

N° d'ordre : 3307

UNIVERSITÉ BORDEAUX 1

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DU VIVANT, GÉOSCIENCES ET SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

THÈSE

présentée par

Caroline TESSIER

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : OCÉANOGRAPHIE, PALÉO-OCÉANOGRAPHIE

Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud.

Soutenue le 7 décembre 2006

Devant la commission d'examen formée de :

M. BERTRAND Philippe, Université Bordeaux 1	Président du Jury
M. OUILLOU Sylvain, IRD Nouméa	Rapporteur
M. DURRIEU DE MADRON Xavier, CEFREM Perpignan	Rapporteur
M. CASTAING Patrice, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. LE HIR Pierre, IFREMER	Responsable Scientifique
M. JOURDIN Frédéric, SHOM (DGA)	Examineur
M. FROIDEFOND Jean-Marie, Université Bordeaux 1	Membre invité
M. LURTON Xavier, IFREMER	Membre invité

Thèse préparée au

LABORATOIRE DE PHYSIQUE HYDRODYNAMIQUE ET SÉDIMENTAIRE

IFREMER Centre de Brest - DYNECO/PHYSED



Remerciements

Ce projet résulte d'une collaboration entre le SHOM, l'IFREMER et l'Université de Bordeaux 1. Il était financé par la DGA. Je souhaite remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation, concrètement ou indirectement.

~ ~ ~

J'exprime tout d'abord mes remerciements aux membres du jury et en particulier à mes rapporteurs, Sylvain Ouillon et Xavier Durrieu de Madron, pour leur enthousiasme vis-à-vis de ce travail et leur compréhension des retards successifs du manuscrit.

Je remercie Patrice Castaing d'avoir accepté la direction de cette thèse, et pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail, pour son soutien et ses précieux conseils.

Je remercie chaleureusement Pierre Le Hir pour son accompagnement tout au long de cette thèse, pour ses nombreux conseils, ses relectures critiques du manuscrit, mais aussi pour son exemplaire pédagogie et sa grande motivation si bien transmise : avec Pierre, tout est toujours possible...et c'est bien.

Je tiens à remercier particulièrement Xavier Lurton qui m'a non seulement initié à l'acoustique sous-marine, mais qui a aussi suivi et orienté mon travail dans ce domaine avec toujours autant d'enthousiasme et de nombreux encouragements.

Un grand merci à Frédéric Jourdin (SHOM), pour son investissement dans ce projet de thèse avec autant de confiance et de motivation, et pour en avoir facilité sa réalisation, dans le cadre des campagnes en mer MODYCOT 2003 et OPTIC-PCAF 2004. Je suis aussi grandement reconnaissante envers Luis Lampert qui a été l'initiateur de ce projet si riche d'expériences.

Merci également à Jean-Marie Froidefond et Aldo Sottolichio (Université Bordeaux 1), pour leur participation à mes comités de thèse et pour leur enthousiasme et leur passion du métier.

~ ~ ~

Je souhaite remercier tous ceux qui ont contribué à la préparation et la réalisation des campagnes en mer auxquelles j'ai pu participer et qui ont permis l'acquisition de nouvelles mesures de turbidité et la mise en place des mouillages instrumentaux :

Je remercie l'équipage du BH2 *La Pérouse* (SHOM), pour leur très sympathique accueil à bord, et pour leur participation aux manips, chacun étant toujours prêt à rendre service.

Merci à Sophie Loyer, aux ingénieurs du bord Gaël Morvan (campagne MODYCOT 2003) et Audrey Baconnais-Rosez (campagne OPTIC-PCAF 2004) et à l'équipe des hydrographes pour leur active participation à la réalisation de ces campagnes en mer.

Merci aussi aux préparants du matériel des campagnes, au SHOM (Christophe Vrignaud, David Corman, Bernard Croguennoc, Michel Outré et André Lusven) et à l'IFREMER (Michel Lunven, Erwan Le Gall, Hervé Jestin).

Merci à Jean-Marie, Sophie, Frédéric, Michel, Erwan, Gaël pour les discussions enrichissantes et les bons moments partagés à bord lors de ces deux campagnes.

Merci également aux plongeurs de la MHA qui ont fait le maximum pour la mise en place des mouillages de 2003 et 2004, souvent dans des conditions de mer assez inconfortables.

Pour les interventions sur le mouillage de 2003, je remercie Raoul Gabellec et Michael Retho (LER La Trinité), Philippe Cann (DYNECO-PHYSED), et l'équipage et les plongeurs du navire de la Gendarmerie Maritime *L'Epée*, leur motivation à tous était bien appréciable.

Je remercie aussi les membres d'équipage du *Côtes de la Manche* (INSU) et Michel, Marie-Pierre, Agnès, Marie-Madeleine, Erwan (DYNECO-PELAGOS) pour leur accueil et la bonne ambiance à bord lors de la campagne VILOIR (2003), où j'ai pu insérer quelques mesures supplémentaires... mais aussi pour leur aide et tout ce que j'ai pu apprendre à bord sur le phytoplancton et le zooplancton...

Un grand merci aux marins du *Gwen Drez* (IFREMER) qui se sont vus ajouter une mission de dernière minute avant leurs congés, pour la recherche du matériel chaluté en 2004. Merci de leur compréhension et merci également à Christian Prud'homme et Gilles Gascon (GENAVIR) pour la mise en oeuvre du sonar latéral lors de cette campagne de recherche. On aura essayé...

Merci à M. Julio, patron de pêche du chalutier *Fabian Melissa* de La Turballe, qui a finalement retrouvé en avril 2005 l'appareil contenant les précieuses mesures ADCP de 2004. Ne jamais perdre espoir...

Le mouillage instrumental de 2005 n'aurait pu être réalisé sans les efforts de l'IFREMER pour financer un nouvel ADCP, et sans la participation active du laboratoire PHYSED (Pierre Le Hir, Hervé Jestin, Philippe Bassoullet et Philippe Cann), de Didier Lucas et son navire de pêche *le Kreiz Ar Mor* (La Turballe) et bien-sûr des plongeurs d'IFREMER (Xavier Caisey, Didier Clech', Jean-François Bouget et Christian Mingant) qui se sont régalez de manipuler au fond avec 10 cm de visibilité... Je remercie vivement chacun de sa contribution à l'acquisition de ces si belles mesures!

Merci également à Philippe Cann, Jacquy Chauvin et la vedette Mesklec (IFREMER La Trinité) pour les mesures de calibration, en ce jour de brume dans l'estuaire de La Vilaine, "Quand les mouettes ont pied, il est temps de virer..." C'était magnifique...

Je remercie aussi M. Legathe des Affaires Maritimes de La Turballe, pour son aide et ses contacts auprès des professionnels de pêche. Merci également à Stéphane Breerette (représentant IFREMER) pour son action d'information sur le terrain et merci aux comités locaux des pêches (La Turballe et Le Croisic) pour leur collaboration.

~ ~ ~

Au cours de ma thèse, j'ai eu la chance de rencontrer et travailler avec encore beaucoup d'autres personnes, je remercie chacun de leur aide et leur fais part de toute ma sympathie :

Pour m'avoir initiée aux premiers mystères de l'ADCP, je remercie Christophe Vrignaud (SHOM), Jean-Pierre Gouillou (LPO) et Sandie Le Conte (TSI-AS). Merci également à Loïc Michel (RDI) pour ses conseils et à Bénédicte Ferré (CEFREM) pour les premiers éclairages sur le fameux logiciel SEDIVIEW.

La calibration en bassin des ADCP a été réalisée grâce à l'aide précieuse de Marc Derrien et Yves Le Gall (IFREMER TSI/AS), c'était vraiment intéressant et merci à tous les deux de ne pas avoir craqué lors de ces délicates expérimentations sur ces grosses bê-bêtes..." J'aime les ADCP..."

Merci à Martin Huret pour la passation de son modèle. Oups, j'ai enlevé toute la bio...mais promis, c'est pas pour longtemps... Merci aussi à Philippe Cugier pour ses petites aides ponctuelles en début de thèse.

Merci à Franck Dumas pour son aide sur le modèle MARS-3D et également à Pascal Lazure, tous deux pour leurs conseils avertis et leurs encouragements. "Mais ils sont supers tes résultats!..."

Merci à Fabrice Arduin (SHOM) pour les spectres de houles WW3, si essentiels (on peut maintenant le dire) à une bonne modélisation des turbidités sur le domaine étudié. Merci aussi, et à Françoise Girard (Actimar) également, pour leurs remarques critiques et constructives de mes résultats SWAN...

Je tiens à remercier Michel Lunven pour toutes les mesures au micro-granulomètre laser in-situ, pour les discussions que nous avons eu autour de ces mesures et son aide dans l'interprétation.

Un grand merci aussi à Marie-Pierre Crassous pour ce précieux enseignement à la détermination du phytoplancton, et bien-sûr pour le temps imparti à toutes ces observations... Différents regards sur le Grand Monde des Petites Particules de l'Océan...

Je remercie Philippe Crassous pour l'initiation aux mesures au M.E.B. et Philippe Bassoullet pour son aide dans la détermination des particules. Mais qu'est-ce que c'est... ???!

Merci encore à Philippe Bassoullet, pour son partage du savoir en sédimentologie (l'analyse des carottes sédimentaires, les granulos, etc...), pour sa gentillesse et son soutien quotidien.

Merci à Florence Cayocca pour son initiation au logiciel Isatis, ces coups de pouce réguliers depuis son arrivée au labo, et son chaleureux soutien personnel. Non pas que c'était moins sympathique avant, mais une présence féminine de plus au labo, et pas des moindres..., ça ne fait apparemment que du bien...

