doi:10.1016/j.ecss.2008.01.007
- Fettweis M et Baeye M (2015) Seasonal variation in concentration, size, and settling velocity of muddy marine flocs in the benthic boundary layer. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 120:5648-5667 doi:10.1002/2014jc010644
- Fettweis M, Baeye M, Lee BJ, Chen PH et Yu JCS (2012) Hydro-meteorological influences and multimodal suspended particle size distributions in the Belgian nearshore area (southern North Sea). *Geo-Marine Letters* 32:123-137 doi:10.1007/s00367-011-0266-7
- Fettweis M, Baeye M, Van der Zande D, Van den Eynde D et Lee BJ (2014) Seasonality of floc strength in the southern North Sea. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 119:1911-1926 doi:10.1002/2013jc009750
- Fettweis M, Du Four I, Zeelmaekers E, Baeteman C, Francken F, Houziaux J-S, Mathys M, Nechad B, Pison V, Vandenberghe N, Van den Eynde D, Van Lancker VRM et Wartel S (2007a) Mud Origin, Characterisation and Human Activities (MOCHA): Final report. Belgian Science Policy: Brussel. 59
- Fettweis M, Francken F, Pison V et Van den Eynde D (2006) Suspended particulate matter dynamics and aggregate sizes in a high turbidity area. *Marine Geology* 235:63-74 doi:10.1016/j.margeo.2006.10.005
- Fettweis M, Francken F, Van den Eynde D, Verwaest T, Janssens J et Van Lancker V (2010) Storm influence on SPM concentrations in a coastal turbidity maximum area with high anthropogenic impact (southern North Sea). *Continental Shelf Research* 30:1417-1427 doi:10.1016/j.csr.2010.05.001
- Fettweis M et Lee BJ (2017) Spatial and Seasonal Variation of Biomineral Suspended Particulate Matter Properties in High-Turbid Nearshore and Low-Turbid Offshore Zones. *Water* 9
- Fettweis M, Nechad B et Van den Eynde D (2007b) An estimate of the suspended particulate matter (SPM) transport in the southern North Sea using SeaWiFS images, in situ measurements and numerical model results. *Continental Shelf Research* 27:1568-1583 doi:10.1016/j.csr.2007.01.017
- Fettweis M, Riethmueller R, Verney R, Becker M, Backers J, Chapalain M, Claeys C, Claus J, Cox T, Deloffre J, Depreiter D, Druine F, Flöser G, Grünler S, Jourdin F, Lafite R, Nauw J, Nechad B, Rottgers R, Sottolichio A, Van Engeland T, Vanhaverbeke W et Vereecken H Uncertainties associated with in situ high-frequency long-term observations of suspended particulate matter concentration using optical and acoustic sensors. In submission.
- Fettweis M et Van den Eynde D (2003) The mud deposits and the high turbidity in the Belgian-Dutch coastal zone, southern bight of the North Sea. *Continental Shelf Research* 23:669-691 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(03\)00027-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(03)00027-X)
- Firth BA et Hunter RJ (1976) Flow properties of coagulated colloidal suspensions: III. The elastic floc model. *Journal of Colloid and Interface Science* 57:266-275 doi:[https://doi.org/10.1016/0021-9797\(76\)90202-2](https://doi.org/10.1016/0021-9797(76)90202-2)
- Flory EN, Hill PS, Milligan TG et Grant J (2004) The relationship between floc area and backscatter during a spring phytoplankton bloom. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51:213-223 doi:<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2003.09.012>
- François RE et Garrison GR (1982a) Sound absorption based on ocean measurements: Part I: Pure water and magnesium sulfate contributions. *The Journal of the Acoustical Society of America* 72:896-907 doi:10.1121/1.388170
- François RE et Garrison GR (1982b) Sound absorption based on ocean measurements. Part II: Boric acid contribution and equation for total absorption. *The Journal of the Acoustical Society of America* 72:1879-1890 doi:10.1121/1.388673

- Fromant G, Floc'h F, Lebourges-Dhaussy A, Jourdin F, Perrot Y, Le Dantec N et Delacourt C (2017) In Situ Quantification of the Suspended Load of Estuarine Aggregates from Multifrequency Acoustic Inversions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 34:1625-1643 doi:10.1175/JTECH-D-16-0079.1
- Fugate DC et Friedrichs CT (2002) Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. *Continental Shelf Research* 22:1867-1886 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00043-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00043-2)
- Gangloff A (2017) Devenir des apports solides du Rhône dans le Golfe du Lion : étude de la dynamique du panache turbide du Rhône en réponse aux forçages hydrométéorologiques. Université de Bretagne Occidentale.
- García CM, Prieto L, Vargas M, Echevarría F, García-Lafuente J, Ruiz J et Rubín JP (2002a). *Journal of Plankton Research* 24
- García CM, Prieto L, Vargas M, Echevarría F, García-Lafuente J, Ruiz J et Rubín JP (2002b) Hydrodynamics and the spatial distribution of plankton and TEP in the Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula). *Journal of Plankton Research* 24
- Garnaud S, Lesueur P, Clet M, Lesourd S, Garlan T, Lafite R et Brun-Cottan J-C (2003) Holocene to modern fine-grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France). *Marine Geology* 202:33-54 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00266-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00266-4)
- Gartner JW (2004) Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. *Marine Geology* 211:169-187 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.001>
- Gartner JW, Cheng RT, Wang P-F et Richter K (2001) Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations. *Marine Geology* 175:199-219 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00137-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00137-2)
- Gayraud S, Hérouin E et Philippe M (2002) Le colmatage minéral du lit des cours d'eau : revue bibliographique des mécanismes et des conséquences sur les habitats et les peuplements de macroinvertébrés. *Bull Fr Pêche Piscic*:339-355
- Gentien P, Lunven M, Lehaître M et Duvent JL (1995) In-situ depth profiling of particle sizes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42:1297-1312 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00058-E](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00058-E)
- Gibbs RJ (1985) Estuarine flocs: Their size, settling velocity and density. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90:3249-3251 doi:10.1029/JC090iC02p03249
- Gibbs RJ, Tshudy DM, Konwar L et Martin JM (1989) Coagulation and transport of sediments in the Gironde Estuary. *Sedimentology* 36:987-999 doi:10.1111/j.1365-3091.1989.tb01536.x
- Gibbs RJ et Wolanski E (1992) The effect of flocs on optical backscattering measurements of suspended material concentration. *Marine Geology* 107:289-291 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90078-V](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90078-V)
- Gippel CJ (1995) Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes* 9:83-97 doi:10.1002/hyp.3360090108
- Gohin F (2011) Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Sciences* 7
- Gomes C et Selman B On the fine structure of large search spaces. In: *Proceedings 11th International Conference on Tools with Artificial Intelligence*, 9-11 Nov. 1999 1999. pp 197-201. doi:10.1109/TAI.1999.809786
- Gorsline DS (1984) A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition. *Geological Society, London*, 15:17-34
- Graham GW, Davies EJ, Nimmo-Smith WAM, Bowers DG et Braithwaite KM (2012) Interpreting LISST-100X measurements of particles with complex shape using digital in-line holography. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117 doi:10.1029/2011JC007613
- Graham GW et Nimmo Smith WAM (2010) The application of holography to the analysis of size and settling velocity of suspended cohesive sediments. *Limnology and Oceanography: Methods* 8:1-15 doi:10.4319/lom.2010.8.1

- Grand Port Maritime du Havre (2014) Dossier de demande de renouvellement de l'autorisation des dragages d'entretien du GPMH et de l'immersion des produits y afférents au titre de l'article R214-20 du Code de l'Environnement. 2014-080-A.).
- Grasso F, Verney R, Le Hir P, Thouvenin B, Schulz E, Kervella Y, Khojasteh Pour Fard I, Lemoine JP, Dumas F et Garnier V (2018) Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France): 1. Numerical Modeling of Turbidity Maximum Dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123:558-577 doi:10.1002/2017JC013185
- Gratiot N (2010) Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème. Thèse de doct. Université Joseph-Fourier - Grenoble I
- Green MO et Boon JD (1993) The measurement of constituent concentrations in nonhomogeneous sediment suspensions using optical backscatter sensors. *Marine Geology* 110:73-81 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90106-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90106-6)
- Groupement d'Intérêt Public Seine-Aval (GIPSA), 2011. Cartographie des zones riveraines de l'estuaire de la Seine. Rapport d'études réalisé par RIVE & CS, 117p. .
- Guézennec L (1999) Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal: l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). Université de Rouen
- Guillén J, Palanques A, Puig P, Durrieu de Madron X et Nyffeler F (2000) Field calibration of optical sensors for measuring suspended sediment concentration in the western Mediterranean. *Scientia Marina*; Vol 64, No 4 (2000)DO - 103989/scimar200064n4427
- Guo C, He Q, van Prooijen BC, Guo L, Manning AJ et Bass S (2018) Investigation of flocculation dynamics under changing hydrodynamic forcing on an intertidal mudflat. *Marine Geology* 395:120-132 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.10.001>
- Hamilton LJ, Shi Z et Zhang SY (1998) Acoustic Backscatter Measurements of Estuarine Suspended Cohesive Sediment Concentration Profiles. *Journal of Coastal Research* 14:1213-1224
- Hatcher A, Hill P et Grant J (2001) Optical backscatter of marine flocs. *Journal of Sea Research* 46:1-12 doi:[https://doi.org/10.1016/S1385-1101\(01\)00066-1](https://doi.org/10.1016/S1385-1101(01)00066-1)
- Hedges JI et Keil RG (1995) Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49:81-115 doi:[https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00008-F](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00008-F)
- Heinonen KB, Ward JE et Holohan BA (2007) Production of transparent exopolymer particles (TEP) by benthic suspension feeders in coastal systems. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 341:184-195 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jembe.2006.09.019>
- Heip CHR, Goosen NK, Herman PMJ, Kromkamp JC, Middelburg JJ et Soetaert KER (1995) Production and consumption of biological particles in temperate tidal estuaries. *Oceanography and Marine Biology: an annual review* 33:1 - 149 doi:urn:nbn:nl:ui:17-766ddea7-098f-4095-b17d-6d4eb2961dcc
- Hill PS (1996) Sectional and discrete representations of floc breakage in agitated suspensions. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 43:679-702 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0637\(96\)00030-1](https://doi.org/10.1016/0967-0637(96)00030-1)
- Hill PS, Milligan TG et Geyer WR (2000) Controls on effective settling velocity of suspended sediment in the Eel River flood plume. *Continental Shelf Research* 20:2095-2111 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00064-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00064-9)
- Hill PS, Syvitski JP, Cowan EA et Powell RD (1998) In situ observations of floc settling velocities in Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology* 145:85-94 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00109-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00109-6)
- Hodder KR (2009) Flocculation: a key process in the sediment flux of a large, glacier-fed lake. *Earth Surface Processes and Landforms* 34:1151-1163 doi:10.1002/esp.1807
- Hong Y, Smith Jr WO et White A-M (1997) Studies on transparent exopolymer particles (TEP) produced in the Ross Sea (Antarctica) and by *Phaeocystis* Antarctica (*Prymnesiophyceae*)1. *Journal of Phycology* 33:368-376 doi:10.1111/j.0022-3646.1997.00368.x

- Hunter-Cevera KR, Neubert MG, Olson RJ, Solow AR, Shalapyonok A et Sosik HM (2016) Physiological and ecological drivers of early spring blooms of a coastal phytoplankter. *Science* 354:326 doi:10.1126/science.aaf8536
- Johnson RK (1977) Sound scattering from a fluid sphere revisited. *J. Acoust. Soc. of Am.*, 61(2), 375-377.
- Jourdin F, Tessier C, Le Hir P, Verney R, Lunven M, Loyer S, Lusven A, Filipot J-F et Lepesqueur J (2014) Dual-frequency ADCPs measuring turbidity. *Geo-Marine Letters* 34:381-397 doi:10.1007/s00367-014-0366-2
- Karageorgis A, Georgopoulos D, Gardner W, Mikkelsen O et Velaoras D (2015) How schlieren affects beam transmissometers and LISST-Deep: an example from the stratified Danube River delta, NW Black Sea. *Mediterranean Marine Science*; Vol 16, No 2 (2015) doi:10.12681/mms.1116
- Khelifa A et Hill PS (2006) Models for effective density and settling velocity of flocs. *Journal of Hydraulic Research* 44:390-401 doi:10.1080/00221686.2006.9521690
- Kilps JR, Logan B, E. et Alldredge AL (1994) Fractal dimensions of marine snow determined from image analysis of in situ photographs. *Deep-Sea Research* 1, Vol. 41, No. 8, 1159 - 1169
- Kineke GC et Sternberg RW (1992) Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor. *Marine Geology* 108:253-258 doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90199-R](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90199-R)
- Kjørboe T, Andersen KP et Dam HG (1990) Coagulation efficiency and aggregate formation in marine phytoplankton. *Marine Biology* 107:235-245 doi:10.1007/BF01319822
- Klein C, Claquin P, Pannard A, Napoléon C, Le Roy B et Véron B (2011) Dynamics of soluble extracellular polymeric -substances and transparent exopolymer particle pools in coastal ecosystems. *Marine Ecology Progress Series* 427
- Kranck K (1984) The role of flocculation in the filtering of particulate matter in estuaries In: Kennedy VS (ed) *The Estuary As a Filter*. Academic Press, pp 159-175. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-405070-9.50014-1>
- Kranenburg C (1994) The fractal structure of cohesive sediment aggregates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39:451-460 doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714\(06\)80002-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(06)80002-8)
- Krone RB (1963) A study of rheologic properties of estuarine sediments. *Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Laboratory, University of California, Berkeley Report*. 63
- Kumar RG, Strom KB et Keyvani A (2010) Floc properties and settling velocity of San Jacinto estuary mud under variable shear and salinity conditions. *Continental Shelf Research* 30:2067-2081 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.10.006>
- Lacroix G, Ruddick K, Ozer J et Lancelot C (2004) Modelling the impact of the Scheldt and Rhine/Meuse plumes on the salinity distribution in Belgian waters (southern North Sea). *Journal of Sea Research* 52:149-163 doi:<https://doi.org/10.1016/j.seares.2004.01.003>
- Lafite R (1990) Caractérisation et dynamique des particules en suspension dans un domaine marin macrotidal influencé par un estuaire : l'exemple de la Baie de Seine orientale (France). Université de Rouen
- Lafite R (2001) Impact de la dynamique tidale sur le transfert de sédiments fins. . Université de Rouen
- Lancelot C, Billen G, Sournia A, Weisse T, Franciscus C, Marcel JWV, Davies A et Paul W (1987) Phaeocystis Blooms and Nutrient Enrichment in the Continental Coastal Zones of the North Sea. *Ambio* 16:38-46
- Lancelot C, Y. Spitz Y, Gypens N, Becquevort S, Rousseau V, Lacroix G et ABillen G (2005). *Marine Ecology Progress Series* 289
- Landemaine V (2016) Erosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle. University of Rouen

- Lauwaert B, Bekaert KB, Miguel , De Brauwer D, Fettweis M, Hillewaert H, Hoffman S, Hostens K, Mergaert K, Moulaert I, Parmentier K, Vanhoey G et Verstraeten J (2006) Synthesis report on the effects of dredged material disposal on the marine environment.
- Le Coz J, Larrarte F, SAYSSET G, Pierrefeu G, Brochet JF et Marchand P (2009) Mesures hydrologiques par profileur à effet Doppler (aDcp) en France : application aux cours d'eau et aux réseaux urbains. *La Houille Blanche – Revue internationale de l'eau*, EDP Sciences 4
- Le Floch J-F (1961) Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime. Thèse d'Etat de la Faculté des sciences de l'Université de Paris
- Le Grand J (1994) Bilan du réseau de surveillance phytoplanctonique en Normandie (1989-1992). IFREMER, Rapport interne DEL / 94.09 / Port-en-Bessin, .
- Le Hir P et L'Yavanc P (1985) Observations de courant en Baie de Seine : In : La Baie de Seine, Colloque National du CNRS (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.)
- Le Hir P et Lafite R (2012) Projet MODEL : Modélisation validée de l'hydro-morpho-sédimentologie, base physique d'une modélisation environnementale de l'estuaire de la Seine. Rapport scientifique Seine-Aval 4.
- Le Hir P, Salomon J, Leprovost C, Chabert d'Hieres G et Mauvais J (1986) Approche de la circulation résiduelle en Baie de Seine. La Baie de Seine (GRECO MANCHE), Colloque National du CNRS, (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.). 63-72. ,
- Lee AJ et Folkard AR (1969) Factors Affecting Turbidity in the Southern North Sea. *ICES Journal of Marine Science* 32
- Lee BJ, Fettweis M, Toorman E et Molz FJ (2012) Multimodality of a particle size distribution of cohesive suspended particulate matters in a coastal zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117 doi:10.1029/2011JC007552
- Lee BJ et Schlautman MA (2015) Effects of Polymer Molecular Weight on Adsorption and Flocculation in Aqueous Kaolinite Suspensions Dosed with Nonionic Polyacrylamides. *Water* 7
- Lee BJ, Toorman E et Fettweis M (2014) Multimodal particle size distributions of fine-grained sediments: mathematical modeling and field investigation. *Ocean Dynamics* 64:429-441 doi:10.1007/s10236-014-0692-y
- Lee BJ, Toorman E, Molz FJ et Wang J (2011) A two-class population balance equation yielding bimodal flocculation of marine or estuarine sediments. *Water Research* 45:2131-2145 doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2010.12.028>
- Lemoine JP et Verney R (2015) Fonctionnement hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Seine. vol 3.3.
- Lesourd S (2000) Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure, application à l'estuaire de Seine. Université de Caen
- Lesourd S, Lesueur P, Brun-Cottan J-C, Auffret J-P, Poupinet N et Laignel B (2001) Morphosedimentary evolution of the macrotidal Seine estuary subjected to human impact. *Estuaries* 24:940 doi:10.2307/1353008
- Lesourd S, Lesueur P, Brun-Cottan JC, Garnaud S et Poupinet N (2003) Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58:3-16 doi:[https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00340-2](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00340-2)
- Li X et Logan BE (1995) Size distributions and fractal properties of particles during a simulated phytoplankton bloom in a mesocosm. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 42:125-138 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00008-E](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00008-E)
- Lick W, Huang H et Jepsen R (1993) Flocculation of fine-grained sediments due to differential settling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*
- Logan BE et Kilps JR (1995) Fractal dimensions of aggregates formed in different fluid mechanical environments. *Water Research* 29:443-453 doi:[https://doi.org/10.1016/0043-1354\(94\)00186-B](https://doi.org/10.1016/0043-1354(94)00186-B)
- Logan BE, Passow U, Alldredge AL, Grossart H-P et Simont M (1995) Rapid formation and sedimentation of large aggregates is predictable from coagulation rates (half-lives) of

- transparent exopolymer particles (TEP). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 42:203-214 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00012-F](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00012-F)
- Lorenzen CJ (1966) A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 13:223-227 doi:[https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)91102-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)91102-8)
- Lorthiois T, Doxaran D et Chami M (2012) Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements. *Geo-Marine Letters* 32:89-101 doi:10.1007/s00367-012-0274-2
- Ludwig KA et Hanes DM (1990) A Laboratory Evaluation of Optical Backscatterance Suspended-Solids Sensors Exposed to Sand Mud Mixtures. *Marine Geology* 94:173-179 doi:Doi 10.1016/0025-3227(90)90111-V
- Lurton X (1998) *Acoustique sous-marine. Présentation et applications*. Ed. IFREMER. 110 p.
- Lurton X (2002) *Utilisation des ADCP pour la mesure de particules en suspension : synthèse des aspects acoustiques*. IFREMER. rapport interne, 29p.
- Lynch JF, Irish JD, Sherwood CR et Agrawal YC (1994) Determining suspended sediment particle size information from acoustical and optical backscatter measurements. *Continental Shelf Research* 14(10/11)
- Maerz J, Verney R, Wirtz K et Feudel U (2011) Modeling flocculation processes: Intercomparison of a size class-based model and a distribution-based model. *Continental Shelf Research* 31:S84-S93 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.011>
- Maggi F (2005) *Flocculation dynamics of cohesive sediments*. TU Delft
- Maggi F (2007) Variable fractal dimension: A major control for floc structure and flocculation kinematics of suspended cohesive sediment. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112 doi:10.1029/2006JC003951
- Maggi F (2009) Biological flocculation of suspended particles in nutrient-rich aqueous ecosystems. *Journal of Hydrology* 376:116-125 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.040>
- Maggi F (2013) The settling velocity of mineral, biomineral, and biological particles and aggregates in water. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118:2118-2132 doi:doi:10.1002/jgrc.20086
- Maggi F, Mietta F et Winterwerp JC (2007) Effect of variable fractal dimension on the floc size distribution of suspended cohesive sediment. *Journal of Hydrology* 343:43-55 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.035>
- Maggi F et Tang FHM (2015) Analysis of the effect of organic matter content on the architecture and sinking of sediment aggregates. *Marine Geology* 363:102-111 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.017>
- Malpezzi MA, Sanford LP et Crump BC (2013) Abundance and distribution of transparent exopolymer particles in the estuarine turbidity maximum of Chesapeake Bay. *Marine Ecology Progress Series* 486
- Mandelbrot BB (1975) Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for islands. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 72:3825 doi:10.1073/pnas.72.10.3825
- Manning A (2004) Observations of the Properties of Flocculated Cohesive Sediment in Three Western European Estuaries. *Journal of Coastal Research*:70-81
- Manning AJ (2001) *A study of the effect of turbulence on the properties of flocculated mud*. University of Plymouth
- Manning AJ, Bass SJ et Dyer KR (2006) Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology* 235:193-211 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.014>
- Manning AJ et Dyer KR (1999) A laboratory examination of floc characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology* 160:147-170 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00013-4)
- Manning AJ et Dyer KR (2002) The use of optics for the in situ determination of flocculated mud characteristics. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics* 4:S71

- Manning AJ, Dyer KR, Lafite R et Mikes D (2004) Flocculation Measured By Video Based Instruments in the Gironde Estuary During the European Commission SWAMIEE Project. *Journal of Coastal Research*:58-69
- Mano V (2008) Processus fondamentaux conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues - Optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique. Thèse de doctorat Université Joseph- Fourier - Grenoble I.
- Many G (2016) Impacts of storm and flood events on suspended particulate matter dynamics in the Gulf of Lions. Contributions of gliders to a multi-platform approach. . Université de Perpignan
- Many G, Bourrin F, Durrieu de Madron X, Piraud I, Gangloff A, Doxaran D, Ody A, Verney R, Menniti C, Le Berre D et Jacquet M (2016) Particle assemblage characterization in the Rhone River ROFI. *Journal of Marine Systems* 157:39-51 doi:<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.010>
- Mari X et Burd A (1998) Seasonal size spectra of transparent exopolymeric particles (TEP) in a coastal sea and comparison with those predicted using coagulation theory. *Marine Ecology Progress Series* 163
- Mari X, Torréton J-P, Bich-Thuy Trinh C, Bouvier T, Van Thuoc C, Lefebvre J-P et Ouillon S (2012) Aggregation dynamics along a salinity gradient in the Bach Dang estuary, North Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 96:151-158 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.10.028>
- Markussen TN et Andersen TJ (2013) A simple method for calculating in situ floc settling velocities based on effective density functions. *Marine Geology* 344:10-18 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.002>
- McKee MP, Ward JE, MacDonald BA et Holohan BA (2005) Production of transparent exopolymer particles (TEP) by the eastern oyster *Crassostrea virginica*. *Marine Ecology Progress Series* 288
- Meakin P (1988) Models for colloidal aggregation. *Ann Rev phys chem* 39
- Meakin P (1991) Fractal aggregates in geophysics. *Reviews of Geophysics* 29:317 doi:10.1029/91rg00688
- Mehta A et Li Y (1997) A PC based short course on fine-grained sediment transport engineering. Coastal and Oceanographic Engineering Department. University of Florida (Eds)
- Merten GH, Capel PD et Minella JPG (2014) Effects of suspended sediment concentration and grain size on three optical turbidity sensors. *Journal of Soils and Sediments* 14:1235-1241 doi:10.1007/s11368-013-0813-0
- Meybeck M, Mouchel JM, Idlafkih Z, Andréassian V et Thibert S- (1998) Transferts d'eau, de matières dissoute et particulaire dans le réseau fluvial: In : *Fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*. Meybeck, M., de Marsily, G. et Fustec, E (Eds).
- Michaels AS et Bolger JC (1962) Settling Rates and Sediment Volumes of Flocculated Kaolin Suspensions. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals* 1:24-33 doi:10.1021/i160001a004
- Mietta F, Chassagne C, Manning AJ et Winterwerp JC (2009) Influence of shear rate, organic matter content, pH and salinity on mud flocculation. *Ocean Dynamics* 59:751-763 doi:10.1007/s10236-009-0231-4
- Mietta F, Chassagne C, Verney R et Winterwerp JC (2011) On the behavior of mud floc size distribution: model calibration and model behavior. *Ocean Dynamics* 61:257-271 doi:10.1007/s10236-010-0330-2
- Mietta F, Chassagne C et Winterwerp JC (2007) Effect of the breakup distribution function on the floc size distribution. In: *Sediment in ecohydraulics*
- Migniot C (1968) Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche* 7:591-619
- Mikeš D et Manning Andrew J (2010) Assessment of Flocculation Kinetics of Cohesive Sediments from the Seine and Gironde Estuaries, France, through Laboratory and Field Studies. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 136:306-318 doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000053

- Mikes D, Verney R, Lafite R et Belorgey M (2004) Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with material from the Seine Estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research* 41:82-89
- Mikkelsen O et Pejrup M (2001) The use of a LISST-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity. *Geo-Marine Letters* 20:187-195 doi:10.1007/s003670100064
- Mikkelsen OA (2002) Variation in the projected surface area of suspended particles: Implications for remote sensing assessment of TSM. *Remote Sensing of Environment* 79:23-29 doi:[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00235-8)
- Mikkelsen OA, Hill PS et Milligan TG (2006) Single-grain, microfloc and macrofloc volume variations observed with a LISST-100 and a digital floc camera. *Journal of Sea Research* 55:87-102 doi:<https://doi.org/10.1016/j.seares.2005.09.003>
- Mikkelsen OA, Hill PS et Milligan TG (2007) Seasonal and spatial variation of floc size, settling velocity, and density on the inner Adriatic Shelf (Italy). *Continental Shelf Research* 27:417-430 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.11.004>
- Mikkelsen OA, Hill PS, Milligan TG et Chant RJ (2005) In situ particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Continental Shelf Research* 25:1959-1978 doi:10.1016/j.csr.2005.07.001
- Mikkelsen OA, Milligan TG, Hill PS, Chant RJ, Jago CF, Jones SE, Krivtsov V et Mitchelson-Jacob G (2008) The influence of schlieren on in situ optical measurements used for particle characterization. *Limnology and Oceanography: Methods* 6:133-143 doi:10.4319/lom.2008.6.133
- Mikkelsen OA, Milligan TG, Hill PS et Moffatt D (2004) INSSECT—an instrumented platform for investigating floc properties close to the seabed. *Limnology and Oceanography: Methods* 2:226-236 doi:10.4319/lom.2004.2.226
- Mikkelsen OA et Pejrup M (2000) In situ particle size spectra and density of particle aggregates in a dredging plume. *Marine Geology* 170:443-459 doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00105-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00105-5)
- Milligan TG et Hill PS (1998) A laboratory assessment of the relative importance of turbulence, particle composition, and concentration in limiting maximal floc size and settling behaviour. *Journal of Sea Research* 39:227-241 doi:[https://doi.org/10.1016/S1385-1101\(97\)00062-2](https://doi.org/10.1016/S1385-1101(97)00062-2)
- Milligan TG, Hill PS et Law BA (2007) Flocculation and the loss of sediment from the Po River plume. *Continental Shelf Research* 27:309-321 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.11.008>
- Milligan Timothy G (1996) In situ particle (floc) size measurements with the Benthos 373 plankton silhouette camera. *Journal of Sea Research* 36 (1/2):93-100
- Milliman JD et Meade RH (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Geology* 53:179-191
- Moate BD et Thorne PD (2012) Interpreting acoustic backscatter from suspended sediments of different and mixed mineralogical composition. *Continental Shelf Research* 46:67-82 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.10.007>
- Morelle J (2017) Dynamique Spatiale et temporelle de la production primaire dans l'estuaire de Seine. Université de Caen
- Morelle J, Schapira M et Claquin P (2017) Dynamics of phytoplankton productivity and exopolysaccharides (EPS and TEP) pools in the Seine Estuary (France, Normandy) over tidal cycles and over two contrasting seasons. *Marine Environmental Research* 131:162-176 doi:<https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2017.09.007>
- Morse PMC et Ingard KU (1986) *Theoretical Acoustics*. Princeton University Press, USA
- Mouchel J-M (1997) Flocculation et sédimentation dans l'estuaire de la Seine. In : *Rapport d'activité Seine Aval* (Eds).137
- Müller G et Förstner U (1968) General Relationship between Suspended Sediment Concentration and Water Discharge in the Alpenrhein and some other Rivers. *Nature* 217:244 doi:10.1038/217244a0

- Nechad B, Dogliotti A, Ruddick K et Doxaran D (2016) Particulate backscattering retrieval from remotely-sensed turbidity in various coastal and riverine turbid waters. In: Proc. Living Planet Symposium (ed. Ouwehand, L.), ESA-SP Volume 740, ISBN: 978-92-9221-305-3.
- Neukermans G, Ruddick K, Loisel H et Roose P (2012) Optimization and quality control of suspended particulate matter concentration measurement using turbidity measurements. *Limnology and Oceanography: Methods* 10:1011-1023 doi:10.4319/lom.2012.10.1011
- NF EN 872 (2005) Qualité de l'eau – Dosage des matières en suspension – Méthode par filtration sur filtre en fibres de verre. AFNOR, Paris, France.
- NF EN ISO 7027-1 (2016) Qualité de l'eau – Détermination de la turbidité – Partie 1 : Méthodes quantitatives. AFNOR, Paris, France, 14pp.
- Oberle FKJ, Storlazzi CD et Hanebuth TJJ (2016) Quantifying the global impact of chronic bottom trawling on continental shelf sediment. *Journal of Marine Systems* 159:109-119
- Ody A, Doxaran D, Vanhellemont Q, Nechad B, Novoa S, Many G, Bourrin F, Verney R, Pairaud I et Gentili B (2016) Potential of High Spatial and Temporal Ocean Color Satellite Data to Study the Dynamics of Suspended Particles in a Micro-Tidal River Plume. *Remote Sensing of Environment* 8
- Ouillon S, Douillet P, Petrenko A, Neveux J, Dupouy C, Froidefond J-M, Andréfouët S et Muñoz-Caravaca A (2008) Optical Algorithms at Satellite Wavelengths for Total Suspended Matter in Tropical Coastal Waters. *Sensors* 8
- Owen MW (1976) Determination of the settling velocities of cohesive muds. Technical Report. HR Wallingford.
- Owens PN, Batalla RJ, Collins AJ, Gomez B, Hicks DM, Horowitz AJ, Kondolf GM, Marden M, Page MJ, Peacock DH, Petticrew EL, Salomons W et Trustrum NA (2005) Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications* 21:693-717 doi:10.1002/rra.878
- Parchure Trimbak M, McAnally William H et Teeter Allen M (2001) Desktop Method for Estimating Vessel-Induced Sediment Suspension. *Journal of Hydraulic Engineering* 127:577-587 doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:7(577)
- Passow U (2002) Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments. *Progress in Oceanography* 55:287-333 doi:[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00138-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00138-6)
- Passow U et Alldredge AL (1995) Aggregation of a diatom bloom in a mesocosm: The role of transparent exopolymer particles (TEP). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 42:99-109 doi:[https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00006-C](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00006-C)
- Passow U, Shipe RF, Murray A, Pak DK, Brzezinski MA et Alldredge AL (2001) The origin of transparent exopolymer particles (TEP) and their role in the sedimentation of particulate matter. *Continental Shelf Research* 21:327-346 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00101-1)
- Pearlman SR, Costa HS, Jung RA, McKeown JJ et Pearson HE (1995) Solids (section 2540). In: Eaton, A.D., Clesceri, L.S., Greenberg, A.E. (Eds.), *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. American Public Health Association, 1015 Fifteenth Street, NW, Washington, DC 20005, USA, pp. 2- 53e2-64.
- Pejrup M et Mikkelsen OA (2010) Factors controlling the field settling velocity of cohesive sediment in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87:177-185 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.09.028>
- Pelletier C (2013) Mesure de la turbidité. *Technique de l'ingénieur*.25
- Philippart CJM, Salama MS, Kromkamp JC, van der Woerd HJ, Zuur AF et Cadée GC (2013) Four decades of variability in turbidity in the western Wadden Sea as derived from corrected Secchi disk readings. *Journal of Sea Research* 82:67-79 doi:<https://doi.org/10.1016/j.seares.2012.07.005>
- Poizot E (2009) La dynamique sédimentaire au travers de la géostatistique et des systèmes d'informations géographiques. .
- Portela LI, Ramos S et Teixeira AT (2013) Effect of salinity on the settling velocity of fine sediments of a harbour basin. *Journal of Coastal Research*:1188-1193 doi:10.2112/SI65-201.1

- Prieto L, Navarro G, Cózar A, Echevarría F et García CM (2006) Distribution of TEP in the euphotic and upper mesopelagic zones of the southern Iberian coasts. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53:1314-1328 doi:<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.009>
- Radić T, Kraus R, Fuks D, Radić J et Pečar O (2005) Transparent exopolymeric particles' distribution in the northern Adriatic and their relation to microphytoplankton biomass and composition. *Science of The Total Environment* 353:151-161 doi:<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.09.013>
- Rai AK et Kumar A (2015) Continuous measurement of suspended sediment concentration: Technological advancement and future outlook. *Measurement* 76:209-227 doi:<https://doi.org/10.1016/j.measurement.2015.08.013>
- Riebesell U (1991) Particle aggregation during a diatom bloom. 11. Biological aspects. *Marine Ecology Progress Series* 69
- Röttgers R, Heymann K et Krasemann H (2014) Suspended matter concentrations in coastal waters: Methodological improvements to quantify individual measurement uncertainty. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 151:148-155 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.10.010>
- Rouhnia M, Keyvani A et Strom K (2014) Do changes in the size of mud flocs affect the acoustic backscatter values recorded by a Vector ADV? *Continental Shelf Research* 84:84-92 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.05.015>
- Rouse H (1937) Modern Conceptions of the Mechanics of Fluid Turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 102:463-505
- Ruddick KG, Ovidio F et Rijkeboer M (2000) Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics* 39
- Sadar M (2003) *Turbidimeter Instrument Comparison: Low-level Sample Measurements*. Loveland, Colorado
- Sadar M (2011) *Technologies for Measuring Turbidity in Drinking Water Production*. WaterWorld, Technologies for Measuring Turbidity in Drinking Water Production. 1er edition Hach Company, Loveland, Colorado
- Sahin C (2014) Investigation of the variability of floc sizes on the Louisiana Shelf using acoustic estimates of cohesive sediment properties. *Marine Geology* 353:55-64 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.022>
- Sahin C, Safak I, Hsu T-J et Sheremet A (2013) Observations of suspended sediment stratification from acoustic backscatter in muddy environments. *Marine Geology* 336:24-32 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.12.001>
- Salomon J-C et Breton M (1991) Courants résiduels de marée dans la Manche. *Oceanologica Acta*, Special issue
- Salomon JC (1985) Courantologie calculée en Baie de Seine : In : La Baie de Seine, Colloque National du CNRS (Caen, 1985), Actes de Colloques n°4, Ifremer (éd.).
- Salomon JC et Breton M (1993) An atlas of long term currents in the Channel. . *Oceanologica Acta* 16(5-6)
- Schoellhamer DH (2002) Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA. *Continental Shelf Research* 22:1857-1866 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00042-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00042-0)
- Sequoia (2008) LISST concentration limits. Article dated 29 August 2008, accessed 27 September 2013. <http://www.sequoiasci.com/article/lisst-concentration-limits/>.
- Shen X, Lee BJ, Fettweis M et Toorman EA (2018) A tri-modal flocculation model coupled with TELEMAC for estuarine muds both in the laboratory and in the field. *Water Research* 145:473-486 doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2018.08.062>
- Sheng J et Hay AE (1988) An examination of the spherical scatterer approximation in aqueous suspensions of sand. *The Journal of the Acoustical Society of America* 83:598-610 doi:10.1121/1.396153
- Shnyukova EI et Zolotareva EK (2015) Diatom Exopolysaccharides: a Review. *International Journal on Algae* 17

- Smith SJ et Friedrichs CT (2011) Size and settling velocities of cohesive flocs and suspended sediment aggregates in a trailing suction hopper dredge plume. *Continental Shelf Research* 31:S50-S63 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.002>
- Smith SJ et Friedrichs CT (2015) Image processing methods for in situ estimation of cohesive sediment floc size, settling velocity, and density. *Limnology and Oceanography: Methods* 13:250-264 doi:10.1002/lom3.10022
- Smith SV et Hollibaugh JT (1993) Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance. *Reviews of Geophysics* 31:75-89 doi:10.1029/92RG02584
- Son M et Hsu TJ (2009) The effect of variable yield strength and variable fractal dimension on flocculation of cohesive sediment. *Water Research* 43:3582-3592 doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2009.05.016>
- Soulsby R (1997) *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications*. Thomas Telford Publications,
- Soulsby RL, Manning AJ, Spearman J et Whitehouse RJS (2013) Settling velocity and mass settling flux of flocculated estuarine sediments. *Marine Geology* 339:1-12 doi:<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.006>
- Spicer PT et Pratsinis SE (1996) Coagulation and fragmentation: Universal steady-state particle-size distribution. *AIChE Journal* 42:1612-1620 doi:10.1002/aic.690420612
- Spicer PT, Pratsinis SE, Raper J, Amal R, Bushell G et Meesters G (1998) Effect of shear schedule on particle size, density, and structure during flocculation in stirred tanks. *Powder Technology* 97:26-34 doi:[https://doi.org/10.1016/S0032-5910\(97\)03389-5](https://doi.org/10.1016/S0032-5910(97)03389-5)
- Stanton TK (1989) Simple approximate formulas for backscattering of sound by spherical and elongated objects. *J. Acoust. Soc. of Am.*, 86(4), 1499-1510.
- Stavn RH, Rick HJ et Falster AV (2009) Correcting the errors from variable sea salt retention and water of hydration in loss on ignition analysis: Implications for studies of estuarine and coastal waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81:575-582 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.12.017>
- Sternberg RW, Kineke GC et Johnson R (1991) An instrument system for profiling suspended sediment, fluid, and flow conditions in shallow marine environments. *Continental Shelf Research* 11:109-122 doi:[https://doi.org/10.1016/0278-4343\(91\)90057-D](https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90057-D)
- Styles R (2006) Laboratory evaluation of the LISST in a stratified fluid. *Marine Geology* 227:151-162 doi:10.1016/j.margeo.2005.11.011
- Sutherland TF, Lane PM, Amos CL et Downing J (2000) The calibration of optical backscatter sensors for suspended sediment of varying darkness levels. *Marine Geology* 162:587-597 doi:Doi 10.1016/S0025-3227(99)00080-8
- Tambo N et Watanabe Y (1979) Physical characteristics of flocs—I. The floc density function and aluminium floc. *Water Research* 13:409-419 doi:[https://doi.org/10.1016/0043-1354\(79\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0043-1354(79)90033-2)
- Tang FHM et Maggi F (2016) A mesocosm experiment of suspended particulate matter dynamics in nutrient- and biomass-affected waters. *Water Research* 89:76-86 doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2015.11.033>
- Tao J, Hill PS, Boss ES et Milligan TG (2017) Evaluation of Optical Proxies for Suspended Particulate Mass in Stratified Waters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 34:2203-2212 doi:10.1175/JTECH-D-17-0042.1
- Tessier C (2006) *Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière: l'exemple de la région marine Bretagne Sud*. PhD thesis, Université de Bordeaux 1
- Tessier C, Le Hir P, Lurton X et Castaing P (2008) Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP). *Comptes Rendus Geoscience* 340:57-67 doi:<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.10.009>
- Thill A, Moustier S, Garnier J-M, Estournel C, Naudin J-J et Bottero J-Y (2001) Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21:2127-2140 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00047-4)

- Thorne PD et Hanes DM (2002) A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. *Continental Shelf Research* 22:603-632 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00101-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00101-7)
- Thorne PD, Hardcastle PJ et Soulsby RL (1993) Analysis of acoustic measurements of suspended sediments. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 98:899-910 doi:10.1029/92JC01855
- Thorne PD et Hurther D (2014) An overview on the use of backscattered sound for measuring suspended particle size and concentration profiles in non-cohesive inorganic sediment transport studies. *Continental Shelf Research* 73:97-118 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.017>
- Thornton DCO (2002) Diatom aggregation in the sea: mechanisms and ecological implications. *European Journal of Phycology* 37:149-161 doi:10.1017/S0967026202003657
- Traykovski P, Latter RJ et Irish JD (1999) A laboratory evaluation of the laser in situ scattering and transmissometry instrument using natural sediments. *Marine Geology* 159:355-367 doi:Doi 10.1016/S0025-3227(98)00196-0
- Trees CC (1978) Analytical analysis of the effect of dissolved solids on suspended solids determination. *J. Water Pollut. Control Fed.* 50, 2370e2373. 50
- Udden JA (1914) Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin* 25:655-744
- Uncles RJ, Stephens JA et Law DJ (2006) Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floes, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67:30-52 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.10.013>
- Urbani R, Magaletti E, Sist P et Cicero AM (2005) Extracellular carbohydrates released by the marine diatoms *Cylindrotheca closterium*, *Thalassiosira pseudonana* and *Skeletonema costatum*: Effect of P-depletion and growth status. *Science of The Total Environment* 353:300-306 doi:<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.09.026>
- Van den Eynde D et Fettweis M (2006) Modelling of Fine-Grained Sediment Transport and Dredging Material Dumpings at the Belgian Continental Shelf. *Journal of Coastal Research*:1564-1569
- van der Lee WTB (2000) Parameters affecting mud floc size on a seasonal time scale: The impact of a phytoplankton bloom in the Dollard estuary, The Netherlands. In: McAnally WH, Mehta AJ (eds) *Proceedings in Marine Science*, vol 3. Elsevier, pp 403-421. doi:[https://doi.org/10.1016/S1568-2692\(00\)80134-5](https://doi.org/10.1016/S1568-2692(00)80134-5)
- Van Leussen W Aggregation of Particles, Settling Velocity of Mud Floes A Review. In: Dronkers J, van Leussen W (eds) *Physical Processes in Estuaries*, Berlin, Heidelberg, 1988// 1988. Springer Berlin Heidelberg, pp 347-403
- Van Leussen W (1994) *Estuarine Macrofloes and Their Role in Fine-Grained Sediment Transport*. Ph D Thesis, University of Utrecht
- van Leussen W (2011) Macrofloes, fine-grained sediment transports, and their longitudinal variations in the Ems Estuary. *Ocean Dynamics* 61:387-401 doi:10.1007/s10236-011-0384-9
- Van Leussen W et Cornelisse JM (1993) The determination of the sizes and settling velocities of estuarine floes by an underwater video system. *Netherlands Journal of Sea Research* 31:231-241 doi:[https://doi.org/10.1016/0077-7579\(93\)90024-M](https://doi.org/10.1016/0077-7579(93)90024-M)
- Van Maldegem DC, Mulder HPJ et Langerak A (1993) A cohesive sediment balance for the Scheldt estuary. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 27:247-256 doi:10.1007/BF02334788
- van Rijn LC (1984) Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 110:1613-1641 doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1613)
- Verfaillie E, Van Lancker V et Van Meirvenne M (2006) Multivariate geostatistics for the predictive modelling of the surficial sand distribution in shelf seas. *Continental Shelf Research* 26:2454-2468 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.028>