Merci à nouveau à Hervé Jestin pour tout ce qu'il m'a appris sur les configurations et calibrations des sondes, sur le soin du matériel et merci aussi pour sa bonne humeur quotidienne.

Merci à nouveau à Philippe Cann pour toutes ses contributions et son enseignement aux techniques du labo, mais aussi pour le partage du bureau pendant 3 ans et pour sa grande sympathie (allez, pas la peine de la cacher...).

Merci à Benoit Waeles et François Dufois pour les bien sympathiques discussions de "thésards en sédimento", tous solidaires...

Merci à Bruno Levier pour son "secours d'urgence" (c'était vraiment ça...) sur mes problèmes de dernières minutes avec LaTeX ...

Merci aux supers informaticiens, Jeff et Julien, pour leurs dépannages réguliers, et leur disponibilité. Heureusement que je pouvais payer en chocolat...

Merci à Pascale, Jacqueline et Anne-Laure pour leurs services et leur gentillesse.

Merci à Francis Gohin pour l'analyse des images satellites SeaWiFS, à Axel Erhold pour la couverture sédimentaire numérique de la Bretagne Sud, à Anne-Marie Jegou pour certains fichiers météo, à Pierre Bodénès pour la figure de situation de ma zone d'étude, à Anne Daniel pour les données QUADRIGE, à Pierre Queffeuou pour les mesures d'altimétrie satellitaires, et j'en oublie sûrement...

~ ~ ~

Enfin, je termine en remerciant toutes les autres personnes qui m'ont entourées au cours de la thèse.

Un grand Merci donc :

- aux collègues du bâtiment de l'ex DEL et en particulier à Aline, Véronique, Anne-Marie, Nathalie, Xavier P., Xavier B., Philippe Cu., pour leur sympathie, leur humour et la bonne ambiance des déjeuners.
- à Ricardo pour ses conseils et ses encouragements.
- à Jean-do et Erwan, pour les cours de mécanique...
- aux filles de micro-bio Cécile, Monique, Michèle, Solen, Marie-Paule, Dominique (mais aussi aux deux bienveillants Jean-Claude et François...), pour la bonne ambiance assurée au labo et pour leurs encouragements tout au long de ma thèse.

- à nouveau à Franck pour son soutien et pour les quarts d'heure musicaux, "une chauve-souris aimait un parapluie..." Merci d'avoir été aussi présent ces derniers mois.
- à Marina pour sa curiosité et les pauses "danses" de toute catégorie...
- à Héloïse pour le prêt de l'ordinateur, pour ses délicieux gâteaux et pour toutes ces histoires qu'elle a souvent à raconter...
- à mes fournisseurs officiels de chocolat (Philippe, Pierre, Kouame) et autres victuailles en tout genre...
- à Yves pour ses sages conseils et les petites pauses réconfortantes.
- à Fabrice pour toutes ses petites attentions et pour ses défis personnels qui m'impressionnent tant.

Et à quand ce barbeuc alors ?

- et à toute l'équipe PHYSED, permanents ou thésards et CDD (la liste est longue...) pour la convivialité des pauses café et pour le soutien quotidien au cours de cette dernière année de thèse.

Je remercie bien-sûr également mes amis de Brest (Philippe et Léonide, Cécile, Paco et Nag, Soazig et Laurent, Guillaume et domi, Sylvain et Marie-Pierre, Alice et Romain, Nico & Co, Christophe, Amparo, Jeff, Marina et Charlie, Nathalie, Sabine) et d'ailleurs (Marion et Patrick, Olivier, Gwenaëlle, Magali, Laurent, Alban) pour tous ces moments partagés, de détente ou de dur labeur, et merci à leurs petits bout'choux qui aident tant à aller de l'avant.

Merci encore à Philippe et Léonide, pour leur amitié intacte, même si loin maintenant...

Une tendre pensée pour Rudy quand-même qui a partagé ma vie la plus grande partie de ma thèse...

Merci à Béa et Léo pour les cours de tango si conviviaux et pour leur bienveillance personnelle.
Et Merci aux danseurs de tango... Le Tango, ça devrait être obligatoire...

Un grand Merci à Cécile, envers qui je ne serai jamais assez reconnaissante, merci de ton accueil chez toi, de ton amitié et ton chaleureux soutien au cours de cette dernière année.

Enfin, je remercie ma famille et en particulier mes parents, ma soeur Marie, mon frerot Fred, mon parrain Ennio et ma grand-mère Nanou, pour l'intérêt qu'ils ont toujours porté à mon travail, pour leurs encouragements et leur compréhension de mon absence un peu trop longue.

Table des matières

1	Introduction : la turbidité en zone côtière	1
1.1	Motivations	1
1.2	Les différentes mesures de la turbidité	1
1.3	Approche par modélisation numérique	3
1.4	Objectifs de la thèse et organisation du document	4
2	La mesure de turbidité avec les ADCP	7
2.1	Formulation de l'étude du signal acoustique des ADCP	12
2.1.1	Equation du sonar	13
2.1.2	Pertes de transmission PT	15
2.1.3	Indice de cible/rétrodiffusion IC	16
2.2	Modélisation de la diffusion d'une onde acoustique sur une particule	17
2.2.1	Modèle de Section Efficace de Rétrodiffusion (SER) $\bar{\sigma}$	18
2.2.2	Modèle de Section Efficace de Diffusion totale $\bar{\sigma}_{tot}$	19
2.2.3	Variabilité de l'indice de rétrodiffusion volumique IV	20
2.2.4	Sensibilité à une distribution de particules	22
2.3	L'amortissement de l'onde dans le milieu	24
2.3.1	Le coefficient d'amortissement par l'eau α_w	24
2.3.2	Le coefficient d'absorption visqueuse lié aux particules α_v	24
2.3.3	Le coefficient d'amortissement dû à la diffusion par les particules α_d	25
2.3.4	Atténuation totale liée aux particules	26
2.4	Analogie avec le modèle de Thorne et al. (2002)	28
2.5	Caractérisation des ADCP en émission et réception	30
2.5.1	Données constructeur des ADCP RDI et estimation théorique du niveau émis NE	30
2.5.2	Calibration en bassin des caractéristiques d'émission et de réception des ADCP RDI Workhorse	31
2.6	Exploitation des profils d'intensité rétrodiffusée des ADCP : méthodologies et sensibilités de la mesure	34
2.6.1	Obtention de profils de concentration : méthode implicite itérative	34
2.6.2	Inversion de l'indice de rétrodiffusion volumique IV	35
2.6.3	Calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion IV	35
2.6.4	Bilan des incertitudes et sensibilité des différents termes	36
2.6.5	Dimension et nature des particules	37
2.6.6	Conclusion	38
2.7	Stratégie de mouillages expérimentaux	39
2.7.1	Reconnaissance des fonds : campagne PREMOD	39
2.7.2	Position du point de mouillage	41
2.8	Application aux mesures en mer de 2003	42

2.8.1	Présentation du mouillage	42
2.8.2	Les mesures ADCP : obtention d'un indice de rétrodiffusion	45
2.8.3	Caractérisation des particules pour l'inversion du signal	52
2.8.4	Calibration empirique de IV	57
2.8.5	Conclusion	57
2.9	Application aux mesures en mer de 2004	60
2.9.1	Présentation des mesures ADCP 1200 kHz et 300 kHz	60
2.9.2	Calibration empirique de IV	63
2.9.3	Caractérisation des particules au cours du point fixe OPTIC-PCAF 2004	68
2.9.4	Inversion du signal ADCP avec le modèle de SER	74
2.9.5	Conclusion	78
2.10	Application aux mesures en mer de 2005	81
2.10.1	Instrumentation et site d'étude	81
2.10.2	Calibration du transmissomètre et des turbidimètres optiques	82
2.10.3	Indice de rétrodiffusion volumique IV	82
2.10.4	Calibration empirique de IV avec les mesures du turbidimètre TBD	84
2.11	Synthèse des résultats et conclusion	89
3	La turbidité en Bretagne Sud	93
3.1	Présentation du site d'étude	95
3.1.1	Circulations et hydrologie	96
3.1.2	Couverture sédimentaire	99
3.1.3	Climatologie des houles	100
3.2	Estimation des turbidités par télédétection satellitale	103
3.2.1	Moyennes mensuelles	103
3.2.2	Résultats spécifiques à l'embouchure de la Loire	106
3.3	Bilan des mesures <i>in-situ</i> de turbidité disponibles	108
3.3.1	Données REPHY-RN0 (IFREMER)	108
3.3.2	Inventaire des mesures de turbidité réalisées lors des campagnes en mer	113
3.4	Analyse des nouvelles campagnes en mer	115
3.4.1	Conditions printanières : MODYCOT-TURBI mars 2003	115
3.4.2	Conditions estivales : VILOIR juin 2003	122
3.4.3	Conditions automnales : OPTIC-PCAF octobre 2004	127
3.5	Synthèse des mesures <i>in-situ</i> de turbidité réalisées lors des campagnes en mer	134
3.6	Apport des mouillages instrumentaux de longue durée	137
3.6.1	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : printemps 2003	137
3.6.2	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : octobre 2004	142
3.6.3	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : février 2005	144
3.6.4	Conclusion	144
3.7	Estimation des contraintes au fond	146
3.7.1	Contraintes liées au courant : rappel théorique	146
3.7.2	Contraintes liées aux houles : éléments théoriques	147
3.7.3	Résultats en octobre 2004	149
3.7.4	Résultats en Février 2005	153
3.7.5	Contraintes totales - Synthèse des résultats	153
3.8	Conclusion du chapitre	157

4	Modélisation hydro-sédimentaire en Bretagne Sud : mise en place, validation et sensibilités	159
4.1	Le modèle de circulation	162
4.1.1	Les équations	162
4.1.2	Conditions aux limites	164
4.1.3	Fermeture turbulente	166
4.1.4	Principes de résolution	168
4.2	Le modèle sédimentaire	169
4.2.1	Transport	169
4.2.2	Erosion-Dépot	169
4.2.3	Vitesse de chute	170
4.2.4	Gestion des couches sédimentaires	171
4.3	Configuration du modèle Bretagne Sud	172
4.3.1	Maillage et bathymétrie	172
4.3.2	Les forçages atmosphériques	172
4.3.3	Les apports par les fleuves	174
4.3.4	Initialisation du fond sédimentaire	177
4.3.5	Paramétrisation du modèle	177
4.3.6	Calcul des contraintes de fond	178
4.4	Le modèle de vagues	179
4.4.1	Présentation du modèle SWAN	179
4.4.2	Configuration et paramétrisation	179
4.4.3	Résolution	180
4.4.4	Conditions à la limite ouverte	180
4.4.5	Validation du modèle SWAN	183
4.5	Validation et sensibilités du modèle hydrodynamique : marée et structure hydrologique	187
4.5.1	Élévation de la surface libre	187
4.5.2	Courants et structure hydrologique	189
4.6	Validation et sensibilité des turbidités modélisées	195
4.6.1	Sensibilité à la structure hydrologique	196
4.6.2	Sensibilité au paramétrage sédimentaire	199
4.7	Conclusion du chapitre	205
5	Modélisation hydro-sédimentaire en Bretagne Sud : Résultats	207
5.1	Introduction	209
5.2	Propagation et génération des vagues sur le domaine	212
5.3	Schémas de circulation	217
5.3.1	Circulation résiduelle de marée	217
5.3.2	Courants de densité	217
5.3.3	Circulations résiduelles liées au vent	221
5.3.4	Courants résiduels : comparaison aux mesures ADCP au point fixe dans le Mor-Bras.	227
5.3.5	Conclusion	232
5.4	Influence des houles et des courants sur les structures sédimentaires	235
5.4.1	Tensions de fond maximales	235
5.4.2	Structure des dépôts	235
5.4.3	Concentrations maximales en surface et au fond	237
5.4.4	Dynamique des matières en suspension au point fixe	239
5.5	Evolution des turbidités sur la période d'Octobre 2004 à Février 2005	242

5.5.1	Analyse de la variabilité des turbidités au cours d'un épisode de tempête .	242
5.5.2	Turbidités de surface : comparaison aux images satellites	244
5.5.3	Analyse des turbidités moyennes et des masses en suspension	247
5.5.4	Estimation des flux sédimentaires	252
5.6	Conclusion du chapitre	256
6	Conclusion générale de la thèse	259
	Références	263
	Annexes	275
A	L'équation du sonar (Deines 1999)	277
B	Mesure de concentration par ADCP : les logiciels commercialisés	279
C	Instrumentation optique de mesure <i>in – situ</i> de la turbidité	281
C.1	Principes optiques	281
C.1.1	Transmission	283
C.1.2	Rétrodiffusion	283
C.1.3	Diffraction : le micro-granulomètre laser	285
D	Mouillage MODYCOT 2003	291
D.1	Calibration des turbidimètres optiques	291
D.2	Calibration à l'air des caractéristiques de réception de l'ADP NORTEK 500 kHz (SHOM).	293
D.3	Campagne VILOIR juin 2003	294
D.3.1	Analyse des mesures au cours du point fixe du 21-22 juin 2003	294
D.3.2	Observations des particules	294
E	Mesure en bassin des caractéristiques d'émission et de réception des courantomètres acoustiques ADCP	299
E.1	Rapport Interne sur la calibration des appareils ADCP RDI 300 kHz (SHOM) et 1200 kHz (IFREMER n°4285), utilisés pour le mouillage d'octobre 2004.	299
E.2	Complément avec les mesures réalisées sur l'ADCP RDI 1200 kHz IFREMER n°5953, utilisé pour le mouillage de février 2005.	333
F	La turbidité en Bretagne Sud : résultats de campagnes en mer	339
F.1	Mesures de Vanney (Vanney 1977)	339
F.2	TRANSEPLAT II 1983 (Castaing <i>et al.</i> 1985)	339
F.3	Hydro-plancton 1988 et VILPHOS 1989 (Chapelle 1991)	339
F.4	ECOLOIRE 07/1999 (IFREMER)	340
F.5	MODYCOT 1999-2000 (SHOM-IFREMER)	341
F.6	NUTRIGAS février 2001 (IFREMER)	343
F.7	MODYCOT avril+sept. 2001 (SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1)	344
F.8	GASPROD avril 2002 (IFREMER)	348
F.9	TROPHAL septembre 2002 (IFREMER)	349
F.10	MODYCOT octobre 2002 (SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1)	349

G	Modèle SWAN : tests de sensibilité aux paramétrages numériques (tests réalisés avec la version SWAN 40.31)	353
G.1	Période 1 : faible houle	354
G.2	Période 2 : forte houle	357
G.3	Conclusion	357
H	Modèle MARS : turbidités moyennes par secteur (simulation 2bis)	361
I	Article 1 (Modélisation - IXièmes Journées Génie Côtier-Génie Civil 2006)	375
J	Article 2 (ADCP - CRAS Géosciences)	385

Table des figures

1.1	Principaux constituants de l'eau de mer et échelle de leur dimension caractéristique (Stramski <i>et al.</i> 2004).	2
1.2	Carte de situation du domaine "Bretagne Sud".	4
2.1	Forme générale de la courbe caractéristique count-dB (Lurton 2002)	14
2.2	Schéma de la géométrie de la mesure d'un ADCP RDI posé sur le fond de la mer. $U(i)$ est la vitesse du courant et $NR(i)$ l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans le volume $Vol(i)$. $R(1)$ représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d'intensité rétrodiffusée. Ici, la représentation est faite pour le cas des "petites" cellules (voir texte), où le niveau reçu est représentatif de la dernière moitié de la cellule.	15
2.3	Rayonnement d'un transducteur : champ proche et champ lointain sont délimités par la distance de Fresnel R_0 (Lurton 1998).	16
2.4	Modèle "passe-haut" de Section Efficace de Rétrodiffusion $\bar{\sigma}$ (Eq. 2.17) en fonction du rayon de particules minérales ($g=2.58$; $h=3.0$) pour trois fréquences. Régimes limites de Stanton (1998) $\bar{\sigma}_{BF}$ (bleu) et $\bar{\sigma}_{HF}$ (vert) à 1228.8 kHz.	19
2.5	Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour des concentrations de 1 mg/l à 1 g/l et deux fréquences différentes. Particules minérales ($g=2.58$; $h=3.0$).	21
2.6	Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour trois fréquences (à 10 $mg.l^{-1}$). Valeurs pour des particules minérales (trait plein, ($g=2.58$; $h=3.0$) et biologiques (tirets, ($g=1.04$; $h=1.03$)).	21
2.7	Haut : distribution volumique (%) d'une population de particules élémentaires en fonction du diamètre (μm). Bas : SER individuelle σ_i divisée par le volume individuel v_i pour chaque classe de taille et pour deux fréquences. La droite en tirets ($\sum_i f_i \sigma_i/v_i$) représente la valeur de la SER globale sur le volume équivalent (de la distribution complète). L'intersection donne le diamètre équivalent au sens de la SER ($2 a_e$), Eq. 2.20.	23
2.8	Coefficient d'amortissement lié à l'eau en fonction de la Température et la Salinité, à la pression atmosphérique et aux fréquences de 307.2 kHz (gauche) et 1228.8 kHz (droite) ; Modèle de Francois et Garrison (1982).	25
2.9	Coefficients d'amortissement liés aux particules en fonction du rayon des particules, pour une concentration massique de 100 $mg.l^{-1}$ (Fréquence de 307.2 kHz). Valeurs pour des particules minérales (trait plein) et biologiques (tirets).	27
2.10	Coefficient d'amortissement total lié aux particules en fonction du rayon des particules (particules minérales, fréquences de 307/500/1229 kHz, concentrations de 1-100 mg/l).	27
2.11	Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour trois fréquences (concentration de 100 $mg.l^{-1}$). En bleu, modèle de (Thorne et Hanes, 2002) et en rouge, présent modèle (Eq. 2.17) construit à partir des valeurs limites de (Stanton, 1998).	29