- Verlaan PAJ (2000) Marine vs Fluvial Bottom Mud in the Scheldt Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50:627-638 doi:<https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0599>
- Verlaan PAJ, Donze M et Kuik P (1998) MarinevsFluvial Suspended Matter in the Scheldt Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 46:873-883 doi:<https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0323>
- Verney R (2006) Processus de contrôle de la dynamique des sédiments cohésifs. Thèse de doctorat à l'Université de Rouen
- Verney R, Brun-Cottan JC, Lafite R, Deloffre J et Taylor JA (2006) Tidally-induced shear stress variability above intertidal mudflats in the macrotidal seine estuary. *Estuaries and Coasts* 29:653-664 doi:10.1007/BF02784290
- Verney R, Lafite R et 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 doi:10.1007/s12237-009-9160-1
- Verney R, Lafite R, Claude Brun-Cottan J et Le Hir P (2011) Behaviour of a flocc population during a tidal cycle: Laboratory experiments and numerical modelling. *Continental Shelf Research* 31:S64-S83 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.005>
- Vicsek T (1992) Fractal growth phenomena. World Sci., Hackensack, N. J. Singapore
- Villacorte LO, Ekowati Y, Calix-Ponce HN, Schippers JC, Amy GL et Kennedy MD (2015) Improved method for measuring transparent exopolymer particles (TEP) and their precursors in fresh and saline water. *Water Research* 70:300-312 doi:<https://doi.org/10.1016/j.watres.2014.12.012>
- Vincent CE et MacDonald IT (2015) A flocculi model for the acoustic scattering from flocs. *Continental Shelf Research* 104:15-24 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.05.002>
- Volmat M (1929) Les erosions du littoral du Calvados et les atterrissements de l'estuaire de la Seine. . 22eme Cahier Rech Hydrogr Regime Côtes
- Voulgaris G et Meyers ST (2004) Temporal variability of hydrodynamics, sediment concentration and sediment settling velocity in a tidal creek. *Continental Shelf Research* 24:1659-1683 doi:10.1016/j.csr.2004.05.006
- Wendling V (2015) Développement d'un système de caractérisation des agrégats et des floccs en suspension. Université Grenoble Alpes
- Wentworth CK (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*
- Wheatcroft RA et Butman CA (1997) Spatial and temporal variability in aggregated grain-size distributions, with implications for sediment dynamics. *Continental Shelf Research* 17:367-390 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00035-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00035-0)
- Wilcock PR, Kondolf GM, Matthews WVG et Barta AF (1996) Specification of Sediment Maintenance Flows for a Large Gravel-Bed River. *Water Resources Research* 32:2911-2921 doi:10.1029/96WR01627
- Winterwerp JC (1998) A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *Journal of Hydraulic Research* 36:309-326 doi:10.1080/00221689809498621
- Winterwerp JC (1999) On the dynamics of high-concentrated mud suspensions. *Civil Engineering and Geosciences*
- Winterwerp JC (2002) On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Continental Shelf Research* 22:1339-1360 doi:[https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00010-9)
- Winterwerp JC, Manning AJ, Martens C, de Mulder T et Vanlede J (2006) A heuristic formula for turbulence-induced flocculation of cohesive sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 68:195-207 doi:<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.02.003>
- Winterwerp JC et van Kesteren WGM (2004) Introduction to the physics of cohesive sediment dynamics in the marine environment. vol 56. Elsevier. *Developments in Sedimentology*, Amsterdam
- Wurl O et Holmes M (2008) The gelatinous nature of the sea-surface microlayer. *Marine Chemistry* 110:89-97 doi:<https://doi.org/10.1016/j.marchem.2008.02.009>

Xia XM, Li Y, Yang H, Wu CY, Sing TH et Pong HK (2004) Observations on the size and settling velocity distributions of suspended sediment in the Pearl River Estuary, China. *Continental Shelf Research* 24:1809-1826 doi:<https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.06.009>

Liste des figures

Figure 1-1 : Classification granulométrique de Wentworth (Wentworth, 1922) modifiée à partir de la classification de Udden (1914).....	20
Figure 1-2 : Vitesse de chute des particules et diamètre équivalent sphérique, d'après Dupont et al. (2001).....	21
Figure 1-3 : Les grandes classes de particules en suspensions rencontrées en estuaire, d'après Lemoine et Verney (2015).....	22
Figure 1-4 : Distribution verticale des concentrations en suspension dans un écoulement permanent : profil de Rouse (Rouse, 1937), d'après Julien, 2010.....	25
Figure 1-5 : Montage de particules en suspension observées en imagerie holographique dans la baie de Plymouth (a) et en mer d'Irlande en avril (b) ou en juillet (c), d'après Graham et al., 2012.....	27
Figure 1-6 : Relation taille et densité effective estimée pour des flocs en estuaire, pour différentes études (Gibbs, 1985 ; Al Ani et al., 1991 ; Fennessy et al., 1994 ; Manning et Dyer, 1999 ; Mikkelsen et Pejrup, 2001 ; Markussen et Andersen, 2013), modifié d'après Markussen et Andersen, 2013.....	29
Figure 1-7 : Variation de l'intensité du néphélomètre en fonction de la concentration en kaolinite par courant fort (donc en présence de petits flocs) représentés par les carrés ou faible (permettant des flocs de plus grand taille) représentés par les croix (D'après Gibbs et Wolanski, 1992).....	31
Figure 1-8 : Modèle conceptuel des flocs par (a) Krone (1963) et (b) van Leussen (1994).....	32
Figure 1-9 : Images de flocs obtenues à partir de mesures <i>in situ</i> réalisées avec la caméra INSSEV dans l'estuaire de la Tamise (Manning et Dyer, 2002). Les images montrent (a) des microflocs, et (b), (c) des macroflocs (D'après Manning et Dyer, 2002, dans Wendling, 2015).....	33
Figure 1-10 : Représentation schématique des forces d'attraction et de répulsion entre particules d'argiles en fonction de la concentration cationique (d'après Winterwerp et van Kesteren, 2004).....	35
Figure 1-11 : Relation entre la vitesse de chute et la concentration en MES pour différents vases d'estuaires. (D'après Winterwerp (1999), modifié par Gratiot (2010) avec les données de vase issues de l'estuaire de la Gironde (gi) et de la côte de Guyane (gu), cité par Wendling, 2015). Les lignes de couleur représentant la concentration limite à partir de laquelle le passage entre le régime de floculation (floculation regime) et le régime de sédimentation entravé (hindered settling regime) s'effectue. La ligne bleue représente la concentration d'entravement proposée par Winterwerp (1999) et la ligne rouge celle proposée par Gratiot (2010).....	36
Figure 1-12 : Relation entre la vitesse de chute moyenne et la concentration en MES estimée pour différents estuaires (van Leussen, 1994 ; Lafite, 2001). La chiffre représente la pente de la relation $\log W_s = m \log C$ avec C la concentration en MES.....	37
Figure 1-13 : Diagramme conceptuel de l'évolution de la taille des flocs en fonction de la contrainte de cisaillement au sein de l'écoulement et de la concentration en MES (D'après Dyer, 1989).....	38
Figure 1-14 : Influence de la salinité sur la vitesse de chute : (a) courbe cumulée de la vitesse de chute des flocs en suspension pour différentes valeurs de salinité, en regard de la vitesse de chute des particules défloculées, et (b) vitesse de chute moyenne en fonction de la salinité pour différentes valeurs de concentration de particules en suspension (D'après Migniot, 1968).....	40
Figure 1-15 : Relation entre la concentration de matériel en suspension et le temps de sédimentation pour des suspension de sédiments inorganiques (particules minérales), de matière organique et de flocs composés de 50% de matière organique et de 50% de particules minérales (D'après Kranck, 1984 dans Eisma, 1986).....	41

Figure 1-16 : (a) Taille moyenne et (b) distribution en classe de taille des floccs pour différentes teneurs en MO. La taille moyenne de la vase après traitement aux ultrasons pour la teneur maximale en MO (6,52%) est ajoutée comme référence en (a). La contrainte de cisaillement $G = 35 \text{ s}^{-1}$ et les teneurs en MO sont précisées dans la légende. Le pH des suspensions est égal à 8 et aucun sel n'a été ajouté (D'après Mietta et al., 2009).....	42
Figure 1-17 : Modèle conceptuel de la formation des EPS et de la floculation contrôlée par ce paramètre biologique dans l'environnement marin (Lee et Schlautman, 2015).	43
Figure 1-18 : Variation du facteur de floculation en fonction du diamètre moyen des particules primaires (D'après Migniot, 1968).	46
Figure 1-19 : Schéma général d'une cinétique de floculation avec N_i le nombre de particules initiales ; D_i et D_e les diamètres initial et à l'équilibre de la distribution de particules introduites à l'état défloculé dans le dispositif (Winterwerp, 1999) ; T_{95} le temps au bout duquel le diamètre moyen atteint 95% du diamètre à l'équilibre et T_f le temps au bout duquel le nombre de particule a diminué de 10 % (Van Leussen, 1994), d'après Verney, 2006.....	47
Figure 1-20 : (a) Taille moyenne des floccs (L_{mean}) en fonction de la contrainte de cisaillement et (b) évolution temporelle de L_{mean} pour différentes suspensions. Les nombres indiquent le pH et la concentration en sels (ppt), respectivement. A faible pH, aucun sel n'est ajouté à la solution et les suspensions avec différents sels ont un pH = 8 (D'après Mietta, 2009)..	48
Figure 1-21 : Comparaison de la série temporelle des distributions en classe de taille mesurées (symbole) et simulées (ligne noire) : (a) les fractions massiques des microflocs et de l'ensemble micro et macroflocs sont représentées, (b) ainsi que la taille DF1 des macroflocs (D'après Shen et al., 2018).....	50
Figure 1-22 : Comparaison des données expérimentales et de modélisation de la vitesse de chute obtenue à partir de l'équation proposée par Winterwerp (1998) en fonction du diamètre des floccs et de la dimension fractale (D'après Winterwerp, 1998).....	53
Figure 1-23 : Schéma conceptuel d'un granulomètre laser LISST-100X type-C (d'après Sequoia Scientific, modifié par Gangloff, 2017).	55
Figure 1-24 : Exemple d'une photographie issue d'un enregistrement vidéo par VIS après digitalisation (van Leussen et Cornelisse, 1993).....	56
Figure 1-25 : Observation en microscopie électronique à balayage (MEB) de floccs organominéraux à dominante organique (flocon) (a) et à dominante minérale (agrégat) (b) de la Baie de Seine. D'après Dupont et Lafite, 1986.....	57
Figure 1-26 : Schéma conceptuel du principe de fonctionnement d'un LISST-HOLO (caméra holographique) (a). Exemple de particules en suspension observées à partir du LISST-HOLO après traitement de l'hologramme et extraction d'une partie de l'image pour réaliser un montage aléatoire de particules en suspension (d'après Many, 2016).	57
Figure 1-27 : Positions respectives de la source lumineuse et des détecteurs pour les capteurs optiques dont le principe de mesure repose sur la néphélométrie et la rétrodiffusion (Bin Omar et Bin MatJafri, 2009), modifié d'après Rai et Kumar (2015).....	59
Figure 1-28 : Positions respectives de la source de lumière et des détecteurs dans le cas de turbidimètres basés sur l'atténuation (Anderson, 2005, modifié d'après Rai et Kumar, 2015).	60
Figure 2-1 : Carte de la Manche présentant les limites des bassins occidental et oriental et la localisation de la Baie de Seine (d'après Cabioch, 1968).....	64
Figure 2-2 : Présentation de système estuarien de la Seine et des zonations (en gris) d'après Fairbridge (1980), modifié d'après Dubrulle-Brunaud (2007).	65
Figure 2-3 : Roses de courants en Baie de Seine, à partir de mesures en stations fixes de plusieurs mois (un point correspond à une valeur horaire ; d'après Le Hir et L'Yavanc, 1985).	67
Figure 2-4 : Paramètres hydrodynamiques en Baie de Seine – a) Statistiques des vents en Baie de Seine (1995-2011) calculées à partir du modèle météo-France Arpège (Données issues du projet Seine-Aval 4 MODEL) – b) Rose des vagues à l'embouchure de l'estuaire calculée à partir des données de la bouée Metzinger entre février 2011 et Mai 2012 (Données Candhis CETMEF) (d'après Lemoine et Verney, 2015).....	68

Figure 2-5 : Statistiques journalières du débit de la Seine au barrage de Poses (1941-2013 ; source : GIP Seine Aval).....	69
Figure 2-6 : Salinité de surface en période de crue fluviale en baie de Seine (Données CNEXO-COB-ELGMM, d'après IFREMER), dans Dubrulle-Brunaud (2007).....	70
Figure 2-7 : Représentation des salinités moyennes à l'embouchure pour l'année 2010 (Lemoine et Verney, 2015).	71
Figure 2-8 : Mécanismes à l'origine du bouchon vaseux avec la circulation résiduelle (a) et l'asymétrie de marée (b) représentées, dans Deloffre, 2005.....	72
Figure 2-9 : Méthode et limites pour estimer la localisation et la masse du bouchon vaseux. Simulations de concentration en MES instantanées pour le 23 avril 2015 quand le débit du fleuve est moyen $Q = 400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (à gauche) et pour le 8 mai 2015 quand le débit est fort $Q = 1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (à droite). Concentration en MES moyennée sur la profondeur au flot (MT, flot avec la bathymétrie représentée par les contours en blanc (a,b), dans Grasso et al., 2018.....	74
Figure 2-10 : Cartographie des faciès sédimentaires de la Baie de Seine orientale (les données sédimentaires ont été acquises entre 1993 et 1996 ; d'après Lesourd, 2001).	76
Figure 2-11 : Distributions géographiques typiques de la chl a en Baie de Seine. Les mesures présentées ici correspondent aux campagnes réalisées en Baie de Seine entre le 24 septembre et le 4 octobre 1978 (a) et entre le 24 et 29 avril 1992 (b).	77
Figure 2-12 : Evolution de la chlorophylle a pour l'année 1983 pour les 2 stations du Réseau National d'Observation (R.N.O). Les valeurs de surface sont représentées par des diamants noirs et les valeurs de fond par des carrés blancs, modifié d'après Cugier, 1999.	78
Figure 2-13 : Variations de la biomasse en chl a en sub-surface (-1m) pour chaque mois de l'année 2015. Les points blancs indiquent les stations d'échantillonnage (dans Morelle, 2017).	79
Figure 2-14 : Photographies de suspensions issues de la Baie de Seine observées au MEB, présentant (a) un début d'agglomération autour des zones connectives de deux frustules de <i>Thalassiosira</i> vivantes (A : cordon muqueux ou cytoplasmique reliant les cellules) et (b) un floc en formation associant deux frustules de <i>Thalassiosira</i> mortes (B et C) (modifié d'après Dupont et Lafite, 1986).	80
Figure 2-15 : Carte du bassin sud de la Mer du Nord présentant le plateau vaseux (polygone noir) des zones côtières de la Belgique et des Pays-Bas et la concentration en MES moyenne issue du satellite MODIS. La zone côtière de turbidité maximale est indiquée par les niveaux de gris. Les flèches indiquent la circulation résiduelle de l'eau au Sud de la Mer du Nord et dans la Manche, montrant une direction SO-NE dominante (d'après Fettweis et al., 2007a, 2007b). Les différentes sources potentielles, la Manche, le bassin versant de l'Escaut, le Rhin et la Meuse sont toutes indiquées. Les affleurements argileux du Paléogène apparaissent au nord et nord-est du plateau vaseux (d'après Adriaens et al., 2018).	82
Figure 2-16 : Resultats d'un modèle de transport de sédiments qui montre la concentration moyenne des marées en matière en suspension pendant les vives eaux (20 mars 1999) : (a) situation naturelle et (b) situation naturelle avec dépôt de matériaux dragués (dans Van den Eynde et Fettweis, 2006).	83
Figure 2-17 : Evolution temporelle de la concentration en chl a de surface moyennée sur des intervalles de deux semaines. Les données sont issues du satellite MERIS et couvrent la période allant de 2003 à 2011 (Fettweis et al., 2014), modifié d'après Fettweis et Baeye, 2015.....	84
Figure 2-18 : Carte présentant la bathymétrie (en m) avec la MLLWS (Mean Lower Low Water Springs) ou le niveau d'une basse mer inférieure moyenne de vive-eau utilisée comme référence (dans Baeye, 2012). La localisation des différentes stations de mesure utilisées notamment dans l'étude de Baeye (2012) sont indiquées sur la carte.	85
Figure 2-19 : Carte de la zone côtière belge localisée au Sud de la mer du Nord, montrant la concentration moyenne en MES en surface en période hivernale et estivale. Les données sont issues du satellite MERIS et couvrent la période entre 2003 et 2011 (d'après Fettweis	

et al., 2014). La croix indique la position de la station de mesure MOW1, dans Fettweis et Baeye, 2015.....	86
Figure 2-20 : Carte de la Baie de Seine orientale et localisation des stations de mesures fixes (LC et BS1) et de la bouée de mesure D4 à la sortie de l’embouchure de l’estuaire de Seine.....	87
Figure 2-21 : Instrumentation en surface et au fond de la bouée de mesure D4.	89
Figure 2-22 : Evolution (a) des cycles VE/ME, (b) du débit fluvial et (c) de la hauteur des vagues par la bouée D4 sur l’année 2016. Les périodes pour lesquelles un masque gris a été ajouté délimitent les dates auxquelles les instruments de la bouée ont été récupérés ou remis à l’eau, soit les périodes pour lesquelles nous ne possédons pas de mesure.....	89
Figure 2-23 : Schéma de la localisation des différents dispositifs de mesure utilisés sur le navire océanographique pour les stations fixes de 13h. Les profils verticaux dans la colonne d’eau sont réalisés via la cage instrumentée équipée d’une CTD, d’un OBS-3+, d’un turbidimètre WETLabs et d’un LISST-100X et d’un radeau équipé de deux ADCP de fréquences différentes, 1200 et 600 KHz. Les prélèvements d’eau de mer sont réalisés via la cage Niskin équipée d’une bouteille Niskin horizontale, d’une SP2T et d’un WETLabs avant d’être analysés en laboratoire pour la mesure de turbidité par le HACH et de spectre défloculé par le LISST et filtrés.	91
Figure 2-24 : Chronologie des campagnes de mesures (indiquées en grisé) au cours de l’année 2016 : (a) amplitude de la marée (représentée par le coefficient de marée) et (b) débit journalier de la Seine. Les points rouges représentent les stations de 12 h à LC (site à l’embouchure de l’estuaire de la Seine), et les points bleus les stations de 12h à BS1 (site au large).....	91
Figure 2-25 : Cage Niskin lestée équipée d’une bouteille Niskin horizontale déclenchée par messenger, d’une sonde SP2T et d’un turbidimètre WETLabs FLNTUSB	95
Figure 2-26 : Schéma de la géométrie des mesures d’un ADCP RDI positionné en surface. U(i) est la vitesse de courant et NR(i) l’intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans un volume d’eau Vol(i). Blank D0 représente la zone aveugle de l’instrument pour laquelle il n’existe pas de mesures et D(1) représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d’intensité rétrodiffusée, R représente la distance le long du faisceau et BS représente l’épaisseur des cellules (d’après Tessier, 2006).	99
Figure 2-27 : Exemple d’une distribution volumique en classe de taille des MES (courbe noire) et du diamètre médian associé (ligne rouge) d’une cellule à 1 m au-dessus du fond à BS1	104
Figure 2-28 : Concentration volumique mesurée par le LISST en fonction de la concentration en MES (mg.l ⁻¹) issue de l’OBS pour toutes les campagnes aux stations LC et BS1. La couleur indique (a) la taille médiane des particules (D50) et (b) la fréquence de flottabilité.	106
Figure 2-29 : Dimension fractale optimale en fonction de la fréquence de flottabilité. Les points bleus représentent les valeurs moyennes obtenues en chaque cellule de 50 cm pour toutes les campagnes à la station LC. Les points roses représentent la médiane de la dimension fractale optimale pour chaque classe de fréquence de flottabilité (s’incrémentant en échelle logarithmique) et les lignes en pointillé roses en représentent l’intervalle de confiance. La ligne noire est le nouveau seuil suggéré dans le cadre de cette étude (0.035 s ⁻¹) et les lignes colorées représentent les seuils déterminés par Mikkelsen et al. (2008), Karageorgis et al. (2015) et Tao et al. (2017) : 0.025, 0.01 et 0.05 s ⁻¹ , respectivement.....	107
Figure 2-30 : Concentration moyenne en MES de surface (gauche) et la concentration moyenne en chl a (droite) de l’année 2001, en période hivernale et estivale dans la zone côtière belge (zone Sud de la mer du Nord). Les données sont issues du satellite MERIS. La croix indique la position de la station de mesure <i>in situ</i> MOW1 (dans Fettweis et al., 2014)...	108
Figure 2-31 : Instrumentation du tripode déposé au fond à MOW1 dans la zone côtière belge. Le tripode mesure 2,5 m en hauteur pour 3 m de largeur.	109

Figure 3-1 : Comparaison de la concentration en MES estimée par deux types de filtre : les filtres GF/F et les Nuclepore. La RMSE exprimée en mg.l^{-1} a été estimée sur l'ensemble de la gamme et par classe de concentration en MES : 1-10, 10-100, 100-1000 mg.l^{-1}	113
Figure 3-2 : Schéma des étapes du protocole de mesure de la concentration en MES (D'après Neukermans et al., 2012).	114
Figure 3-3 : Masse de sels restante sur les filtres en fonction du type de rinçage effectué : sans rinçage, avec pissette d'eau milli-Q, 50 et 100 ml d'eau milli-Q. Les valeurs indiquent la médiane de chaque triplicat.....	115
Figure 3-4 : Relation entre turbidité (NTU Hach 2100N) et la concentration en MES pour les campagnes TURBISEINE 2016 (6 campagnes) aux stations LC (cercle gris clair) et BS1 (cercle gris foncé). L'intervalle de confiance à 95% est donnée par les lignes en pointillé vertes.	116
Figure 3-5 : Evaluation du volume filtré en fonction de la turbidité donné par le HACH. Les turbidités obtenues lors de nos prélèvements, et les volumes effectivement filtrés associés sont représentés par des croix bleues (+, Station LC) et violettes (x, Station BS1). Les lignes représentent des volumes minimaux recommandés pour respecter une erreur maximale de 15%. Les lignes pleines correspondent aux volumes minimaux pour les deux types de rinçage : à l'aide de la pissette (ligne noire) ou en ajoutant 100 ml d'eau milli-Q (ligne rouge). Les lignes en tirets représentent les volumes optimaux de filtration estimés par Neukermans et al. (2012).	117
Figure 3-6 : Erreur potentielle fonction de la masse collectée sur les filtres pour lesquels le volume de filtration est inférieur au volume minimal correspondant au rinçage à l'aide de la pissette, et histogramme des masses effectivement filtrées. L'erreur potentielle théorique est calculée à partir des différences entre masse de MES théorique et masse de sel retenu sur le filtre, ici 1.1mg.	118
Figure 3-7 : Un exemple reliant la masse au volume de filtration de chacun des échantillons du triplicat. Les résultats de la régression linéaire sont ajoutés (ligne rouge).	120
Figure 3-8 : Comparaison entre la moyenne et la pente des concentrations en MES des triplicats. La RMSE normalisée par rapport à la moyenne de chaque gamme de concentration a été estimée ainsi que la RMSE totale sur l'ensemble des échantillons. Les écart-types associés à la concentration en MES sont représentés par les barres d'erreur et la barre de couleur indique les écarts-types associés au volume de filtration exprimé en l.	121
Figure 3-9 : Exemple de triplicat pour lequel la relation affine entre masse et volume de filtration de chacun des échantillons du triplicat n'est pas fiable, en raison d'un trop faible écart entre les volumes de filtration. Les résultats de la régression linéaire sont ajoutés (ligne rouge).	121
Figure 3-10 : Erreur relative ($(C_{\text{pente}} - \langle C \rangle) / \langle C \rangle * 100$) (%) en fonction de la moyenne par triplicat de la masse nette collectée sur les filtres. La couleur indique la concentration en MES donnée par la moyenne des triplicats.	122
Figure 3-11 : Distribution en nombre du biais (ordonnée à l'origine) pour les régressions linéaires de la concentration en MES, représentant le biais massique dû à la rétention des sels.	123
Figure 3-12 : Coefficient de variation estimé à partir des triplicats de prélèvements d'eau de mer en fonction de (a) la concentration en MES moyenne et (b) la masse sèche de MES moyenne. La couleur indique le volume filtré moyen. La ligne en pointillé représente la limite à 10% du coefficient de variation.	124
Figure 3-13 : (a) Distribution du coefficient de variation estimé pour chaque triplicat et (b) distribution cumulée. Le rectangle rouge représente la part des triplicats dont le coefficient de variation est inférieur à 10%.	125
Figure 3-14 : Exemple de vérification métrologique du turbidimètre OBS3+ pour la gamme Low Range le 28/06/2016, entre les campagnes TURBISEINE 2 et 3.....	128
Figure 3-15 : Comparaison des turbidités mesurées par le HACH 2100N de paillasse et l'OBS3+ solidaire de la cage instrumentée dédiée aux profils verticaux à la station LC (cercles gris clair) et à la station BS1 (cercles gris foncé) pour les trois dernières campagnes TURBISEINE. La relation entre les turbidités Hach et OBS est représentée par	

- la ligne verte. Les tests réalisés en laboratoire à partir d'échantillons de vase remis en suspension sont représentés par des étoiles de couleur bleu ciel. 129
- Figure 3-16 :** Comparaison des turbidités mesurées par le HACH 2100N de paillasse et par l'OBS3+ solidaire de la cage instrumentée dédiée aux profils verticaux à la station LC (cercles gris clair) et à la station BS1 (cercles gris foncé) pour les trois dernières campagnes TURBISEINE. Les mesures des trois premières campagnes sont indiquées en rouge avec les échantillons de surface représentés par un cercle et ceux de fond par un triangle. La relation entre la turbidité Hach et OBS est représentée par la ligne verte et l'intervalle de confiance utilisé pour trier les données par des lignes en tirets vertes. 131
- Figure 3-17 :** Exemple d'application de la méthode par classe pour la calibration de l'OBS au 19/12/2016 à la station LC. (a) Séparation du jeu de données par classe de turbidité (3 échantillons), (b) distribution des coefficients de calibration obtenus via les différents tirages, (c) distribution cumulée des coefficients de calibration et choix de la pente finale (médiane, en rouge) et (d) droite de calibration en rouge avec l'intervalle de confiance (percentiles 5 et 95) indiqué par les droites en pointillés noirs. 133
- Figure 3-18 :** Exemple d'application des différentes méthodes de régression linéaire pour la calibration de l'OBS sur le jeu de données acquis à la station de mesure LC après retrait des mesures aberrantes. 134
- Figure 3-19 :** Récapitulatif des calibrations du capteur OBS3+ à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 136
- Figure 3-20 :** Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la bouteille Niskin à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 138
- Figure 3-21 :** Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux à la station BS1. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 140
- Figure 3-22 :** Récapitulatif des calibrations du capteur OBS3+ à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 142
- Figure 3-23 :** Récapitulatif des calibrations du capteur WETLabs solidaire de la bouteille Niskin à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 144
- Figure 3-24 :** Récapitulatif des calibrations du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux à la station LC. Pour chaque cycle de marée, la droite de calibration journalière est tracée (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95 % associé (lignes noires en pointillé). La figure du haut présente la courbe de calibration annuelle (ligne rouge) avec l'intervalle de confiance à 95% (lignes noires en pointillé) obtenus pour l'ensemble des échantillons. 146
- Figure 3-25 :** Récapitulatif des calibrations journalières obtenues pour chaque instrument pour la station de mesure BS1 (a) et pour la station de mesure LC (b). Les pentes de l'OBS3+, du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et du WETLabs solidaire de la cage utilisée

pour les profils verticaux sont représentés par des cercles, des triangles et des carrés, respectivement. Pour chaque cycle de marée, l'intervalle de confiance à 95 % associé à la calibration journalière est représenté par une ligne noire en pointillé. Les lignes horizontales représentent les pentes annuelles obtenues pour chaque instrument et chaque site (OBS3+ : ligne pleine, WETLabs Niskin : ligne en tirets et WETLabs Cage : ligne en pointillé). En vue d'améliorer la visibilité des points, ces derniers ont été décalés dans le temps t ($t-5$ jrs pour OBS3+, t pour WETLabs Niskin et $t+5$ jrs pour WETLabs Cage)... 148

Figure 3-26 : Comparaison des turbidités (NTU) mesurées à la station LC par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et l'OBS solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux (a). Distribution de l'écart relatif (%) pour chaque classe turbidité (Turbidité : 1-10, 10-30, >30 NTU) (b)..... 149

Figure 3-27 : (a) Comparaison des concentrations en MES mesurées à la station LC par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin et l'OBS solidaire de la cage utilisée pour les profils verticaux. Les RMSE (mg.l^{-1}) sont estimées pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l^{-1}) et pour toute la gamme mesurée. (b) Distribution de l'écart relatif (%) pour chaque classe de concentration en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l^{-1})..... 150

Figure 3-28 : Comparaison de la concentration en MES mesurée par le WETLabs solidaire de la bouteille Niskin avec la concentration en MES issue (a) du WETLabs de surface avec une RMSE (mg.l^{-1}) estimée pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l^{-1}) et pour toute la gamme mesurée, et (c) du WETLabs de fond avec une RMSE (mg.l^{-1}) estimée pour chaque classe de concentrations en MES ([MES] : 1-30, >30) et pour toute la gamme mesurée. Distribution de l'écart relatif (%) par classe de concentration en MES (b) pour les échantillons de surface ([MES] : 1-10, 10-30, >30 mg.l^{-1}) et (d) de fond ([MES] : 1-30, >30 mg.l^{-1})..... 151

Figure 3-29 : Schéma de synthèse récapitulant les différentes étapes du protocole de mesure appliqué dans le cadre de cette thèse pour la quantification des MES par méthode optique. Les flèches indiquent le flux d'informations entre les tâches et les activités au cours des mesures et du traitement..... 152

Figure 3-30 : Concentration volumique mesurée par le LISST (VC) en fonction de la concentration en MES mesurée par l'OBS (après calibration) (a) à la station LC et (b) à la station BS1. La couleur indique le taux de transmission optique mesuré par le LISST (Tau en %). 153

Figure 4-1 : Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floes mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floes calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 20 juillet (a) et du 21 septembre (b) à la station de mesure **BS1**. 156

Figure 4-2 : Série temporelle du débit fluvial (a), du coefficient de marée (b), de la vitesse du vent (la couleur indiquant sa direction de provenance) (c), et de la hauteur significative des vagues (d) sur l'année 2016. Les différentes campagnes effectuées à la station de mesure **BS1** sont situées par les droites en pointillés bleus..... 157

Figure 4-3 : Distributions normalisées en classe de taille des particules de 1 à 5 m au-dessus du fond pour les cycles de marée (a) du 20 juillet (BM : 04h41) et (b) du 21 septembre à **BS1** (BM : 07h31). La couleur indique l'heure par rapport à la BM..... 160

Figure 4-4 : Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne rouge, pour les cycles de marée du 20 juillet (a) et du 21 septembre (b), à la station de mesure **BS1** à 1 m au-dessus du fond..... 161

Figure 4-5 : Médiane de la distribution volumique normalisée en classe de taille sur les cellules comprises entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour la période allant de la fin du flot au début de la PM (ligne bleu clair) et pour la période autour de l'étale de PM (ligne bleu foncé) pour le cycle de marée du 21 septembre à la station **BS1**. Les D50 des distributions médianes sont indiqués dans la légende..... 163

- Figure 4-6 :** Série temporelle (a) de la concentration en chlorophylle a, (b) de la concentration de TEP, (c) de la MOP en % de la concentration en MES et (d) de la concentration en MOP, à la station **BS1**. Les échantillons de surface sont représentés par un cercle bleu ciel et les échantillons de fond par un triangle rouge..... 164
- Figure 4-7 :** Dimension fractale en fonction de la fréquence de flottabilité (a), après application du masque défini dans le chapitre 2 (seuil $N = 0.025 \text{ s}^{-1}$) (b) et après application du nouveau masque défini dans cette section ($N = 0.01 \text{ s}^{-1}$ & $D50 > 250 \mu\text{m}$), la couleur indique la taille médiane (D50) des particules pour la station **BS1**. 165
- Figure 4-8 :** Fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la concentration en MES (a), de la taille médiane des particules (b) et de l'excès de densité des particules (c), pour chaque cycle de marée à la station de mesure **BS1**. 166
- Figure 4-9 :** Médianes de la concentration en MES (a), du D50 (b) et de l'excès de densité (c) estimés pour chaque cycle de marée pour la station de mesure **BS1** en fonction du coefficient de marée. La couleur indique la hauteur significative des vagues. Pour chaque cycle de marée, les percentiles 20 et 80 de chaque variable sont représentés par les petits cercles..... 167
- Figure 4-10 :** Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floes mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floes calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 28 janvier (coefficient de marée de 80) (a) et du 17 juillet (coefficient de marée de 62) (b) à la station de mesure **LC**. 168
- Figure 4-11 :** Evolution temporelle de la vitesse du courant, de la salinité, de la concentration en MES issue de l'OBS, de la taille médiane des floes mesurée par le LISST et de l'excès de densité des floes calculé à partir des mesures OBS et LISST au cours du cycle de marée du 22 mars (coefficient de marée de 82) (a) et du 18 décembre (coefficient de marée de 84) (b) à la station de mesure **LC**. 169
- Figure 4-12 :** Série temporelle du débit fluvial (a), du coefficient de marée (b), de la vitesse du vent avec la couleur indiquant sa direction (c), et de la hauteur significative des vagues (d) sur l'année 2016. Les différentes campagnes effectuées à la station **LC** sont situées par les droites en pointillées rouges. 170
- Figure 4-13 :** Distribution normalisée en classe de taille des particules de chaque cellule comprise entre 1 à 5 m au-dessus du fond, pour le cycle de marée du 15 décembre à **LC** (BM : 05h18). La couleur indique l'heure par rapport à la BM..... 172
- Figure 4-14 :** Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne rouge pour les cycles de marée du 22 mars (a) et du 18 décembre (b) à la station **LC** à 1 m au-dessus du fond. 174
- Figure 4-15 :** Série temporelle de la concentration en chlorophylle a (a), de la concentration en TEP (b), de la MOP exprimée en % de MES (c) et en mg.l^{-1} (d) pour la station de mesure **LC**. 175
- Figure 4-16 :** Dimension fractale en fonction de la fréquence de flottabilité avec la couleur indiquant la taille médiane (D50) des particules pour la station de mesure **LC**. 176
- Figure 4-17 :** Fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la concentration en MES (a), de la taille médiane des particules (b) et de l'excès de densité des particules (c) par cycle de marée à la station de mesure **LC**. La couleur indique les quatre saisons. 177
- Figure 4-18 :** Concentration en MES médiane, D50 médian et excès de densité médian estimés pour chaque cycle de marée à la station **LC** en fonction du coefficient de marée. La couleur indique soit la hauteur significative des vagues (a, b et c), soit la saison (d, e et f). 178
- Figure 4-19 :** Evolution temporelle de la surface libre estimée à partir de la longueur des profils verticaux de CTD, de la concentration en MES, de la vitesse du courant barotrope et de la distribution en classe de taille issue du LISST avec le D50 indiqué par la ligne noire pour

- les cycles de marée du 06 mai (a) et du 15 décembre (b) pour la station de mesure LC à 1 m au-dessus du fond..... 179
- Figure 4-20 :** Relation entre le courant et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour le cycle de marée du 15 décembre à la station de mesure LC (BM : 05h18 ; PM : 10h48) (a) et pour le cycle de marée du 16 décembre à la station de mesure BS1 (BM : 06h05 ; PM : 11h33) (b). La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée. En vue d'améliorer la visibilité de l'évolution temporelle des deux variables courant et D50, le signe du courant est changé artificiellement à partir de la direction des courants pour distinguer le cycle du flot et du jusant. 181
- Figure 4-21 :** Relation entre le courant et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour tous les cycles de marée pour la station de mesure LC (a) et BS1 (b). La couleur indique le coefficient de marée. 182
- Figure 4-22 :** Série temporelle de la concentration en chlorophylle a (a), de la concentration de TEP (b), de la MOP en % de la concentration en MES (c) et de la MOP en concentration (d) pour la station de mesure LC (en rouge) et pour la station de mesure BS1 (en bleu). Les échantillons de surface sont représentés par un cercle et les échantillons de fond par un triangle. Les données douteuses de TEP et de chl a sont représentées en gris. 183
- Figure 4-23 :** Distribution spatiale de la concentration en chl a dans la Baie de Seine à partir des mesures acquises par les campagnes SEDISEINE 1 (17-19 février 1992) (a), PHYTOSEINE 1 (24-29 avril 1992) (b), SEDISEINE 2 (2-4 juin 1992) (c), PHYTOSEINE 2 (29 juin-3 juillet 1992) (d) et INTERSITE 1 (7-14 octobre 1983) (e). Les stations de mesure BS1 et LC des campagnes TURBISEINE 2016 sont représentées par des points rouges (modifié d'après Aminot et al., 1997). 183
- Figure 4-24 :** Relation entre d'une part la médiane du D50 des particules et son intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80) et d'autre part soit la MOP (% de MES) (a), soit la concentration en MES (b), soit la chl a moyenne (c), représentatives du cycle de marée. 185
- Figure 4-25 :** Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à BS1. La couleur indique soit la MOP (% de MES) représentative (moyenne) du cycle de marée (a), soit la concentration en chl a représentative (moyenne) du cycle de marée (b). En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,96 à 1,04 tous les 0,02). Les valeurs d'excès de densité élevées associées à des tailles médianes faibles qui sont représentées en gris correspondent aux valeurs de surface du cycle de marée du 16 décembre pour lesquelles la dimension fractale excède 2,7, et dont la validité est discutée au chapitre 5..... 186
- Figure 4-26 :** Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à LC. La couleur indique soit la MOP (% de MES) représentative (moyenne) du cycle de marée (a), soit la concentration en chl a représentative (moyenne) du cycle de marée (b). En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,94 à 1,06 tous les 0,01). 187
- Figure 4-27 :** Relation entre l'excès de densité et la taille médiane des particules pour la station de mesure à LC représentée en rouge et pour la station de mesure BS1, représentée en bleue. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,92 à 1,09 tous les 0,01). 188
- Figure 4-28 :** Distribution normalisée en classe de taille mesurée par le LISST pour le cycle de marée du 15 décembre à la station de mesure LC (BM : 05h18) (a) et pour le cycle de marée du 16 décembre à la station de mesure BS1 (BM : 06h05) (b). La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée. 188

- Figure 4-29** : Relation entre le courant de marée et le D50 moyennés entre 1 et 3 m au-dessus du fond pour les vives eaux de chaque campagne à LC (sauf pour la campagne de mars). La couleur indique la MOP représentative du cycle (% de MES) (a) ou la concentration en chl a représentative du cycle (b)..... 189
- Figure 4-30** : Concentration en TEP en fonction de la concentration en chl a. Les échantillons des stations de mesure LC et BS1 sont représentés en rouge et en bleu, respectivement avec des cercles pour identifier les échantillons de surface et des triangles pour ceux du fond. 190
- Figure 4-31** : Concentration en TEP en fonction de la concentration en MES (b). Sur le graphique les échantillons des stations de mesure LC et BS1 sont représentés par des cercles et des triangles, respectivement. La couleur indique la concentration en chl a. ... 191
- Figure 4-32** : Ratio TEP:chl a en surface et au fond pour chaque cycle de marée pour la station de mesure BS1 (a) et LC (b). 192
- Figure 4-33** : Coefficient de calibration (concentration ~ turbidité) de l'OBS en fonction du D50 médian (a), de l'excès de densité médian (kg.m^{-3}) (b), du produit entre le D50 médian et l'excès de densité médian (c), de la MOP représentative (% de MES) (d), de la concentration en MES médiane (e), de la concentration représentative en chl a (f), du coefficient de marée (g) et de la hauteur significative des vagues (hs) pour chaque cycle de marée. Les mesures obtenues à BS1 sont représentées par un cercle et celles obtenues à LC par un triangle. La couleur indique la campagne 194
- Figure 5-1** : Illustration de la méthode de calcul de la dimension fractale correspondant à une cellule moyennée de 50 cm extraite du cycle de marée du 28 janvier 2016 pour la station de mesure LC : (a) Distribution en classe de taille et (b) concentrations en MES cumulées estimées à partir de différentes valeurs de la dimension fractale (ligne bleue et lignes colorées en pointillées). La dimension fractale est optimisée en faisant correspondre la concentration en MES calculée (somme des concentrations estimées pour les 32 classes de taille) à partir du LISST, et la concentration en MES mesurée par l'OBS pour la même cellule (ligne rouge). 197
- Figure 5-2** : Evolution temporelle de la dimension fractale au cours des cycles de marée du 24 mars (a), du 04 mai (b), du 20 juillet (c), du 21 septembre (d) et du 16 décembre (e) pour la station de mesure **BS1**. 198
- Figure 5-3** : Distribution de la dimension fractale pour les cycles de marée du 24 mars (a), du 04 mai (b), du 20 juillet (c), du 21 septembre (d) et du 16 décembre (e) pour la station de mesure **BS1**. La médiane est représentée par un cercle et l'intervalle de confiance à 60% associé (percentiles 20 et 80) est représenté par des flèches. (f): fonctions de densité de probabilité cumulée de la distribution de la dimension fractale pour chaque cycle de marée ; la couleur indique le cycle de marée. Les percentiles sont calculés à partir de la discrétisation de la dimension fractale tous les 0,01. 199
- Figure 5-4** : Relation entre la dimension fractale calculée et la taille médiane des MES pour la station de mesure **BS1**. Les couleurs indiquent le cycle de marée. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,98 à 1,1 tous les 0,01). Les différents points encerclés, dont la couleur fait référence au cycle de marée, correspondent à des mesures atypiques décrites dans le texte..... 200
- Figure 5-5** : Relation entre dimension fractale médiane et coefficient de marée, la couleur indique la hauteur significative des vagues..... 201
- Figure 5-6** : Evolution temporelle de la dimension fractale au cours des cycles de marée du 28 janvier (a), du 22 mars (b), du 06 mai (c), du 24 juillet, du 23 septembre (e) et du 18 décembre (f) pour la station de mesure **LC**. 202
- Figure 5-7** : Distribution de la dimension fractale pour chaque cycle de marée à la station de mesure **LC**, avec la médiane représentée par un cercle et l'intervalle de confiance à 60% associé (percentiles 20 et 80) représenté par des flèches. La couleur indique la saison. Les percentiles sont calculés à partir de la discrétisation de la dimension fractale tous les 0,01. 203

Figure 5-8 : Fonctions de densité de probabilité cumulée de la dimension fractale pour chaque cycle de marée. La couleur indique la saison.....	204
Figure 5-9 : Relation entre la dimension fractale et la taille médiane des MES pour la station de mesure LC. La couleur indique la saison. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,94 à 1,06 tous les 0,01). Les différents points encerclés, dont la couleur fait référence à la saison, correspondent à des mesures atypiques décrites dans le texte.....	205
Figure 5-10 : Dimension fractale médiane et intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80), en fonction du coefficient de marée. Les couleurs indiquent la hauteur significative des vagues (a) et la saison (b).	206
Figure 5-11 : Sensibilité de la dimension fractale moyenne calculée pour le cycle de marée du 17 juillet 2016 (station de mesure LC) en fonction de la taille (D_p) et de la densité (ρ_p) des particules primaires.	209
Figure 5-12 : Application de la théorie fractale à la caractérisation d'une cellule à 1 m au-dessus du fond autour de l'étale de PM pour le cycle de marée du 17 juillet à LC. Distribution en classe de taille mesurée (a) et distributions calculées de l'excès de densité (b), de la masse (c), de la vitesse de chute (d) et de la distribution des flux de sédimentation (e), estimées pour différents couples de taille et de densité de particules primaires (la dimension fractale optimale qui en résulte est donnée dans la légende), en utilisant le modèle d'inversion optique pour des particules de forme aléatoire ou sphérique (ligne solide noire et ligne pointillée noire, respectivement sur le graphe (a) ; pour les autres graphes, seules les courbes violettes ont été obtenues avec le modèle d'inversion sphérique. Les lignes de couleur en pointillés sur le graphe (d) représentent les vitesses de chute pondérées par la masse, estimées pour chaque couple de taille et de densité de particules primaires (également données dans la légende).	210
Figure 5-13 : Effets de la dimension des particules primaires (a), de la densité des particules primaires (b), de la pente de calibration de l'OBS (c) et du choix du modèle d'inversion du LISST (d) sur la vitesse de chute pondérée par la masse; les vitesses de chute de référence (en abscisse) sont obtenues pour (a) $D_p=1\mu\text{m}$, (b) $\rho_p=2650\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, (c) pente de calibration de l'OBS = $1,7\text{ mg L}^{-1}\text{ NTU}^{-1}$ et (d) modèle d'inversion du LISST non sphérique.	212
Figure 5-14 : Médiane de la distribution volumique normalisée en classe de taille, relative à toutes les cellules comprises entre 1 et 10 m au-dessus du fond pour la période autour de l'étale de PM (cycle de marée du 04 mai à BS1), et dont la dimension fractale est soit supérieure à 2,4 (ligne bleu clair), soit inférieure à 2,4 (ligne bleu foncé). Les médianes de la dimension fractale, de la concentration volumique totale (VC) et de la concentration en MES (SSC) associées à ces des sous-ensembles sont indiquées dans la légende.....	215
Figure 5-15 : Evolution de paramètres mesurés ou calculés à 15 m au-dessus du fond à la station BS1 au cours du cycle de marée du 16 décembre 2016 :	216
Figure 5-16 : Dimension fractale en fonction de la concentration volumique totale mesurée par le LISST, pour chaque cycle de marée à la station de mesure BS1 ; la couleur représente le cycle de marée (a) ou le taux de transmission optique (b).	217
Figure 5-17 : Signal rétrodiffusé pour chaque anneau du LISST correspondant aux mesures du blanc utilisées pour corriger le signal brut reçu par le LISST pour le cycle de marée du 21 septembre (ligne bleue) et du 16 décembre (ligne rouge).	218
Figure 5-18 : Evolution de paramètres mesurés ou calculés à 1 m en-dessous de la surface à la station de mesure BS1 au cours du cycle de marée du 20 juillet 2016 :	219
Figure 5-19 : Distributions en classe de taille à 1 m en-dessous de la surface (a) et à 5m au-dessus du fond pour le cycle de marée du 20 juillet à BS1. La couleur indique l'heure au cours du cycle de marée.	219
Figure 5-20 : Médiane de la dimension fractale et intervalle de confiance à 60% (percentiles 20 et 80) en fonction de la MOP moyenne (a), de la concentration en MES médiane au cours du cycle de marée (b) et de la concentration en chl a moyenne (c), obtenue pour chaque	

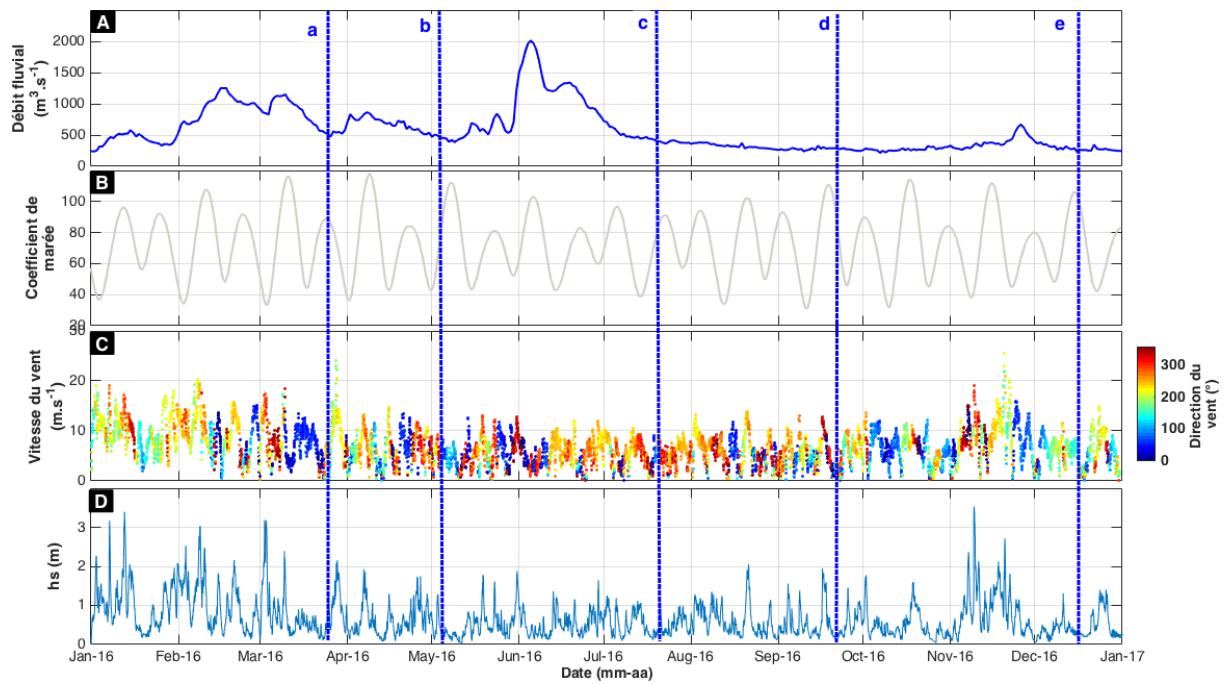
- cycle de marée. Les cycles de marée à BS1 et LC sont représentés par un cercle et un triangle, respectivement. La couleur indique la campagne de mesure.....221
- Figure 5-21 :** Distribution normalisée en classe de taille et courbe cumulée obtenues après défloculation aux ultrasons pendant 2 min, à partir d'échantillons d'eau et moyennées par classe de MOP pour la station de mesure BS1 (a), (b) et pour la station de mesure LC (c), (d). La couleur indique la MOP (% de MES).222
- Figure 5-22 :** Vitesse de chute pondérée en masse en fonction de la taille médiane des particules estimées pour chaque cycle de marée, pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique la campagne. En raison de leur validité suspecte, les mesures de surface du cycle de marée du 16 décembre à BS1 pour lesquelles la dimension fractale excède 2,7 sont grisées. En vue d'améliorer la visibilité des différents cycles de marée, les D50 calculés, qui reprennent les valeurs discrètes des classes du LISST, ont été légèrement décalés (dans la représentation semi-log, multiplication par un facteur centré autour de 1, de 0,96 à 1,04 tous les 0,01 pour le graphique (a) et de 0,98 à 1,02 tous les 0,01 pour le graphique (b))......223
- Figure 5-23 :** Concentration volumique mesurée par le LISST en fonction de la concentration en MES pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique la vitesse de chute pondérée en masse.224
- Figure 5-24 :** Diagramme de la dimension fractale en fonction de la transmission optique mesurée par le LISST, la couleur indiquant le ratio de la concentration volumique mesurée par le LISST sur la concentration en MES issue de l'OBS le 28 janvier 2016. Seules les données dans la partie inférieure de la colonne d'eau (de 0 à 10 m au-dessus du fond) ont été utilisées étant donné qu'il est plus probable qu'elles ne soient pas affectées par l'effet Schlieren.....225
- Figure 5-25 :** Relations entre la concentration en MES mesurée par l'OBS et (a) l'atténuation du faisceau ou (b) la concentration volumique mesurée par le LISST, obtenues pour le cycle de marée du 28 janvier 2016. La couleur indique la transmission optique. Seules les données dans la partie inférieure de la colonne d'eau (de 0 à 10 m au-dessus du fond) ont été utilisées pour éviter les données de surface aberrantes liées à l'effet Schlieren qui n'ont pu être écartées par le critère sur la fréquence de flottabilité.....226
- Figure 5-26 :** Série temporelle de la concentration en MES issue de l'OBS (a), de la vitesse de courant intégré sur la verticale (b, axe de gauche) et de la dimension fractale (b, axe de droite), et (c) de la distribution volumique en classe de taille mesurée par le LISST (la ligne rouge montre la taille médiane des particules D50), pour le cycle de marée du 28 janvier à 1 m au-dessus du fond pour la station de mesure LC.....227
- Figure 6-1 :** Schéma de la géométrie des mesures d'un ADCP RDI positionné en surface. $U(i)$ est la vitesse de courant et $NR(i)$ l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans un volume d'eau $Vol(i)$. Blank D0 représente la zone aveugle de l'instrument pour laquelle il n'existe pas de mesures et $D(1)$ représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d'intensité rétrodiffusée, R représente la distance le long du faisceau et BS représente ici l'épaisseur des cellules (d'après Tessier, 2006)......232
- Figure 6-2 :** $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique de l'ADCP 1200 kHz (a) et 600 kHz (b) pour chaque cellule de 50 cm. Les mesures à LC sont représentées en rouge et celles de BS1 en bleu. La ligne en tirets noirs indique la pente théorique que devraient montrer les nuages de points (éq.6-14 avec $a=1$). En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.....238
- Figure 6-3 :** $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique de l'ADCP 1200 kHz et 600 kHz, pour la station de mesure LC (a,b) et BS1 (c,d). La couleur indique la campagne. En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.240
- Figure 6-4 :** $10\log_{10}$ de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique pour la station de mesure LC avec l'ADCP 1200 kHz (a, d et g), pour la station de mesure BS1 avec l'ADCP 1200 kHz (b, e et h) et pour les

- deux stations avec l'ADCP 600 kHz (c, f et i). Les couleurs indiquent le diamètre médian (a, b et c), l'excès de densité (d, e et f) et la dimension fractale (g, h et i). En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l.242
- Figure 6-5 :** 10log10 de la concentration en MES estimée à partir de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique avec l'ADCP 600 kHz pour la station de mesure LC (a) et pour la station de mesure BS1 (b). La couleur indique l'excès de densité. En ordonnée, -30 correspond à une concentration de 1mg/l, -20 :10mg/l et -10 : 100mg/l...243
- Figure 6-6 :** Coefficient b (équation 6-16) en fonction de l'excès de densité pour l'ADCP 1200 kHz et l'ADCP 600 kHz à LC (a et b) et à BS1 (c et d). La couleur indique la campagne de mesure ; avec $b = 10\log_{10}M-IV = 10\log_{10}\sigma_{p}f_{v}$244
- Figure 6-7 :** Coefficient b (équation 6-14) en fonction de l'excès de densité pour les deux ADCP et les deux stations de mesure. La couleur indique le diamètre médian D50 (a) et la dimension fractale (b).245
- Figure 6-8 :** Relation entre chaque coefficient b (équation 6-14) estimé pour l'ADCP 600 kHz et l'ADCP 1200 kHz (station LC). La couleur indique la campagne de mesure (a), le diamètre médian D50 (b), l'excès de densité (c) et la dimension fractale (d).246
- Figure 6-9 :** Relation entre chaque coefficient b (équation 6-14) estimé pour l'ADCP 600 kHz et l'ADCP 1200 kHz pour chaque cycle de marée en juillet à la station LC : 17 juillet (coefficient de marée de 62) (a et d), 22 juillet (coefficient de marée de 91) (b et e) et le 24 juillet (coefficient de marée de 87) (c et f). Les couleurs indiquent soit le diamètre médian (a, b et c), soit l'excès de densité (d, e et f).246
- Figure 6-10 :** Série temporelle de l'amplitude de marée (a), de la vitesse du courant longshore (b), de la hauteur significative des vagues (c), de la concentration en MES issue de l'OBS à 2 m au-dessus du fond (d), du diamètre médian des particules (e), de l'excès de densité des particules (f) et de la dimension fractale (g) au même niveau pour l'année 2013 à la station MOW1. Les couleurs rouge et bleues correspondent à des mesures acquises avec deux tripodes différents, alternativement déployés sur le site. La zone grisée correspond à des mesures douteuses potentiellement affectées par le biofouling.249
- Figure 6-11 :** Série temporelle du diamètre médian des particules (a), de la concentration volumique totale mesurée par le LISST (b), de la dimension fractale (c) et de l'excès de densité des particules (d) pour la période comprise entre fin septembre et fin octobre 2013 (jour julien : 261 à 301) pour la station de mesure MOW1. Les mesures issues du premier tripode sont représentées en bleu et celles issues du second tripode en rouge. La zone grisée encadrée en rouge correspond à des mesures douteuses potentiellement affectées par le biofouling.250
- Figure 6-12 :** Relation entre le 10log10 de la concentration en MES (en $mg.l^{-1}$) issue de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique estimé à la première cellule pour deux profileurs acoustiques ADP 3 MHz (M284, M947) alternativement déployés. Le jeu de données utilisé correspond à une année de données acquises en 2013 dans la zone côtière belge ; chaque capteur a mesuré environ la moitié de l'année. Les droites pleines représentent la moyenne de huit modèles de régression (méthode des moindres carrés, Eigenvalue, Theil-Senn, méthode robuste, et chacune de ces méthodes en inter-changeant les variables dépendantes et indépendantes), les lignes en tirets représentent les régressions linéaires (M284 : $R^2 = 0,4$; M947 : $R^2 = 0,6$), d'après Fettweis et al., soumis). En ordonnée, 10 correspond à une concentration de 10 $mg.l^{-1}$, 20 :100 $mg.l^{-1}$ et 30 : 1000 $mg.l^{-1}$251
- Figure 6-13 :** 10log10 de la concentration en MES issue de l'OBS en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique estimé pour la première cellule du profileur ADP 3 MHz (ADP M284) à la station de mesure MOW1 pour l'année 2013. Les couleurs indiquent le temps en jour julien (a), le diamètre médian des particules (b), l'excès de densité (c) et la dimension fractale (d).253

Liste des tableaux

Tableau 1-1 : Relation taille et densité effective estimée pour des floes en estuaire, pour différentes études (Gibbs, 1985 ; Al Ani et al., 1991 ; Fennessy et al., 1994 ; Manning et Dyer, 1999 ; Mikkelsen et Pejrup (2001) ; Markussen et Andersen, 2013) avec la valeur m dans la relation $\Delta\rho \propto Dfm$	30
Tableau 1-2 : Propriété de cohésion des différentes fractions du matériel particulaire en suspension (d'après Mehta et Li, 1997, dans Verney, 2006).....	34
Tableau 2-3 : Bilan des conditions de marée et de débit des cycles de marée de l'année 2016 par station : LC et BS1. Le gradient de couleur illustre les variations du coefficient de marée allant du bleu pour les coefficients de marée les plus bas au rouge pour les coefficients de marée les plus forts. Le gradient monochrome (couleur bleue) illustre les variations du débit moyen journalier en allant du plus clair pour les bas débits au plus foncé pour les débits forts.	93
Tableau 2-4 : Tableau récapitulatif des moyennes des classes de taille associées aux 32 anneaux concentriques du LISST-100X type C, en utilisant le modèle d'inversion optique des particules de forme irrégulière.	103
Tableau 3-1 : Exemple de vérification métrologique du turbidimètre OBS3+ pour la gamme Low Range le 28/06/2016, entre les campagnes TURBISEINE 2 et 3.....	128
Tableau 3-2 : Récapitulatif des coefficients de calibration de l'OBS3+, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.	137
Tableau 3-3 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.	139
Tableau 3-4 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la cage utilisée pour réaliser les profils verticaux, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour les calibrations journalières et annuelle à la station BS1.	141
Tableau 3-5 : Récapitulatif des coefficients de calibration de l'OBS3+, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.....	143
Tableau 3-6 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.	145
Tableau 3-7 : Récapitulatif des coefficients de calibration du WETLabs solidaire de la bouteille Niskin, des valeurs de RMSE, de MRE et de l'intervalle de confiance associés pour la station LC.	147
Tableau 4-1 : Récapitulatif du coefficient de marée, du débit fluvial, du courant barotrope maximal (Uz max) et médian (Uz médian), de la hauteur significative des vagues (Hs), de la gamme de la concentration en MES et de la moyenne par cycle de marée.	157
Tableau 4-2 : Récapitulatif du coefficient de marée, du débit fluvial, de la hauteur significative des vagues, de la gamme de la concentration en MES et de la moyenne par cycle de marée pour la station de mesure LC.	170
Tableau 5-1 : Récapitulatif de la moyenne et de la gamme de MOP en surface et au fond et globale par cycle de marée pour la station de mesure LC.....	208
Tableau 5-2 : Récapitulatif de la moyenne et de la gamme de MOP en surface et au fond et globale par cycle de marée pour la station de mesure BS1.	221
Tableau 6-1 : Ecart possible d'indice de rétrodiffusion en fonction de certains paramètres associés au fonctionnement de l'ADCP, des conditions hydrologiques du milieu, de la concentration en MES et de la taille des particules pour un ADCP RDI Workhorse 1200 kHz ; les incertitudes associées à Kc et NC0 sont estimées ici en considérant une calibration moyenne pour chaque transducteur (modifié d'après Tessier, 2006).	236
Tableau 6-2 : Récapitulatif des données moyennes fournies par le constructeur.....	237

ANNEXE A : DESCRIPTION DES CYCLES DE MAREE À BS1



Cycle de marée du 24 Mars 2016 (Coefficient de marée : 89)

Les profils verticaux à la station BS1 pour cette campagne ont été effectués en arrêtant la descente de la cage avant de toucher le fond (environ 2 à 3 m au-dessus du fond), par peur d'engendrer des dégâts sur les instruments par la présence potentielle de roches. La cage a cependant touché le fond quelques fois, expliquant la variation en cascade de la hauteur d'eau au cours du temps. Pour les campagnes suivantes, après vérification du fond sédimentaire à la station BS1, les profils verticaux ont été réalisés en touchant le fond.

La salinité varie peu au cours du cycle de marée, oscillant entre 32 et 34 PSU. Etant située au large, la station de mesure BS1 est moins sujette à la stratification des masses d'eau car moins sous l'influence du panache de surface provenant de la Seine. La colonne d'eau est en effet bien mélangée même à BM.

Les vitesses de courant de marée sont plus fortes au flot qu'au jusant (1,1 contre 0,8 m.s⁻¹, respectivement). Les concentrations en MES les plus fortes sont observées au fond, jusqu'à 11 mg.l⁻¹ au moment des périodes maximales de courant (jusant et flot).

Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants avec des valeurs autour de 111 µm, et les particules les plus larges atteignant jusqu'à 183 µm au moment de l'étalement de PM et de BM. L'excès de densité varie peu à l'échelle de la marée avec des valeurs comprises en moyenne entre 180 et 220 kg.m⁻³. On note toute de même des excès de densité plus élevés au flot (autour de 250 kg.m⁻³).

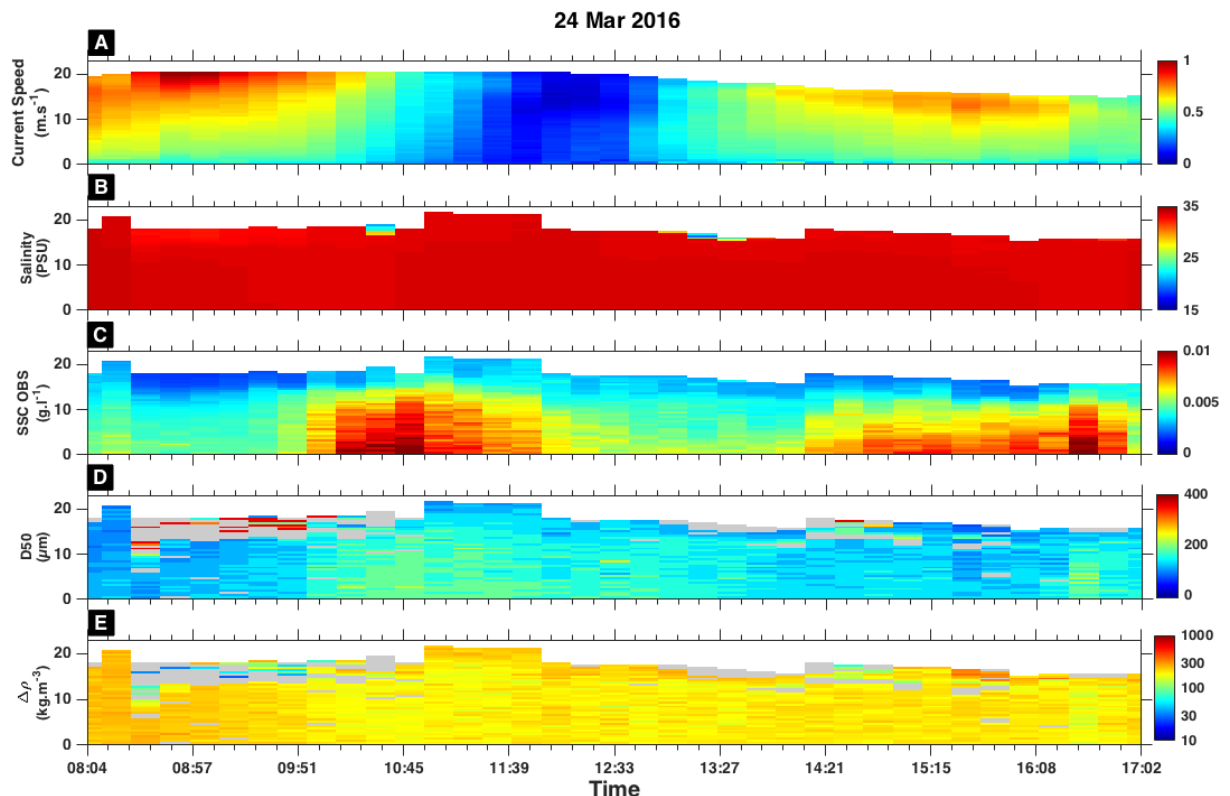


Figure A- 2 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,025 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 24 mars 2016 à la station de mesure BS1.

Cycle de marée du 04 Mai 2016 (Coefficient de marée : 78)

La salinité diminue légèrement en surface au moment de la BM (29-30 PSU), résultant de l'arrivée d'une masse d'eau dessalée.

Les courants de marée sont plus faibles en raison du coefficient de marée (moyenne vive-eau), avec une vitesse maximale atteignant $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ au flot. La concentration en MES est faible et varie entre 1 et 5 mg.l^{-1} .

Le gradient de salinité lié à la dessalure en surface autour de la BM, entraîne des différences de densité. Ces dernières peuvent impacter les mesures réalisées à partir d'instruments basés sur la diffraction au laser tels que le LISST via l'apparition d'un phénomène appelé effet Schlieren. L'effet Schlieren va se manifester par des mesures de taille de particules très large qui sont en réalité causées par les différences d'indice de réfraction des deux masses d'eau. Afin d'éviter une mauvaise interprétation des données, les mesures de la taille médiane sont filtrées à partir d'un seuil de fréquence de flottabilité défini dans le chapitre 2 (zone grisée sur la figure 2d). Malgré ce filtre, quelques mesures aberrantes sont toujours présentes à proximité du masque et ne doivent pas être interprétées comme étant des mesures de MES naturelles. En dehors de ces mesures biaisées, la taille médiane varie peu à l'échelle du cycle de marée oscillant entre 155 et $183 \mu\text{m}$. Les différences de variations liées au courant sont peu marquées pour ce cycle de marée même si le D50 atteint parfois $217 \mu\text{m}$ à l'étale de PM, quand les courants de marée sont les plus faibles. Similairement, l'excès de densité varie peu à l'échelle tidale avec des valeurs autour de 80 kg.m^{-3} . On note tout de même des valeurs supérieures d'excès de densité qui apparaissent ponctuellement à PM, comme observé pour le cycle de marée du 20 juillet (Fig. 5). Ce point fait l'objet d'une discussion en section 4.1.

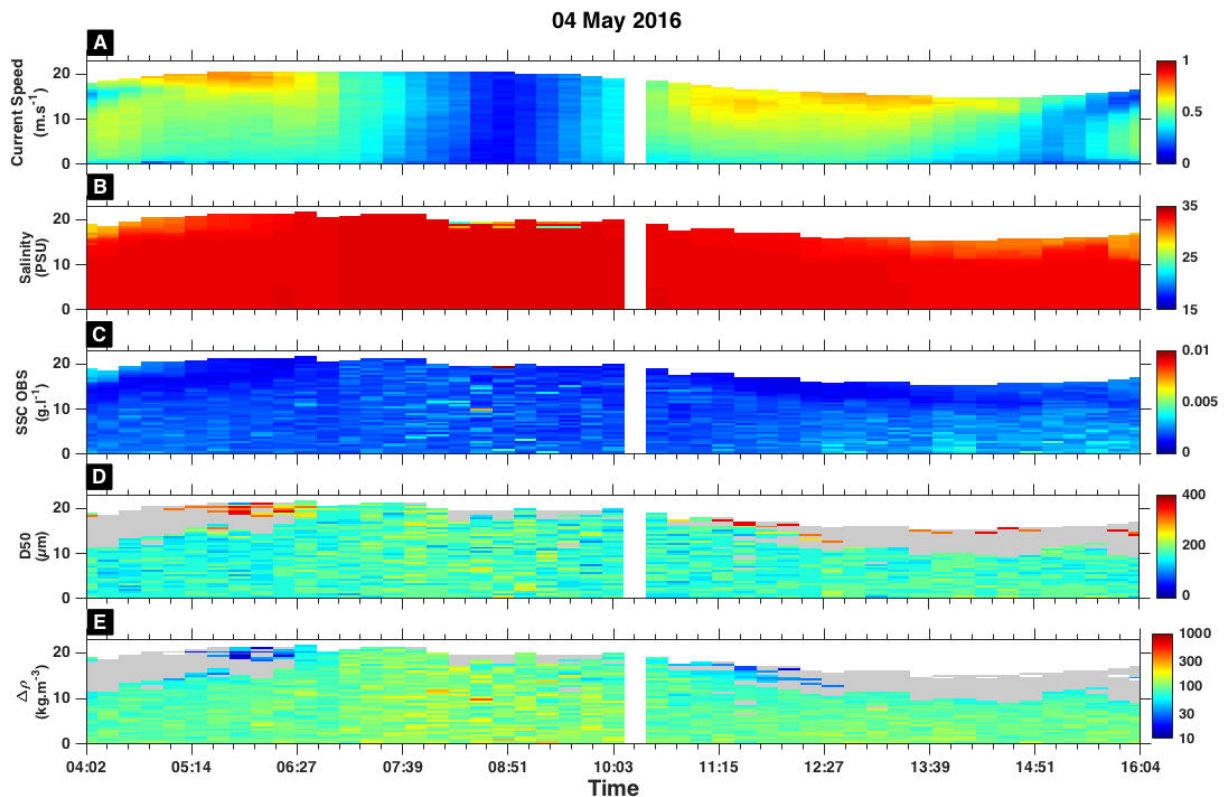


Figure A- 3 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,025 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 04 mai 2016 à la station de mesure BS1.

Cycle de marée du 20 Juillet 2016 (Coefficient de marée : 83)

Pour cette journée, les différences de salinité sont plus prononcées avec une stratification en surface qui persiste tout au long du cycle de marée. Ce gradient de salinité important résulte d'une crue décennale ayant eu lieu en juin avec un débit atteignant $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 1). A BM, la concentration en MES de surface associée à la zone de dessalure est plus forte quelques $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Le 20 juillet, les courants de surface sont très forts (supérieurs à $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), alors que l'amplitude de marée est plus faible qu'au 21 septembre (Fig. 5). Ces observations font l'objet d'une discussion en section 4.1. Malgré ces forts courants, la concentration en MES est faible variant entre 1 et $6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ avec des valeurs maximales ayant lieu près du fond au cours du jusant.

Au cours de ce cycle de marée, la stratification impacte les mesures de la taille des particules via l'effet Schlieren : un certain nombre de données est écarté en surface tout au long du cycle de marée et quelques données autour sont également biaisées. En dehors de cette stratification, la taille médiane est inversement corrélée au courant : les particules les plus larges sont observées au cours de l'étalement de PM avec des valeurs comprises entre 183 et $256 \mu\text{m}$, atteignant parfois jusqu'à $302 \mu\text{m}$, et des particules plus fines au cours du flot comprises entre 132 et $183 \mu\text{m}$. Des D50 plus faibles sont observés en surface au-dessus de la zone stratifiée. L'excès de densité varie peu au cours du temps mais des différences significatives sont observées entre la surface ($<130 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) et le fond avec des valeurs plus fortes ($<150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

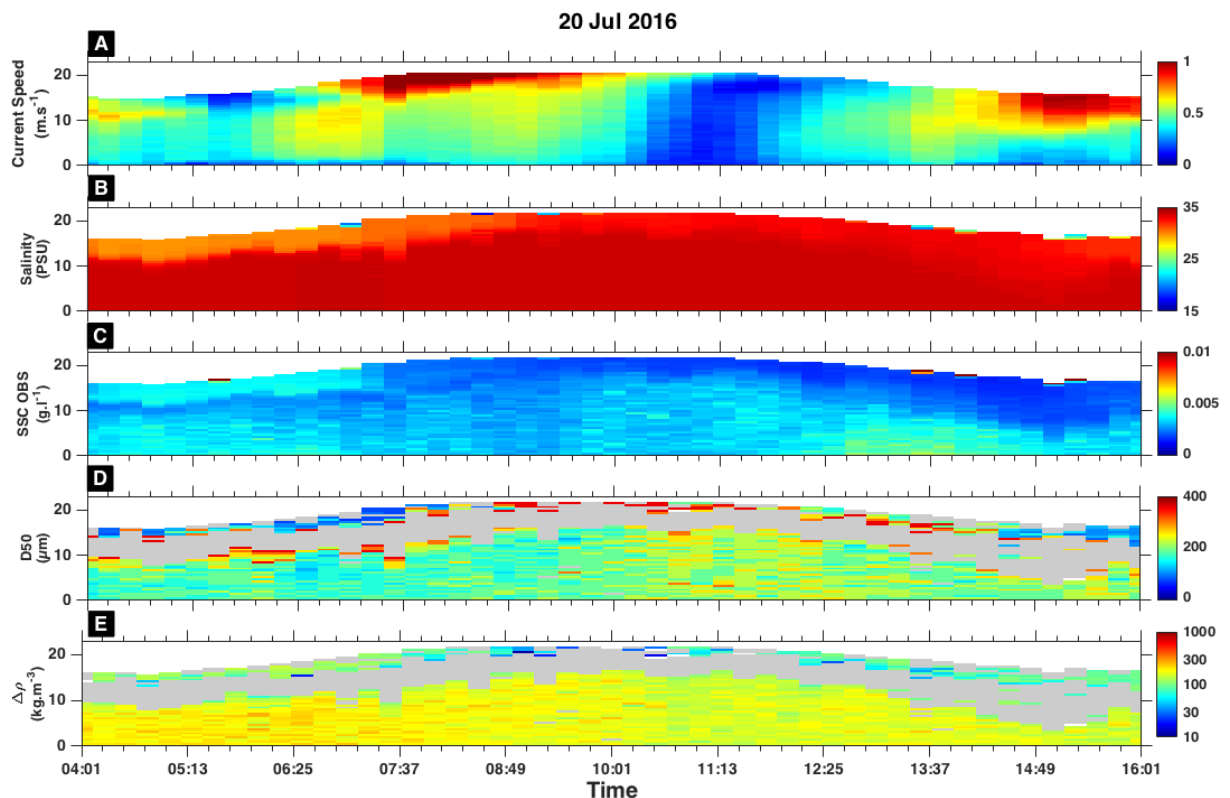


Figure A- 4 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,025 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 20 juillet 2016 à la station de mesure BS1.

Cycle de marée du 21 septembre 2016 (Coefficient de marée : 93)

Au cours de ce cycle de marée, la colonne d'eau est bien mélangée. Les vitesses de courant de marée sont de l'ordre de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$.

Les concentrations en MES les plus fortes sont observées près du fond (19 mg.l^{-1}) suite aux périodes maximales de courant de marée.

La taille médiane est inversement corrélée au courant : les particules les plus larges sont observées au cours de l'étalement de PM avec des valeurs comprises entre 183 et $256 \mu\text{m}$, atteignant parfois jusqu'à $302 \mu\text{m}$, et les particules les plus fines au cours du flot comprises entre 68 et $111 \mu\text{m}$. A l'inverse, les excès de densité les plus faibles sont observés aux étales de marée, avec des valeurs inférieures à 180 kg.m^{-3} . On note tout de même des valeurs plus fortes d'excès de densité au moment où les floccs sont plus larges après l'étalement de PM, comme observé en mai. Ce point est discuté en section 4.1.

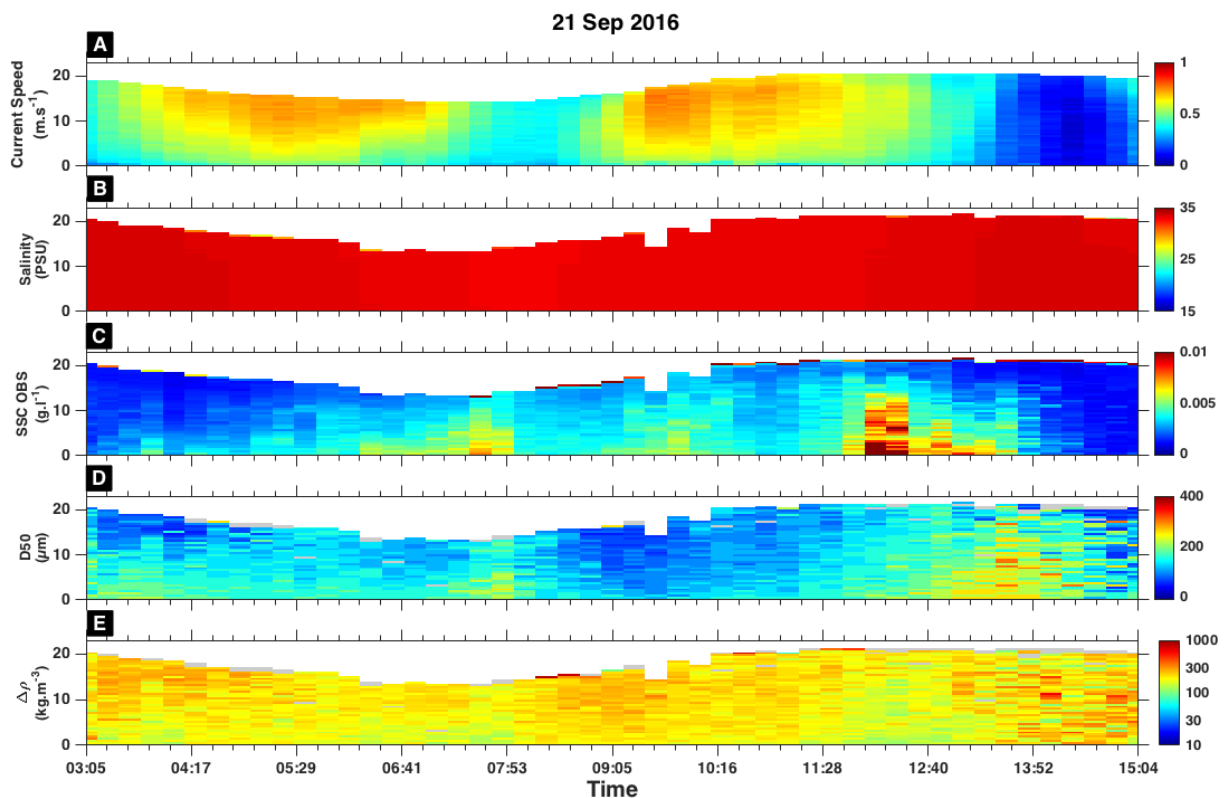


Figure A- 5 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,025 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurée par le LISSST au cours du cycle de marée du 21 septembre 2016 à la station de mesure BS1.

Cycle de marée du 16 décembre 2016 (Coefficient de marée : 103)

Au cours de ce cycle de marée, la colonne d'eau est bien mélangée. Les vitesses de courants de marée sont de l'ordre de $0,8\text{m.s}^{-1}$ au flot contre 1m.s^{-1} au jusant.

La concentration en MES est corrélée au courant avec une augmentation près du fond à la suite des périodes de jusant et de flot. Les plus fortes valeurs sont observées en période de flot avec une valeur maximale atteignant 28mg.l^{-1} près du fond.

La taille médiane est inversement corrélée au courant : les particules les plus larges sont observées au cours de l'étale de PM avec des valeurs comprises entre 183 et $256\text{ }\mu\text{m}$, atteignant parfois jusqu'à $302\text{ }\mu\text{m}$, et des particules plus fines au cours du flot comprises entre 68 et $111\text{ }\mu\text{m}$. Des excès de densité très forts sont observés en surface après l'étale de PM avec des valeurs atteignant 800 kg.m^{-3} . Ce point fait l'objet d'une discussion dans le chapitre 5.

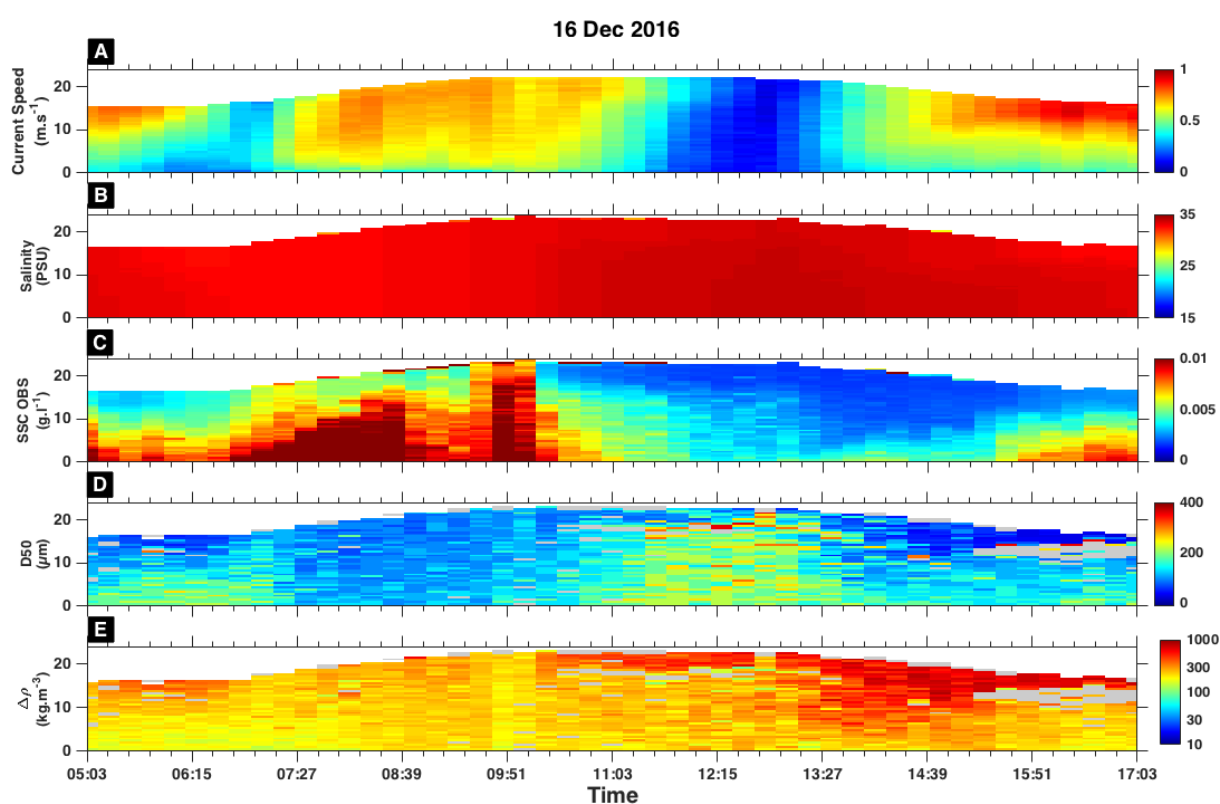


Figure A- 6 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,025\text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 16 décembre 2016 à la station de mesure BS1.