2.12	Comparaison du modèle construit à partir de Stanton 1998 ("pres. mod."), avec le modèle de Thorne et Hanes 2002 ("TH2002") pour des particules minérales ($g=2.58$ et $h=2.52$) et biologiques ($g=1,04$; $h=1,037$). Haut : Fonction de forme Fm et section efficace de rétrodiffusion normalisée par rapport à la section géométrique. Bas : Indice de rétrodiffusion IV (dB ref. $1m^3$) et coefficient d'atténuation liée à la diffusion α_d , pour une concentration massique de 100 mg/l et une fréquence de 307 kHz.	29
2.13	PREMOD 29/01/2003 - a) Position des stations 1 à 12 - Isobathes 10 à 50 m. - b) GRANULOMETRIE (STATION 5) : pourcentage volumique (%) en fonction du diamètre (μm).	40
2.14	PREMOD 29/01/2003 - Position des stations par rapport à la nature du fond sédimentaire de la carte n°7033G du SHOM.	40
2.15	PREMOD 29/01/2003 - Prélèvement et carotte (STATION 4).	41
2.16	Position des mouillages expérimentaux MODYCOT-TURBI 2003 et OPTIC-PCAF 2004.	42
2.17	Schéma de principe du mouillage MODYCOT-TURBI 2003	44
2.18	Hauteur d'eau (noir) calculée à partir de la pression du TBD de fond - Niveau reçu brut NC (en counts) de l'ADCP RDI 300kHz (bleu) - Turbidité des TBD micrel calibrée en $mg.l^{-1}$ (vert) - Sub-surface (milieu) et Fond+4m (bas) - Les flèches noires indiquent les nettoyages occasionnels des TBD.	46
2.19	Niveau reçu NR (dB/ $1\mu Pa$) de l'ADCP RDI 300 kHz (haut) - Hauteur d'eau (m) (centre) - Niveau reçu (dB/ $1\mu Pa$) de l'ADP NORTEK 500 kHz (bas)- Temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 02/07 (184).	46
2.20	En haut, évolution du coefficient d'amortissement lié à l'eau α_w sur toute la période de mesure, en surface et au fond. Valeurs de température et salinité associées. Pression du TBD de sub-surface (pour contrôler l'agitation). Au fond, le calcul de α_w est fait avec une salinité allant de 33 à 34.8 psu du début à la fin de la période.	47
2.21	Profils de température en °C (rouge), salinité en psu (vert), OBS en $mg.l^{-1}$ (noir) et transmissiométrie en % (bleu), a) le 22/04/2003 (jour 111) et b) le 26/05/2003 (jour 145).	47
2.22	Température et salinité interpolées sur toute la période de mesure. Coefficient d'atténuation lié à l'eau (à 300 kHz) calculé à partir de ces valeurs de température et salinité.	48
2.23	Chlorophylle a (droite) et Matières En Suspension inorganiques (gauche) estimées à partir des images satellites SeaWiFS/NASA (Gohin <i>et al.</i> 2005).	49
2.24	ADCP RDI 300 kHz - Indice de rétrodiffusion volumique (dB/ $1m^3$), en fonction du temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 02/07 (182).	51
2.25	ADP NORTEK 500 kHz - Indice de rétrodiffusion volumique (dB/ $1m^3$), en fonction du temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 13/06 (163).	51
2.26	POINT FIXE MODYCOT - 26/03/2003 - a) mesures de salinité, température, atténuation à 660 nm, turbidité estimée avec le transmissomètre, b) mesures de fluorescence calibrée en $\mu g(chla)/l$ et mesures du micro-granulomètre laser <i>in-situ</i> : charge volumique totale, atténuation à 820 nm et charge volumique de la classe de taille 20-70 μm	53
2.27	POINT FIXE MODYCOT - 26/03/2003 - a) Masse volumique de la distribution estimée avec la charge volumique et la concentration massique - b) Distributions de taille des particules, en pourcentage volumique, pour trois profils du point fixe (P1, P9 et P13) en surface (bleu), à mi-profondeur (vert) et au fond (rouge). Le diamètre équivalent d_{eq} est indiqué pour les distributions de fond - c) Observations au MEB des particules au point de mouillage MODYCOT-TURBI 2003. Prélèvement de surface (-3m) (Froidefond <i>et al.</i> 2004).	54
2.28	MODYCOT 2003 - Calcul de la concentration massique à partir de l'indice de rétrodiffusion de l'ADCP RDI 300 kHz. Relation $M(TBD) / M(ADCP)$ calculée avec a) IV , $a_s=100 \mu m$ et $\rho_s=2650 kg/m^3$ b) $IV=13dB$, $a_s=67.7 \mu m$ et $\rho_s=1200 kg/m^3$. (le TBD est encrassé après le jour 105)	56

2.29	Séries temporelles de la concentration massique à fond+4m (TBD), et de l'indice de rétrodiffusion volumique ($\text{dB}/_{1\text{m}^3}$) de la première cellule de l'ADCP RDI 300 kHz (vert) et de l'ADP NORTEK 500 kHz (bleu). La période de vive-eau est surlignée en noir.	58
2.30	Logarithme de la concentration massique à fond+4m (TBD), en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique ($\text{dB}/_{1\text{m}^3}$) de la première cellule de l'ADCP RDI 300 kHz (haut) et de l'ADP NORTEK 500 kHz (bas), pour la période 84-104 (gauche) et la période de vive-eau (droite).	58
2.31	Comparaison des séries temporelles de concentration massique à fond+4m : TBD (noir), ADCP RDI 300 kHz (vert) et ADP NORTEK 500 kHz (bleu). La hauteur d'eau totale (m) est donnée au milieu. (Le TBD est encrassé à partir du jour 105)	59
2.32	OPTIC-PCAF 2004 - Schéma de principe du mouillage	61
2.33	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200 kHz (gauche) et 300 kHz (droite) - (a) et (c) : Niveau reçu en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$ - (b) et (d) : Indice de rétrodiffusion ($\text{dB}/_{1\text{m}^3}$).	62
2.34	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP 1200 kHz - Calibration de l'indice de rétrodiffusion IV ($\text{dB ref. } 1\text{m}^{-3}$) (a) avec les pesées de MES et (b) avec le turbidimètre optique TBD (calibré en concentration massique).	63
2.35	Point Fixe OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200 kHz - a) Niveau reçu en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$ - b) Indice de rétrodiffusion ($\text{dB}/_{1\text{m}^3}$) - c) Vitesse du courant horizontal (cm.s^{-1}) - d) Concentration massique (mg/L). - e) Concentration massique obtenue par le transmissomètre (haut) et le capteur LSS (bas).	64
2.36	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Séries temporelles des MES (croix noires) et des concentrations massiques obtenues par calibration avec les MES des signaux de l'ADCP 1200 kHz (bleu), du TBD (rouge) et du transmissomètre (vert) : à fond + 13 m, fond + 5 m et fond + 3 m.	65
2.37	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Profils de concentration massique obtenues par calibration avec les MES des signaux de l'ADCP 1200 kHz (bleu), du TBD (rouge) et du transmissomètre (vert).	65
2.38	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP 300 kHz - Calibration de l'indice de rétrodiffusion IV ($\text{dB ref. } 1\text{m}^{-3}$) avec les pesées de MES : prélèvements de subsurface (bleu) et fond+3m (rouge). 66	
2.39	OPTIC-PCAF 2004 - Concentration massique (mg.l^{-1}) calculée par calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion - a) ADCP 1200 kHz b) ADCP 300 kHz c) Comparaison des deux signaux à 5 m du fond.	67
2.40	OPTIC-PCAF 2004 - POINT FIXE 14-15/10/2004- Variance des vitesses brutes (faisceau 3) de l'ADCP à Fond+15m et Fond+1.50m. Charge volumique totale (μ l/l) et diamètre moyen, mesurés avec le granulomètre laser <i>in-situ</i>	69
2.41	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP 14/10/2004 - Fluorescence ($\mu\text{g(chla)}/\text{l}$) ; Granulomètre laser <i>in-situ</i> : charge volumique ($[0-18] \mu\text{m}$, $[18-165] \mu\text{m}$ et $[165-400] \mu\text{m}$) en fonction du temps (heures) et de la hauteur par rapport au fond (m).	70
2.42	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Observations au microscope inverse de prélèvements lugolés (50 ml décantés, grossissement x200). Stations P7, P17, P27, P37 et P46, à surface-2m (S), à fond+5m (I) et à fond+3m (F).	71
2.43	OPTIC-PCAF 2004 - Distributions volumiques à différents instants du point fixe.	72
2.44	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Observations au microscope électronique à balayage (MEB). Station P46, agrégat argileux et agrégat dense composé de débris de diatomées et de cristaux de sel (artefact lié au mode expérimental).	73
2.45	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Mesures de biomasse du zooplancton (mg/m^3) dans la couche de surface (rouge) et sur toute la colonne d'eau (bleu).	73