ANNEXE B : DESCRIPTION DES CYCLES DE MAREE À LC

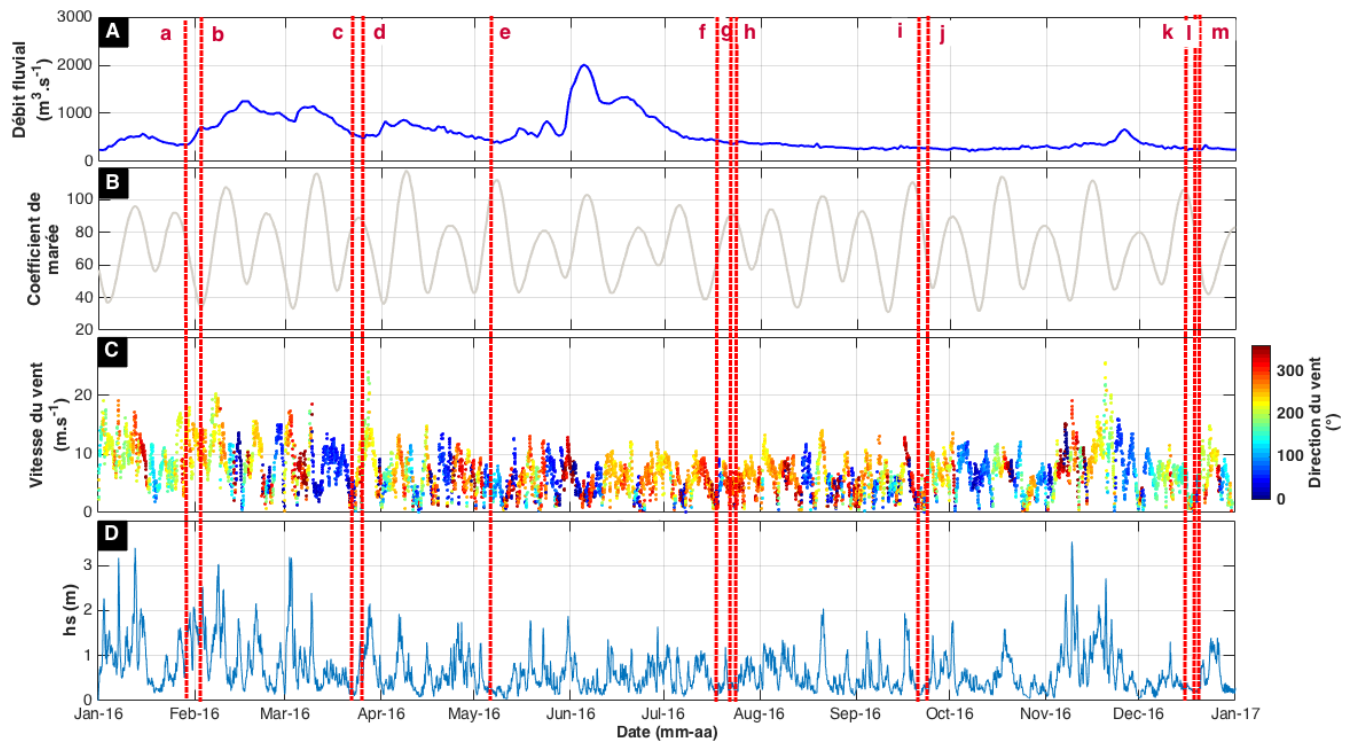


Figure B - 1 : Chronologie des campagnes de mesures (indiquées en rouge) à la station LC au cours de l'année 2016 : amplitude de la marée (représentée par le coefficient de marée) (a), débit journalier de la Seine (b) et la hauteur significative des vagues (c).

Cycle de marée du 28 janvier 2016 (Coefficient de marée : 80)

Les variations de salinité comprises entre 25 et 35 PSU montrent l'influence respective des masses d'eau douce, issues du fleuve, et saline provenant du large. Pour tous les cycles de marée à la station LC, une stratification apparaît en surface résultant de la dynamique du panache de Seine. Cette stratification est d'autant plus prononcée à BM alors que le reste du temps, le gradient de salinité étant localisé plus en amont dans l'estuaire, la colonne d'eau est généralement bien mélangée.

Pour le cycle du 28 janvier, les courants de marée sont asymétriques avec des vitesses plus fortes en période de flot qu'en période de jusant (0,8 contre 0,4 m.s⁻¹, respectivement). La concentration en MES mesurée par l'OBS varie entre quelques mg.l⁻¹ et 300 mg.l⁻¹ et est corrélée à la vitesse du courant. Les concentrations maximales sont observées près du fond et jusqu'à 5 m au-dessus du fond peu après le maximum de courant au flot, résultant de l'érosion du fond sédimentaire. Ces fluctuations de la concentration en MES sont provoquées par l'augmentation des vitesses de courant au moment du flot et du jusant. Les faibles concentrations en MES sont mesurées pendant les périodes de faible courant au cours de l'étale de PM, où la sédimentation se met en place. Au cours du jusant, les sédiments déposés sont remobilisés et la concentration en MES augmente à nouveau (environ 150 mg.l⁻¹) près du fond. Les sédiments estuariens ont été expulsés dans la baie avec le panache turbide visible en surface à BM, dont la concentration en MES varie entre 10 à 50 mg.l⁻¹.

La stratification étant importante à la station LC, les données de la taille médiane écartées via la limite de fréquence de flottabilité sont relativement nombreuses en surface. Malgré cela, des données biaisées par la stratification sont toujours présentes et ne doivent pas être interprétées comme des mesures de MES. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants avec des valeurs comprises entre 10 et 94 µm, atteignant parfois 132 µm, et les particules les plus larges variant entre 80 et 216 µm au moment de l'étale de PM.

L'excès de densité varie à l'échelle tidale : des valeurs faibles d'excès de densité inférieures à 100 kg.m⁻³ sont observées au moment du flot. Ces observations feront l'objet d'une discussion dans le chapitre 5.

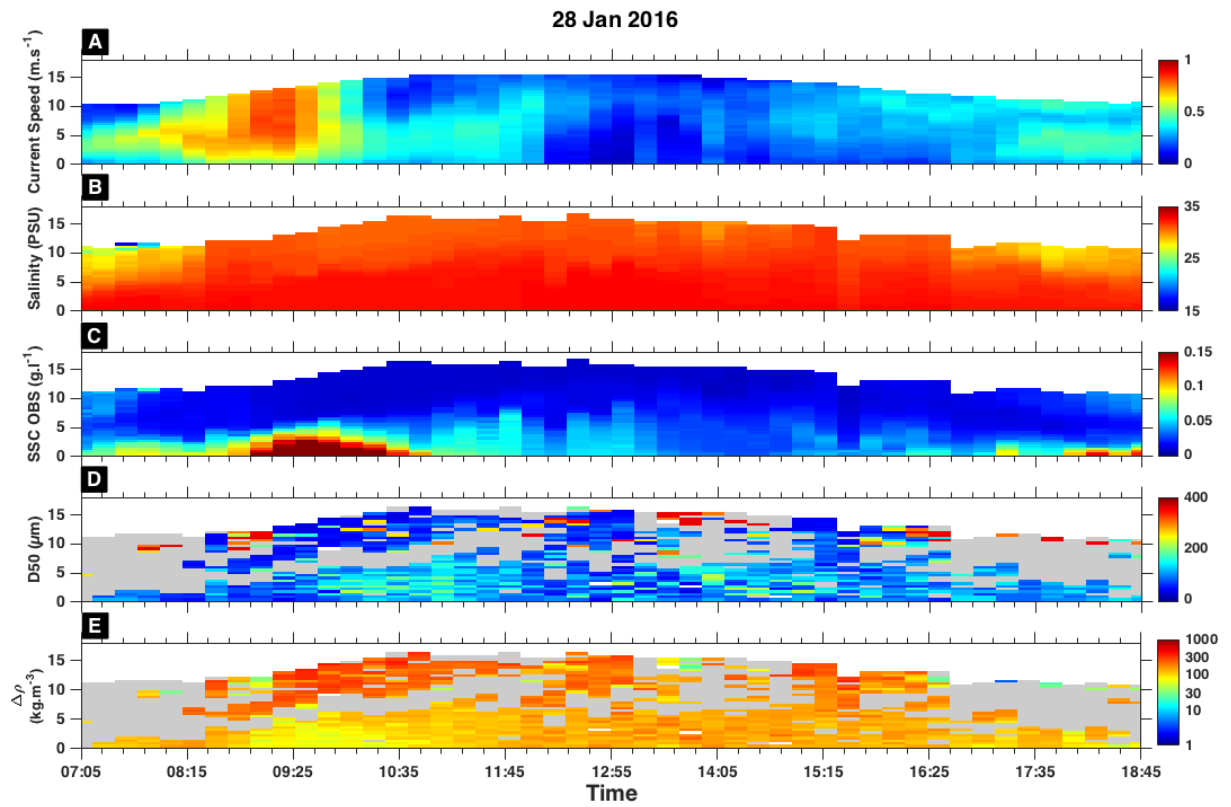


Figure B - 2 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 28 janvier 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 02 février 2016 (Coefficient de marée : 37)

Au cours de ce cycle de marée, les conditions météorologiques se sont dégradées en fin de journée avec une augmentation de la hauteur des vagues. Afin d'éviter d'endommager les instruments, les mesures ont été stoppées, ce qui explique pourquoi les données n'ont été acquises que sur huit heures environ. Les courants de marée sont relativement faibles en raison du faible coefficient de marée (37) avec des valeurs atteignant au maximum $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ au flot. La concentration en MES varie entre quelques mg.l^{-1} et 100 mg.l^{-1} voire 141 mg.l^{-1} près du fond. Malgré les faibles courants, la remise en suspension des sédiments du fond n'est pas négligeable. Les courants ne peuvent expliquer à eux seuls les variations de concentration en MES. La hauteur significative des vagues au cours de ce cycle de marée a atteint $1,9 \text{ m}$. Combinée à la faible hauteur d'eau, les sédiments du fond peuvent être remobilisés et remis en suspension.

La stratification étant importante, un certain nombre de données a été écarté. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée semblent être corrélées inversement aux variations des courants de marée : les plus grosses particules sont observées au cours des périodes de courants faibles avec des valeurs atteignant parfois $256 \mu\text{m}$ et les plus petites particules sont observées quand les courants augmentent. L'excès de densité varie peu autour de 250 kg.m^{-3} .

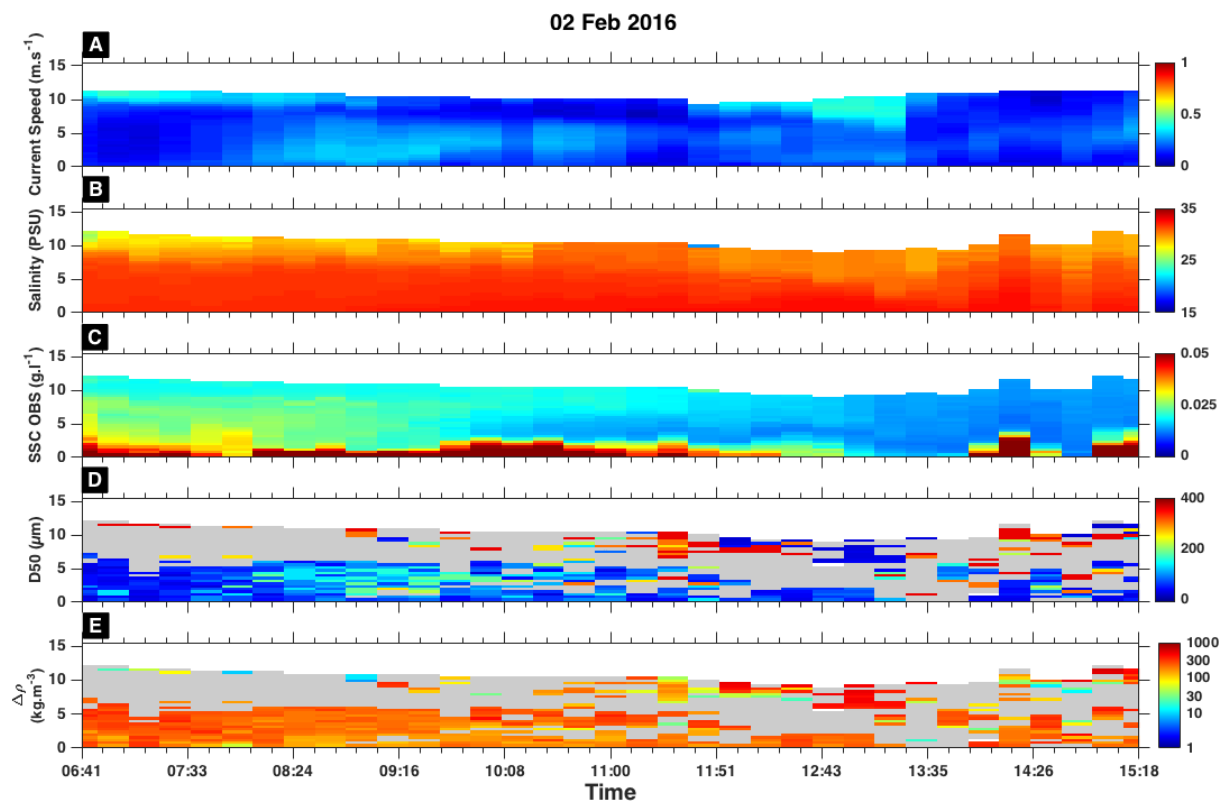


Figure B - 3 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 02 février 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 22 mars 2016 (Coefficient de marée : 82)

Les courants atteignent au flot et au jusant $0,8$ et $0,6 \text{ m.s}^{-1}$, respectivement. La concentration en MES varie entre quelques mg.l^{-1} et 70 mg.l^{-1} et est corrélée à la vitesse du courant. Les concentrations maximales sont observées près du fond et jusqu'à 5 m au-dessus du fond peu après le maximum de courant au flot, résultant de l'érosion du fond sédimentaire. Un deuxième pic de concentration en MES est observé à PM et pourrait potentiellement correspondre à du matériel advecté provenant de l'estuaire, probablement associé au courant de Verhaule. Les plus faibles concentrations en MES sont mesurées pendant les périodes calmes (courants faibles) au cours de l'étale de PM, où la sédimentation se met en place. Au cours du jusant, les sédiments déposés sont remobilisés et la concentration en MES augmente à nouveau près du fond. Le panache de surface arrive à la station LC à BM avec une concentration en MES d'environ 30 mg.l^{-1} . La stratification étant importante, un certain nombre de données a été écarté. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont corrélées aux variations des courants de marée : les plus grosses particules sont observées au cours des périodes de courants faibles, juste après le flot et à l'étale de PM, avec des valeurs comprises entre 132 et $217 \mu\text{m}$, et les plus petites particules au flot et au jusant avec des valeurs variant entre 80 et $112 \mu\text{m}$. Les valeurs les plus faibles d'excès de densité sont observées à PM et les plus fortes en surface.

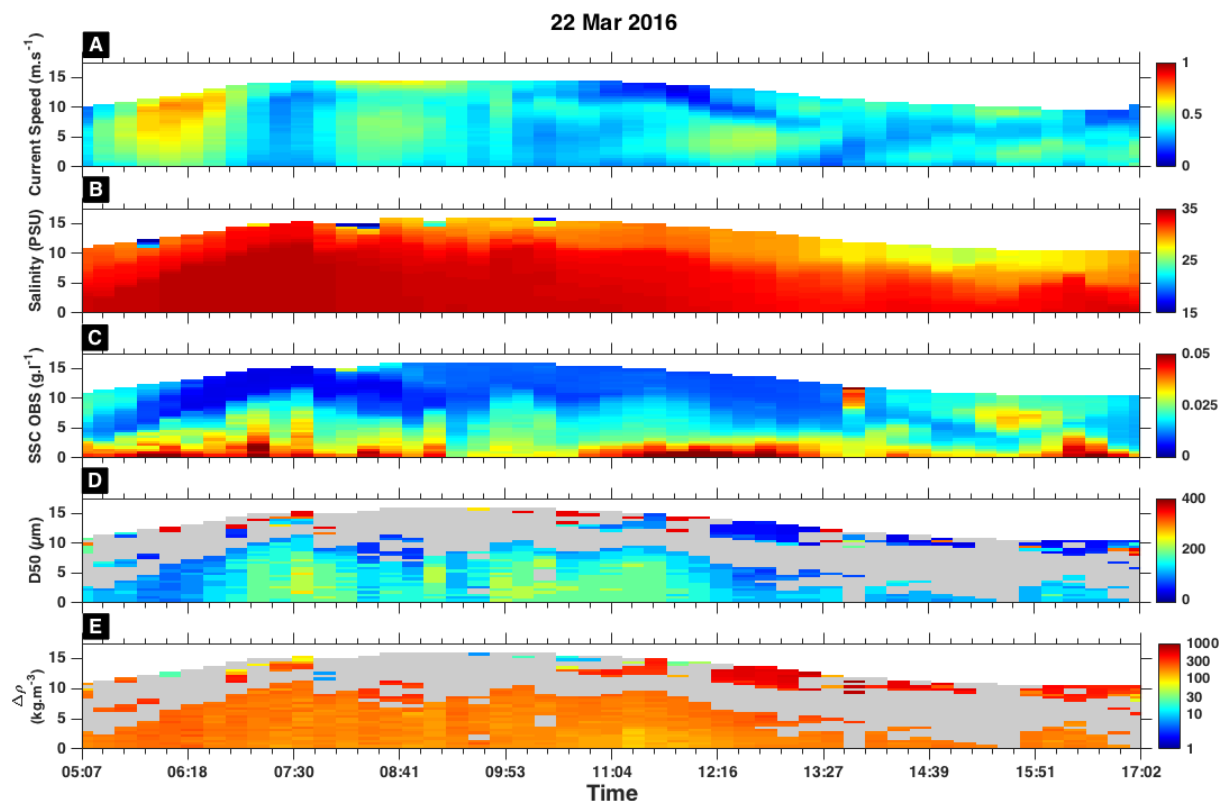


Figure B - 4 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 22 mars 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 25 mars 2016 (Coefficient de marée : 89)

Les mesures d'ADCP pour ce cycle de marée ne sont pas disponibles. De plus, des problèmes de dysfonctionnement de la CTD ont été rencontrés au cours de la campagne, ce qui explique pourquoi un certain nombre de profils sont manquants. La concentration en MES est relativement importante par rapport au cycle de marée du 22 mars (jusqu'à 170 mg.l^{-1} près du fond), probablement en raison des vitesses de courant de marée plus élevées (coefficient de marée à 89). Les fluctuations de la concentration sont associées à la variation des vitesses du courant avec les valeurs les plus fortes observées près du fond au jusant et au flot. De plus, au cours de ce cycle de marée, la hauteur significative des vagues a atteint plus d'1m expliquant la remise en suspension non négligeable en période de BM. La stratification étant importante, un certain nombre de données a été écarté, en particulier à BM où presque toute la colonne d'eau est masquée. Le panache turbide de surface (40 mg.l^{-1} environ) est bien visible à BM. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont corrélées aux variations des courants de marée : les plus grosses particules sont observées au cours des périodes de courants faibles, à l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$), et les plus petites particules au moment où les vitesses de courant sont les plus intenses au flot et au jusant ($57 \mu\text{m}$). Une relation claire entre taille et densité des floccs est observée avec des excès de densité faibles associés à des D50 larges à PM.

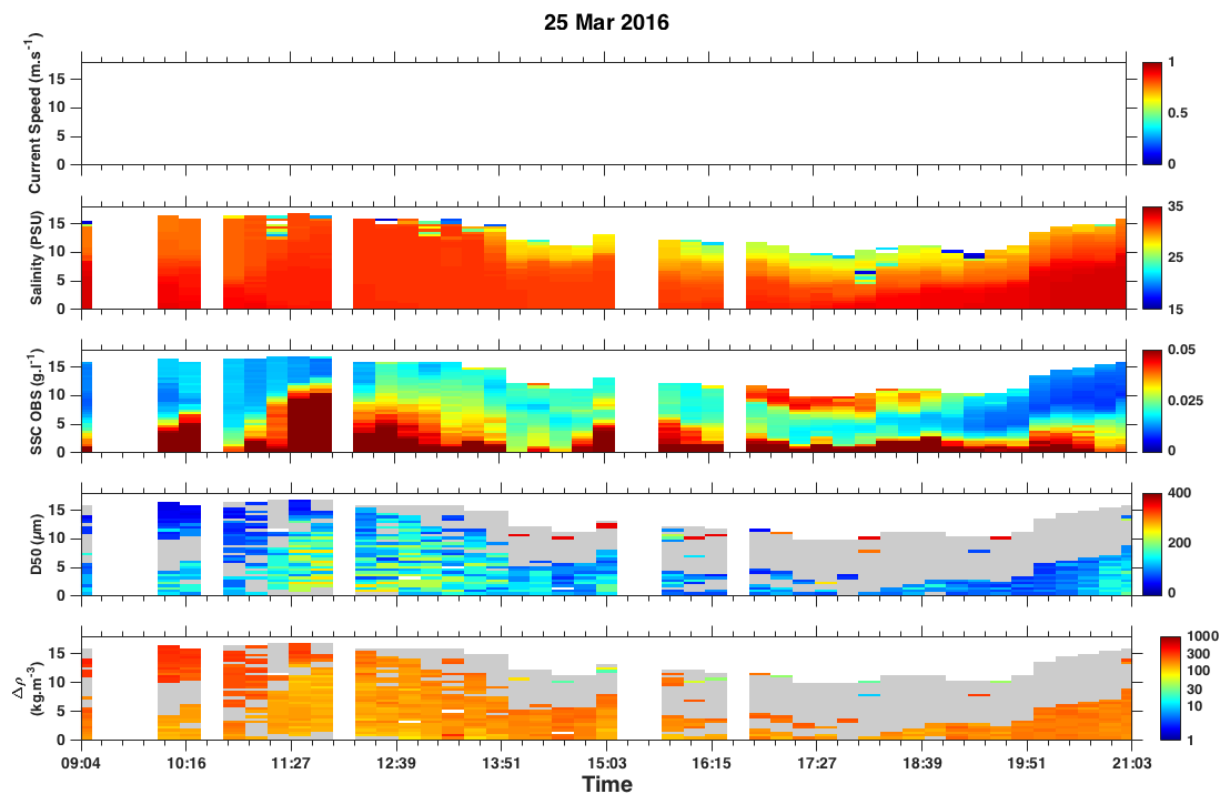


Figure B - 5 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 25 mars 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 06 mai 2016 (Coefficient de marée : 105)

Ce cycle de marée se situe en revif un peu avant une grande vive-eau. Les courants de marée sont asymétriques avec des vitesses plus fortes en période de flot qu'en période de jusant ($0,9$ contre $0,6 \text{ m.s}^{-1}$, respectivement). La concentration en MES mesurée par l'OBS varie entre quelques mg.l^{-1} et 111 mg.l^{-1} . Les fortes concentrations sont observées près du fond au moment du flot où la vitesse du courant est importante. Toutefois, pendant la période de flot, la concentration en MES semble chuter à 30 mg.l^{-1} alors que les vitesses de courant sont importantes. Ces variations résultent probablement soit d'un dysfonctionnement de la CTD, soit du profil en lui-même qui n'a pas été réalisé dans sa totalité (la cage n'a pas touché le fond), expliquant alors les variations de la hauteur d'eau qui semble diminuer en période de flot. A nouveau pour ce cycle de marée, une augmentation de la concentration en MES est observée au cours de la PM près du fond mais aussi en surface (jusqu'à 27 mg.l^{-1}). Cette augmentation de la concentration est associée à une ré-augmentation de la vitesse des courants ($0,7 \text{ m.s}^{-1}$) en surface. Comme observé pour le 22 mars, cela pourrait correspondre à du matériel advecté provenant de l'estuaire, probablement associé au courant de Verhaule. Les faibles concentrations en MES sont mesurées au cours de l'étale de PM (sédimentation). Les sédiments estuariens ont été expulsés dans la baie à BM avec l'arrivée du panache turbide en surface à LC, dont la concentration en MES varie entre 20 et 33 mg.l^{-1} .

Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants ($80 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges au moment de l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$, voire $256 \mu\text{m}$).

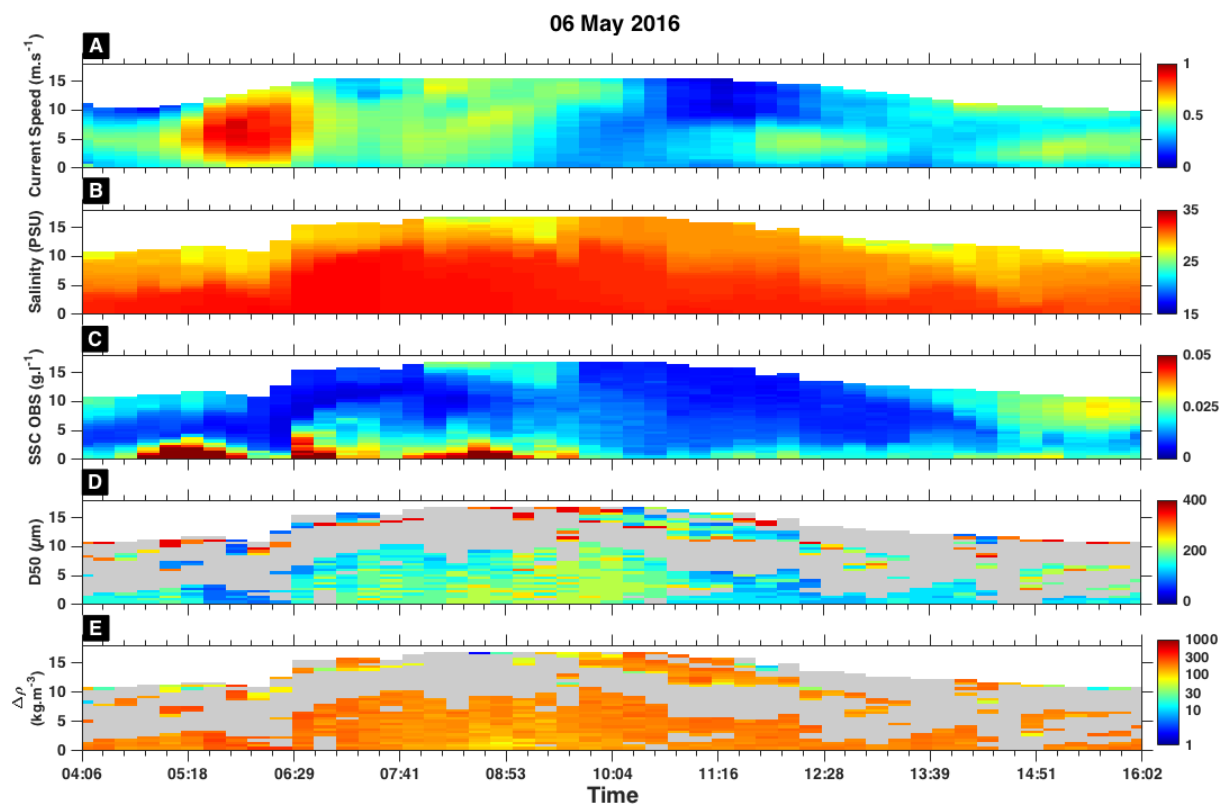


Figure B - 6 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 06 mai 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 17 juillet 2016 (Coefficient de marée : 62)

Les courants de marée sont asymétriques avec des vitesses plus fortes en période de flot qu'en période de jusant ($0,7$ contre $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, respectivement). Les plus fortes concentrations se produisent près du fond au moment du flot et du jusant mais les valeurs maximales sont relativement plus faibles comparé à la période hivernale (30 mg.l^{-1}). Une stratification importante est observée avec un grand nombre de données masquées. Ce cycle fait suite à la crue exceptionnelle ayant eu lieu en juin avec un débit atteignant $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants ($80 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges au moment de l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$, voire $256 \mu\text{m}$). L'excès de densité varie peu avec des valeurs comprises entre 110 et 130 kg.m^{-3} . On note tout de même des excès de densité plus faibles observés à PM avec des valeurs parfois inférieures à 100 kg.m^{-3} .

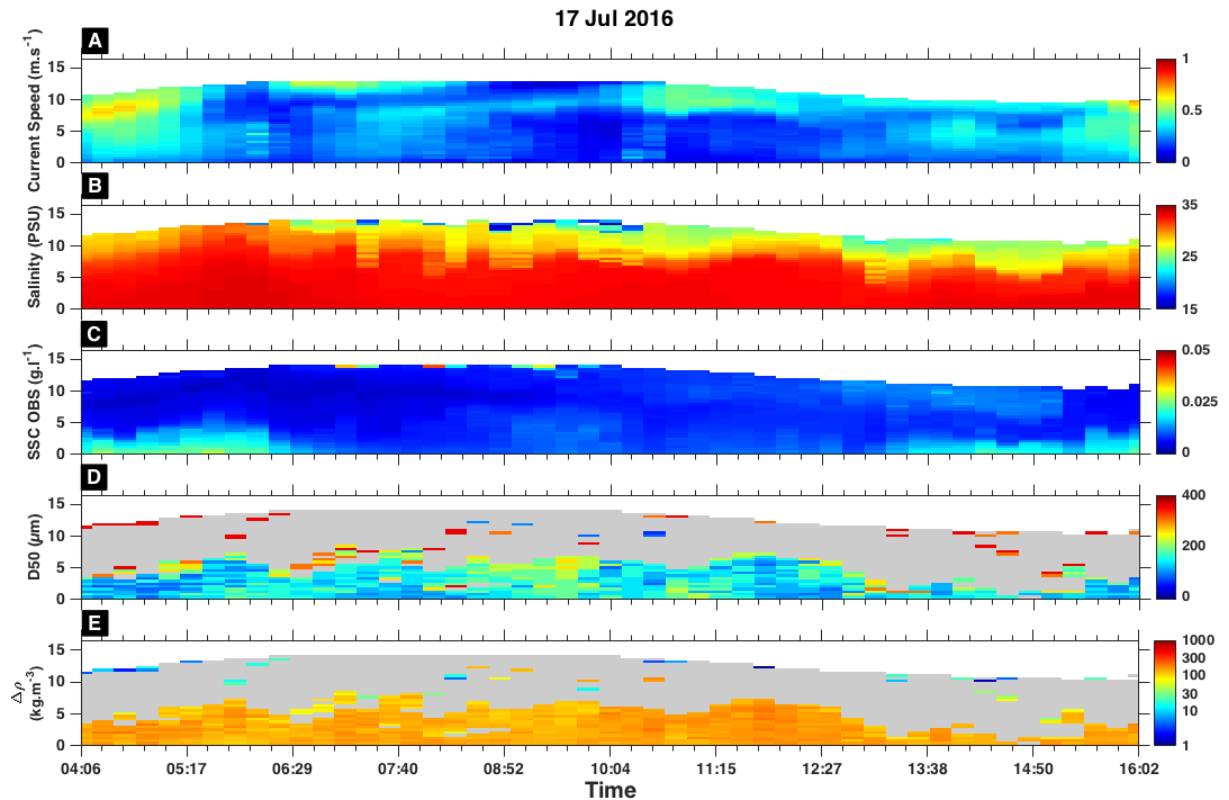


Figure B - 7 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (e) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 17 juillet 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 22 juillet 2016 (Coefficient de marée : 91)

Les courants de marée sont relativement forts (vive-eau) au flot et au jusant avec des valeurs atteignant $0,9$ et $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, respectivement. Les plus fortes concentrations se produisent près du fond au moment du flot (77 mg.l^{-1}). Malgré les vitesses du courant plus élevées, la remise en suspension au cours du flot est moins importante qu'en période hivernale (28 janvier). Néanmoins, la hauteur significative des vagues est plus faible en été qu'en hiver ($0,4$ et $1,5 \text{ m}$, respectivement). Pour cette vive-eau en été, les courants plus intenses uniquement ne suffisent pas à produire un épisode de remise en suspension aussi important qu'en période hivernale. L'augmentation de la concentration au cours de la PM observée précédemment dans certains cycles de marée, est bien prononcée pour la vive-eau de juillet.

Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (autour de $57 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges au moment de l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$, voire $256 \mu\text{m}$). Similairement aux autres cycles de marée, l'excès de densité varie peu avec des valeurs légèrement plus faibles d'excès de densité mesurées à PM.

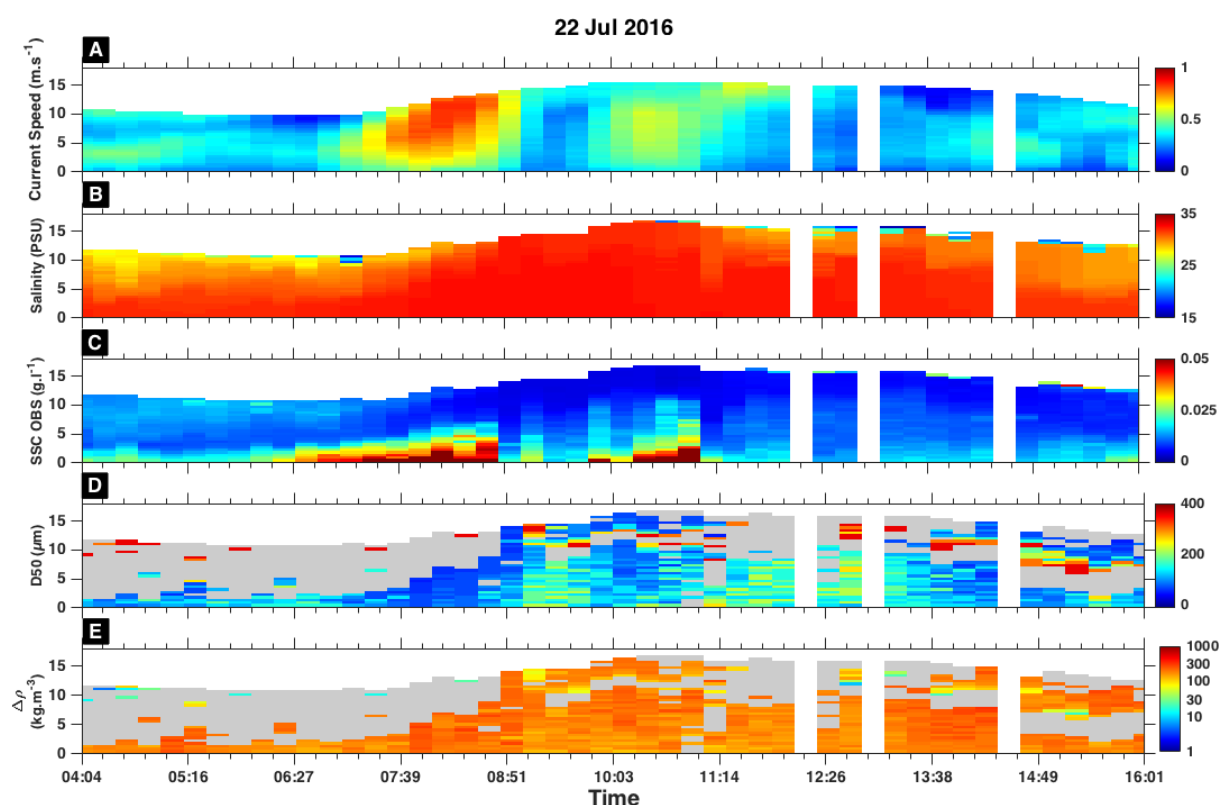


Figure B - 8 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 22 juillet 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 24 juillet 2016 (Coefficient de marée : 87)

Au jusant et au flot, les courants de marée atteignent $0,6$ et $0,8 \text{ m.s}^{-1}$, respectivement. Les plus fortes concentrations se produisent près du fond au moment du flot (81 mg.l^{-1}). Au cours de la PM, la vitesse des courants augmente à nouveau ($0,8 \text{ m.s}^{-1}$) associée à un second pic de concentration en MES près du fond (83 mg.l^{-1}), correspondant potentiellement à du matériel advecté provenant de l'estuaire. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot ($80 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges juste après le flot lorsque la vitesse du courant diminue et au moment de l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$). Associés aux floes plus larges, on observe à nouveau des excès de densité plus faibles.

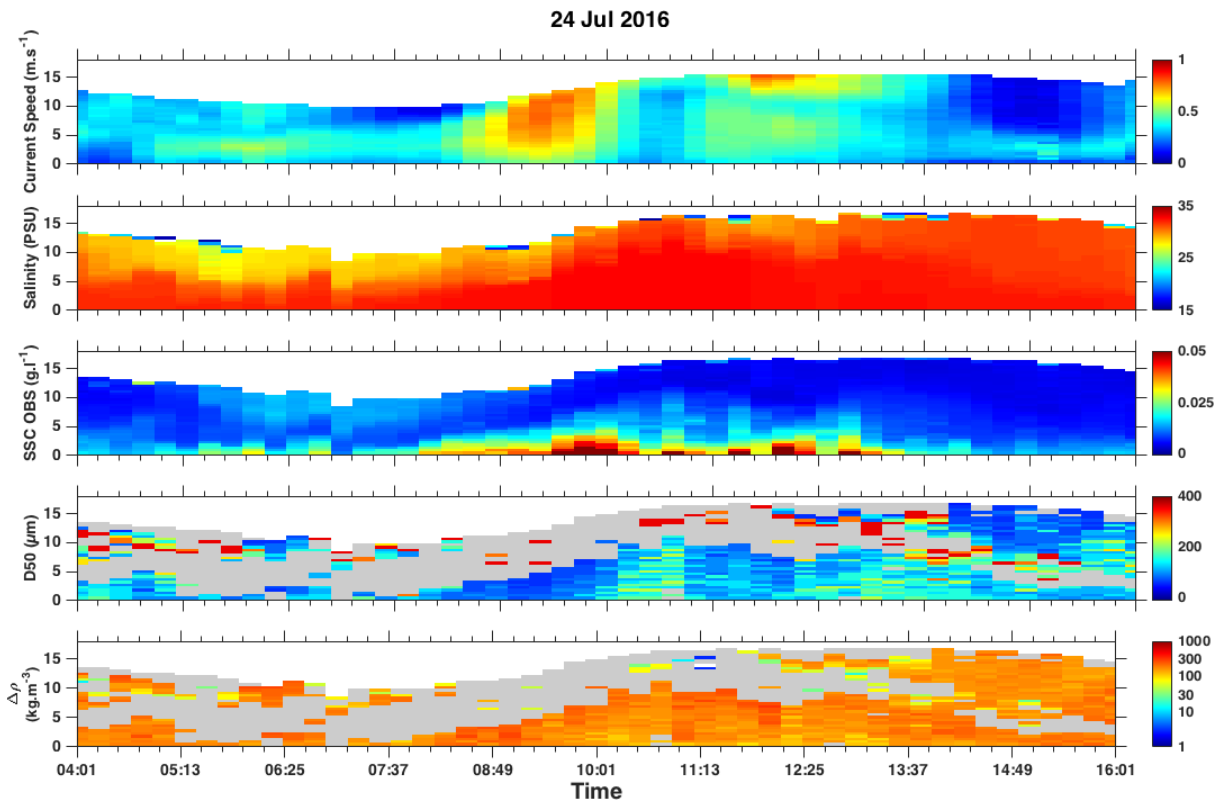


Figure B - 9 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (e) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 24 juillet 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 20 septembre 2016 (Coefficient de marée : 105)

Ce cycle de marée se situe en période de déchet après une grande vive-eau. Au flot, les courants de marée sont relativement forts atteignant 1,1 contre et 0,6 m.s^{-1} au jusant. La concentration en MES varie entre 4 et 54 mg.l^{-1} . Les plus fortes concentrations se produisent près du fond au moment du flot et à PM. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (autour de 57 μm), et les particules les plus larges juste après le flot lorsque la vitesse du courant diminue et au moment de l'étale de PM (217 μm).

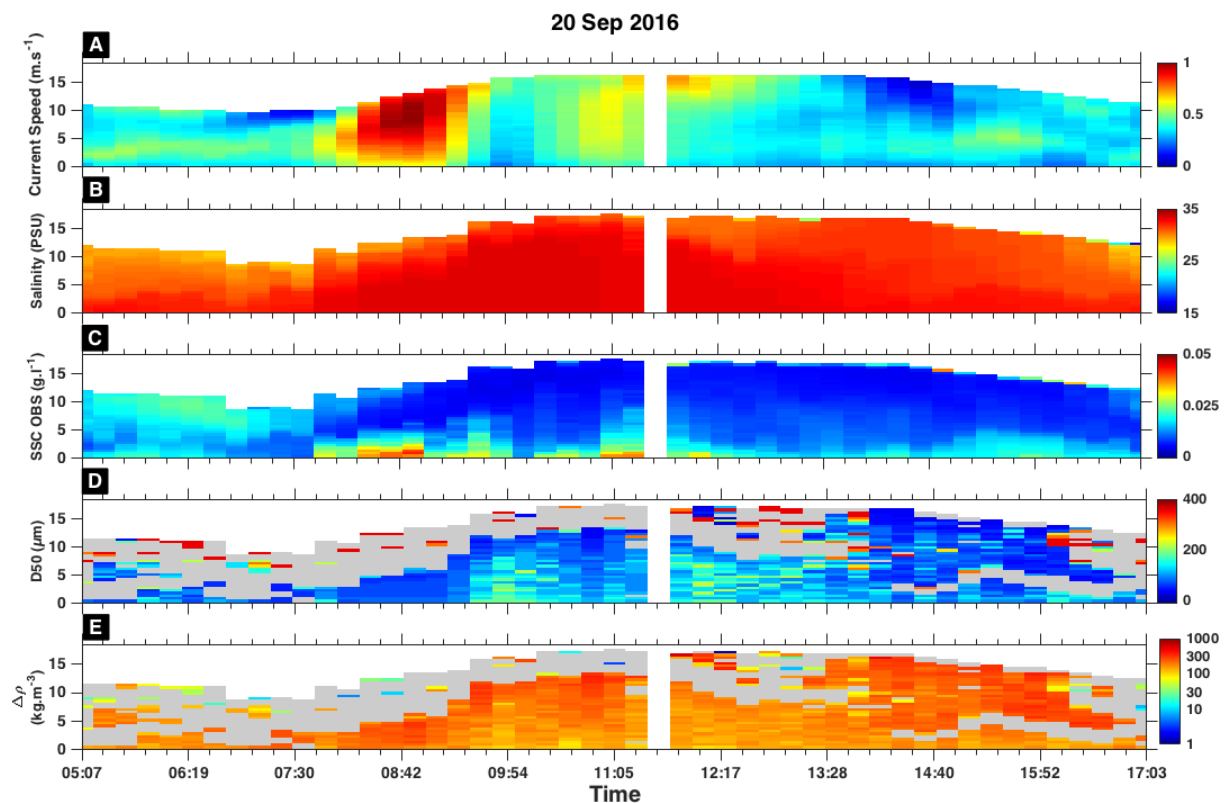


Figure B - 10 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 20 septembre 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 23 septembre 2016 (Coefficient de marée : 61)

Pour cette moyenne morte-eau, les vitesses du courant sont relativement plus faibles au flot ($0,6 \text{ m.s}^{-1}$). La concentration en MES varie entre quelques mg.l^{-1} et 64 mg.l^{-1} . Les plus fortes concentrations se produisent près du fond au moment du flot. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (entre 57 et $80 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges juste après le flot lorsque la vitesse du courant diminue et au moment de l'étale de PM ($217 \mu\text{m}$). Dès excès de densité plus faibles ($<100 \text{ kg.m}^{-3}$) sont mesurés à PM quand des D50 larges sont observés.

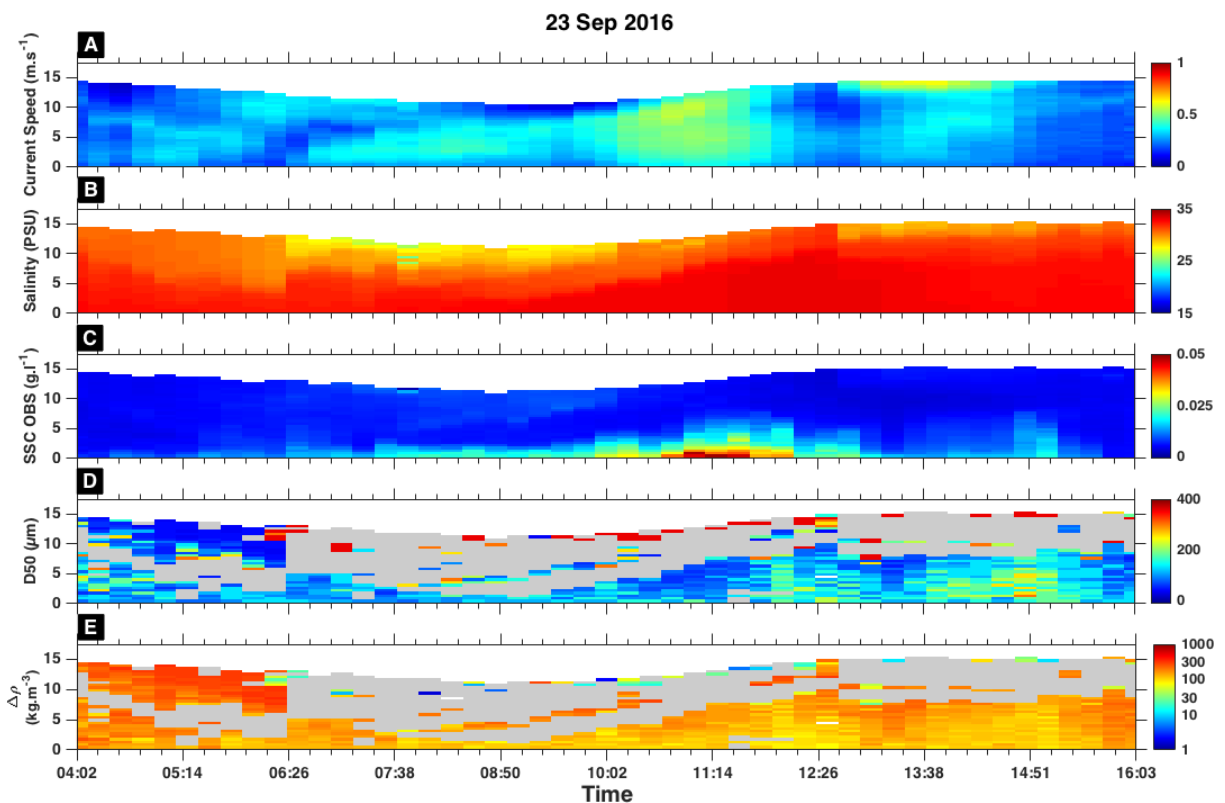


Figure B - 11 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 23 septembre 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 15 décembre 2016 (Coefficient de marée : 106)

Il s'agit d'une grande vive-eau avec des courants relativement forts au flot et au jusant atteignant $0,9$ et $0,7 \text{ m.s}^{-1}$. La concentration en MES varie entre 5 et 97 mg.l^{-1} et est corrélée aux variations de courant. Les plus fortes concentrations se produisent près du fond un peu avant et au flot. Comme observé pour les autres cycles de marée, la concentration en MES au fond reste forte à PM. La concentration en MES augmente à nouveau au jusant mais les valeurs maximales sont plus faibles (18 mg.l^{-1}). Le panache de surface arrive au point LC à BM en début et fin des mesures avec une concentration relativement forte entre 40 et 50 mg.l^{-1} . Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (entre 48 et $57 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges à l'étale de PM ($256 \mu\text{m}$). Des excès de densité plus faibles ($<120 \text{ kg.m}^{-3}$) sont également observés à PM quand des D50 larges sont mesurés, et à l'inverse des valeurs plus fortes sont mesurées aux périodes de courant maximale.

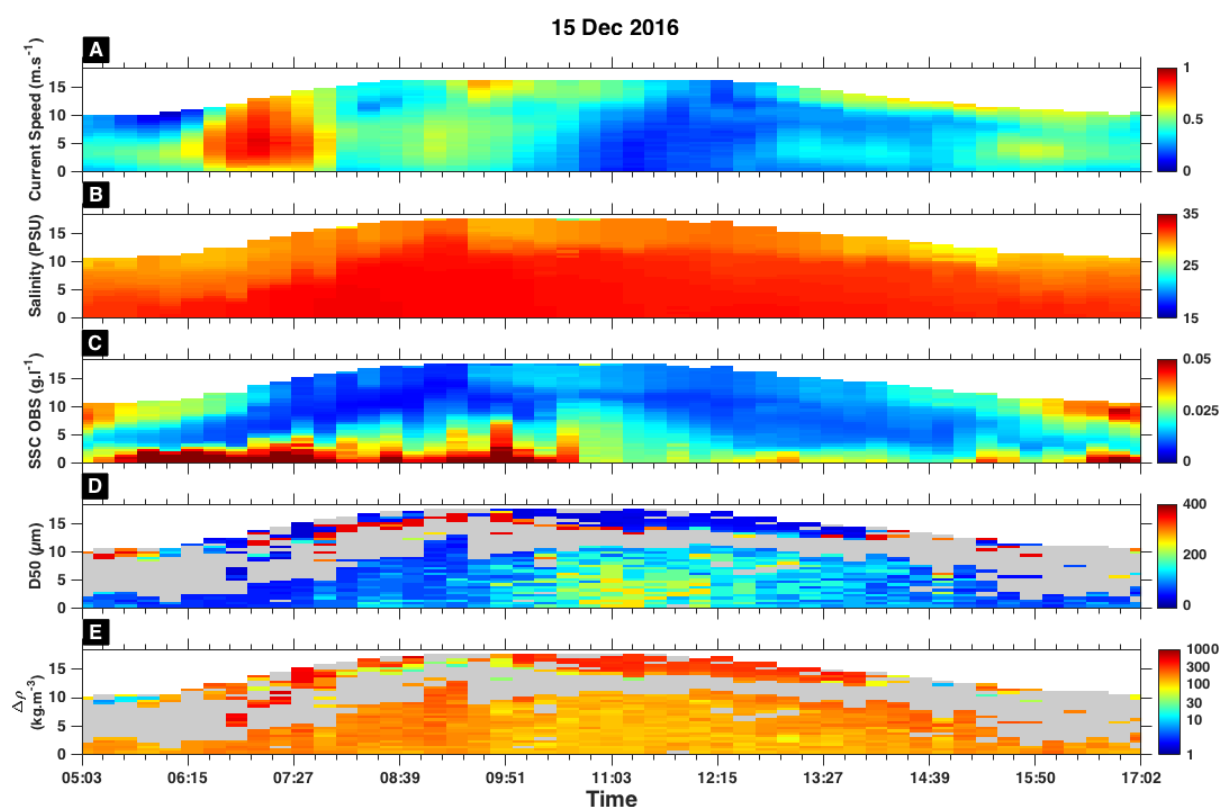


Figure B - 12 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 15 décembre 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 18 décembre 2016 (Coefficient de marée : 84)

Les variations de salinité, de courant, de concentration en MES et de taille médiane des particules sont similaires à celles observées à la vive-eau de décembre. Toutefois, les courants sont moins intenses ($0,8$ et $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ au flot et en début de jusant). La gamme de concentration en MES reste cependant la même (entre 4 et 97 mg.l^{-1}) et la concentration est corrélée aux variations de courant avec les valeurs les plus fortes près du fond au moment du flot et à PM avec probablement l'advection du courant, et les valeurs les plus faibles lorsque les vitesses de courant sont faibles. A BM le panache de surface est bien visible. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont également inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (entre 48 et $57 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges à l'étale de PM (entre 183 et $256 \mu\text{m}$).

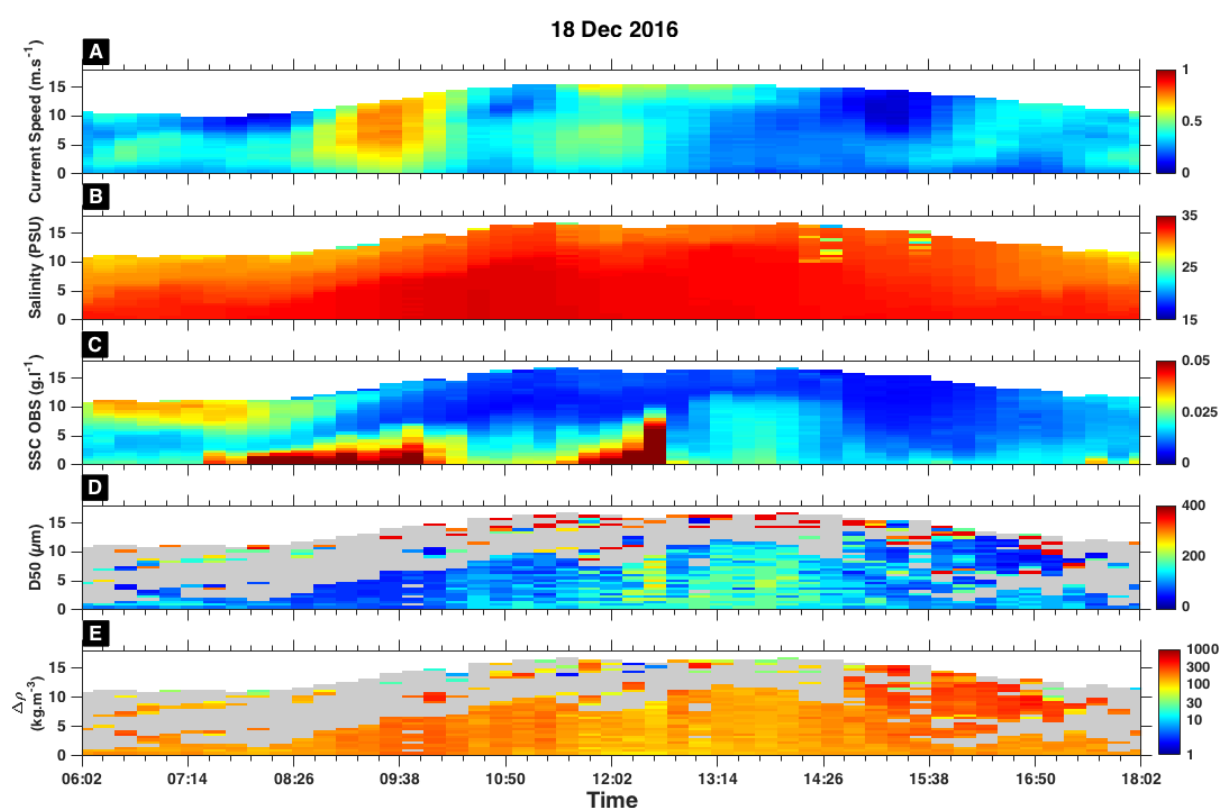


Figure B - 13 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurées par le LISST au cours du cycle de marée du 18 décembre 2016 à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 19 décembre 2016 (Coefficient de marée : 71)

Les variations de salinité, de courant, de concentration en MES et de taille médiane des particules sont similaires à celles observées à la vive-eau de décembre. Toutefois, les courants sont moins intenses ($0,7$ et $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ au flot et au jusant) et la gamme de concentration en MES est également plus faible (entre 4 et 64 mg.l^{-1}). La concentration est corrélée aux variations de courant avec les valeurs les plus fortes près du fond au moment du flot. A PM, un second pic de concentration en MES potentiellement corrélé à l'advection est observé. Les variations de la taille médiane des particules à l'échelle de la marée sont également inversement corrélées aux variations des courants de marée : les plus petites particules sont observées au cours des périodes de forts courants au moment du flot (entre 57 et $67 \mu\text{m}$), et les particules les plus larges à l'étale de PM (entre 183 et $217 \mu\text{m}$).

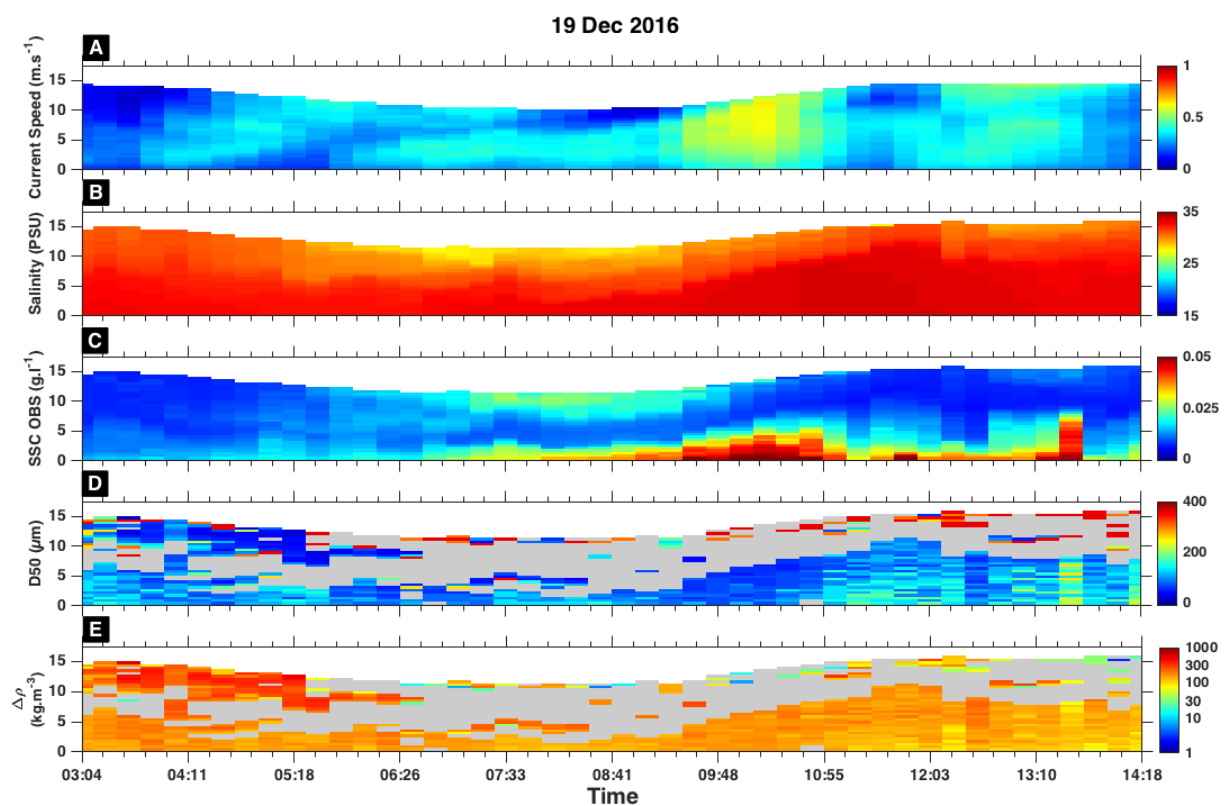


Figure B - 14 : Série temporelle de la vitesse du courant (a), de la salinité (b), de la concentration en MES issue de l'OBS (c), de la taille médiane (d) et de l'excès de densité des particules (d) (quand $N > 0,035 \text{ s}^{-1}$, les valeurs sont masquées en gris) mesurée par le LISSST au cours du cycle de marée du 19 décembre 2016 à la station de mesure LC.

ANNEXE C : DESCRIPTION DES
SERIES TEMPORELLES DE LA
DIMENSION FRACTALE À LC

Cycle de marée du 28 janvier 2016 (Coefficient de marée : 80)

Au cours de ce cycle de marée, la dimension fractale est homogène comprise entre 2,3 et 2,5, excepté au fond au moment du flot et du jusant quand des faibles valeurs de la dimension fractale sont obtenues (1,8). Ces valeurs sont associées aux épisodes de remise en suspension de sédiments du fond au flot et au jusant, particulièrement importants au cours de cycle de marée liés aux conditions hydrodynamiques importantes (courants et houle combinés).

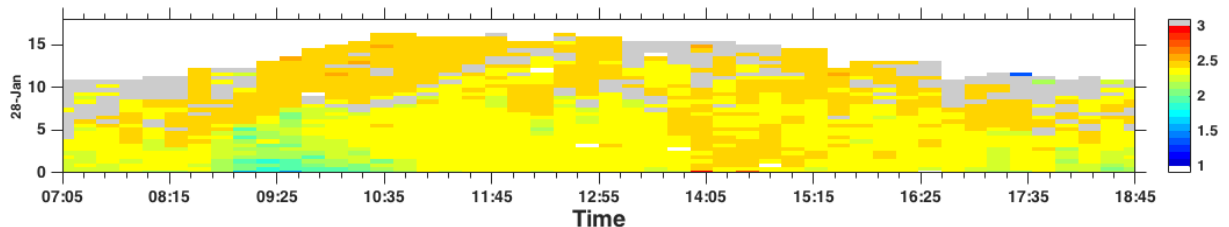


Figure C- 1 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 28 janvier à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 02 février 2016 (Coefficient de marée : 37)

Pour cette ME, la stratification est très marquée et peu de valeurs valides (non masquées) de la dimension fractale sont disponibles. De plus les valeurs ont été acquises sur moins de 9 h étant donné que les conditions météorologiques se sont dégradées et que les mesures ont dues être stoppées. Globalement, la dimension fractale est comprise entre 2,3 et 2,6.

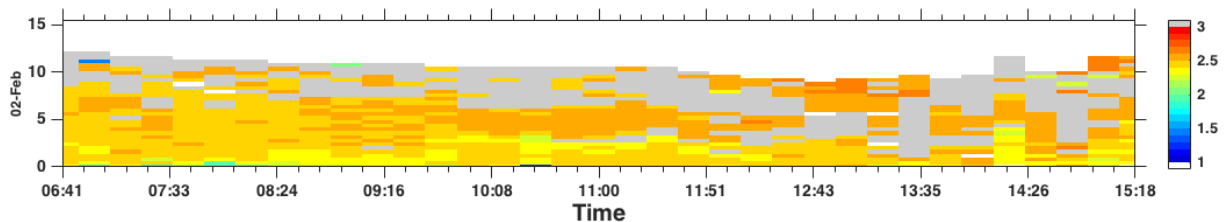


Figure C- 2 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 02 février à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 22 mars 2016 (Coefficient de marée : 82)

La dimension fractale est relativement homogène avec des valeurs comprises entre 2,5 et 2,6 en début du cycle de marée (du flot jusqu'à l'étale de PM) et qui diminue ensuite entre 2,4 et 2,5 à la fin de l'étale et au début du jusant. Des valeurs plus fortes sont également observées en surface à partir de l'étale de PM (2,6-2,7).

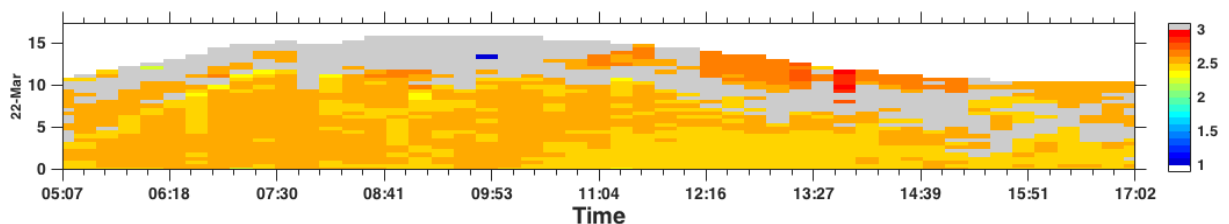


Figure C- 3 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 22 mars à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 25 mars 2016 (Coefficient de marée : 89)

La dimension fractale est relativement homogène avec des valeurs comprises entre 2,4 et 2,5, excepté au fond au moment de la BM où les valeurs diminuent entre 2,2 et 2,3.

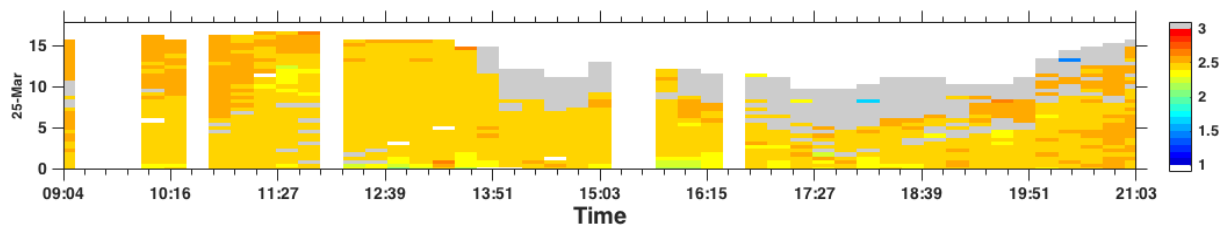


Figure C- 4 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 25 mars à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 06 mai 2016 (Coefficient de marée : 105)

La dimension fractale est variable avec des valeurs comprises entre à 2,4 et 2,6.

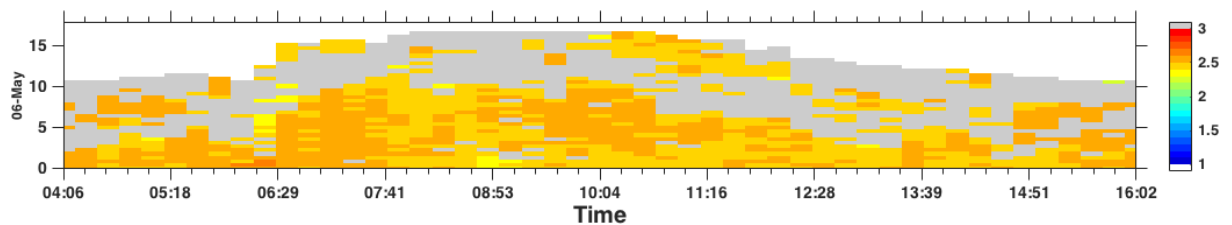


Figure C- 5 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 06 mai à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 17 juillet 2016 (Coefficient de marée : 62)

La stratification pour ce cycle de marée est très prononcée. En dehors de ce masque, la dimension fractale est relativement homogène avec des valeurs comprises entre 2,4 et 2,5 globalement.

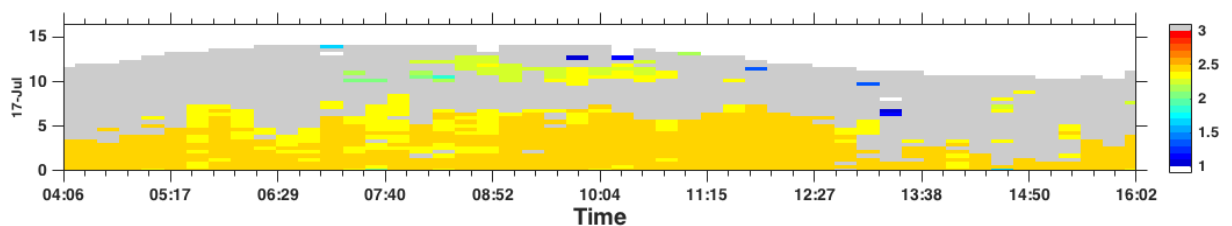


Figure C- 6 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 17 juillet à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 22 juillet 2016 (Coefficient de marée : 91)

La dimension fractale varie légèrement avec des valeurs comprises entre 2,4 et 2,6.

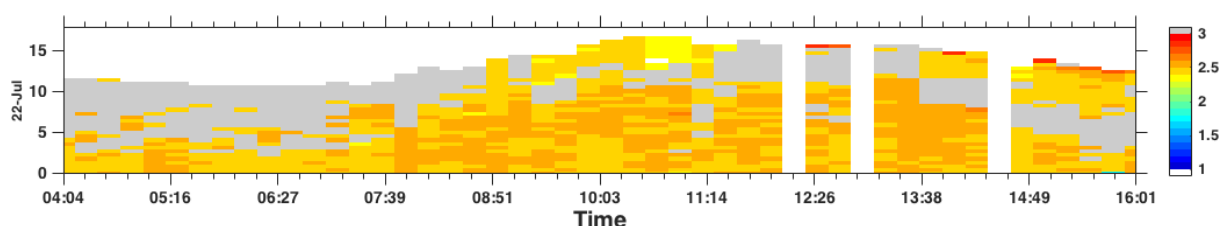


Figure C- 7 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 22 juillet à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 24 juillet 2016 (Coefficient de marée : 87)

La dimension fractale varie légèrement avec des valeurs comprises entre 2,4 et 2,6. A l'été de PM et en début de jusant, des valeurs plus faibles sont estimées en surface avec des valeurs comprises entre 2,3 et 2,4. Ces valeurs ne semblent pas être liées à l'effet Schlieren étant donné que le gradient de salinité n'est pas très élevé à cette période de la marée. Peu de valeurs sont également masquées et la taille médiane des MES est relativement faible ($\sim 50\mu\text{m}$), voir figure B-15.

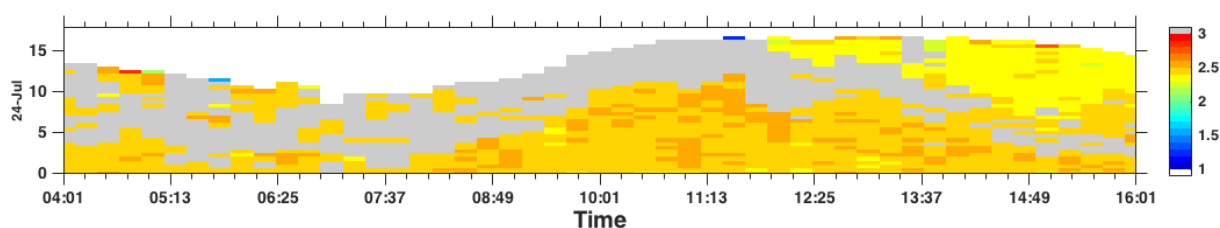


Figure C- 8 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 24 juillet à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 20 septembre 2016 (Coefficient de marée : 105)

La dimension fractale est homogène avec des valeurs essentiellement comprises entre 2,4 et 2,5 tout au long du cycle de marée, sauf avec la première cellule en surface, probablement lié à des problèmes de mesure de la concentration en MES par l'OBS, voir figure B-16.

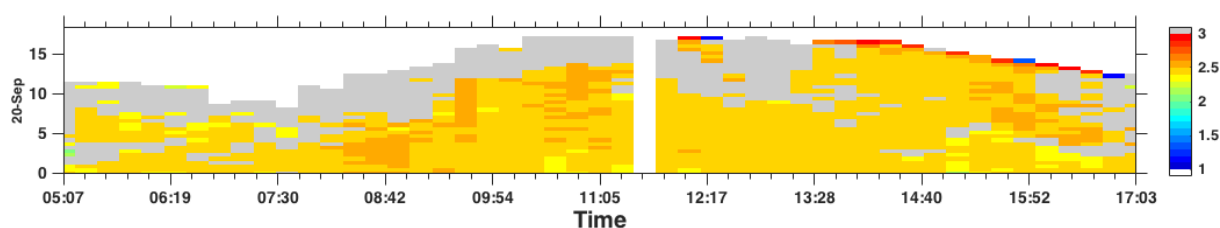


Figure C- 9 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 20 septembre à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 23 septembre 2016 (Coefficient de marée : 61)

La dimension fractale est relativement homogène (nf comprise entre 2,3 et 2,4) tout au long du cycle de marée, avec quelques valeurs plus élevées (entre 2,4 et 2,5) en surface et à PM.

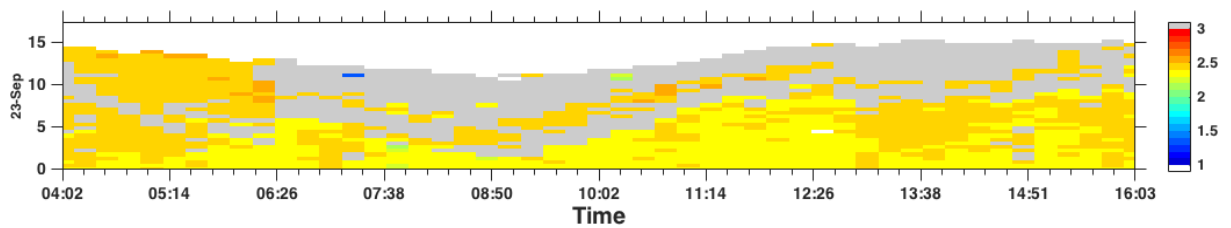


Figure C- 10 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 23 septembre à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 15 décembre 2016 (Coefficient de marée : 106)

La dimension fractale est homogène (nf compris entre 2,4 et 2,5) tout au long du cycle de marée.

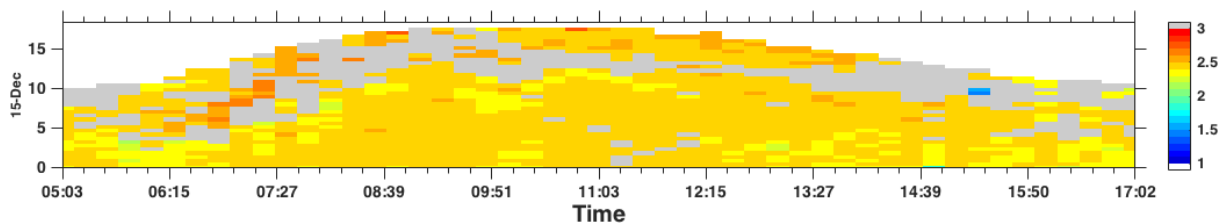


Figure C- 11 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 15 décembre à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 18 décembre 2016 (Coefficient de marée : 84)

La dimension fractale est relativement homogène (nf entre 2,4 et 2,5) tout au long du cycle de marée, avec quelques valeurs plus élevées (2,5-2,6) en surface après l'étale de PM.

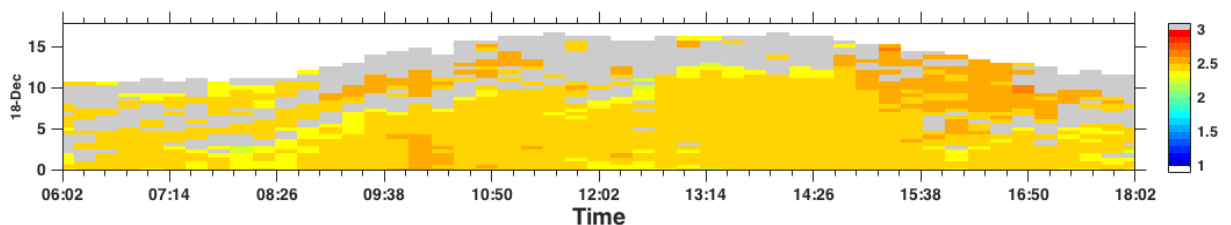


Figure C- 12 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 18 décembre à la station de mesure LC.

Cycle de marée du 19 décembre 2016 (Coefficient de marée : 71)

La dimension fractale est relativement homogène (nf entre 2,4 et 2,5) tout au long du cycle de marée, avec quelques valeurs plus faibles estimées ponctuellement à PM comprises entre 2,3 et 2,4 voire très rarement entre 2,2 et 2,3.

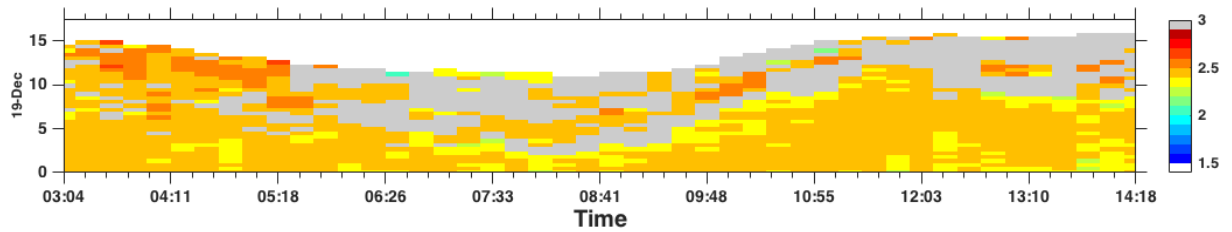


Figure C- 13 : Série temporelle de la dimension fractale (quand $N \geq 0,01 \text{ s}^{-1}$ et $D50 > 250$, les valeurs sont masquées en gris) au cours du cycle de marée du 19 décembre à la station de mesure LC.

ANNEXE D – Investigating suspended particulate matter in coastal waters by using the fractal theory

Marion Chapalain¹, Romaric Verney¹, Michael Fettweis², Matthias Jacquet¹, David Le Berre¹, Pierre Le Hir¹

¹ Laboratoire DYNECO-DHYSED, IFREMER, CS 10070, 29280 Plouzané, France

² Operational Directorate Natural Environment, Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Rue Vautier 29, 1000 Brussels, Belgium



Investigating suspended particulate matter in coastal waters using the fractal theory

Marion Chapalain¹ · Romaric Verney¹ · Michael Fettweis² · Matthias Jacquet¹ · David Le Berre¹ · Pierre Le Hir¹

Received: 4 June 2018 / Accepted: 8 October 2018

© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

Suspended particulate matters (SPM) in coastal waters were investigated with an approach combining suspended particulate matter concentrations (SPMCs) measured by an optical backscatter sensor (OBS), particle size distributions measured by a laser in situ scattering transmissometer (LISST), and the fractal theory. The aim was to investigate whether changes in the fractal dimension indicate variations in the SPM composition. The method relies on the fractal theory that relates the floc excess density $\Delta\rho$ to the ratio between floc size D_f and primary particle size D_p as follows: $\Delta\rho = (\rho_p - \rho_w)[D_f/D_p]^{nf-3}$. The best-fit fractal dimension nf was determined by matching the OBS-derived SPMC and the SPMC calculated from the LISST assuming fixed primary particle size and density. This method was applied to measurements from four tidal cycles characterized by different organic matter (OM) contents. Spurious data caused by schlieren were identified and discarded. The fractal dimension was relatively homogeneous over each tidal cycle except one where a strong apparent decrease in the fractal dimension was related to an important episode of sediment resuspension. This apparent decrease could result from the limit of the LISST to measure valid data when SPMC is high enough to induce multiple scattering and/or a change in the SPM population in suspension. Results showed also strong differences between the tidal cycles such as an increase of the fractal dimension with increasing OM content. Sensitivity analyses of fractal dimension and settling velocity were performed on major parameters: primary particle size and density, slope of the OBS calibration relationship, and optical model of inversion of the LISST. Results showed that the assumed primary particle size and the OBS calibration relationship significantly affect fractal dimension and settling velocity calculations.

Keywords Suspended sediment · Fractal dimension · LISST · Particle size · Particle density · Organic matter

1 Introduction

In many nearshore and estuarine environments, particles with different compositions and structures co-exist in suspension. These particles can be of mineral or organic origin or a combination of both and may occur as single grains or flocs. Most

often, such heterogeneity in the structure and composition of suspended particulate matter (SPM) occurs in environments where seabed is composed of a mixture of cohesive and non-cohesive sediments (Mitchener and Torfs 1996; van Ledden et al. 2004; Manning et al. 2010) and/or are located in areas where the seasonality of biological processes and thus the quality and quantity of organic matter (OM) in suspension is important (Jago et al. 2007; Fettweis et al. 2014). The composition of SPM depends further on the physical forcings. More specifically, the organic content of SPM is generally higher in spring and summer due to the occurrence of phytoplankton blooms (Lancelot et al. 1987; Howarth et al. 1993) in coastal areas where the SPM concentration (SPMC) is low (Fettweis and Lee 2017) while significant concentrations of sand grains in suspension are found where hydrodynamic stresses are intense (Waeles et al. 2007). The fine-grained part of SPM mainly consists of charged particles (e.g., clays) and polymers that may be attached to each other to form flocs with compositions, sizes, densities, and structural complexities that vary as a function of turbulence and biochemical composition.

This article is part of the Topical Collection on the *14th International Conference on Cohesive Sediment Transport in Montevideo, Uruguay 13-17 November 2017*

Responsible Editor: Carl Friedrichs

✉ Marion Chapalain
marion.chapalain@ifremer.fr

¹ Laboratoire DYNECO-DHYSED, IFREMER, CS 10070, 29280 Plouzané, France

² Operational Directorate Natural Environment, Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Rue Vautier 29, 1000 Brussels, Belgium

For example, a minimum of turbulence at low current velocities enhances flocculation and larger flocs (macro-, megaflocs) are formed, whereas at high current velocities, the flocs are broken down to the smaller constituent particles (primary particles, flocculi), see, e.g., Eisma (1986). The large-grained particles in suspension mainly consist of quartz grains and contrary to flocs, the larger the current velocities are, the larger are the sand grains that can be in suspension (van Rijn 1984).

All the above-mentioned processes govern the characteristics of particles in suspension such as their size, density, and thus their settling velocity (Dyer 1989; Van Leussen 1994). In order to predict the fate and transport of minerals and OM in marine and coastal waters, the knowledge of the settling characteristics of suspended sediments is crucial, as the settling velocity (W_s) determines the sedimentation fluxes (Winterwerp 1998; Pejrup and Mikkelsen 2010; Maggi 2013). Investigating W_s dynamics requires the estimation of both particle size and particle density (Winterwerp et al. 2006; Fettweis 2008).

Flocs are often mathematically described by using the fractal theory in which it is assumed that flocs are self-similar clusters built from primary particles and thus have a structure independent of the scale of observation (Krone 1963; Meakin 1991; Kranenburg 1994). In the fractal model, the floc density is related to the ratio between floc size and primary particle size with an exponent that corresponds to the fractal dimension n_f . The fractal dimension ranges from 1 to 3 and informs to what extent a geometric object is stringy and irregular, acting as a proxy of its 3D complexity (Gomes and Selman 1999). High fractal dimensions correspond to compact and dense flocs, with a fractal dimension of 3 being a solid sphere whereas flocs with a fractal dimension close to 1 are finer and more loosely formed (Kranenburg 1994). In this approach, flocs are assumed to be built from primary particles with unique and constant size and density. In nature, however, primary particles exhibit a range of sizes, compositions, and densities and the SPM structure thus corresponds to real fractals only to a certain level (Meakin 1991). Nevertheless, the fractal theory is in agreement with the fact that density of marine flocs decreases with increasing size (Hill et al. 1998; Mikkelsen and Pejrup 2000; Mikkelsen and Pejrup 2001; Khelifa and Hill 2006; Maggi 2007, 2013). The fractal approach has proved to be efficient to understand SPM structures. Maggi and Tang (2015) have shown that the fractal dimension changes significantly with regard to the SPM composition, i.e., the presence of OM is likely to produce aggregates with a lower fractal dimension compared to the mineral-rich aggregates. However, the fractal theory might be more adapted for mineral flocs with a lower heterogeneity than for biomineral flocs with a higher OM content and thus a larger heterogeneity in composition (Kranenburg 1994; Chakraborti et al. 2003; Khelifa and Hill 2006; Maggi 2007; Maggi et al. 2007).

Different methods have been used to determine the fractal dimension of flocs, such as underwater camera and video system estimating the fractal dimension from 2D flocs pictures (Chen and Eisma 1995), or from settling velocity measurements via the Stokes Law (Dyer and Manning 1999). Some studies have determined the fractal dimension by estimating the slope of the regression line for the relationship between floc excess density and floc size (Hill et al. 1998; Spicer et al. 1998; Mikkelsen and Pejrup 2001; Guo et al. 2018). The floc excess density can be estimated from the ratio of the observed mass concentration, determined either from gravimetric or optical measurements, and the volume concentration measured by using instruments based on laser diffraction such as the laser in situ scattering transmissometer (LISST) (Mikkelsen and Pejrup 2001; Guo et al. 2018). Investigating further, once the particle density is known, LISST volume concentration (VC) can be converted to a mass concentration. Assuming a fractal behavior, the floc excess density can then be written as (Kranenburg 1994):

$$\Delta\rho = \rho_f - \rho_w \propto (\rho_p - \rho_w) \left[\frac{D_f}{D_p} \right]^{n_f - 3} \quad (1)$$

where $\Delta\rho$ is the floc excess density; ρ_f , ρ_w , and ρ_p are the floc, water, and primary particle densities, respectively; D_f and D_p are the floc and primary particles sizes, respectively; and n_f is the fractal dimension. In summary, assuming values for the size and density of primary particles, the best-fit value of the fractal dimension can be determined by matching the observed mass concentration (from samples of calibrated OBS) and the mass concentration estimated from the LISST volume floc size distribution (Braithwaite et al. 2010; Bowers et al. 2017).

The LISST instrument has been used over a wide range of environmental conditions and proved to be a useful tool when studying sediment dynamics (Traykovski et al. 1999; Gartner et al. 2001; Mikkelsen and Pejrup 2001; Fettweis 2008; Braithwaite et al. 2010; Fettweis et al. 2012; Bowers et al. 2017; Guo et al. 2018). LISST measurements consist in emitting a laser beam which is scattered by particles at small forward angles and detected by ring detectors. The particle size distribution (PSD) is then back-calculated using an assumed optical model. Two optical models have been developed by Sequoia Scientific based on either analytical theory or empirical data and take the form of a Kernel matrix K_{ij} , with each column j containing the distribution of light scattering by particles of a specific size, across the angles i , measured by the ring detectors. The first optical model is based on the Mie theory assuming that particles have a spherical shape (Mie solution to Maxwell equations). The second one has been developed by Agrawal et al. (2008) using observations of light scattering by natural random-shaped particles. The random-shaped particle model is likely to produce more accurate results for environments like nearshore coastal areas where

particles are susceptible to be randomly shaped inorganic grains (Andrews et al. 2010; Felix et al. 2013). However, natural sediments often form complex aggregates (Manning 2001) and the random-shaped model is not able to cover the diversity of particle shapes and compositions. Thus, further investigations on effects of highly non-spherical particles on PSD estimates from the LISST are required (Agrawal et al. 2008; Felix et al. 2013). Contrary to turbidimeters and single-frequency acoustic instruments, the LISST has the advantage to be not affected by changes in PSD if the measured particles size stays in the measurement range (Agrawal and Pottsmith 2000). However, the LISST instrument exhibits some limitations that are likely to increase the uncertainty of VC measurements, e.g., the optical model of inversion, schlieren due to salinity and temperature gradients, the presence of particles out of the measurement range, and the occurrence of multiple scattering when SPMC is high (Traykovski et al. 1999; Agrawal and Pottsmith 2000; Andrews et al. 2010; Felix et al. 2013). These effects should be taken into account when estimating a mass concentration and thus, a fractal dimension.