2.46	OPTIC-PCAF 2004 - a) distribution volumique (%) en fonction du diamètre (μm), mesuré avec le micro-granulomètre laser <i>in-situ</i> . b) SER individuelle σ_i divisée par le volume individuel v_i pour chaque classe de taille et pour deux fréquences. La droite en tirets ($\sum_i f_i \sigma_i / v_i$) représente la valeur de la SER globale sur le volume équivalent (de la distribution complète). L'intersection donne le diamètre équivalent au sens de la SER ($2a_e$).	76
2.47	a) Masse volumique ρ ($nf=2.42$) et b) célérité des ondes ($nc=0.6$) en fonction du diamètre des particules/agrégats (classes de taille du micro-granulomètre laser <i>in-situ</i>).	76
2.48	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Estimation de la masse volumique moyenne de la distribution de particule, à partir des mesures de concentration massique et de charge volumique : écart de masse volumique par rapport à l'eau $d\rho$ (en haut) et masse volumique moyenne $\bar{\rho}$ (en bas).	77
2.49	OPTIC-PCAF 2004 - Indice de rétrodiffusion calculé à partir des mesures ADCP 1200 kHz (en haut) et estimé à partir des mesures du granulomètre laser <i>in-situ</i> (en bas).	77
2.50	OPTIC-PCAF 2004 - Concentration massique (mg.l^{-1}) calculée par méthode itérative - a) ADCP 1200 kHz b) ADCP 300 kHz c) Comparaison des deux signaux à 5 m du fond.	79
2.51	OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe - Comparaison des profils de concentration massique de l'ADCP 1200 kHz (obtenues par méthode itérative) avec les profils de concentration obtenues à partir du TBD et du transmissomètre.	80
2.52	Mouillage OPTIC 2005 - a) Schéma de principe - b) Situation	82
2.53	OPTIC 2005 - ADCP 1200 kHz - Niveau reçu en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$ (haut) et Indice de rétrodiffusion volumique en dB ref. l m^3 (bas), en fonction du temps (jours depuis le 01/01/2005) et de la hauteur par rapport au fond (m).	83
2.54	OPTIC 2005 - Relation entre l'indice de rétrodiffusion volumique de la cellule 1 de l'ADCP et la concentration massique estimée par le turbidimètre TBD à 1.50 m du fond sur la série complète P0 (points gris). Points noirs : période de vive-eau P1. Croix grises : période de vive-eau avec des houles longues P2.	84
2.55	OPTIC 2005 - Séries temporelles de la concentration massique (mg.l^{-1}) à 1.50 m du fond, estimée avec la mesure optique (TBD) (rouge) et la mesure acoustique (ADCP) (bleu).	85
2.56	OPTIC 2005 - Grandeurs physiques mesurées par l'ADCP 1200 kHz. (a) Concentration massique dans la cellule 1 (F+1.50 m) ; (b) hauteur significative de houle ; (c) Période du Pic ; (d) Hauteur d'eau ; (e) Intensité du courant horizontal dans la cellule 1 (F+1.25m). Les périodes retenues pour les différentes calibrations sont délimitées par les traits verticaux.	87
2.57	OPTIC 2005 - Séries temporelles de la concentration massique (mg.l^{-1}) à 1.50 m du fond, estimée avec le TBD (trait gris) et avec l'ADCP, calibré sur la période P2 (trait noir), et sur la période P6 (points noirs).	87
2.58	OPTIC 2005 - Profils de concentration massique (mg.l^{-1}) estimés avec la mesure ADCP (trait) et la mesure OBS-3 (points), 09/02/2005 (jour 39).	88
2.59	OPTIC 2005 - Evolution temporelle de la concentration massique (mg.l^{-1}), estimée par mesure acoustique (ADCP), sur toute la colonne d'eau.	88
2.60	Courbes de calibration des signaux ADCP de 2003, 2004 et 2005 (relation $10 \log_{10}(M) = a IV + b$)	90
3.1	Situation de la zone d'étude	95
3.2	Courant maximum de surface dans le golfe de Gascogne pour une marée de vive-eau (modèle MARS, Lazure comm. pers.).	97
3.3	Circulations résiduelles de marée dans la zone Loire-Vilaine (Lazure et Salomon 1991a).	97
3.4	Rose de fréquence ($^{\circ}/\infty$) annuelle des vents mesurés au sémaphore du Talut (Belle-Ile), calculée sur les années 1951 à 1980. Source : Météo-France (Ascensio <i>et al.</i> 1987).	98

3.5	(Lazure et Salomon 1991b) Trajectoires de particules calculées près de la surface et du fond par vent de Nord-Est.	99
3.6	Faciès sédimentaires superficiels en Bretagne Sud (SHOM 1994).	100
3.7	Base de données AES40, simulations de 1979 à 2000, point (46.9°N;4.2°W) - a) Hauteur significative des houles et situation du point analysé. b) occurrences moyennes des vagues par an en fonction de la hauteur significative. c) occurrences moyennes des vagues par mois, cumulées pour différentes hauteurs significatives (Le Hir, comm. pers.).	101
3.8	Base de données AES40, simulations de 1979 à 2000, point (46.9°N;4.2°W) - a) Diagramme direction/hauteur significative/période de pic. b) Période de pic (s) en fonction de la hauteur significative (m) (Le Hir, comm. pers.).	102
3.9	Moyennes mensuelles (01-06) des matières en suspension inorganiques (mg/l) de surface, obtenues à partir des images SeaWiFS (NASA). (F. Gohin, comm. pers.)	104
3.10	Moyennes mensuelles (07-12) des matières en suspension inorganiques (mg/l) de surface, obtenues à partir des images SeaWiFS (NASA). (F. Gohin, comm. pers.)	105
3.11	Images SPOT (XS1) en période d'étiage de la Loire (Froidefond <i>et al.</i> 2003) a) 26/03/2002 b) 28/08/1998.	107
3.12	a) 05/01/2000 Image SPOT (XS1) en période de crue exceptionnelle de la Loire et courbes d'iso-concentration : 50 mg/l (bleu cyan), 75 mg/l (magenta), 100 mg/l (jaune), 150 mg/l (orange), 200 mg/l (rouge) et 250 mg/l (marron).(Froidefond <i>et al.</i> 2003) - b) 12/05/2001 Image MODIS (bande 1) en période de crue de la Loire, les concentrations sont de 30-50 mg/l à la pointe du Croisic, et >100 mg/l à l'embouchure.(Froidefond <i>et al.</i> 2003)	107
3.13	Situation de 22 points de mesures REPHY et synthèse des données de néphélogéométrie (NTU).	109
3.14	Points REPHY 1 à 8 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).	110
3.15	Points REPHY 9 à 16 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).	111
3.16	Points REPHY 17 à 22 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).	112
3.17	Définition des zones échantillonnées lors des campagnes en mer du tableau 3.1.	114
3.18	Campagne MODYCOT mars 2003.a) Calibration des mesures de néphélogéométrie (NTU) en concentration massique avec les MES (mg/l); b) Calibration de la charge volumique (μ l/l) avec les MES (mg/l).	116
3.19	Campagne MODYCOT mars 2003. Calibration des mesures de transmissionnètrie en concentration massique avec les MES (mg/l) a) calibration du coefficient d'atténuation à 660 nm (transmissionnètre WetLabs) b) Calibration du coefficient d'atténuation à 820 nm (granulomètre laser in-situ).	116
3.20	Campagne MODYCOT mars 2003. Position des stations (points). En haut : valeurs arrondies des MES au fond (a) et en surface (b), là où il y a des mesures. En bas : Pourcentage de COP au fond (c) et en surface (d). (Froidefond, comm. pers.)	118
3.21	Campagne MODYCOT mars 2003. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les MES).	119
3.22	Campagne MODYCOT mars 2003. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les MES).	120
3.23	Campagne MODYCOT mars 2003. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820$ nm), à quatre stations différentes (localisation figure 3.21). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.	121

3.24	Campagne VILOIR juin 2003. Calibration de la charge volumique ($\mu\text{l/l}$) avec les MES (mg/l).	122
3.25	Campagne VILOIR juin 2003. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).	123
3.26	Campagne VILOIR juin 2003. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).	124
3.27	Campagne VILOIR juin 2003. Trajet poisson remorqué. Mesures de température($^{\circ}\text{C}$), salinité (psu), fluorescence ($\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$), et turbidité (NTU) (Lunven <i>et al.</i> 2003)	125
3.28	Campagne VILOIR juin 2003. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation, à quatre stations différentes (localisation figure 3.26). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.	126
3.29	Campagne OPTIC-PCAF octobre 2004. Situation des radiales effectuées.	127
3.30	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Calibration en concentration massique de la charge volumique totale et de l'atténuation à 820 nm, à partir des pesées MES.	129
3.31	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Calibration en concentration massique du capteur LSS et de l'atténuation à 530 nm, à partir des pesées MES.	129
3.32	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale QUIBERON 12/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.	130
3.33	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale VILAINE 13/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.	130
3.34	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale LOIRE NORD 16/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.	131
3.35	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale LOIRE SUD 17/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration du turbidimètre LSS.	131
3.36	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Profils de charge volumique (0-400, 0-210, 0-70 et 0-10 μm) mesurés avec le granulomètre laser in-situ, profils de fluorescence et de l'atténuation à 820 nm. Stations localisées sur la figure 3.29	132
3.37	Campagne OPTIC-PCAF 2004. Pourcentages volumique de taille des particules mesurés par le granulomètre laser in-situ (CILAS-IFREMER). Présentation des spectres de taille à différents points (mêmes points figure 3.36), de la surface (bleu) au fond (rouge).	133
3.38	Concentration massique (MES) en fonction de la charge volumique totale (C_v) mesurée par le granulomètre laser in-situ, pour cinq campagnes en mer.	135
3.39	Concentrations massiques moyennes mesurées lors des campagnes en mer 2000-2004. a) conditions calmes b) conditions agitées	136
3.40	Position des mouillages ADCP de 2003, 2004 et 2005 dans le Mor-Bras.	137
3.41	Forçage pendant la période du mouillage : a) débit journalier de La Vilaine libéré au barrage d'Arzal (IAV) ; b) débit de La Loire à Montjean-sur-Loire (Agence de l'Eau Loire-Bretagne) ; c) hauteur de houle (m) à la bouée Gascogne (trait bleu), à la bouée Vilaine (points rouges) et mesures par altimétrie (CERSAT) dans la zone de la bouée Gascogne (points noirs) et au large de la Bretagne Sud (points verts) ; d) périodes de pic des houles (s) mesurées à la bouée gascogne (bleu) et à la bouée Le Croisic (rouge) ; e) coefficients de marée (SHOM).	139
3.42	Hodographe du vent tri-horaire à Belle-Ile pendant la période du mouillage, temps en jours de l'année 2003.	139
3.43	Séries temporelles de tension de vent (N/m^2), vitesse du courant filtré de la marée à F+14m et à F+4m, concentration massique (mg/l), vitesse du courant à F+14m et F+4m, hauteur de houle à la bouée Gascogne (m).	140