In this study, we assume that the fractal theory is valid over the full floc size spectrum and population of flocs. We aim to determine the best-fit fractal dimension and characterize its variability using in situ data of SPMC measured by optical backscatter sensors (OBS) and PSDs measured by laser diffraction (LISST) from a set of field campaigns. We investigate whether the variability measured in the best-fit fractal dimension indicates variations of particle composition (sand and/or flocs) and look for the potential effect of OM content and seasons. In our approach, the fractal dimension is the fitting parameter relating SPM volume concentration to SPM mass concentration assuming fixed primary particle size and density. The proposed method also allows to identify and discard spurious particles in suspension caused by the presence of the so-called schlieren in stratified waters (Styles 2006). A sensitivity analysis of the fractal approach is made with regard to the sensitivity of the best-fit fractal dimension and settling velocity to the primary particle size, to the mean slope of OBS calibration, and to the optical model of inversion for LISST data. Further, in this study, we use the term “particle” when referring to both flocs and sand, and “primary particle” as the building blocks of flocs.

2 Study site

The measurements presented here were carried out at La Carosse (LC) situated at the mouth of the Seine Estuary, in the eastern part of the Seine Bay (France) (Fig. 1). The Seine Bay is shallow (depth less than 45 m) and subject to a temperate and oceanic climate with cool and rainy winter periods. Superficial bottom sediments are characterized by a granulometric gradient that varies with tidal currents and that

consists of mainly sand offshore, to muddy fine sand and mud when approaching the estuary (Avoine 1981, 1985; Lesourd et al. 2001, 2016). The bay is macrotidal with a tidal range varying from 7.5 to 3 m at spring and neap tides respectively (at Le Havre). The tidal cycle is semi-diurnal with a 3-h high water slack. Peak tidal flows are asymmetrical and characterized by a short flood period with currents stronger than ebb currents (Le Floch 1961). The Seine Bay is partly protected from the Atlantic Ocean swell waves and is mainly affected by local wind-induced waves in the eastern bay (Le Hir and Silva Jacinto 2001). The supply of fluvial sediments to the bay, mostly composed of suspended silts and clays, is dominated by the Seine river. The Seine river has a mean annual discharge of $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ with extreme values less than $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during low water periods and more than $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during high-river flows in winter at Poses (Lesourd et al. 2003). At the mouth, the mean annual discharge is estimated to $480 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Guézennec 1999). Stratifications due to fresh water may be important in the eastern part of the bay, especially during neap tides at low water level (Aminot et al. 1997).

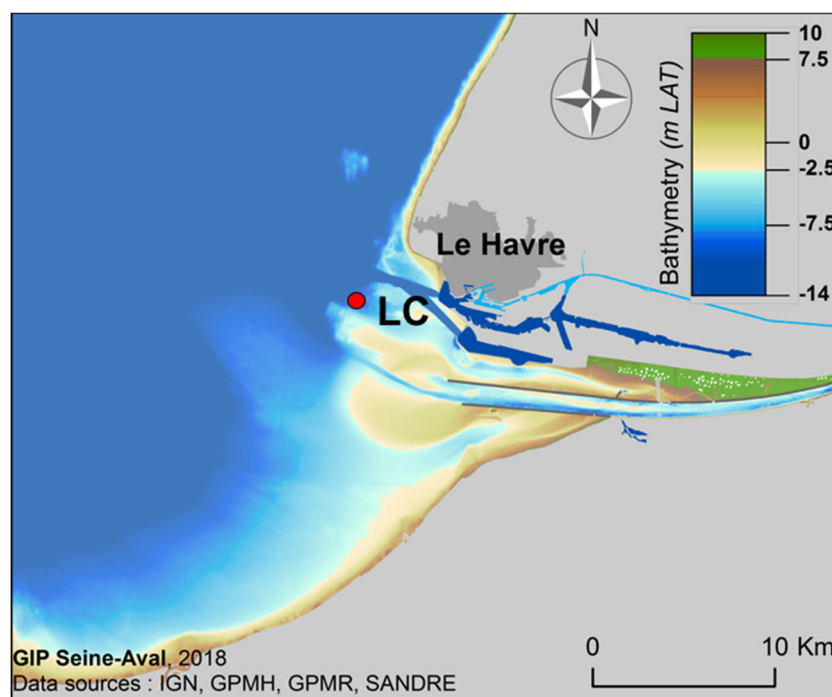
The mean annual SPM input from the river is estimated to be around $0.6 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ with mean extreme values between 1.3×10^5 and $1.7 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ (GIP Seine-Aval; Landemaine 2016). Tidal currents are mainly responsible for the distribution of sediments and the dispersion of Seine river inputs in the bay. During high river flows, the SPM accumulated in the turbidity maximum is expelled into the Seine Bay where it is responsible for highly turbid surface waters (Avoine 1987; Lesourd et al. 2003; Grasso et al. 2017; Schulz et al. 2017). The turbid plume seen from satellite imagery is well delimited with the presence of a tidal front along the coast (Brylinski et al. 1991; Dupont et al. 1991; Dilligeard 1997). The LC measurement station is located within the turbidity plume at low water level, at the interface between the estuary and the bay (Fig. 1): in this area, near bottom SPMC can reach around 300 mg l^{-1} at spring tides and salinity stratification may be strong, in particular at low water level and at neap tides. Tidal currents at station LC are characterized by velocities varying between 0.2 and 1.5 m s^{-1} at spring tides and from 0.2 to 0.6 m s^{-1} at neap tides. Waves are characterized by a seasonal pattern with more frequent storms in winter, reaching significant height up to 3 m.

3 Methods

3.1 Field campaigns and instrumentation

Six field campaigns were conducted in 2016 at LC station (LAT 49° N 28.889, LON 0° E 01.844) in the mouth of the Seine Estuary, approximately every 2 months. These campaigns consisted of ship-based monitoring and sampling

Fig. 1 Bathymetry of the eastern part of the Seine Bay and the Seine Estuary (France). The red point shows the position of the measurement station La Carosse (LC) (GIP Seine-Aval 2018)



during a tidal cycle (see Fig. 1 and Table 1). Four of them characterized by the most contrasted hydro-sedimentary conditions are analyzed in this study.

During these surveys, water samples near subsurface and approximately 1 m above bottom (mab) were collected every hour from a horizontal Niskin bottle sampler for quantifying the sample SPMC and the OM content. Known volumes of sampled water were filtered on board through pre-weighed Whatman GF/F glass microfiber 0.45- μm filters. After filtration, filters were rinsed with demineralized water to remove salts, air-dried for 24 h at 50 °C, and weighed again to

determine the SPMC. The OM content was determined through loss on ignition (480 °C for 2 h).

In parallel to water sampling, a frame equipped with a Sea-bird SBE-19+ CTD, an optical backscatter sensor (OBS3+), and a Sequoia Scientific laser in situ scattering transmissometer 100-X (LISST-100X, type C) measuring PSD was deployed to profile the water column at 15-min intervals during the tidal cycles (i.e., ~48 profiles per tidal cycle). A floating platform was also equipped with a down-looking RDI 1200-kHz acoustic Doppler current profiler (ADCP) continuously recording along the 12-h tidal cycle.

Table 1 Tidal range, tidal coefficient, river discharge, significant wave height, range, and mean SPMC daily OBS3+ calibration relationships and associated relative error, and range and mean OM content in % of SPM (surface and bottom) for the four tidal cycles. The tidal coefficient expresses the simultaneous variation of tidal amplitude along the whole

Atlantic coast of France. It is proportional to the tidal amplitude and varies between 20 and 120, with a median value of 70 corresponding to the mean tidal amplitude. Tides characterized by tidal coefficients superior (inferior) to 70 are spring (neap) tides, respectively

Date	28/01/2016	17/07/2016	22/07/2016	23/09/2016
Tidal range—m (tidal coefficient)	5.9 (80)	4.5 (62)	6.5 (91)	5 (61)
River discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	349	440	371	264
Significant wave height (m)	1.5–2	0.2–0.4	0.2–0.4	0.2–0.5
Range SPMC (mg l^{-1})	7–300	2–40	3–252	1–55
Mean SPMC (mg l^{-1})	32	8	14	8
OBS3+ median slope ($\text{mg l}^{-1} \text{NTU}^{-1}$)	1.8	1.7	2.2	1.5
OBS3+ relative error (%)	3.9	4.7	4	3.6
Mean and range of surface OM content (% of SPM)	18 15.2–28.3	53 46.9–58.1	33 25.6–50.7	47 38.4–55.4
Mean and range of bottom OM content (% of SPM)	14 11.9–14.4	34 24.9–40.4	17.7 15.3–21.3	30 16.2–40.7

The OBS3+ instrument is a dual-range sensor with low- and high-range outputs that increase the accuracy and resolution of measurements (Campbell Scientific INC 2014). In our study, we only used the low-range recordings at 1000 NTU as SPMC rarely exceeded 300 mg l^{-1} during the field campaigns. OBS turbidity measurements were averaged over 50-cm bins along the profile and calibrated against the SPMC obtained from water samples (Fig. 2). As the maximum concentrations encountered remained in the linear measuring range of the OBS (Downing 2006), a linear relationship between turbidity and SPMC was assumed. The latter was estimated using the quantile method described in Druine et al. (2018) based on the separation of turbidity/concentration pairs in quantile classes. Compared to the linear least square regression, this method is less affected by outliers and estimates a 95% confidence interval (Fig. 2) as an indicator of the dispersion range of the relationship between NTU and SPMC (Landemaine 2016; Druine et al. 2018). Two kinds of calibration relationships were estimated: a daily calibration relationship for each tidal cycle and a median global calibration relationship combining all samples (Fig. 2). For each calibration, the uncertainty on SPMC estimate was quantified by a mean relative error expressed as:

$$\text{Mean relative error (\%)} = \left| \frac{C_{\text{calculated}} - C_{\text{observed}}}{C_{\text{observed}}} \right| \times 100 \quad (2)$$

where $C_{\text{calculated}}$ is the calculated concentration in milligrams per liter, obtained from the calibration coefficient in $\text{mg l}^{-1} \text{ NTU}^{-1}$ and the turbidity measurements in NTU; C_{observed} is the gravimetric SPMC provided by filtrating water samples.

The LISST-100X type C records the scattered light from a 670-nm laser on to 32 concentric ring detectors as well as the light transmission (Traykovski et al. 1999; Agrawal and Pottsmith 2000). The scattered light measurements were inverted for random-shaped particles to obtain the VC distribution ($\mu\text{l/l}$) of SPM over 32 log-spaced size bins ranging from 2 to $356 \mu\text{m}$ (Agrawal and Pottsmith 2000). The random-shaped particle model of inversion developed by Agrawal et al. (2008) refers to particles with no preferred axes. Effects of inversion models will be discussed further with respect to fractal dimension and settling velocity estimates. The VC is obtained by multiplying the volume distribution with a volume conversion coefficient provided from factory calibration (Agrawal et al. 2008). LISST measurements were averaged over 50-cm bins along the profile.

3.2 Calculation of the fractal dimension

We assume that during the tidal cycle, SPM is only composed of flocs that follow the fractal relationship given in Eq. 1, using a representative constant D_p and ρ_p . Hence, a mass concentration can be estimated using the PSD derived from

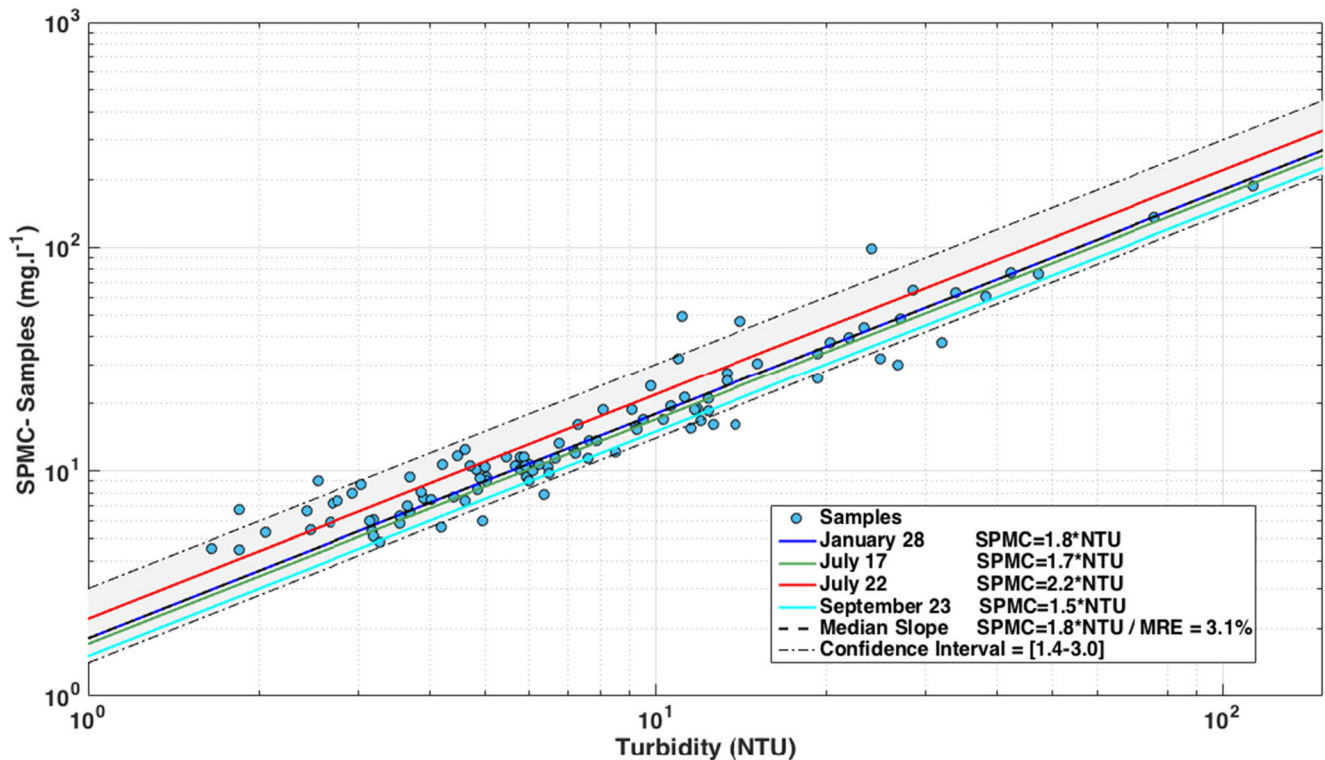


Fig. 2 Daily (colored lines) and median (black dashed line) calibration relationships between turbidity signal (NTU) and suspended particulate matter concentration (mg l^{-1}) for the four tidal cycles. The daily

calibrations are determined using samples per each tidal cycle. The median calibration relationship is determined using all samples together

the LISST and the fractal theory for calculating floc excess density. The floc excess density can be estimated for the 32 size classes of the LISST using Eq. 1. The calculations of the floc excess density are based on the chosen size D_p and density ρ_p ($1 \mu\text{m}$ and 2650 kg m^{-3} , respectively). The water density is equal to 1020 kg m^{-3} . A primary particle size of $1 \mu\text{m}$ falls within the range of observed deflocculated particle sizes in coastal areas (Fettweis 2008; Many et al. 2016). However, the influence of primary particle size and density will be discussed further. Particles with a diameter smaller than D_p are assumed to have the same density than primary particles.

Combining the floc excess density with the volume distribution from the LISST, the calculated mass concentration for each sample can be expressed as:

$$\text{SPMC}_{\text{LISST}} = \sum_{i=1}^{32} \frac{\Delta\rho(i)}{1 - \frac{\rho_w}{\rho_p}} * V_d(i) \tag{3}$$

where $V_d(i)$ is the volume distribution of the i th class in microliter per liter and $\Delta\rho$ is the floc excess density calculated using Eq. 1.

The value of the fractal dimension was optimized for each bin by matching the OBS-derived SPMC and the calculated SPMC from Eq. 3, as illustrated in Fig. 3. We use the term

“fractal dimension” when referring to the best-fit fractal dimension inferred by our method.

4 Results

4.1 Schlieren effect

In coastal waters, at the interface between the river and sea, stratification may occur due to salinity and temperature gradients. Care should be taken when interpreting results obtained with instruments based on light scattering and transmission (such as the LISST) in stratified waters, as density differences can cause significant light scattering. This phenomenon called schlieren is well known and results from differences in the refractive indexes of different water masses (Styles 2006; Mikkelsen et al. 2008; Karageorgis et al. 2015; Tao et al. 2017). Laboratory and field studies have shown that the LISST detects schlieren as an accumulation of particles larger than $100 \mu\text{m}$ in the pycnocline or as small particles when multiple scattering occur (Styles 2006; Mikkelsen et al. 2008).

The 50-cm bin averaged Brunt-Väisälä frequency, or buoyancy frequency N (s^{-1}), median particle size D_{50} (μm) derived from the LISST, and best-fit fractal dimension using Eqs. 1 and 2 are presented for a tidal cycle in July (Fig. 4).

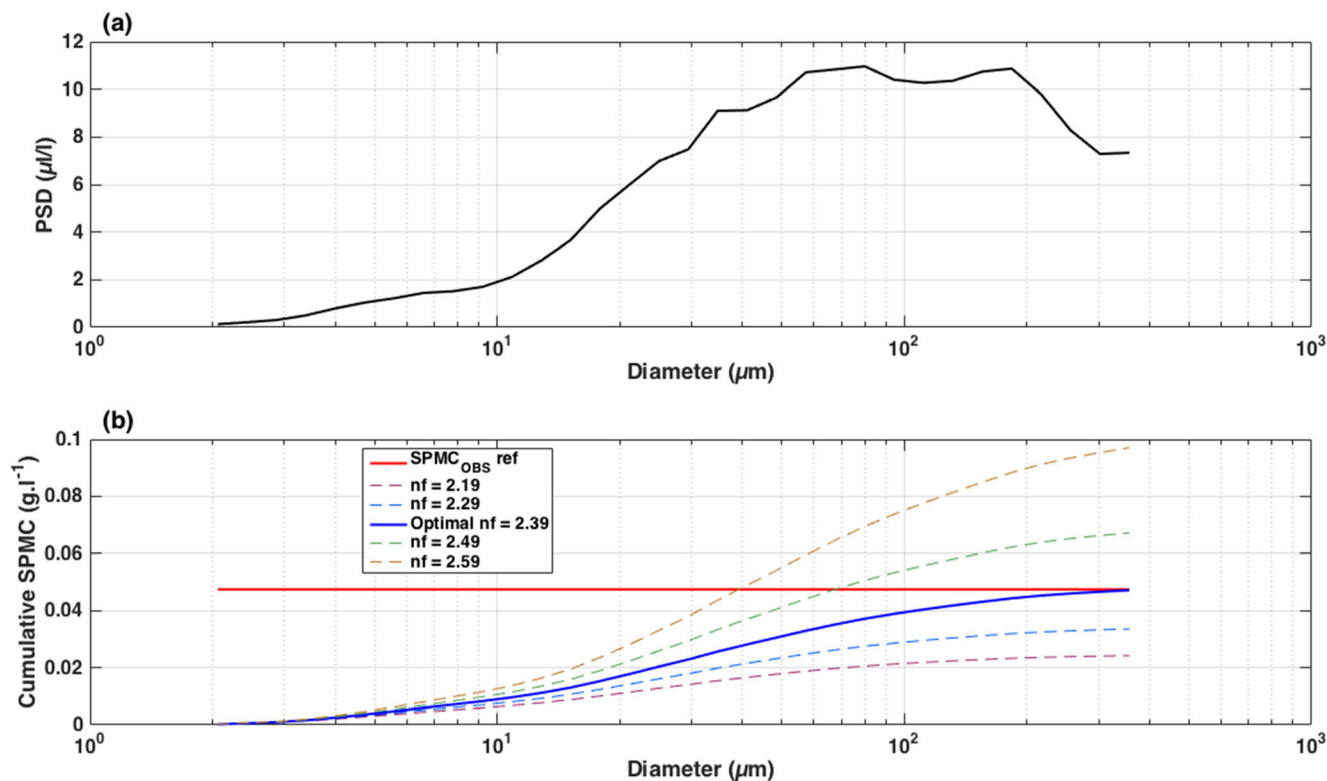


Fig. 3 PSD (a) and cumulative SPMCs (b) estimated with different values of the fractal dimension (colored dashed and blue lines) of a 50-cm averaged bin from the tidal cycle on January 28, 2016. The fractal

dimension is optimized by matching the calculated SPMCs (by summing the concentration over particle size spectrum) derived from the LISST, and the SPMC measured by the OBS associated to this bin (red line)

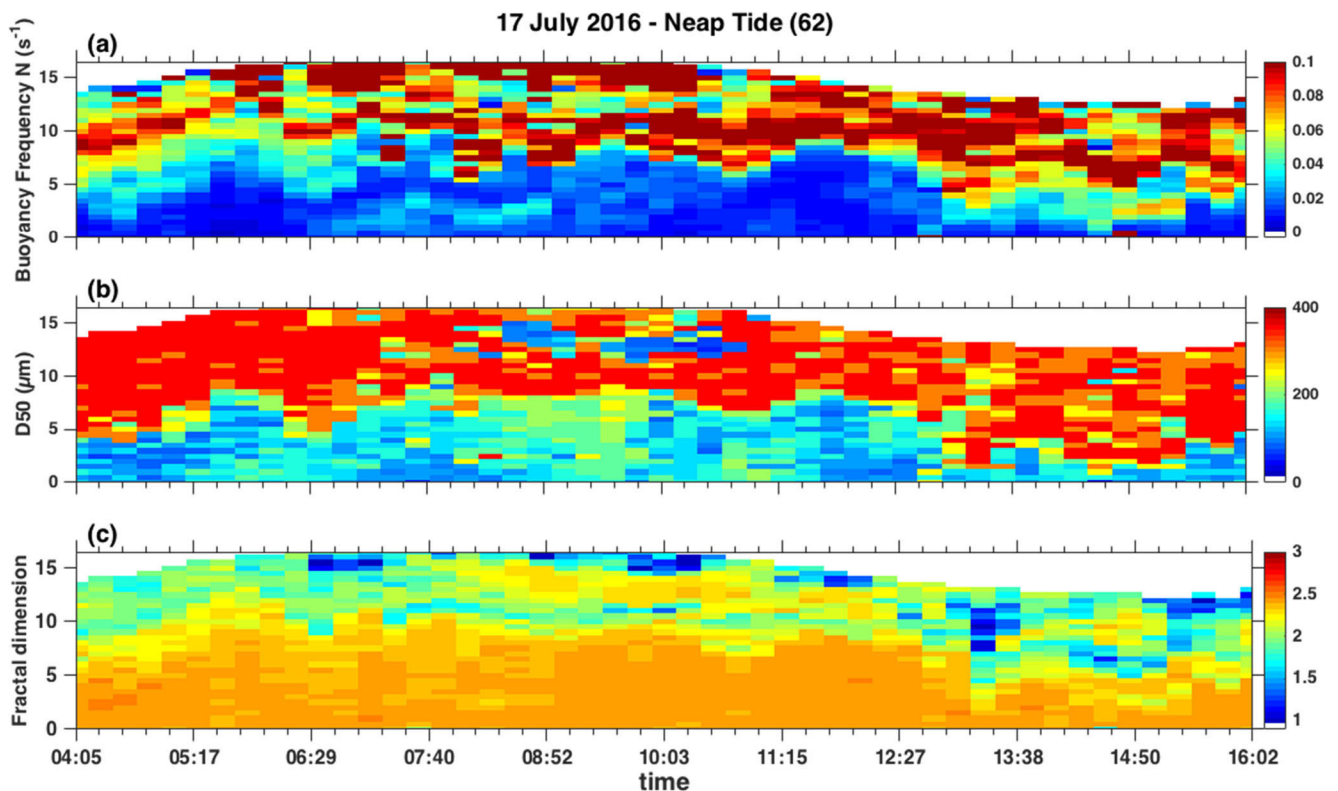


Fig. 4 Buoyancy frequency (a), median particle size (b), and best-fit fractal dimension (c) along the tidal cycle on July 17, 2016, at the LC station

During this tidal cycle, stratification was important due to exceptional high river discharge (in June, the river discharge exceeded $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The buoyancy frequency, an indicator of the vertical density gradient, was computed from the CTD casts as:

$$N = \sqrt{\left(\frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)} \quad (4)$$

where g (m s^{-2}) is the gravitational acceleration, ρ_0 (kg m^{-3}) is the depth-averaged density at the time of the profile, and $\partial \rho / \partial z$ is the vertical density gradient.

The time series show very high median particle sizes and very low fractal dimensions together with high values of the buoyancy frequency in surface layers: these flocs are artifacts caused by the occurrence of schlieren (Fig. 4). They result from the large discrepancy between the VC of the LISST, actually influenced by schlieren and the OBS mass concentration that is not impacted by density gradients (see Fig. 5). Schlieren caused an overestimation of the VC at the smallest diffraction angles, i.e., in the largest size classes, and thus an underestimation of the fractal dimension.

Mikkelsen et al. (2008), Karageorgis et al. (2015), and Tao et al. (2017) have evaluated the LISST in coastal waters and estimated the threshold of buoyancy frequency to 0.025, 0.01, and 0.05 s^{-1} respectively, beyond which the artifacts due to schlieren are unavoidable. These artifacts cannot be corrected

but corresponding data can be discarded using the threshold buoyancy frequency. The thresholds estimated by Mikkelsen et al. (2008) and Karageorgis et al. (2015) are relatively low: if applied to our set of data, they would discard most of the measurements.

Based on our large set of in situ measurements that lead to a computation of fractal dimension for each bin, a scatter plot of this fractal dimension and the corresponding buoyancy frequency can be drawn (Fig. 6). We proposed a threshold defined as the buoyancy frequency above which the fractal dimension decreased significantly (with larger dispersion). We determined that an intermediate value of 0.035 s^{-1} was an appropriate threshold for the buoyancy frequency in our study. Beyond this limit, data were discarded in order to avoid misinterpretations from spurious measurements in stratified waters.

4.2 General time series

The current velocity derived from the ADCP, salinity, SPMC derived from the OBS using the median calibration relationship of Fig. 2, and median particle size derived from the LISST are presented for four tidal cycles with different tidal ranges (Figs. 7, 8, 9, and 10). One tidal cycle was characterized by a low organic matter (OM) content (January, spring tide); the three others showed high OM content (July, neap and spring tides; September, neap tide) (see Table 1).

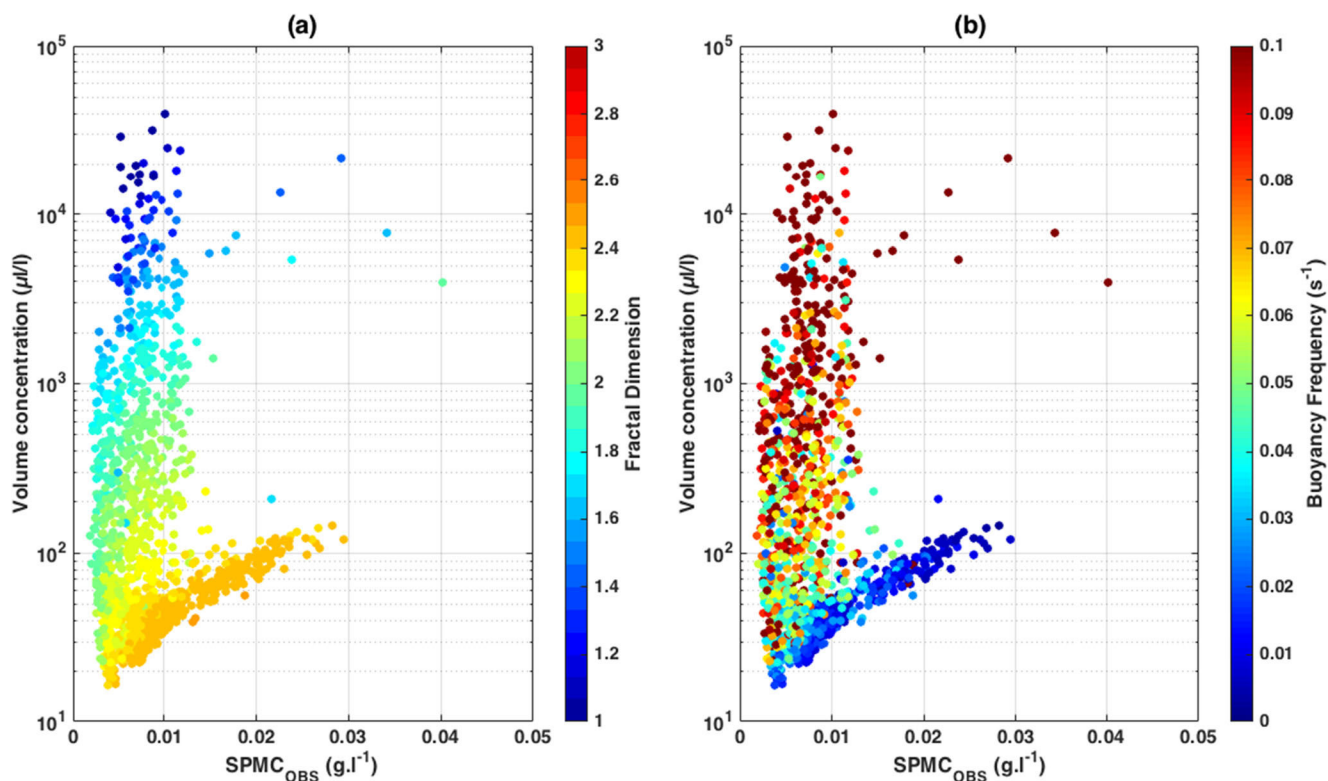
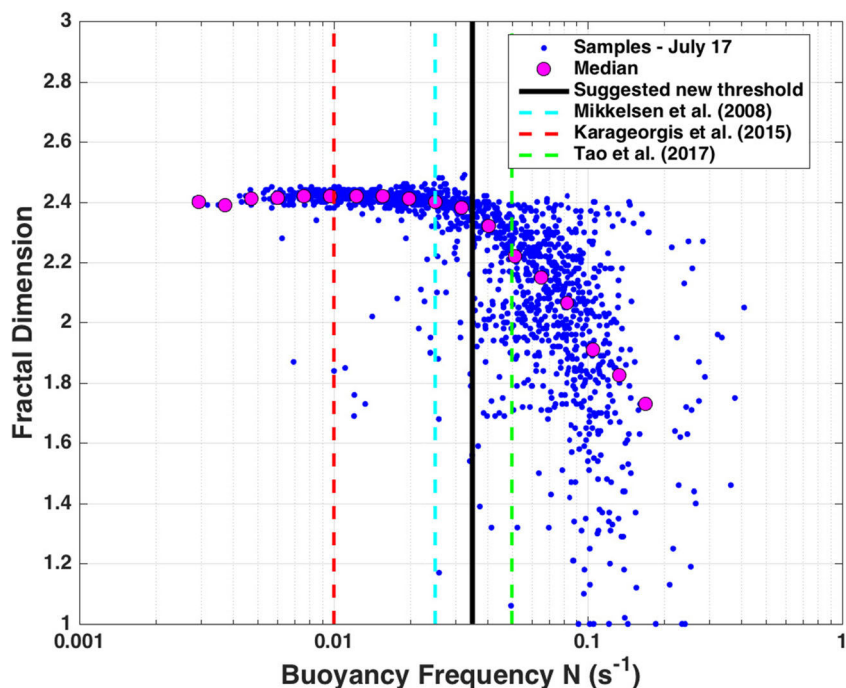


Fig. 5 Scatter plot of the VC derived from the LISST against the SPMc derived from the OBS with the color indicating the fractal dimension (a) and the buoyancy frequency (b) on July 17, 2016

Salinity reveals the tidal variation of the respective influences of fresh and marine water masses. A common pattern was observed for all tidal cycles: salinity stratification was more intense at low water; otherwise, salinity gradient was located upstream in the estuary and hence, the water column

was generally well mixed at LC around high water. Stratification was stronger at neap tides when current velocities and tidal mixing were weaker (Fig. 8). The seasonal variability of hydrological forcing also controlled the vertical salinity gradient, with stratification persisting along the whole

Fig. 6 Fractal dimension as a function of the buoyancy frequency N . Blue dots represent the 50-cm averaged bins along the tidal cycle on 17 July 2016. Pink dots are the median fractal dimension estimated per each class of $\log(N)$. Solid black line is the suggested new threshold for this study (0.035 s^{-1}), and colored dashed lines represent thresholds from Mikkelsen et al. (2008), Karageorgis et al. (2015), and Tao et al. (2017); 0.025 , 0.01 , and 0.05 s^{-1} respectively



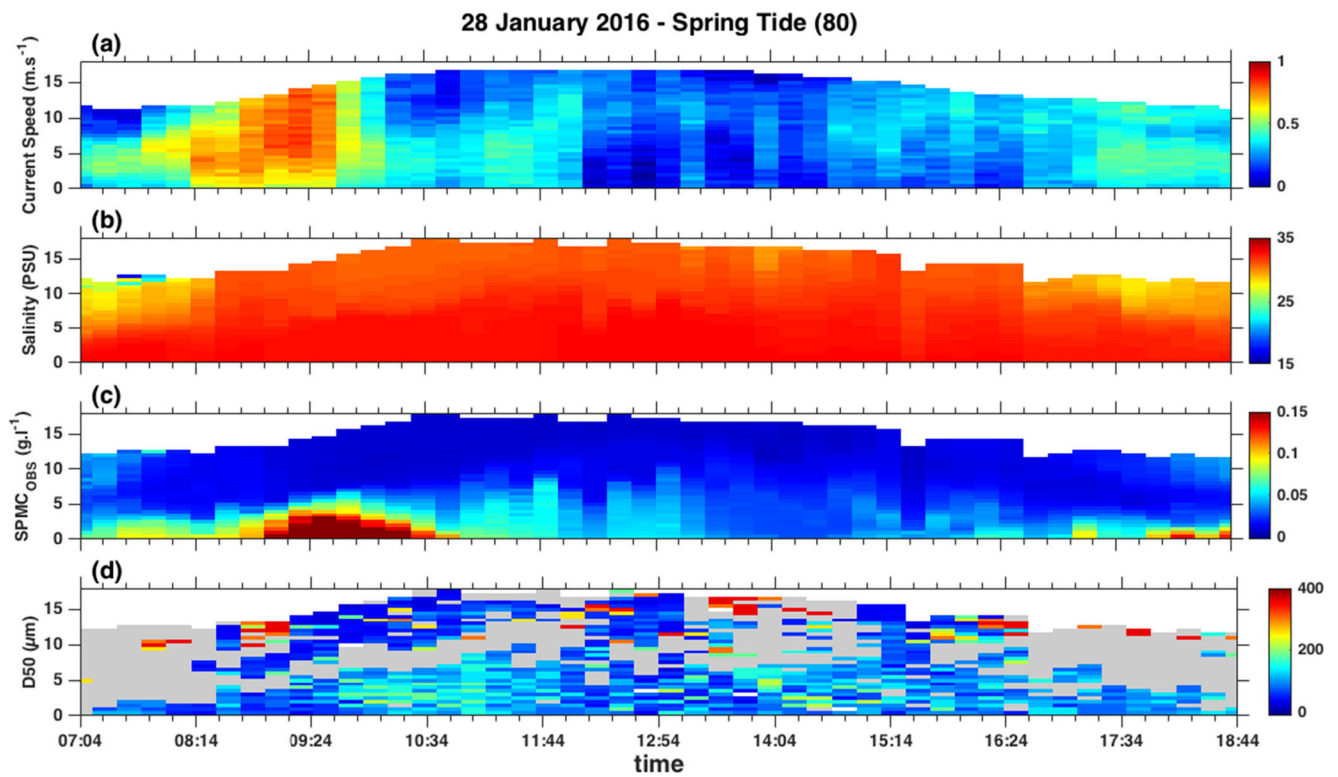


Fig. 7 Times series of current velocity (a), salinity (b), SPMC derived from the OBS (c), and median particle size (d) (when $N > 0.035 \text{ s}^{-1}$, values are masked in gray) derived from the LISST along the tidal cycle on January 28, 2016, at the LC station

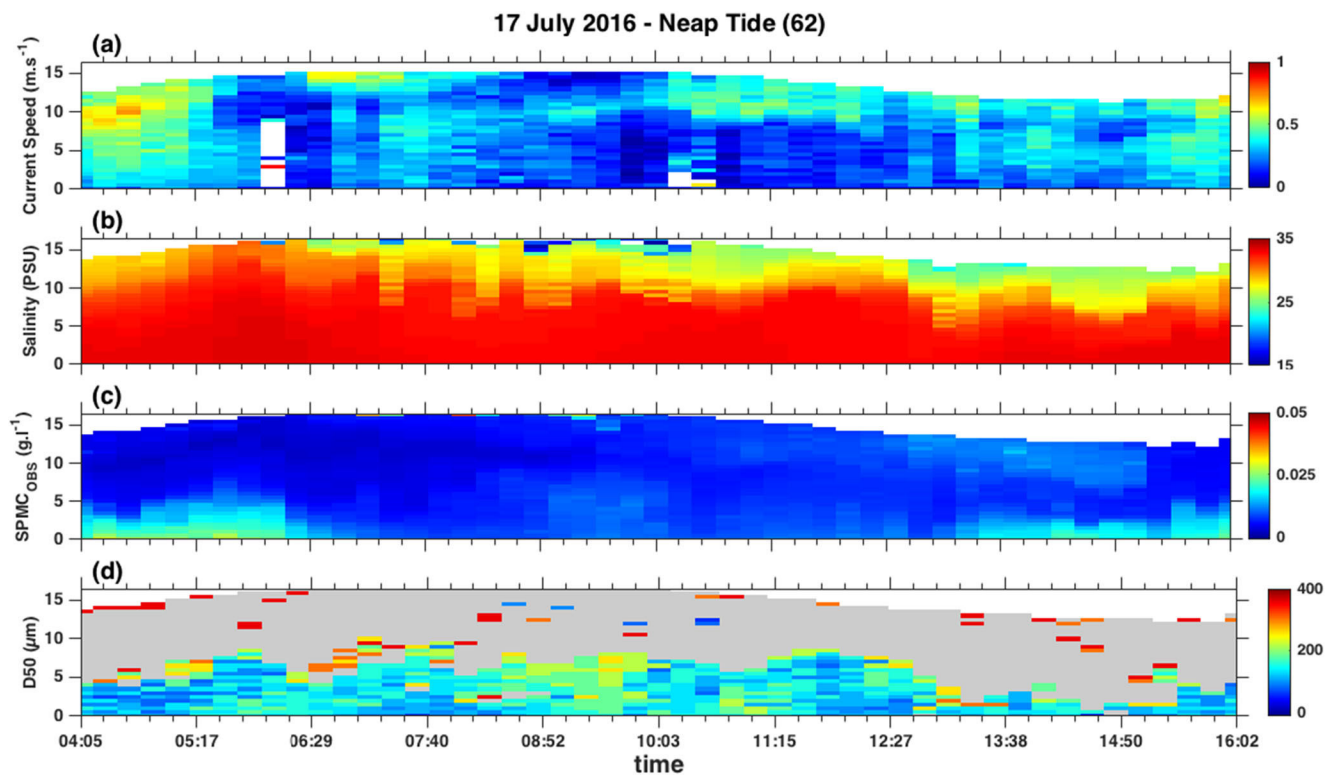


Fig. 8 Times series of current velocity (a), salinity (b), SPMC derived from the OBS (c), and median particle size (d) (when $N > 0.035 \text{ s}^{-1}$, values are masked in gray) derived from the LISST along the tidal cycle on July 17, 2016, at the LC station

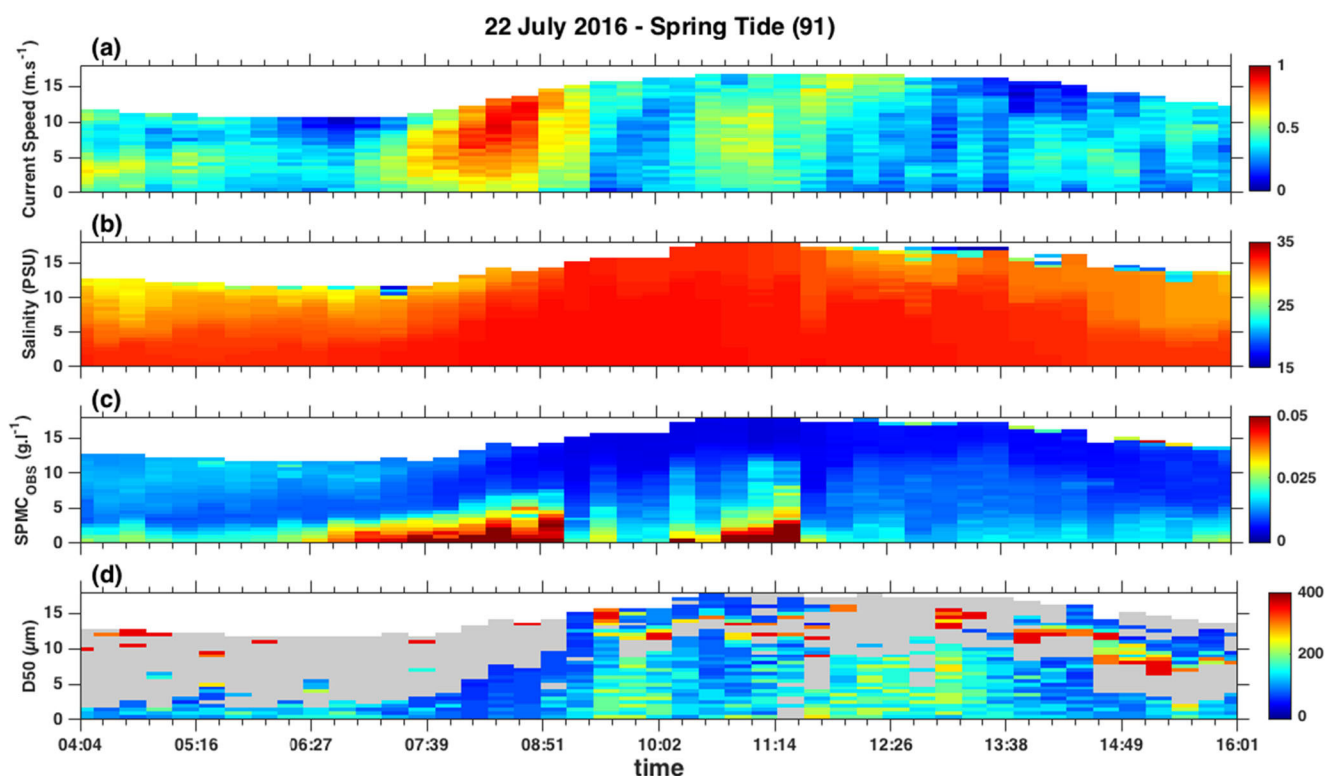


Fig. 9 Times series of current velocity (a), salinity (b), SPMC derived from the OBS (c), and median particle size (d) (when $N > 0.035 \text{ s}^{-1}$, values are masked in gray) derived from the LISST along the tidal cycle on July 22, 2016, at LC the station

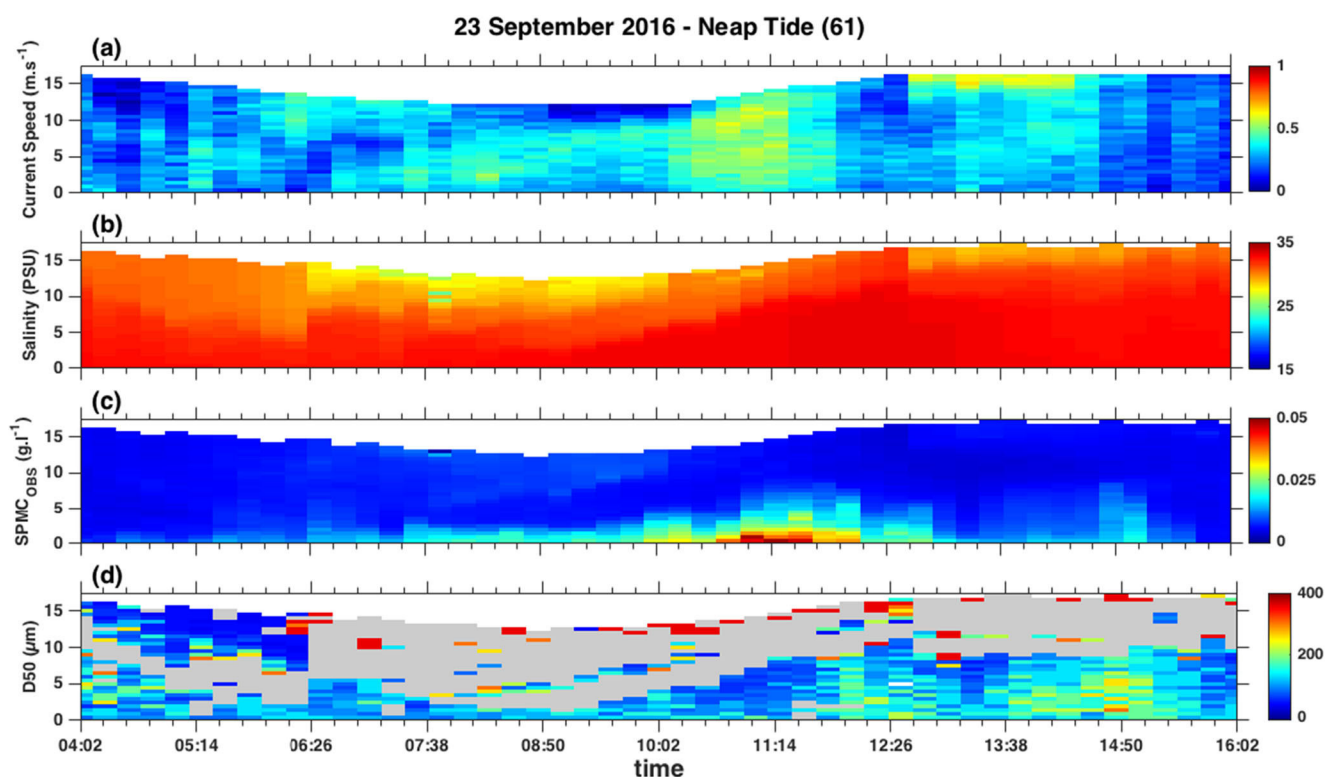


Fig. 10 Times series of current velocity (a), salinity (b), SPMC derived from the OBS (c), and median particle size (d) (when $N > 0.035 \text{ s}^{-1}$, values are masked in gray) derived from the LISST along the tidal cycle on September 23, 2016, at the LC station

tidal cycle (neap tide in July) when river discharge was the largest (in 2016, a decennial flood occurred in late June–early July, with a peak river discharge exceeding $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (see Table 1).

SPM characteristics were highly variable within a tidal cycle, caused by advection, resuspension, and settling, associated with typical fluctuations in concentration, floc size, and OM content encountered in coastal waters (Mehta 1986; Bass et al. 2002; Schoellhamer 2002; Fettweis and Baeye 2015). The SPMC varied typically with ebb–flood tidal periods and with tidal range.

The highest concentration of particulate matter occurred in winter (28 January), pointing out an important episode of sediment resuspension caused by both spring tide and higher waves (Fig. 7c and Table 1). Tidal currents were asymmetric with stronger velocities during flood than during ebb (0.85 and 0.45 m s^{-1} , respectively). During this tidal cycle, the OBS-derived SPMC ranged between a few mg l^{-1} and 300 mg l^{-1} (Fig. 7c and Table 1), and was correlated with the current velocity. Maxima of concentration were observed near the bed and up to 5 mab shortly after maximum flood currents, due to erosion. Low concentrations were observed during low current periods at high water slack, due to settling. During ebb, deposited sediments were remobilized and SPMC increased again ($\sim 150 \text{ mg l}^{-1}$) near the bed. Finally, estuarine sediments were flushed into the bay at low tide associated with a low salinity turbid surface plume (SPMCs ranging between 10 and 50 mg l^{-1} over a 5-m-thick plume).

For the three other tidal cycles in July and in September, similar patterns were observed but with variable intensities linked to the tidal range. Tidal currents were weaker for both neap tides in July and September (0.7 and 0.6 m s^{-1} , respectively). Similar SPMC variations were observed within the tidal cycles but the ranges of SPMC were lower, varying from a few milligrams per liter in the upper part of the water column or during high water slack to 50 mg l^{-1} close to the bed, partly in relation with weaker velocities (Figs. 8a, c and 10a, c). The highest values occurred during flood and at spring tide, but with lower maxima than in winter (more than 50 mg l^{-1} , in Fig. 9c). On summer spring tide (July 22), the episode of resuspension occurring during flood period was less important although the tidal range and current velocities were higher than in winter (maximum current velocity of 0.9 m s^{-1}) (see Fig. 9c and Table 1). These discrepancies can be explained by the different wave conditions in summer and winter: waves in summer were lower than those in winter as the significant wave height was around 0.4 and 1.5 m, respectively. At spring tide in summer, the higher current velocities solely might be not enough to produce an episode of sediment resuspension as important as the episode in winter.

Considering median floc size dynamics at the tidal scale, some bins are still showing spurious measurements close to masked values despite the discarded data using the buoyancy

frequency threshold determined in section 4.1 (shown in gray in Figs. 7, 8, 9, and 10d). Those results should not be seen as measurements of natural particles. Variations in the median particle size of the SPM were inversely correlated with tidal currents (Figs. 7, 8, 9, and 10d): smaller flocs were observed during periods of strong currents and larger flocs during slack water and confirmed the dominant forcing of turbulence on floc sizes as mentioned by previous work (Eisma 1986; Dyer and Manning 1999; Fettweis et al. 2006; Verney et al. 2009).

Considering median floc size dynamics at the seasonal scale, the smallest flocs were observed in winter and the largest ones in summer, at neap tide (Fig. 11): the median size of D50 observed in the first 5 mab along the whole tidal cycle in July 17 was around $110 \mu\text{m}$ while in January, the median D50 only reached $90 \mu\text{m}$. Those fluctuations can be linked to the seasonal variation in the OM content which was lower in winter and higher in summer (Table 1).

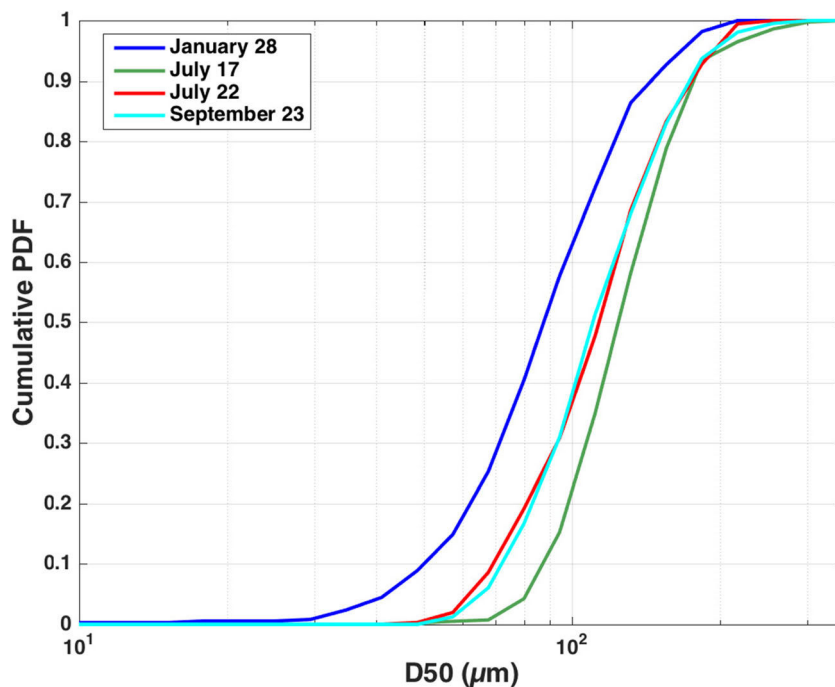
4.3 Fractal dimension

The best-fit fractal dimension variability is illustrated in Fig. 12. It shows weak variations at the tidal scale, excepted on January 28 (Fig. 12a), while significant differences are observed between tidal cycles. During both neap tides, the fractal dimension was relatively homogeneous within the tidal cycle and throughout the water column. Small differences were visible between the tidal cycles of September and July (2.3 vs 2.4, respectively). On January 28, the fractal dimension was also nearly constant within the tidal cycle (between 2.3 and 2.4), except close to the bed during flood when low values of the fractal dimension ($n_f < 1.9$) were inferred by this method. The highest values of the fractal dimension were estimated during the spring tide on July 22, where it was varying between 2.4 and 2.6.

Some results about the variability of fractal dimension seem counterintuitive with the fractal theory and must be noted. First, higher values of the fractal dimension occurring in summer compared to winter were surprising. As flocculation is enhanced during a bloom period and is expected to produce larger fluffy organic-rich flocs (Alldredge et al. 1995), a decrease in the fractal dimension would be expected (Maggi and Tang 2015; Tang and Maggi 2016). Second, the decrease in the fractal dimension during the episode of sediment resuspension in winter was also unexpected. Such phenomenon was not present during the other tidal cycles, even when current velocities were higher in July. These results may suggest a change in the SPM population and question the fractal approach. These variations in the fractal dimension will be discussed further.

The best-fit fractal dimension of subsurface and bottom water samples, for which OM content was measured, was also calculated using the SPMC derived from gravimetric analysis, except when the buoyancy frequency was superior to the

Fig. 11 Cumulative probability density function of the median particle size (μm) for the four tidal cycles from 0 to 5 mab (only data in the lower part of the water column (from 0 to 5 mab) have been investigated in order to avoid spurious data due to schlieren which were not discarded by the buoyancy frequency threshold at the surface)



threshold ($N > 0.035 \text{ s}^{-1}$) suggested in section 4.1. These results are compared with the OM content (Fig. 13) and show that the fractal dimension was related to the OM content. For both neap tides in summer, high fractal dimensions (2.4–2.45) together with high OM content (from 25 to 41%) were estimated whereas lower fractal dimensions were associated to the lowest OM content (in January). However, in summer at spring tide (July 22), higher fractal dimensions were

calculated while the OM content was within the average range (between 15 and 25%). For this tidal cycle, high OM content, higher current velocities combined with mineral matter supplied by resuspension could induce a change in the aggregation processes, and thus, a restructuring of flocs into more compacted aggregates, whereas for both neap tides, current velocities were weaker and lower fractal dimensions were calculated within the same OM content range.

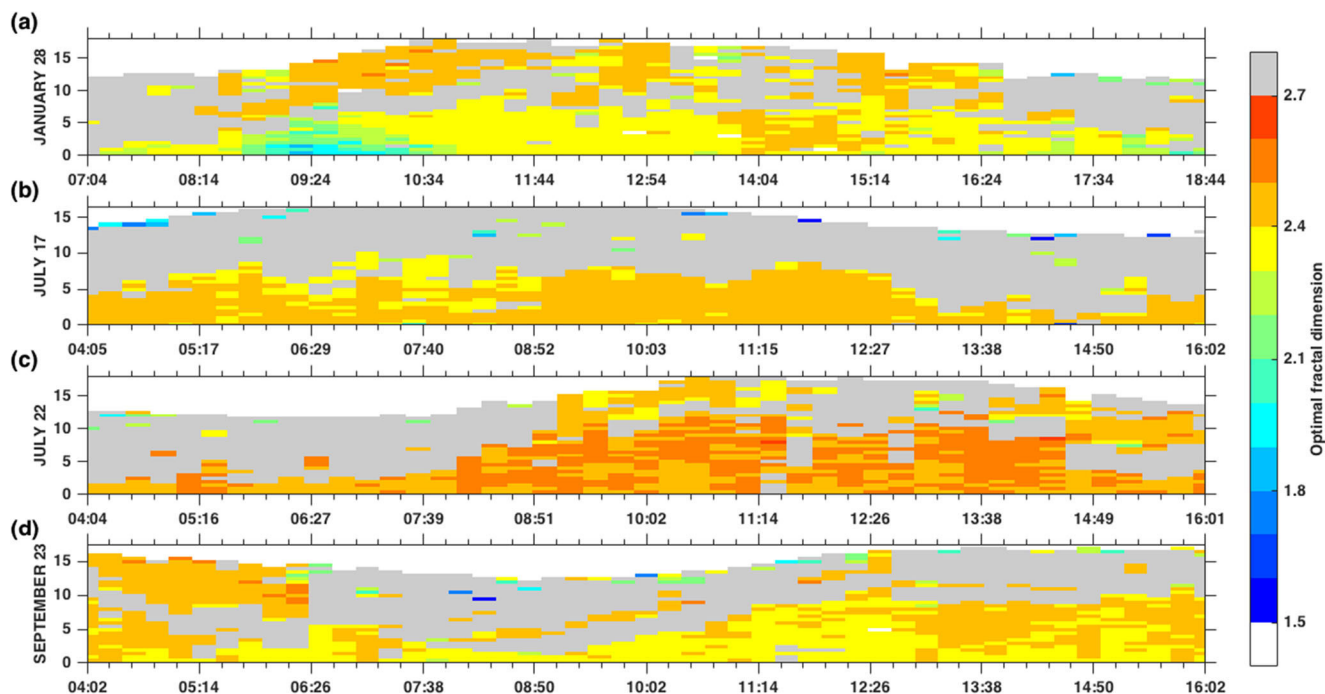


Fig. 12 Time series of the fractal dimension along the tidal cycle on January 28 (a), July 17 (b), July 22 (c), and September 23, 2016 (d)

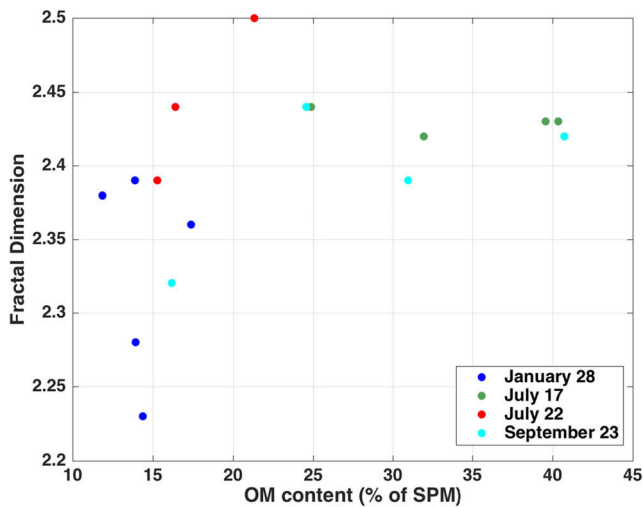


Fig. 13 Fractal dimension as a function of the OM content (% of SPM) (subsurface and bottom water samples of the four tidal cycles)

5 Discussion

5.1 Sensitivity analysis of the application of the fractal approach

The method developed in this study relies on several assumptions that may be responsible for uncertainties in the estimation of the fractal dimension and have consequences in terms of settling flux when the fractal approach is used. Major sources of identified uncertainties are the primary particle size and density, the SPMC calculated from the OBS, the floc sizes, and the optical model of inversion from the LISST.

Sensitivity analyses are performed on these key parameters for evaluating the consequences (i) on the fractal dimension and (ii) on the mean settling velocity calculation. Calculations are performed for the tidal cycle on July 17 (Figs. 15 and 16) to illustrate this sensitivity. For each set of tested parameters, the fractal dimension is recalculated.

Assuming flocs are fractal, the settling velocity for each size class of the LISST can be written as (Winterwerp 1998):

$$W_s(i) = \frac{\alpha}{18\beta} \frac{(\rho_p - \rho_w)}{\eta} g D_p^{3-nf} \frac{D(i)^{nf-1}}{1 + 0.15Re^{0.687}} \quad (5)$$

where Re is the floc-Reynolds number and defined as $Re = W_s D / \nu$ where ν is the kinematic viscosity, g is the gravitational acceleration, η is the molecular viscosity of water ($\approx 1.4 \times 10^{-3}$), and α and β are shape factors depending on the sphericity of the flocs.

For spherical particles ($\alpha = \beta = 1$) in the Stokes' regime ($Re \ll 1$), Eq. (5) can be reduced to:

$$W_s(i) = \frac{g}{18} \frac{(\rho_p - \rho_w)}{\eta} D_p^{3-nf} D(i)^{nf-1} \quad (6)$$

Finally, the mass-weighted settling velocity \bar{W}_s is estimated by summing the mass flux of each size class of the LISST using Eq. 3, divided by the SPMC derived from the OBS response corresponding to the same sample:

$$\bar{W}_s = \frac{1}{SPMC_{OBS}} \sum_{i=1}^{32} W_s(i) * \frac{\Delta\rho(i)}{1 - \frac{\rho_w}{\rho_p}} * V_d(i) \quad (7)$$

5.1.1 Fractal parameters: the primary particle size and density

In the fractal model, primary particles are characterized by a unique size and density. Regarding literature, this size is often fixed at $4 \mu\text{m}$ which corresponds to clay clusters (Van Leussen 1994; Winterwerp 1998; Son and Hsu 2008; Verney et al. 2009, 2011). In this study, the primary particle size is fixed to $1 \mu\text{m}$ as recommended by Khelifa and Hill (2006). Based on the fractal theory, it is generally assumed that a floc only includes mineral particles whereas particulate OM is not considered as primary particles and is assumed to belong to the pore space (Khelifa and Hill 2006; Maggi 2013). However, this hypothesis must be questioned for biological or biomineral aggregates when biomass is important, e.g., during bloom period. The primary particle size of natural sediments is likely to vary significantly between locations but also spatially and temporally within the same area (Markussen and Andersen 2013). By analyzing the deflocculated grain size of SPM, Fettweis (2008) has shown that the median primary particle size varied from 1 to $7 \mu\text{m}$, increasing offshore where the OM fraction was higher. Maggi (2013) has also shown that the primary particle size increased from 1 to $4.5 \mu\text{m}$ for mineral and biological particles, respectively. Thus, with the seasonal increase of the OM content (associated or not to phytoplankton bloom), the primary particle size is likely to be larger. In situ particle size analyzers such as the LISST do not permit to determine accurately the size of primary particles as they are limited in the measuring range ($2\text{--}356 \mu\text{m}$).

Similarly, the density of primary particles is fixed to 2650 kg m^{-3} , which corresponds to the value of minerals that occur in suspension (Boss et al. 2009; Verney et al. 2009), although the SPM composition, for example, the OM content, may change seasonally and induce a lower density as the OM fraction increases. Markussen and Andersen (2013) have indirectly estimated a representative primary particle density from the weighted average of mineral and organic fractions determined by loss on ignition, assuming a density of 2650 and 1300 kg m^{-3} for mineral and organic matter, respectively. On average, over the whole water column, the OM content reaches a value of 44% for the tidal cycle on 17 July, which is the tidal cycle reaching the highest mean OM content in this study (see Table 1). Assuming a density of 1300 kg m^{-3} for OM, the representative primary particle density should then be equal to 2056 kg m^{-3} for this tidal cycle.

The tidal-averaged fractal dimension is estimated by testing different pairs of primary particle size and density ($D_p = 0.1, 0.5, 2, 1, \text{ and } 4 \mu\text{m}$, and $\rho_p = 2650, 2450, 2300, 2150, \text{ and } 2000 \text{ kg m}^{-3}$) (Fig. 14). The fractal dimension strongly decreases with increasing primary particle size but slightly increases with decreasing primary particle density: for $\rho_p = 2650 \text{ kg m}^{-3}$, n_f drops from 2.6 ($D_p = 0.1 \mu\text{m}$) down to 1.9 ($D_p = 4 \mu\text{m}$).

To illustrate quantitatively the impact of primary particle size and density on the different variables (excess density, mass concentration, settling velocity, and settling flux), the latter is computed over particle size spectrum from a typical PSD observed on July 17, and for different pairs of primary particle size and density ($D_p = 1 \text{ or } 4 \mu\text{m}$ and $\rho_p = 2650 \text{ or } 2000 \text{ kg m}^{-3}$) (Fig. 15).

As expected and mentioned previously, the results show a strong increase in the fractal dimension with decreasing primary particle size, whereas a decrease in the primary particle density induces a weak increase. An increase of the primary particle size from 1 to 4 μm produces a decrease in excess density, mass distribution, settling velocity, and settling fluxes distributions for the smallest size classes (less than 25 μm) and inversely, induces an increase for the largest size classes. The mass-weighted settling velocity decreases from 0.34 to 0.1 mm s^{-1} while primary particle size increases.

These variables are weakly affected by changes in the primary particle density and exhibit a slight decrease with decreasing primary particle density for the small size classes, and inversely for the large size classes. Despite the change in the primary particle density, the mass-weighted settling velocity is nearly constant.

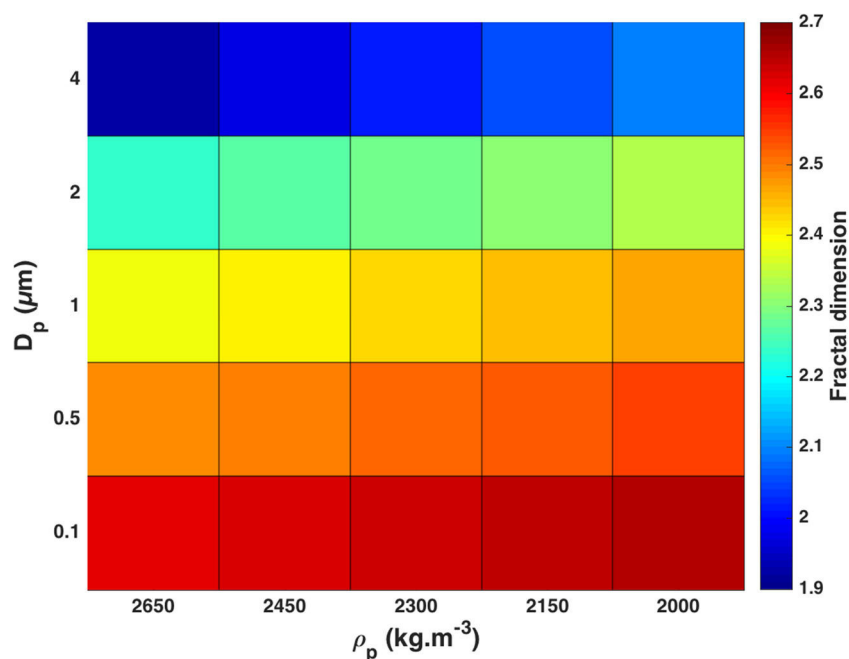
The same approach is also used for all measurements on July 17 for four primary particle sizes ($D_p = 0.1, 0.5, 2, \text{ and } 4 \mu\text{m}$) with a constant density of 2650 kg m^{-3} and inversely, for four primary particle densities ($\rho_p = 2000, 2150, 2300, \text{ and } 2450 \text{ kg m}^{-3}$) and a fixed D_p of 1 μm . Only the mass-weighted settling velocity is computed (Fig. 16a, b).

The calculated mass-weighted settling velocity strongly decreases while increasing the primary particle size but is weakly affected by changes in primary particle density. An increase of D_p from 0.1 to 4 μm induces a decrease of the settling velocity of one order of magnitude. This observation corroborates the results obtained above for one bin.

These results point out the need to accurately estimate or measure the primary particle size. Khelifa and Hill (2006) have highlighted the importance of this size for estimating the excess density and thus the settling velocity. Based on the theory of error propagation, Fettweis (2008) estimated the error of settling velocity of mud flocs using in situ data of OBS, SPM filtration, LISST 100, CTD, and grain size analysis. The results showed that settling velocity estimates were associated to relative standard deviations of about 100%. The errors were mainly due to uncertainties in the primary particle and floc sizes.

Several studies made an attempt to measure the primary particle size of natural suspended sediments from various environments (Droppo and Ongley 1992; Wheatcroft and Butman 1997; Mikkelsen and Pejrup 2000; Fettweis 2008; Pejrup and Mikkelsen 2010; Many et al. 2016). Before measuring the size distribution of primary particles by grain size analyses, chemical and/or mechanical (stir and ultrasound) deflocculation are performed on the natural suspended sediments in order to break-up flocs into its primary constituents

Fig. 14 Representation of the average fractal dimension as a function of the primary particle size and density for the tidal cycle on July 17, 2016



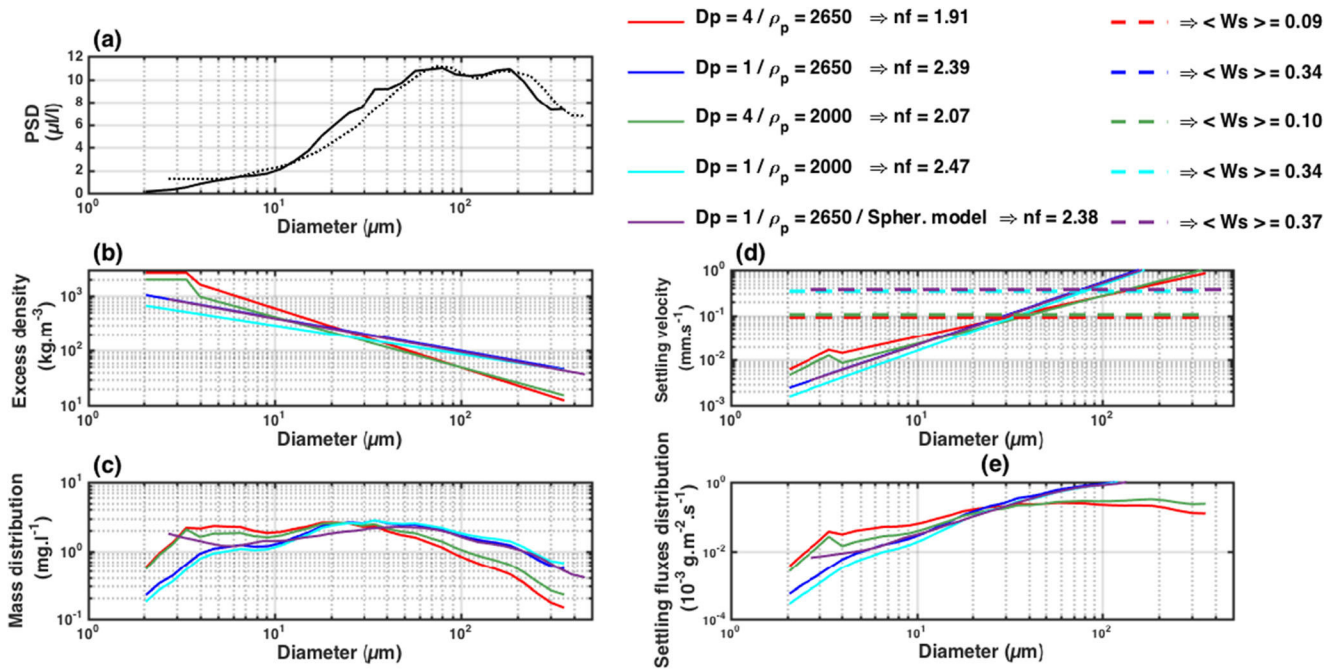


Fig. 15 Measured PSD and computed distributions (a) of excess density (b), mass (c), settling velocity (d), and settling fluxes distributions (e) estimated for one bin of the tidal cycle on July 17 for different pairs of primary particle size and density (the related best-fit fractal dimension is given in the caption), using the random-shaped particle model and the

spherical one (respectively solid black and dashed black lines in Fig. 15a). The dashed colored lines (d) show the mass-weighted settling velocity for each pair of the primary particle size and density (also given in the caption)

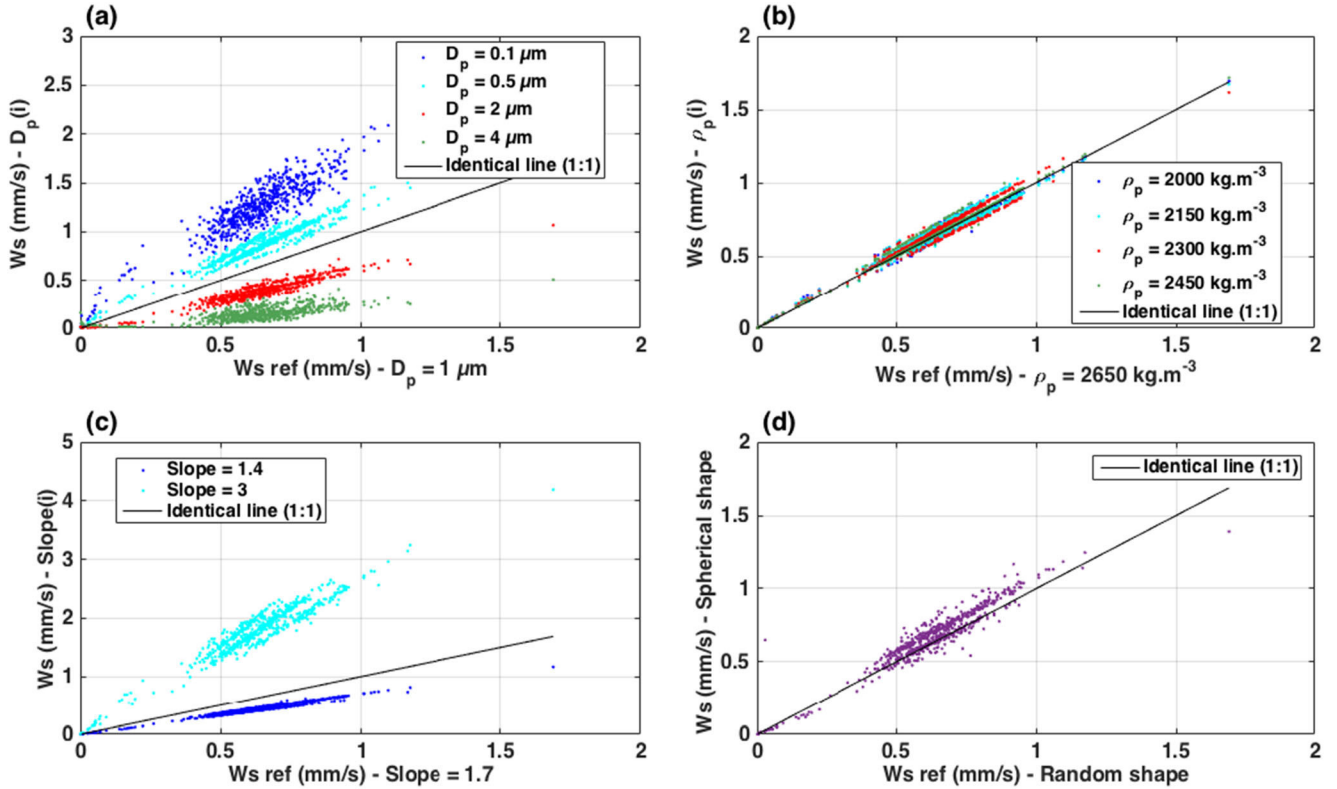


Fig. 16 Scatter plot of the mass-weighted settling velocity versus the reference one for different parameterizations; the reference corresponds to $D_p = 1$ (a), $\rho_p = 2650$ (b), calibration slope of the OBS = 1.7 (c), and random-shaped particle model (d)

(Fettweis 2008). Some studies only used the mechanical treatment for deflocculating sediments (Many et al. 2016). However, this kind of purely mechanical treatment may be not fully efficient to completely break-up flocs into primary particles. The chemical treatment has the advantage to remove the organic and carbon fraction (Fettweis 2008). Once the disaggregation step is done, the primary particle size is measured using a grain size analyzer such as a Sedigraph 5100 (Fettweis 2008), a Malvern MasterSizer/E (Pejrup and Mikkelsen 2010), or a LISST-100X onboard (Many et al. 2016) or by direct observations with scanning electron microscopy.

Hence, the fractal approach must be cautiously applied when calculating settling velocities from in situ measurements or in numerical modeling studies due to the variability of SPM characteristics such as disaggregated, individual particle size, and composition.

5.1.2 OBS calibration

All computed characteristics of flocculated suspensions as the fractal dimension, the settling velocity, and fluxes result from a correspondence between the VC provided by the LISST and the mass SPMC. In our study, SPMC was measured from the OBS after calibration with SPM mass concentrations obtained through filtrations and weighing of in situ water samples. This instrument is based on optical turbidity, which depends on the volume concentration and the particle size and nature (Ludwig and Hanes 1990; Kineke and Sternberg 1992; Green and Boon 1993; Downing 2006; Druine et al. 2018).

The linear regression between turbidity and sample SPM mass concentration for the four campaigns had a median slope of $1.8 \text{ mg l}^{-1} \text{ NTU}^{-1}$ and a mean relative error of 3.1% with a 95% confidence interval ranging between 1.4 and $3 \text{ mg l}^{-1} \text{ NTU}^{-1}$ (see Fig. 2). Using the water samples of each tidal cycle, daily calibrations were also performed. All the daily calibration coefficients are within the 95% confidence interval and vary with seasons but also within the same month (July), from neap to spring tide (1.7 and 2.2, respectively). As characteristics of flocs are likely to change with seasons and tidal range, daily calibrations of the OBS seem to be more appropriate to accurately estimate the fractal dimension and investigate the tidal dynamics of SPM, although the mean relative errors remain high for the tides in July (Table 1, up to 4.7% on 17 July).

To assess quantitatively the impact of the calibration coefficient on the determination of the mass-weighted settling velocity, the latter is computed for two median calibration slopes of 1.4 and $3 \text{ mg l}^{-1} \text{ NTU}^{-1}$, which are the limits of the confidence interval, and compared with the daily calibration of 17 July (slope = 1.7) (see Fig. 16c). An increase of the calibration coefficient from 1.4 to $3 \text{ mg l}^{-1} \text{ NTU}^{-1}$ induces an increase in the fractal dimension from 2.3 to 2.5. Consequently, the

calculated mass-weighted settling velocity strongly increases with increasing the OBS calibration slope. These results highlight that an accurate calibration of the optical sensor using in situ water samples is required. Care should be taken for calibrating OBS when using campaigns carried out at different periods along the year.

5.1.3 Floc size and volume concentration

The LISST has been widely used for many years for measuring floc size, volume, and mass concentration in a broad range of environments (Traykovski et al. 1999; Gartner et al. 2001; Mikkelsen and Pejrup 2001; Fettweis 2008; Braithwaite et al. 2010; Fettweis et al. 2012; Bowers et al. 2017; Guo et al. 2018). However, the LISST exhibits some limitations that should be taken into account when estimating a mass concentration by using the fractal theory. The following sections focus on the optical model of inversion, and the possible presence of particles out of the size range. The effect of the measuring range of SPMC specific to the LISST will be discussed in section 5.2. Schlieren has already been described in section 4.1.

The optical model of inversion The PSD and VC obtained by inversion of the scattered light from the LISST depend on optical models, which are based on assumptions on the particles shape: the spherical model assumes particles as spheres whereas the so-called random-shaped particles model refers to particles with no preferred axes (Agrawal et al. 2008). The former succeeds in measuring PSD and VC of spherical particles (Traykovski et al. 1999). However, when particles are not spherical anymore, VC can be overestimated (Agrawal et al. 2008; Felix et al. 2013). The spherical model is known to overestimate small particles (PSDs show a rising tail towards the lower limit of the measuring range) (Agrawal et al. 2008). The random-shaped particle model has been developed to account for irregular particles encountered in natural environments and to produce more accurate results (Agrawal et al. 2008). However, highly non-spherical particles such as platy and elongated particles are not considered, although they are present in nature. Agrawal et al. (2008) have stressed that further investigations on the effect of highly non-spherical particles on the accuracy of PSD and VC measurements are required.

The sensitivity of the method to the optical model inversion is investigated (Fig. 16d). The spherical model of inversion had little effect on the mass-weighted settling velocity. The impact of the optical model of inversion on the different variables (excess density, mass concentration, settling velocity, and settling flux) through the whole particle size spectrum is also illustrated for a fixed D_p of $1 \mu\text{m}$ and a constant ρ_p of 2650 kg m^{-3} (Fig. 15). PSD is slightly modified by the spherical model with a weak increase of the VC for the smallest and largest size classes (Fig. 15a). Excess density and settling

velocity are weakly impacted as the fractal dimension is optimized by the OBS-LISST method and the PSD does not significantly differ between the two methods. However, for the smallest size classes, mass and settling flux distributions increase by almost one order of magnitude.

Particles out of the size range Particles out-of-range, i.e., larger or smaller than the measuring range, may affect the LISST measurements as they can produce additional scattering at the most inner and outer rings (Agrawal and Pottsmith 2000). Finer particles affect the entire PSD, producing a significant increase in the smallest size classes, a decrease in the intermediate, and an increase in the largest size classes (Andrews et al. 2011; Graham et al. 2012). Davies et al. (2012) have also showed that particles exceeding the upper size limit of the LISST increase the VC of particles in the smaller and in multiple size classes (250–400 μm) but with less impact than the finer particles (Andrews et al. 2011).

These uncertainties in VC measurements are likely to affect the estimation of the fractal dimension and thus, the settling fluxes. However, we are not able to confirm the presence of larger or smaller particles than the measurement range and to quantify the effects on the fractal dimension and on the settling velocity. Particles larger or smaller than the measuring range of the LISST may produce overestimation of the best-fit fractal dimension in order to counterbalance the mass seen by the OBS and the volume not measured by the LISST.

The LISST-100X type C is able to measure particle size ranging from 2 to 400 μm . Although the LISST-100X type B can measure fine particles down to 1.25 μm , smaller particles inferior to 1 μm are still not correctly quantified in situ. Concerning the upper limit, other approaches based on imaging methods such as underwater cameras or LISST-Holo instruments can be used to measure large particles up to 1000 or 2000 μm but have a larger low limit around 20 μm (Van Leussen and Cornelisse 1993; Fennessy et al. 1994; Sternberg et al. 1996; Mikkelsen et al. 2004; Graham and Nimmo Smith 2010; Davies et al. 2011; Smith and Friedrichs 2011, 2015). Some studies have succeeded in measuring more complete in situ size spectra ranging from 2.5 to 9900 μm by combining the LISST instrument with a digital flocc camera (DFC) (Mikkelsen et al. 2005, 2006). The same kind of work has been realized by combining a LISST-100X (type B) with a LISST-Holo (Many et al. 2016).

5.2 Fractal dimension and resuspension event

During the tidal cycle in winter spring tide (January 28), low values of the fractal dimension from 1.8 to 2.2 were calculated during the resuspension of bed sediments mainly during flood period (Fig. 12a). The buoyancy frequency values for these data are much lower than 0.035 s^{-1} indicating that they are not related to schlieren. However, the optical transmission τ is

below the recommended limit of 0.3 (Sequoia 2008), and differences may be due to low-quality LISST measurements (Fig. 17). Few studies have investigated the effects of high SPMC on LISST measurements when transmission falls below 0.3 (Traykovski et al. 1999; Agrawal and Pottsmith 2000; Gartner et al. 2001; Felix et al. 2013, 2018). Below this threshold value, the uncertainty may increase as multiple scattering are likely to occur (Sequoia 2008) and shift the PSD to the finer particles (Agrawal and Pottsmith 2000; Gartner et al. 2001). Others studies have used a lower threshold value of 0.2 (Gartner et al. 2001). Based on laboratory measurements using a LISST, Felix et al. (2013) have shown that valid data can be measured down to values of the optical transmission of 0.12. Felix et al. (2018) have mentioned that the inversion of raw data measured by the LISST to VC is not possible when the optical transmission is well below the recommended limit, without mentioning a specific threshold.