3.44	MODYCOT 2003 - a) Spectres d'énergie des courants horizontaux bruts à 14 m et à 4 m du fond - b) Spectres d'énergie des concentrations à 4 m du fond	141
3.45	MODYCOT 2003 - Autocorrelation du courant avec la concentration massique à 4 m du fond (zoom à droite).	141
3.46	OPTIC-PCAF 2004 - haut : Vent mesuré à Belle-Ile (direction vers où il souffle) - bas : Concentration massique (mg/l) obtenue par calibration de l'indice de rétrodiffusion de l'ADCP 1200 kHz.	143
3.47	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Paramètres des vagues mesurées : hauteur significative (m), période du pic (s), direction de provenance (degrés) - Hauteur d'eau (m), intensité du courant moyenné sur la verticale (cm/s), direction du courant moyen (degrés).	143
3.48	OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Concentration massique (mg/l) obtenue par calibration de l'indice de rétrodiffusion.	145
3.49	OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Paramètres des vagues mesurées : hauteur significative (m), période du pic (s), direction de provenance (degrés) - Hauteur d'eau (m), intensité du courant moyenné sur la verticale (cm/s), direction du courant moyen (degrés).145	
3.50	Variations du facteur de frottement lié aux vagues en fonction du nombre de Reynolds et de l'excursion relative des particules au fond A/k_s (d'après Jonsson 1966, <i>in</i> Dyer (1986)).148	
3.51	OPTIC-PCAF 2004 - HOULES - Evolution temporelle du spectre fréquentiel des élévations (m^2/Hz).	150
3.52	OPTIC-PCAF 2004 - HOULES - Hauteur significative (m), périodes (s), vitesses orbitales au fond (m/s), demi-excursion des particules au fond (m), facteur de frottement turbulent rugueux (f_{wRT} , Sousby 1993, avec $k_s=3$ mm) et tension de fond des houles (Pa) : calculs à la période du pic (bleu), à la période moyenne (vert) et à partir du spectre fréquentiel des élévations (rouge).	151
3.53	OPTIC-PCAF 2004 - Estimation spectrale de la demi-excursion relative des particules au fond A/k_s , du nombre de Reynolds lié aux vagues R_w - Calculs du facteur de frottement des houles ($k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm) pour les différents régimes d'écoulement (laminaire, turbulent rugueux et turbulent lisse) - Contraintes de cisaillement du courant et des houles (avec $f_w=\max(f_{wRT},f_{wL})$) calculées pour $k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm.	152
3.54	OPTIC 2005 - HOULES - Evolution temporelle du spectre fréquentiel des élévations (m^2/Hz).	153
3.55	OPTIC 2005 - Estimation spectrale de la demi-excursion relative des particules au fond A/k_s , du nombre de Reynolds lié aux vagues R_w - Calculs du facteur de frottement des houles ($k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm) pour les différents régimes d'écoulement (laminaire, turbulent rugueux et turbulent lisse) - Contraintes de cisaillement du courant et des houles (avec $f_w=\max(f_{wRT},f_{wL})$) calculées pour $k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm.	154
3.56	Evolution des contraintes au fond, liées aux houles (noir), au courant (vert) et totale (rouge), pour $k_s=1$ mm (haut) et $k_s=3$ mm (bas). a) Octobre 2004 b) Février 2005.	156
4.1	Transformation en coordonnées sigma (Salomon et Lazure 1988).	162
4.2	a) Position des variables dans la grille Arakawa C. b) Position des variables sur la verticale ($\sigma_1 = 0$ et $\sigma_{kmax} = 1$).	168
4.3	Vitesse de chute W_s (mm/s) en fonction de la concentration C (g/l) pour plusieurs paramétrisations.	171
4.4	MNT de bathymétrie du domaine Bretagne Sud réalisé avec le logiciel Isatis à partir de cartes SHOM numérisées et de relevés sonar SHOM. La maille est ici de 100m x 100m et l'orientation de 30° par rapport au Nord.	173

4.5	Grille de calcul de la configuration Bretagne Sud du modèle hydro-sédimentaire : mailles irrégulières 700-2000m (seuls des blocs de 5×5 mailles sont tracés ici) et orientation de 30° par rapport au Nord.	173
4.6	a) Séries temporelles des mesures de débit et de MES disponibles pour les fleuves Le Blavet, la Laita et le Scorff (source AELB). Les points bleus sur la courbe noire sont les débits moyennés sur 3 jours au moment des mesures de MES. b) Relations débit/MES pour les trois mêmes fleuves.	175
4.7	a) Séries temporelles des mesures de débit et de MES disponibles pour La Vilaine (sources IAV et AELB) et la Loire (source AELB). Les points sur la courbe noire sont les débits le jour des mesures de MES. b) Relations débit/MES pour les deux fleuves.	176
4.8	Composition des fonds sédimentaires, vus par le modèle (source carte BRGM-IFREMER-SHOM).	177
4.9	Situation des spectres WWIII considérés à la limite du modèle SWAN "Bretagne Sud".	180
4.10	Hauteurs significatives à la bouée Brittany (n° 62163) en 2005, mesures (noir) et simulations WWIII (rouge) (Ardhuin, comm. pers.).	180
4.11	Séries temporelles des paramètres de houles évalués à partir des spectres WWIII aux points 04 et 13 pour les simulations WWIII réalisées avec les vents ALADIN (en bleu et vert) et les vents ECMWF analysés (en bleu clair et noir).	182
4.12	Position des points de mesures de houles.	183
4.13	Séries temporelles (10/2004) des paramètres de houles (Hs, Tpic et Tmoy) calculés par SWAN pour deux simulations (rugosité équivalente du fond $k_N = 0.05m$ en vert et $k_N = 0.3m$ en rouge) et mesurés en bleu a) à la bouée CETMEF de l'île d'YEU b) à la bouée CETMEF de St-Nazaire c) avec l'ADCP dans le Mor-Bras ; [les valeurs de SI indiquées sont celles de NRMSE définies dans le texte] d) relations MESURE/MODELE ($k_N = 0.3m$) pour chaque paramètre de houle aux trois points de mesure.	185
4.14	Evolution temporelle des vitesses orbitales au fond en cinq points à la côte. Simulations SWAN en instationnaire sur le mois d'octobre 2004, avec une rugosité équivalente $k_N = 0.05m$ (vert) et $k_N = 0.3m$ (rouge). Dans le Mor-Bras, est également tracée en bleu l'évolution des vitesses orbitales au fond calculées à partir du spectre de houles mesuré par l'ADCP.	186
4.15	Niveaux d'eau (m) par rapport au zéro hydrographique local à Concarneau, Port-Tudy, Port-Navalo et St-Nazaire(modèle CST France et modèle MARS).	188
4.16	Elévations de la surface libre à Concarneau, Port-Tudy, Port-Navalo et St-Nazaire (modèle CST France et modèle MARS).	188
4.17	Vitesse maximale (m/s) du courant moyenné sur la verticale, pour une marée de vive-eau de coefficient 100.	189
4.18	Comparaison des vitesses de courant mesurées par l'ADCP à plusieurs cotes du fond et calculées par le modèle MARS, pour trois paramétrisations différentes de la turbulence : fermeture de Luyten <i>et al.</i> (1996) (vert), fermeture de Gaspar (1990) avec $Prtmax=15$ (rouge) et avec $Prtmax=5$ (bleu).	191
4.19	Comparaison des vitesses de courant mesurées par l'ADCP à plusieurs cotes du fond et calculées par le modèle MARS, en simulation réaliste de référence (bleu), sans vent (vert) et marée seule avec une masse d'eau homogène (rouge).	192
4.20	Situation des radiales effectuées lors de la campagne OPTIC-PCAF octobre 2004.	193
4.21	a) Radiale VILAINE 13/10/2004 - Mesures (haut) - Modèle (dessous). b) Radiale LOIRE SUD 17/10/2004 - Mesures (haut) - Modèle (dessous).	193
4.22	Modèle MARS : distribution en surface et au fond des températures et salinités le 14/10/2004 à 00h40. Simulation de référence.	194
4.23	Modèle MARS : distribution en surface et au fond des températures et salinités le 14/10/2004 à 00h40. Simulation SANS VENT.	194

4.24	a) tension de fond "houle+courant" estimées avec les mesures et le modèle - b,c,d,f) Modèle MARS octobre 2004 - évolution des concentrations (mg/l) sur la verticale au centre du Mor-Bras (point de mesure ADCP 2004) pour b) Turb. LUYTEN et vent ARPEGE c) Turb. GASPARD et vent ARPEGE d) Turb. GASPARD et vent uniforme LE TALUT (Belle-Ile) f) Turb. GASPARD et SANS VENT - e) Mesures ADCP d'octobre 2004 - Concentration (mg/l) (le signal maximum en surface est lié à l'écho de la surface libre et n'est donc pas un signal de turbidité).	197
4.25	OPTIC-PCAF 2004 - Vent mesuré au sémaphore Le Talut à Belle-Ile (direction vers où il souffle).	198
4.26	Modèle MARS (calibration 1) : distribution en surface et au fond des MES le 16/10/2004 à 00h40. a) Simulation de référence. b) Simulation SANS VENT. [la croix indique la position du point de mesures ADCP 2004.]	198
4.27	Octobre 2004 - Comparaison modèle (bleu)/ mesures (noir) : hauteurs d'eau, courant horizontal au fond et tension sur le fond - Concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m : a) Mesures ADCP. b) Modèle MARS simulation 2 de référence ($\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). c) Modèle MARS ($E_0 = 1. \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).	201
4.28	Octobre 2004 - Modèle MARS, concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m pour trois paramétrisations différentes : a) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.3 \text{ mm/s}$, $E_0 = 1. \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ b) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.08 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (simu 2bis) c) $\tau_c = 0.07 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 3. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	202
4.29	Février 2005 - Comparaison modèle (bleu)/ mesures (noir) : hauteurs d'eau, courant horizontal au fond et tension sur le fond - Concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m : a) Mesures ADCP b) Modèle MARS simulation 2 de référence ($\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) c) Modèle MARS ($E_0 = 1. \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).	203
4.30	Février 2005 - Modèle MARS, concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m pour trois paramétrisations différentes : a) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.3 \text{ mm/s}$, $E_0 = 1. \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ b) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.08 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (simu 2bis) c) $\tau_c = 0.07 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 3. \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	204
5.1	Roses de la provenance des vents (ARPEGE) vus par le modèle au centre du Mor-Bras d'octobre 2004 à février 2005. a) série complète. b) vents de vitesse > 8 m/s.	210
5.2	Roses de la provenance des houles calculées par SWAN d'octobre 2004 à février 2005 a) houles au large (Sud de Belle-Ile) b) houles au centre du Mor-Bras.	210
5.3	Séries temporelles des forçages de marée, débits des fleuves, vent et houles du 10/10/2004 au 22/02/2005.	211
5.4	Simulation SWAN - Houles de Nord-Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).	213
5.5	Simulation SWAN - Houles d'Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).	213
5.6	Simulation SWAN - Houles de Sud-Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).	213
5.7	Simulation SWAN - Houles et vagues de Sud, générée par un vent de Sud-Est.	214
5.8	Simulation SWAN - Mer de vent générée par un vent de Nord-Est.	214

5.9	Simulation SWAN en instationnaire sur la période 08/2004-03/2005. a) Période moyenne en fonction de la hauteur significative, au sud de Belle-Ile. b) idem, au centre du Mor-Bras. c) Période moyenne en fonction de la direction de provenance des houles, au sud de Belle-Ile. d) idem, au centre du Mor-Bras. e) Période moyenne au centre du Mor-Bras en fonction de celle au Sud de Belle-Ile. f) Hauteur significative au centre du Mor-Bras en fonction de celle au Sud de Belle-Ile.	215
5.10	Simulation SWAN en stationnaire, sans vent - Vitesses orbitales au fond générées par une houle au large de hauteur significative 5m et période de pic 13s. a) à Pleine mer b) à Basse mer. Marée de vive-eau (coefficient 92).	216
5.11	Modèle MARS (sans vent, masse d'eau homogène) : courants résiduels de marée (cm/s) en surface et au fond, calculés par filtrage de Demerliac, autour de la marée de vive-eau de coefficient 100 du 16/10/2004.	218
5.12	Modèle MARS (sans vent, masse d'eau homogène) : courants résiduels de marée (cm/s) en surface et au fond, calculés par filtrage de Demerliac, autour de la marée de vive-eau de coefficient 100 du 16/10/2004. Secteur Loire-Vilaine	219
5.13	Modèle MARS (sans vent) : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 29/09/2004 (vive-eau) b) 07/10/2004 (morte-eau).	220
5.14	Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 24/10/2004 vent de SW > 10 m/s, débit moyen, marée moyenne. b) 08/01/2005 vent de SW > 15 m/s, crue, marée moyenne.	222
5.15	Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 17/12/2004 vent SW-W-NW >10m/s, maree de VE, débit moyen. b) 18/01/2005 vent SW-W-NW >15m/s, maree de ME, période de crue.	223
5.16	Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 17/10/2004 vent de NW > 5 m/s, maree de VE, débit moyen. b) 22/01/2005 vent de NW 15 à 5 m/s, maree de ME, période de crue.	224
5.17	Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 08/11/2004 vent de NE faible, < 5 m/s, marée de ME et crue. b) 15/11/2004 vent de NE 9 m/s, marée de VE et crue.	225
5.18	Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. 15/01/2005 vent de SE 5 m/s, période de crue.	226
5.19	Position des mouillages ADCP de 2003, 2004 et 2005 dans le Mor-Bras.	227
5.20	MODYCOT 2003 - ADP NORTEK 500 kHz - Série temporelle du courant filtré de la marée (cm/s) en fonction de la hauteur par rapport au fond : vitesse (cm/s) et direction (degrés).	229
5.21	MODYCOT 2003 - Séries temporelles de la vitesse du vent (m/s) à Belle-Ile et du courant filtré de la marée à 14 m et à 4 m du fond. Les événements type sont repérés en haut par les directions de provenance du vent : vent de secteur NE (vert), NW (rouge), S et SW (noir).	229
5.22	OPTIC-PCAF 2004 - Vent mesuré à Belle-Ile (direction vers où il souffle).	230
5.23	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Evolution temporelle du courant horizontal (cm.s ⁻¹) instantané (a) et résiduel (b) en fonction de la hauteur par rapport au fond.	230
5.24	OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Vecteurs vitesses du courant horizontal résiduel à F+13m et à F+3m, en fonction du temps (cm.s ⁻¹)	230

5.25	Simulation MARS - Vent ARPEGE dans le Mor-Bras 10/2004 (direction vers où il souffle).	231
5.26	Simulation MARS - Evolution temporelle du courant résiduel à différentes profondeurs en octobre 2004.	231
5.27	Vitesse du vent mesuré à Belle-Ile (direction vers où il souffle).	233
5.28	OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Evolution temporelle du courant horizontal (cm.s^{-1}) instantané (a) et résiduel (b) en fonction de la hauteur par rapport au fond.	233
5.29	OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Vecteurs vitesses du courant horizontal résiduel à F+13m et à F+3m, en fonction du temps (cm.s^{-1}).	233
5.30	Simulation MARS - Vent ARPEGE dans le Mor-Bras 02/2005 (direction vers où il souffle).	234
5.31	Simulation MARS - Evolution temporelle du courant résiduel à différentes profondeurs en février 2005.	234
5.32	Modèle MARS - Tensions de fond maximales calculées sur la période du 10 au 22 octobre 2004. a) avec houles. b) avec houles, secteur Loire-Vilaine. c) sans houles. d) sans houles, secteur Loire-Vilaine.	236
5.33	Simulation MARS - Dépôts (cm) des matières en suspension d'une masse d'eau initialement homogène en concentration par unité de surface (10 kg/m^2), soumis à l'action seule des courants de marée.	238
5.34	Simulation MARS - Effet des houles (2 m, 8s, W et NW) et de la marée sur les dépôts (cm) de matières en suspension d'une masse d'eau initialement homogène en concentration par unité de surface (10 kg/m^2).	238
5.35	Modèle MARS - Concentrations maximales en surface et au fond, calculées pour a) b) et c) sur la période du 10 au 22 octobre 2004, et pour d) du 10/10/2004 au 22/02/2005. a) Simulation n°2 ($W_s \text{ min} = 0.15 \text{ mm/s}$). b) Simulation n°2bis ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$). c) Simulation n°2ter ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$, SANS houles). d) Simulation n°2 ($W_s \text{ min} = 0.15 \text{ mm/s}$), période du 10/10/2004 au 22/02/2005.	240
5.36	Modèle MARS - Evolution temporelle des profils de concentration (mg/l) du 10/10/2004 au 22/02/2005 au centre du Mor-Bras. a) Simulation n°2ter ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$, SANS houles). b) Simulation n°2 ($W_s \text{ min} = 0.15 \text{ mm/s}$). c) Simulation n°2bis ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$).	241
5.37	Modèle MARS - Répartitions en surface et au fond des concentrations (mg/l) les 12, 15, 17, 18, 19 et 21 octobre 2004 dans la zone Loire-Vilaine. L'orientation de la tension du vent est indiquée par le vecteur noir sur les distributions de surface.	243
5.38	Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin <i>et al.</i> 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (1).	245
5.39	Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin <i>et al.</i> 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (2)	246
5.40	Délimitation des secteurs géographiques et des secteurs bathymétriques par rapport à la côte marine (C.M), pour le calcul des concentrations moyennes et des masses en suspension.	247
5.41	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 1-Vilaine (cf carte 5.40).	249
5.42	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 8-Glénan (cf carte 5.40)	250
5.43	Masse totale en suspension sur l'ensemble du domaine, entre 0 et 50 m C.M. (cf carte 5.40).	251
5.44	Concentrations moyennes en surface et au fond pour les secteurs bathymétriques 10-20m C.M. et 20-50m C.M., dans la zone 1-Vilaine (cf carte 5.40).	251
5.45	Position des sections pour lesquelles les flux intégrés sont calculés sur la période de simulation.	252