Based on the optical transmission, the beam attenuation can be calculated such as:

$$c = -\frac{1}{L} * \ln(\tau) \tag{8}$$

where c is the beam attenuation (m^{-1}), L is the beam path length, and τ is the optical transmission. A linear relationship is expected between the beam attenuation and SPMC, and its slope is theoretically proportional to grain size in unflocculated environments (Holdaway et al. 1999; Guillén et al. 2000). Applied to our dataset, the comparison between the beam attenuation and SPMC shows a strong linear relationship, even for transmission values well beyond 0.3 (Fig. 18a). A similar linear relationship is observed when comparing the LISST VC and the SPMC (Fig. 18b). Only a deviation from linearity in VC towards higher values is observed for the highest SPMC with optical transmission values

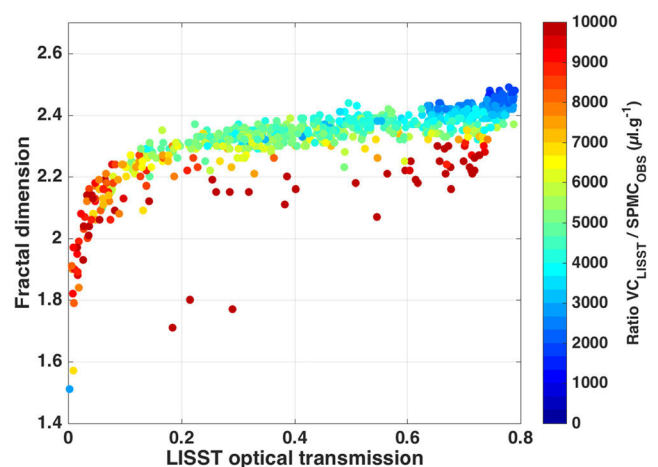


Fig. 17 Scatter plot of the fractal dimension as a function of the optical transmission measured by the LISST with the color indicating the ratio VC measured by the LISST to SPMC derived from the OBS on January 28, 2016. Only data in the lower part of the water column (from 0 to 10 mab) have been used as these are not affected by schlieren

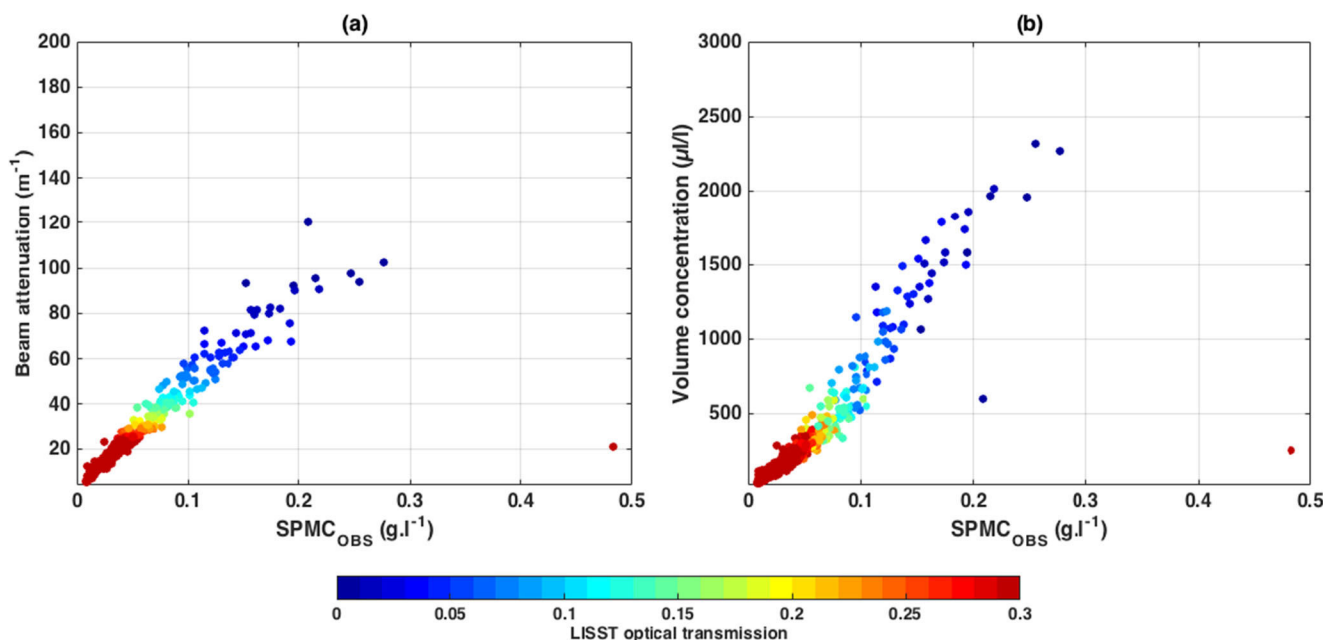


Fig. 18 Scatter plot of the beam attenuation (a) and the VC derived from the LISST (b) against the SPMc derived from the OBS with the color indicating the optical transmission on January 28, 2016 (only data in the

lower part of the water column (from 0 to 10 mab) have been investigated in order to avoid spurious data due to schlieren which were not discarded by the buoyancy frequency threshold at the surface)

lower than 0.1 (Fig. 17). Based on these investigations, the transmission threshold value may be decreased down to at least 0.1 or even lower.

Mainly two reasons may explain the significant decrease in the calculated fractal dimension during this high resuspension event:

- (i) Due to multiple scattering, the shift towards smaller sizes of the PSD together with a higher volume concentration (for transmission values below 0.1) implies that the best-fit fractal dimension will mathematically decrease as the excess density increases towards finer particles. Examining the evolution of the PSD during the resuspension event (Fig. 19) shows that a fraction of very small particles is observed by the LISST 1 m above the bed. This is in line with the multiple scattering effect on PSD but also with the fact that flocs break-up when turbulence is high (Dyer 1989; Dyer and Manning 1999; Manning and Dyer 1999; Verney et al. 2011). Consequently, it is not possible to definitively conclude about the effect of high SPMcs and multiple scattering on the decrease of the calculated fractal dimension.
- (ii) Energetic events may resuspend different population of particles, i.e., dense flocs, bed aggregates, or even sand. Examining PSD during this typical event, either large aggregates resistant to break-up or fine sand is indeed observed close to the bed (Fig. 19). OBS is known to be less sensitive to locally resuspended sand in turbid environments (Battisto et al. 1999; Bass 2000; Bass et al. 2002; Guo et al. 2018) while the full population

is measured by the LISST. The total SPMc is not properly measured by the OBS, contrary to the LISST, which hence implies an apparent decrease in the calculated fractal dimension.

Both effects are likely to occur, and further investigations are now required to accurately separate these effects and quantify the influence of SPMc on LISST PSD measurements and also evaluate the possibility to combine LISST and OBS to detect the presence of sand in suspension.

5.3 The fractal dimension and the OM content

The tidally averaged fractal dimension was larger in summer (i.e., 2.4 and 2.5, at neap and spring tides, respectively) than that in winter (2.3) (see Fig. 12). This increase of the fractal dimension may suggest that flocs were restructured into more compact aggregates as a consequence of turbulence induced by hydrodynamic stresses (Risović 1998; Mikkelsen and Pejrup 2001). At spring tide in summer (July 22), current velocities were larger than in winter (Figs. 7a and 9a) but weaker at neap tide (Fig. 8a). Thus, variations in the turbulence are unable to explain entirely the higher values of the fractal dimension in summer. The latter may be related to the increase of OM content in summer.

During spring and summer, primary production is increased through phytoplankton blooms producing organic exudates acting as binding agents between mineral particles or as component particles producing larger and less dense flocs

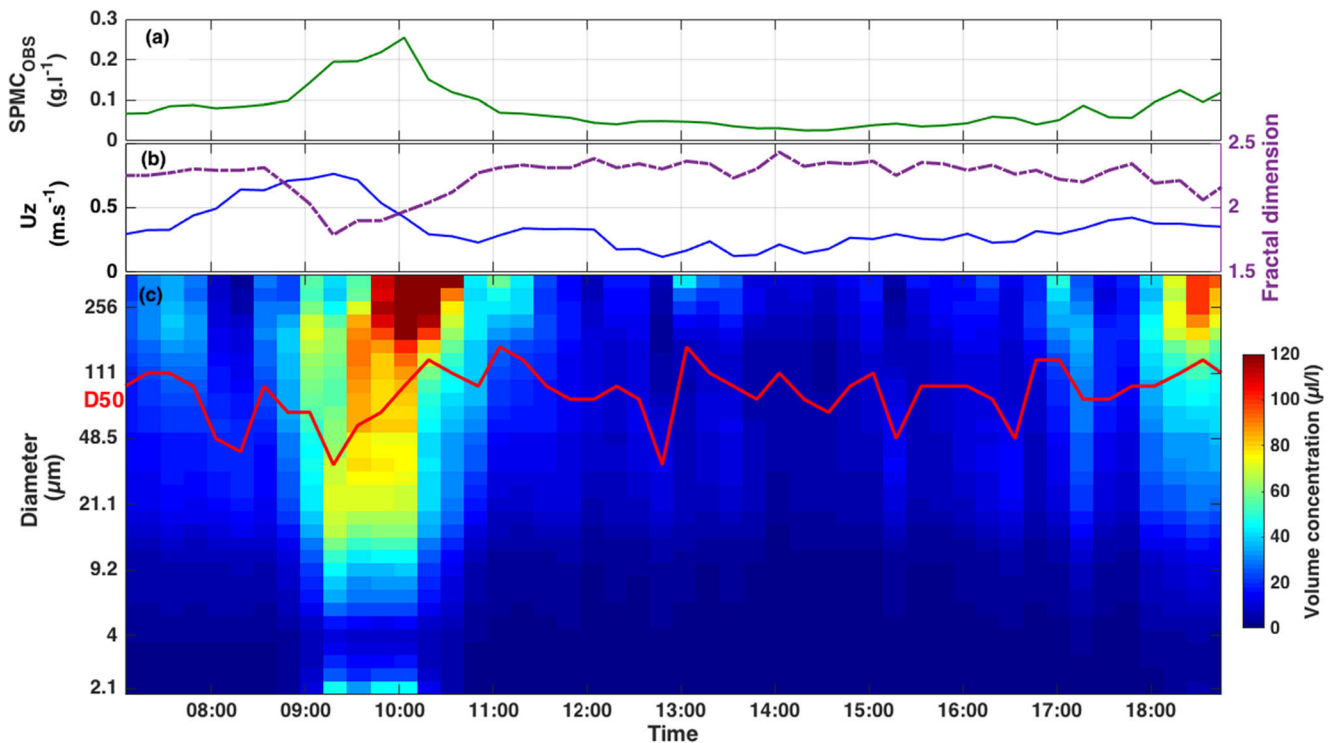


Fig. 19 Time evolution of the SPM derived from the OBS (a), the current velocity integrated on the vertical (on the left axis) and the fractal dimension (on the right axis) (b), and the VC over particle size

spectrum (c) measured by the LISST (the red line shows the median particle size D50) on January 28, 2016, at 1 mab

(Howarth et al. 1993; Alldredge et al. 1995; Logan et al. 1995; Passow and Alldredge 1995; Engel 2000; Hamm 2002; Passow 2002; Fettweis et al. 2006; Maggi 2009; Bainbridge et al. 2012). As they grow, their internal structure changes resulting in a decrease in the fractal dimension (Logan and Wilkinson 1990; Chen and Eisma 1995; Chakraborti et al. 2003). Thus, stickier particles as biological particles are likely to produce large and loosely bound flocs with lower fractal dimensions (Braithwaite et al. 2010). This seasonality of the OM quality is likely to introduce a seasonal pattern in the fractal dimension with lower values occurring during periods of high OM content. However, our field observations showed opposite results, i.e., higher fractal dimension in summer.

These results could be the consequence of the lack of accuracy when measuring the volume concentration by the LISST in the presence of large irregular particles. Indeed, when sticky organic substances are available, flocs are fluffier than mineral-rich aggregates (Van Leussen 1994). Although the random-shaped particles model is used, the wide range of particle shapes encountered in coastal waters is not fully covered by this inversion. High fractal dimension in summer would then suggest that the volume of fluffy flocs could be underestimated because of their size exceeding the measurement range of the LISST, and mathematically compensated by larger densities. In summer, when the OM is higher, a larger fraction of the mass may be contained in large flocs. Due to their large size, those flocs may not be measured by the LISST

explaining why there is an apparent increase in the best-fit fractal dimension.

High fractal dimension during OM-rich summer periods may also be caused by erroneous estimation of the primary particle size and density. As discussed previously, an increase in the primary particle size induces a decrease in the fractal dimension. However, in our study, a constant primary particle size (1 μm) is used all along the annual cycle. Maggi (2013) has shown a correlation between organic content and primary particle size. Thus, a larger primary particle size during periods of high OM content might be more appropriate. Changing both the primary particle size and density for mineral flocs ($D_p = 1 \mu\text{m}$, $\rho_p = 2650 \text{ kg m}^{-3}$) to biomineral flocs ($D_p = 4 \mu\text{m}$, $\rho_p = 2000 \text{ kg m}^{-3}$) would drop the fractal dimension from 2.4 to 2 respectively.

5.4 Discussion on the fractal theory

The results of this study are based on the assumption that the fractal theory is valid for describing SPM throughout the water column and along the tidal and seasonal scale. In situ observations of the fractal dimension have been realized in previous studies, assuming that flocs can be characterized by a fractal geometry (Kilps et al. 1994; Chen and Eisma 1995; Dyer and Manning 1999). In the present approach, flocs are built from a unique type of primary particles characterized by constant size and density. As primary particles exhibit a range

of sizes, compositions, and densities in natural environment, the application of the fractal approach to natural SPM experiences some limitations. Also, depending on the history of flocs (eroded from beds, dynamically formed in the water column), flocs of similar sizes might be characterized by different densities (Smith and Friedrichs 2011), hence SPM could be subdivided into populations that might follow different fractal behaviors depending on their origin. Only very recently, few studies have discussed about the fractal theory. Fall et al. (2018) have demonstrated that there is not necessary a unique relation between floc size and excess density but that the fractal approach could be valid for “sub-population,” i.e., microflocs or macroflocs.

6 Conclusion

Flocculation processes control the SPM settling velocity in coastal waters. To investigate settling velocity dynamics, estimates of particle size and particle density are required. In literature, the fractal theory is commonly used for relating floc size and floc excess density. In this study, the fractal dimension of SPM in coastal waters is determined with an approach combining in situ data of SPMs measured by an OBS and PSDs measured by a LISST for four tidal cycles characterized by different OM contents and different tidal ranges. Results show that changes in the fractal dimension indicate variations in the SPM composition (flocs and/or sand). The best-fit fractal dimension is relatively homogeneous within the tidal cycle but strong variations are measured for one tidal cycle and between the tidal cycles. This approach shows that a strong apparent decrease in the fractal dimension inferred by the OBS-LISST method could be due to measurement uncertainties related to the LISST concentration limits and/or resuspension of different population particles that OBS is unable to correctly quantify. We also observe that changes in the best-fit fractal dimension are related to variations in hydrodynamics stresses and to seasonal variations of the OM content. With regard to the latter, further investigations are still required to detail the relationship between fractal dimension and OM content.

Sensitivity analyses of the fractal dimension and the settling velocity show that the primary particle size is a critical parameter. Assuming a fixed primary particle size for describing natural sediments may lead to uncertainties when calculating the fractal dimension, especially during periods of high OM, when the primary particle is likely to be larger. Our results underline that accurate estimates of the primary particle size using appropriate particle size analyzers and chemical and mechanical disaggregation processes of flocs are required to precisely calculate and prescribe the fractal dimension dynamics.

Acknowledgements Two anonym reviewers are thanked for their fruitful comments that enabled many improvements of the paper.

Funding information This study was funded by the Belgian Science Policy Office, for the BRAIN-be (Belgian Research Action through Interdisciplinary Networks) INDI67 research project, coordinated by the Royal Belgian Institute of Natural Sciences with the participation of the Katholieke Universiteit Leuven and IFREMER. The field campaigns were carried out with the research vessel *Côtes de la Manche* funded by the CNRS-INSU.

References

- Agrawal YC, Pottsmith HC (2000) Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Mar Geol* 168:89–114. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00044-X)
- Agrawal YC, Whitmire A, Mikkelsen Ole A, Pottsmith HC (2008) Light scattering by random shaped particles and consequences on measuring suspended sediments by laser diffraction. *J Geophys Res Oceans* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JC004403>
- Allredge AL, Gotschalk C, Passow U, Riebesell U (1995) Mass aggregation of diatom blooms: insights from a mesocosm study. *Deep Sea Res II Top Stud Oceanogr* 42:9–27. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00002-8](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00002-8)
- Aminot A, Guillaud J-F, Kerouel R (1997) La baie de Seine: hydrologie, nutriments, chlorophille (1978–1994). Edition IFREMER, Repères Océan, 14, p 148
- Andrews S, Nover D, Schladow SG (2010) Using laser diffraction data to obtain accurate particle size distributions: the role of particle composition. *Limnol Oceanogr Methods* 8:507–526. <https://doi.org/10.4319/lom.2010.8.507>
- Andrews SW, Nover DM, Reuter JE, Schladow SG (2011) Limitations of laser diffraction for measuring fine particles in oligotrophic systems: pitfalls and potential solutions. *Water Resour Res* 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR009837>
- Avoine J (1981) L'estuaire de la Seine: sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, Université de Caen, p 236
- Avoine J (1985) Evaluation des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine. La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, 24-26 avril 1985, Brest
- Avoine J (1987) Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf. *J Geol Soc* 144:135
- Bainbridge ZT, Wolanski E, Álvarez-Romero JG, Lewis SE, Brodie JE (2012) Fine sediment and nutrient dynamics related to particle size and floc formation in a Burdekin River flood plume, Australia. *Mar Pollut Bull* 65:236–248. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.01.043>
- Bass SJ (2000) Sand and mud dynamics in shelf seas. Univ. of Cambridge, Cambridge
- Bass SJ, Aldridge JN, McCave IN, Vincent CE (2002) Phase relationships between fine sediment suspensions and tidal currents in coastal seas. *J Geophys Res Oceans* 107:10-11–10-14. <https://doi.org/10.1029/2001JC001269>
- Battisto GM, Friedrichs CT, Miller HC, Resio DT (1999) Response of OBS to mixed grain-size suspensions during SandyDuck '97. In: Kraus NC, McDougal WG (eds) Coastal sediments 1999. American Society of Civil Engineers, Reston, pp 297–312
- Boss E, Slade W, Hill P (2009) Effect of particulate aggregation in aquatic environments on the beam attenuation and its utility as a proxy for particulate mass. *Opt Express* 17:9408–9420. <https://doi.org/10.1364/OE.17.009408>

- Bowers DG, McKee D, Jago CF, Nimmo-Smith WAM (2017) The area-to-mass ratio and fractal dimension of marine flocs. *Estuar Coast Shelf Sci* 189:224–234. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.03.026>
- Braithwaite KM, Bowers DG, Nimmo Smith WAM, Graham GW, Agrawal YC, Mikkelsen OA (2010) Observations of particle density and scattering in the Tamar Estuary. *Mar Geol* 277:1–10. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.06.008>
- Brylinski JM, Lagadeuc Y, Gentilhomme V, Dupont JP, Lafite R, Dupeuble PA, Huault, MF, Auger Y, Puskaric E, Wartel M, Cabioch L (1991) Le “fleuve cotier”: un phenomene hydrologique important en Manche Orientale (exemple du Pas de Calais). *Oceanol Acta* 11:197–203
- Campbell Scientific INC (2014) OBS-3+ and OBS300 suspended solids and turbidity monitors – instruction manual. Available on Web at: <https://s.campbellsci.com/documents/au/manuals/obs-3+.pdf>. Accessed 17 May 2016
- Chakraborti RK, Gardner KH, Atkinson JF, Van Benschoten JE (2003) Changes in fractal dimension during aggregation. *Water Res* 37: 873–883. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(02\)00379-2](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(02)00379-2)
- Chen S, Eisma D (1995) Fractal geometry of in situ flocs in the estuarine and coastal environments. *Neth J Sea Res* 33:173–182. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(95\)90004-7](https://doi.org/10.1016/0077-7579(95)90004-7)
- Davies EJ, Nimmo-Smith WAM, Agrawal YC, Souza AJ (2011) Scattering signatures of suspended particles: an integrated system for combining digital holography and laser diffraction. *Opt Express* 19:25488–25499. <https://doi.org/10.1364/OE.19.025488>
- Davies EJ, Nimmo-Smith WAM, Agrawal YC, Souza AJ (2012) LISST-100 response to large particles. *Mar Geol* 307–310:117–122. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.03.006>
- Dilligeard É (1997) Télédétection des eaux du cas II: caractérisation des sédiments marins, vol 1. Thèse de coctorat Lasers, Molécules et Rayonnement atmosphérique Littotal, p 184
- Downing J (2006) Twenty-five years with OBS sensors: the good, the bad, and the ugly. *Cont Shelf Res* 26:2299–2318. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.018>
- Droppo IG, Ongley ED (1992) The state of suspended sediment in the freshwater fluvial environment: a method of analysis. *Water Res* 26: 65–72. [https://doi.org/10.1016/0043-1354\(92\)90112-H](https://doi.org/10.1016/0043-1354(92)90112-H)
- Druine F, Verney R, Deloffre J, Lemoine J-P, Chapalain M, Landemaine V, Lafite R (2018) In situ high frequency long term measurements of suspended sediment concentration in turbid estuarine system (Seine Estuary, France): optical turbidity sensors response to suspended sediment characteristics. *Mar Geol* 400:24–37. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.03.003>
- Dupont JP, Lafite R, Huault MF, Dupeuble PA, Brilynski JM, Guegueniat P, Lamboy M, Cabioch L (1991) La dynamique des masses d’eaux et des matieres en suspension en Manche Orientale. *Oceanol Acta* 11:177–186
- Dyer KR (1989) Sediment processes in estuaries: Future research requirements. *J Geophys Res* 94:14327. <https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14327>
- Dyer KR, Manning AJ (1999) Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. *J Sea Res* 41:87–95. [https://doi.org/10.1016/S1385-1101\(98\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S1385-1101(98)00036-7)
- Eisma D (1986) Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Neth J Sea Res* 20:183–199. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90041-4)
- Engel A (2000) The role of transparent exopolymer particles (TEP) in the increase in apparent particle stickiness (α) during the decline of a diatom bloom. *J Plankton Res* 22:485–497. <https://doi.org/10.1093/plankt/22.3.485>
- Fall KA, Friedrichs CT, Massey GM, Bowers DG, Smith J (2018) The importance of organic matter content to fractal particle properties in estuarine surface waters as constrained by floc excess density, floc apparent density, and primary particle bulk density: insights from video settling, LISST, and pump sampling. Paper presented at the Submitted to Fall American Geophysical Union Meeting, Washington, DC, 10–14 December 2018
- Felix D, Albayrak I, Boes RM (2013) Laboratory investigation on measuring suspended sediment by portable laser diffractometer (LISST) focusing on particle shape. *Geo-Mar Lett* 33:485–498. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0343-1>
- Felix D, Albayrak I, Boes RM (2018) In-situ investigation on real-time suspended sediment measurement techniques: turbidimetry, acoustic attenuation, laser diffraction (LISST) and vibrating tube densimetry. *Int J Sediment Res* 33:3–17. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.11.003>
- Fennessy MJ, Dyer KR, Huntley DA (1994) inssev: an instrument to measure the size and settling velocity of flocs in situ. *Mar Geol* 117:107–117. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90009-4)
- Fettweis M (2008) Uncertainty of excess density and settling velocity of mud flocs derived from in situ measurements. *Estuar Coast Shelf Sci* 78:426–436. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.01.007>
- Fettweis M, Baeye M (2015) Seasonal variation in concentration, size, and settling velocity of muddy marine flocs in the benthic boundary layer. *J Geophys Res Oceans* 120:5648–5667. <https://doi.org/10.1002/2014jc010644>
- Fettweis M, Lee JB (2017) Spatial and seasonal variation of biomineral suspended particulate matter properties in high-turbid nearshore and low-turbid offshore zones. *Water* 9:694. <https://doi.org/10.3390/w9090694>
- Fettweis M, Francken F, Pison V, Van den Eynde D (2006) Suspended particulate matter dynamics and aggregate sizes in a high turbidity area. *Mar Geol* 235:63–74. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.005>
- Fettweis M, Baeye M, Lee BJ, Chen PH, Yu JCS (2012) Hydro-meteorological influences and multimodal suspended particle size distributions in the Belgian nearshore area (southern North Sea). *Geo-Mar Lett* 32:123–137. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0266-7>
- Fettweis M, Baeye M, Van der Zande D, Van den Eynde D, Lee BJ (2014) Seasonality of floc strength in the southern North Sea. *J Geophys Res-Oceans* 119:1911–1926. <https://doi.org/10.1002/2013jc009750>
- Gartner JW, Cheng RT, Wang P-F, Richter K (2001) Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations. *Mar Geol* 175:199–219. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00137-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00137-2)
- Gomes C, Selman B (1999) On the fine structure of large search spaces. In: Proceedings 11th International Conference on Tools with Artificial Intelligence, 9–11 Nov. 1999, pp 197–201. <https://doi.org/10.1109/TAI.1999.809786>
- Graham GW, Nimmo Smith WAM (2010) The application of holography to the analysis of size and settling velocity of suspended cohesive sediments. *Limnol Oceanogr Methods* 8:1–15. <https://doi.org/10.4319/lom.2010.8.1>
- Graham GW, Davies EJ, Nimmo-Smith WAM, Bowers DG, Braithwaite KM (2012) Interpreting LISST-100X measurements of particles with complex shape using digital in-line holography. *J Geophys Res Oceans* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JC007613>
- Grasso F, Verney R, le Hir P, Thouvenin B, Schulz E, Kervella Y, Khojasteh Pour Fard I, Lemoine JP, Dumas F, Garnier V (2017) Suspended sediment dynamics in the macrotidal seine estuary (France): 1. Numerical modeling of turbidity maximum dynamics. *J Geophys Res Oceans* 123:558–577. <https://doi.org/10.1002/2017JC013185>
- Green MO, Boon JD (1993) The measurement of constituent concentrations in nonhomogeneous sediment suspensions using optical backscatter sensors. *Mar Geol* 110:73–81. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90106-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90106-6)
- Guézennec L (1999) Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire fin dans la zone fluviale d’un estuaire

- macrotidal: l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). Thèse de l'Université de Rouen, p 240
- Guillén J, Palanques A, Puig P, Durrieu de Madron X, Nyffeler F (2000) Field calibration of optical sensors for measuring suspended sediment concentration in the western Mediterranean. *Sci Mar* 64(4). <https://doi.org/10.3989/scimar.200064n4427>
- Guo C, He Q, van Prooijen BC, Guo L, Manning AJ, Bass S (2018) Investigation of flocculation dynamics under changing hydrodynamic forcing on an intertidal mudflat. *Mar Geol* 395:120–132. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.10.001>
- Hamm CE (2002) Interactive aggregation and sedimentation of diatoms and clay-sized lithogenic material. *Limnol Oceanogr* 47:1790–1795. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.6.1790>
- Hill PS, Syvitski JP, Cowan EA, Powell RD (1998) In situ observations of floc settling velocities in Glacier Bay, Alaska. *Mar Geol* 145:85–94. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00109-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00109-6)
- Holdaway GP, Thorne PD, Flatt D, Jones SE, Prandle D (1999) Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Cont Shelf Res* 19:421–441. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00097-1](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00097-1)
- Howarth MJ, Dyer KR, Joint IR, Hydes DJ, Purdie DA, Edmunds H, Jones JE, Lowry RK, Moffat TJ, Pomroy AJ, Proctor R (1993) Seasonal cycles and their spatial variability [and discussion]. *Philos Trans R Soc A Math Phys Eng Sci* 343:383–403. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0054>
- Jago CF, Kennaway GM, Novarino G, Jones SE (2007) Size and settling velocity of suspended flocs during a *Phaeocystis* bloom in the tidally stirred Irish Sea, NW European shelf. *Mar Ecol Prog Ser* 345:51–62
- Karageorgis A, Georgopoulos D, Gardner W, Mikkelsen O, Velaoras D (2015) How schlieren affects beam transmissometers and LISST-Deep: an example from the stratified Danube River delta, NW Black Sea. *Mediterr Mar Sci* 16(2). <https://doi.org/10.12681/mms.1116>
- Khelifa A, Hill PS (2006) Models for effective density and settling velocity of flocs. *J Hydraul Res* 44:390–401. <https://doi.org/10.1080/00221686.2006.9521690>
- Kilps JR, Logan BE, Alldredge AL (1994) Fractal dimensions of marine snow determined from image analysis of in situ photographs. *Deep Sea Res Oceanogr Res Pap* 41:1159–1169. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90038-8)
- Kineke GC, Sternberg RW (1992) Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor. *Mar Geol* 108:253–258. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90199-R](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90199-R)
- Kranenburg C (1994) The fractal structure of cohesive sediment aggregates. *Estuar Coast Shelf Sci* 39:451–460. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(06\)80002-8](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(06)80002-8)
- Krone RB (1963) A study of rheologic properties of estuarine sediments. Report No. 63-8. Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Laboratory, University of California, Berkeley
- Lancelot C et al (1987) *Phaeocystis* blooms and nutrient enrichment in the continental coastal zones of the North Sea. *Ambio* 16:38–46
- Landemaine V (2016) Erosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle. University of Rouen
- Le Floch J-F (1961) Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime., Thèse d'Etat de la Faculté des sciences de l'Université de Paris
- Le Hir P, Silva Jacinto R (2001) Courants, vagues et marées: les mouvements de l'eau. Fascicule Seine-Aval 1.2, p 32 p
- 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. <https://doi.org/10.2307/1353008>
- Lesourd S, Lesueur P, Brun-Cottan JC, Garnaud S, Poupinet N (2003) Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuar Coast Shelf Sci* 58:3–16. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00340-2](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00340-2)
- Lesourd S, Lesueur P, Fisson C, Dauvin J-C (2016) Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): a long-term monitoring during the last 150 years. *Compt Rendus Geosci* 348:442–450. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.001>
- Logan BE, Wilkinson DB (1990) Fractal geometry of marine snow and other biological aggregates. *Limnol Oceanogr* 35:130–136. <https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.1.0130>
- Logan BE, Passow U, Alldredge AL, Grossart H-P, Simont M (1995) Rapid formation and sedimentation of large aggregates is predictable from coagulation rates (half-lives) of transparent exopolymer particles (TEP). *Deep Sea Res II Top Stud Oceanogr* 42:203–214. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00012-F](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00012-F)
- Ludwig KA, Hanes DM (1990) A laboratory evaluation of optical backscatterance suspended solids sensors exposed to sand-mud mixtures. *Mar Geol* 94:173–179. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90111-V](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90111-V)
- Maggi F (2007) Variable fractal dimension: a major control for floc structure and flocculation kinematics of suspended cohesive sediment. *J Geophys Res Oceans* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JC003951>
- Maggi F (2009) Biological flocculation of suspended particles in nutrient-rich aqueous ecosystems. *J Hydrol* 376:116–125. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.040>
- Maggi F (2013) The settling velocity of mineral, biomineral, and biological particles and aggregates in water. *J Geophys Res Oceans* 118: 2118–2132. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20086>
- Maggi F, Tang FHM (2015) Analysis of the effect of organic matter content on the architecture and sinking of sediment aggregates. *Mar Geol* 363:102–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.017>
- Maggi F, Mietta F, Winterwerp JC (2007) Effect of variable fractal dimension on the floc size distribution of suspended cohesive sediment. *J Hydrol* 343:43–55. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.035>
- Manning AJ (2001) A study of the effect of turbulence on the properties of flocculated mud. Ph.D. Thesis. Institute of Marine Studies, University of Plymouth, p 282
- Manning AJ, Dyer KR (1999) A laboratory examination of floc characteristics with regard to turbulent shearing. *Mar Geol* 160:147–170. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00013-4)
- Manning AJ, Baugh JV, Spearman JR, Whitehouse RJS (2010) Flocculation settling characteristics of mud: sand mixtures. *Ocean Dyn* 60:237–253. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0251-0>
- Many G et al (2016) Particle assemblage characterization in the Rhone River ROFI. *J Mar Syst* 157:39–51. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.010>
- Markussen TN, Andersen TJ (2013) A simple method for calculating in situ floc settling velocities based on effective density functions. *Mar Geol* 344:10–18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.002>
- Meakin P (1991) Fractal aggregates in geophysics. *Rev Geophys* 29:317. <https://doi.org/10.1029/91rg00688>
- Mehta AJ (1986) Characterization of cohesive sediment properties and transport processes in estuaries. In: Mehta AJ (ed) *Estuarine cohesive sediment dynamics*. Springer, New York, pp 290–325
- Mikkelsen OA, Pejrup M (2000) In situ particle size spectra and density of particle aggregates in a dredging plume. *Mar Geol* 170:443–459. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00105-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00105-5)
- Mikkelsen O, Pejrup M (2001) The use of a LISST-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity. *Geomorphol Lett* 20:187–195. <https://doi.org/10.1007/s003670100064>
- Mikkelsen OA, Milligan TG, Hill PS, Moffatt D (2004) INSSECT—an instrumented platform for investigating floc properties close to the seabed. *Limnol Oceanogr Methods* 2:226–236. <https://doi.org/10.4319/lom.2004.2.226>

- Mikkelsen OA, Hill PS, Milligan TG, Chant RJ (2005) In situ particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Cont Shelf Res* 25:1959–1978. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.001>
- Mikkelsen OA, Hill PS, Milligan TG (2006) Single-grain, microfloc and macrofloc volume variations observed with a LISST-100 and a digital floc camera. *J Sea Res* 55:87–102. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2005.09.003>
- Mikkelsen OA et al (2008) The influence of schlieren on in situ optical measurements used for particle characterization. *Limnol Oceanogr Methods* 6:133–143. <https://doi.org/10.4319/lom.2008.6.133>
- Mitchener H, Torfs H (1996) Erosion of mud/sand mixtures. *Coast Eng* 29:1–25. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(96\)00002-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00002-6)
- Passow U (2002) Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments. *Prog Oceanogr* 55:287–333. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00138-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00138-6)
- Passow U, Alldredge AL (1995) Aggregation of a diatom bloom in a mesocosm: the role of transparent exopolymer particles (TEP). *Deep Sea Res II Top Stud Oceanogr* 42:99–109. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00006-C](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00006-C)
- Pejrup M, Mikkelsen OA (2010) Factors controlling the field settling velocity of cohesive sediment in estuaries. *Estuar Coast Shelf Sci* 87:177–185. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.09.028>
- Risović D (1998) On correlation of fractal dimension of marine particles with depth. *J Colloid Interface Sci* 197:391–394. <https://doi.org/10.1006/jcis.1997.5277>
- Schoellhamer DH (2002) Variability of suspended-sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA. *Cont Shelf Res* 22:1857–1866. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00042-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00042-0)
- Schulz E, Grasso F, Le Hir P, Verney R, Thouvenin B (2017) Suspended sediment dynamics in the macrotidal seine estuary (France): 2. Numerical modeling of sediment fluxes and budgets under typical hydrological and meteorological conditions. *J Geophys Res Oceans* 123:578–600. <https://doi.org/10.1002/2016JC012638>
- Sequoia (2008) LISST concentration limits. Article dated 29 August 2008, accessed 27 September 2013. <http://www.sequoiasci.com/article/lisst-concentration-limits/>
- Smith SJ, Friedrichs CT (2011) Size and settling velocities of cohesive flocs and suspended sediment aggregates in a trailing suction hopper dredge plume. *Cont Shelf Res* 31:S50–S63. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.002>
- Smith SJ, Friedrichs CT (2015) Image processing methods for in situ estimation of cohesive sediment floc size, settling velocity, and density. *Limnol Oceanogr Methods* 13:250–264. <https://doi.org/10.1002/lom3.10022>
- Son M, Hsu T-J (2008) Flocculation model of cohesive sediment using variable fractal dimension. *Environ Fluid Mech* 8:55–71. <https://doi.org/10.1007/s10652-007-9050-7>
- Spicer PT, Pratsinis SE, Raper J, Amal R, Bushell G, Meesters G (1998) Effect of shear schedule on particle size, density, and structure during flocculation in stirred tanks. *Powder Technol* 97:26–34. [https://doi.org/10.1016/S0032-5910\(97\)03389-5](https://doi.org/10.1016/S0032-5910(97)03389-5)
- Sternberg RW, Ogston A, Johnson R (1996) A video system for in situ measurement of size and settling velocity of suspended particulates. *J Sea Res* 36:127–130. [https://doi.org/10.1016/S1385-1101\(96\)90782-0](https://doi.org/10.1016/S1385-1101(96)90782-0)
- Styles R (2006) Laboratory evaluation of the LISST in a stratified fluid. *Mar Geol* 227:151–162. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.11.011>
- Tang FHM, Maggi F (2016) A mesocosm experiment of suspended particulate matter dynamics in nutrient- and biomass-affected waters. *Water Res* 89:76–86. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2015.11.033>
- Tao J, Hill PS, Boss ES, Milligan TG (2017) Evaluation of optical proxies for suspended particulate mass in stratified waters. *J Atmos Ocean Technol* 34:2203–2212. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0042.1>
- Traykovski P, Latter RJ, Irish JD (1999) A laboratory evaluation of the laser in situ scattering and transmissometry instrument using natural sediments. *Mar Geol* 159:355–367. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00196-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00196-0)
- van Ledden M, van Kesteren WGM, Winterwerp JC (2004) A conceptual framework for the erosion behaviour of sand–mud mixtures. *Cont Shelf Res* 24:1–11. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.002>
- Van Leussen W (1994) Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport Ph D Thesis, University of Utrecht
- Van Leussen W, Cornelisse JM (1993) The determination of the sizes and settling velocities of estuarine flocs by an underwater video system. *Neth J Sea Res* 31:231–241. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(93\)90024-M](https://doi.org/10.1016/0077-7579(93)90024-M)
- van Rijn LC (1984) Sediment transport, Part II: suspended load transport. *J Hydraul Eng* 110:1613–1641. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:11\(1613\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:11(1613))
- 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. *Estuar Coasts* 32:678–693. <https://doi.org/10.1007/s12237-009-9160-1>
- Verney R, Lafite R, Claude Brun-Cottan J, Le Hir P (2011) Behaviour of a floc population during a tidal cycle: laboratory experiments and numerical modelling. *Cont Shelf Res* 31:S64–S83. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.005>
- Waeles B, Le Hir P, Lesueur P, Delsinne N (2007) Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the Seine river mouth (France): an attempt using a process-based approach. *Hydrobiologia* 588:69–82. <https://doi.org/10.1007/s10750-007-0653-2>
- Wheatcroft RA, Butman CA (1997) Spatial and temporal variability in aggregated grain-size distributions, with implications for sediment dynamics. *Cont Shelf Res* 17:367–390. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00035-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00035-0)
- Winterwerp JC (1998) A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *J Hydraul Res* 36:309–326. <https://doi.org/10.1080/00221689809498621>
- Winterwerp JC, Manning AJ, Martens C, de Mulder T, Vanlede J (2006) A heuristic formula for turbulence-induced flocculation of cohesive sediment. *Estuar Coast Shelf Sci* 68:195–207. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.02.003>

Titre : Dynamique des matières en suspension en mer côtière : caractérisation, quantification et interactions sédiments / matière organique

Mots clés : matière en suspension (MES), floculation, matière organique, distribution en classe de taille, dimension fractale, capteurs optiques et acoustiques, Baie de Seine.

Résumé : La connaissance de la dynamique des matières en suspension (MES) et des turbidités en milieu côtier est un élément clé pour comprendre les écosystèmes marins. Les processus de floculation/défloculation représentent des mécanismes essentiels contrôlant la dynamique des caractéristiques physiques des MES et, par conséquent, leur devenir dans l'environnement. Cette thèse a pour objectif de mieux comprendre la caractérisation des MES et leur variabilité de l'échelle tidale à l'échelle annuelle en mer côtière, en réponse aux différents forçages hydrodynamiques, hydrologiques et biologiques ayant lieu à l'interface entre estuaire et baie. À cette fin, des capteurs optiques et acoustiques ont été déployés *in situ*, lors de 6 campagnes en mer réalisées en 2016, en vue de caractériser et de quantifier les MES dans la colonne d'eau, à la sortie de l'embouchure de l'estuaire de Seine (France). Une analyse critique des mesures granulométriques issues du LISST-100X est proposée. Un travail de quantification des incertitudes de mesure associées à l'estimation de la concentration en MES a mis en avant le risque lié à un rinçage insuffisant des filtres et a conduit à définir une masse minimum à filtrer, de l'ordre de 10 mg, quelle que soit la concentration. Ce travail a notamment permis de proposer une méthode d'estimation d'un volume optimal de filtration basée sur une mesure préalable de turbidité de référence. Les mesures à haute fréquence ont montré que la dynamique des caractéristiques physiques des MES en termes de concentration et de taille médiane sont contrôlées par le cycle advection-floculation-sédimentation-remise en suspension.

Ces résultats ont permis de hiérarchiser les paramètres de contrôle des processus de floculation. La turbulence a été identifiée comme le principal paramètre de contrôle à l'échelle tidale et semi-lunaire, la taille médiane maximale des floccs étant inversement corrélée à l'intensité des courants. À l'échelle saisonnière, la variation des caractéristiques des MES (taille, densité, vitesse de chute) est liée à la variabilité du contenu en matière organique (MO), avec une floculation favorisée quand le taux de MO particulaire augmente. Ces floccs plus grands et moins denses sont également plus résistants à la fragmentation induite par cisaillement turbulent. Ces travaux ont également permis de discuter le concept de structuration fractale des floccs. La dynamique de la dimension fractale, déterminée en combinant des données *in situ* de concentration en MES et de distribution en classe de taille, peut traduire des variations de composition des MES, mais peut aussi résulter d'incertitudes de mesure associées aux instruments. Ces dernières sont discutées dans cette thèse. La variabilité saisonnière des caractéristiques des MES est plus prononcée au large que dans la zone sous influence de l'estuaire de Seine. À partir des observations ponctuelles en Baie de Seine et d'une série de mesure long terme dans la zone côtière belge acquise par le laboratoire RBINS, les méthodes acoustiques et optiques sont combinées. Ces dernières ont mis en avant une augmentation de la rétrodiffusion acoustique lorsque la densité moyenne des floccs diminue.

Title : Dynamics of suspended particulate matter in coastal waters: characterization, quantification and interactions sediments / organic matter

Keywords : Suspended particulate matter (SPM), flocculation, organic matter, particle size distribution, fractal dimension, optical and acoustic sensors, Seine Bay.

Abstract : The knowledge of suspended particulate matter (SPM) and turbidity dynamics in coastal waters is essential for studying marine ecosystems. Flocculation/deflocculation processes are crucial mechanisms controlling the dynamics of SPM physical characteristics and thus, the fate of these SPM in the environment. This PhD thesis focuses on the SPM characteristics and their dynamics in coastal waters, from tidal to annual scales, in response to hydrodynamic, hydrological and biological forcing that take place at the interface between estuaries and coastal seas. To this end, optical and acoustic sensors were deployed *in situ* through 6 field campaigns in 2016, in order to characterize and quantify SPM in the water column, near the mouth of the Seine estuary (France). A critical analysis of LISST-100X measurements in coastal waters is presented. The quantification of uncertainties on SPM concentration measurements is investigated: it highlights the crucial effect of salt retention, and the need for a minimum mass to filter, around 10 mg. A method for estimating an optimal filtration volume based on a reference turbidity measurement is proposed. High frequency measurements show that the dynamics of SPM and median diameter are controlled by the advection-flocculation-sedimentation-resuspension cycle.

These results allow to classify the factors controlling flocculation processes. Turbulence is identified as the main factor at the semi-diurnal and semi-lunar tidal scales, as the maximum median size of floccs decreases when the tidal currents intensify. At the seasonal scale, the variation of SPM characteristics (size, density, settling velocity) is correlated to the variability of the organic matter (OM) content: in particular, flocculation is enhanced by an increase of the particular OM fraction. The resulting larger and lesser dense floccs are also more resistant to the fragmentation induced by shear. This work also investigates the fractal approach applied to floccs. The fractal dimension variability, calculated by combining *in situ* data of SPM concentration and particle size distribution, can be associated to variations of the SPM composition, but can also result from uncertainties linked to instrument limitations. The latter are discussed in this PhD thesis. The seasonal variability of SPM characteristics is more pronounced offshore than at the mouth of the Seine estuary. From short-term observations in the Seine Bay and from long-term series in the Belgian coastal zone provided by the RBINS, optical turbidity and acoustic backscatter measurements are combined. They highlight an increase of the acoustic backscatter intensity when mean flocc density