5.46	Modèle MARS - Flux sédimentaires intégrés (kg) calculés aux sections 1 à 8 définies sur la carte 5.45 - Simulations 2 (Ws min = 0.15 mm/s) en noir et 2bis (Ws min = 0.08 mm/s) en rouge.	254
5.47	Modèle MARS - Flux sédimentaires intégrés (kg) calculés aux sections 1 à 8 définies sur la carte 5.45 - Simulation 2ter (Ws min = 0.08 mm/s, SANS HOULES)	255
C.1	A : facteur d'efficacité de la diffusion en fonction du paramètre ρ pour des particules non absorbantes (minérales) d'indice de réfraction $n = 1.15$, à la longueur d'onde de 660 nm. B : Efficacité de la diffusion d'une distribution de taille de particule en d^{-4}	282
C.2	Calibration du granulomètre laser <i>in-situ</i> CILAS-IFREMER. Nombre de particules dans 1 ml nécessaires pour obtenir une charge de 1 u.a. ($S(d)$)	286
C.3	EDILOIRE 2005 - Situation des deux points de mesure P1 et P2.	287
C.4	EDILOIRE 2005 - Granulométrie de l'eau de fond réalisée in-situ (rouge) et au laboratoire avec 30s, 60s et 90s d'ultrasons.	288
C.5	Mesures granulométriques d'une culture de phytoplancton (Gymnodinium Chloroformum) réalisées sans et avec 30s, 60s et 90s d'ultrasons.	289
D.1	Expérience de calibration des turbidimètres optiques TBD et OBS.	291
D.2	Courbes de calibration des TBD MICREL (SHOM) a) TBD 0-250 NTU (saturation à 190NTU) b) TBD 0-25 NTU (saturation à 19 NTU).	292
D.3	Courbes de calibration de l'OBS-3 (IFREMER)	292
D.4	Courbes de calibration des trois transducteurs de l'ADP Nortek (SHOM).	293
D.5	Relations dB/counts des trois transducteurs l'ADP Nortek (SHOM).	293
D.6	Mouillage MODYCOT 2003 - ADCP 300 kHz - 21/06/2003 - Niveau reçu (dB), courant horizontal (cm/s) et Indice de rétrodiffusion (dB ref. $1m^3$).	294
D.7	Point Fixe VILOIR 21/06/2003 - Mesures de fluorescence ($\mu g(chl(a))/l$), charge volumique totale ($\mu l/l$) et coefficient d'atténuation à 820 nm (m^{-1}).	294
F.1	Campagnes VILPHOS I (29/03/1989) et II (01/08/1989) : MES (mg/l) en surface et au fond.	340
F.2	Campagne ECOLOIRE : MES (mg/l) en surface et au fond.	340
F.3	Transmission (%) en surface et au fond, campagnes MODYCOT 99-1 (avril), 99-2 (juin), 99-3 (septembre), 2000 (mars). Les positions des stations sont indiquées par une croix noire.	342
F.4	Campagne NUTRIGAS 2001. Calibration du granulomètre laser in-situ avec les MES : a- coefficient d'atténuation calculé à partir de la transmission du faisceau ($\lambda=820nm$) ; b- charge volumique ($\mu l/l$).	343
F.5	Campagne NUTRIGAS février 2001. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).	345
F.6	Campagne NUTRIGAS février 2001. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).	346
F.7	Campagne NUTRIGAS février 2001. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820 nm$), à quatre stations différentes (localisation figure F.6). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.	347
F.8	Campagne GASPROD avril 2002.a- Calibration des mesures de néphélométrie (NTU) en concentration massique avec les MES (mg/l); b- Calibration de la charge volumique ($\mu l/l$) avec les mesures du néphélomètre calibrées en mg/l.	348
F.9	Campagne GASPROD avril 2002. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les NTU calibrés avec les MES).	350

F.10	Campagne GASPROD avril 2002. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).	351
F.11	Campagne GASPROD avril 2002. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820$ nm), à quatre stations différentes (localisation figure F.10). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale. . .	352
G.1	Période 1. Erreur relative moyennée sur 48h des vitesses orbitales de houle au fond. Simulations avec 3 itérations max. Haut : $f=0.05$, $\Delta t=10$ min, calcul entre le schéma BSTP et le schéma S&L. Centre : schéma BSTP, $\Delta t=10$ min, calcul entre $f=0.05$ et $f=0.02$. Bas : schéma BSTP, $f=0.05$, calcul entre $\Delta t=10$ min et $\Delta t=1$ h.	355
G.2	Période 1. Séries temporelles des vitesses orbitales de houle au fond (cm/s) et hauteur significative (m) en deux points (point 1 : Mor-bras ; point 2 : embouchure Loire). . . .	356
G.3	Période 2. Erreur relative moyennée sur 48h des vitesses orbitales de houle au fond. Simulations avec 3 itération max. Haut : $f=0.05$, $\Delta t=10$ min, calcul entre le schéma BSTP et le schéma S&L. Centre : schéma BSTP, $\Delta t=10$ min, calcul entre $f=0.05$ et $f=0.02$. Bas : schéma BSTP, $f=0.05$, calcul entre $\Delta t=10$ min et $\Delta t=1$ h.	358
G.4	Période 2. Séries temporelles des vitesses orbitales de houle au fond (cm/s) et hauteur significative (m) en deux points (point 1 : Mor-bras ; point 2 : embouchure Loire). . . .	359
H.1	Délimitation des secteurs géographiques et des secteurs bathymétriques par rapport à la côte marine (C.M), pour le calcul des concentrations moyennes et des masses en suspension.	361
H.2	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 1-Vilaine.	362
H.3	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 2-Vilaine Nord.	363
H.4	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 3-Vilaine Sud.	364
H.5	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 4-Belle-Ile.	365
H.6	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 5-Quiberon.	366
H.7	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 6-Morbihan.	367
H.8	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 7-Groix.	368
H.9	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 8-Glénan.	369
H.10	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 9-Loire.	370
H.11	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 10-Loire Estuaire.	371
H.12	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 11-Bourgneuf.	372
H.13	Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 12-Yeu.	373

Liste des tableaux

2.1	Valeur limite du rayon des particules pour différentes fréquences, séparant conventionnellement le régime de diffusion de Rayleigh ($ka_s \ll 1$) du régime de diffusion géométrique ($ka_s \gg 1$).	18
2.2	Valeurs du coefficient d'amortissement de l'eau pour différentes fréquences. Modèle de Francois et Garrison (1982).	24
2.3	Données techniques RDI de trois ADCP Workhorse	30
2.4	Estimation théorique du niveau émis NE et de l'indice de directivité de trois ADCP RDI.	31
2.5	Calibration en réception de l'ADCP 300 kHz (SHOM)	32
2.6	Calibration en réception de l'ADCP 1200 kHz IFR n°4285	33
2.7	Calibration en réception de l'ADCP 1200 kHz IFR n°5953	33
2.8	Ecarts possibles sur l'indice de rétrodiffusion, liés au fonctionnement de l'ADCP	37
2.9	Ecarts possibles sur l'indice de rétrodiffusion, liés aux conditions hydrologiques	37
2.10	Ecarts possibles sur l'indice de rétrodiffusion, liés à la variabilité des particules présentes dans le milieu.	38
2.11	Valeur des coefficients a et b de la relation $IV / 10\log_{10}(M)$ (8) pour différentes périodes de l'enregistrement ADCP (figure 2.56) et écart quadratique moyen EQ (%) associé, calculé sur l'ensemble de la série temporelle des concentrations massiques.	86
2.12	Tableau récapitulatif des paramètres de calibration des signaux ADCP de 2003, 2004 et 2005 (relation $10 \log_{10}(M) = a IV + b$)	90
3.1	Tableau récapitulatif des mesures de turbidité <i>in-situ</i> réalisées en Bretagne Sud lors des campagnes en mer 1983-2005. MES : pesées de MES ; NTU : néphélomètre ; trans : transmissionmètre ; μ -granu : micro-granulomètre laser <i>in-situ</i> CILAS. P=profils verticaux ; s=surface ; i=intermédiaire ; f=fond. La numérotation des zones est indiquée sur la figure 3.17	114
4.1	Surface des bassins versants (B.V.) et débits moyens, d'étiage et de crue des fleuves considérés dans le modèle Bretagne Sud (Mortreux 1999).	174
4.2	Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec l'ADCP dans le Mor-Bras.	184
4.3	Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec la bouée CETMEF de St-Nazaire.	184
4.4	Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec la bouée CETMEF de Yeu.	184
4.5	Paramètres utilisés pour les calibrations 1 ($z_0=0.1$ mm) et 2 ($z_0=0.033$ mm) du modèle sédimentaire. Les lois d'érosion sont présentées dans la section 4.2.2	195
5.1	MODYCOT 2003 - Orientation des courants résiduels en fonction de la provenance du vent.	228

G.1	Classes de taille des particules du micro-granulomètre laser in-situ CILAS-IFREMER (diamètre D en μm).	286
G.1	Temps de calcul pour différents paramétrages de la simulation de la période 1 (faibles houles).	354
G.2	Temps de calcul pour différents paramétrages de la simulation de la période 2 (fortes houles).	357

Chapitre 1

Introduction : la turbidité en zone côtière

1.1 Motivations

L'objectif de cette étude est de caractériser les turbidités en zone côtière, et en particulier dans la région marine Bretagne Sud, en étudiant leur variabilité spatio-temporelle à l'aide de mesures *in-situ* et de la modélisation numérique 3D.

La connaissance de la turbidité de l'eau est fréquemment requise en zone côtière. C'est avant tout un indicateur de la transparence de l'eau et donc de la visibilité dans l'eau. Ce paramètre répond aux besoins de la Défense Nationale pour les opérations navales faisant intervenir des plongeurs ou des moyens de détection optique d'objets immergés. Ce travail est ainsi financé par la DCA (Délégation Générale pour l'Armement). La turbidité est également un témoin dans la colonne d'eau de la présence de matières en suspension, dont le suivi permet d'étudier les transits de sédiments fins. Cela concerne aussi bien des échelles locales que régionales, et a pour but de réduire les incertitudes actuelles sur l'origine et le devenir des particules en suspension et sur les évolutions à plus ou moins long terme des embouchures estuariennes et des vasières côtières. De plus, la turbidité de l'eau influence la pénétration du rayonnement solaire dans l'eau et donc son réchauffement, dont dépend la circulation océanique. Elle conditionne aussi la répartition verticale de la lumière dans la colonne d'eau et est ainsi un facteur de limitation de la production primaire. Elle influe également sur la position de la ceinture algale (macrophytes) du littoral et constitue une variable d'environnement des habitats côtiers.

1.2 Les différentes mesures de la turbidité

La turbidité, par ce qu'elle représente - à savoir le défaut de transparence de l'eau - est donc liée à la présence, dans la colonne d'eau, de particules fines d'origine minérale, mais aussi de particules organiques vivantes ou détritiques. Les particules minérales peuvent provenir des remises en suspension des fonds sédimentaires, des apports fluviaux et, dans une moindre proportion, des apports atmosphériques. Les particules organiques favorisant la turbidité résultent des développements de phytoplancton, des rejets des organismes vivants et de leur décomposition. La figure 1.1 (Stramski *et al.* 2004) classe les différents constituants de l'eau par nature et échelle de taille. Tous ces éléments modifient les propriétés optiques de l'eau et sont donc susceptibles d'influencer la turbidité.

La quantification de la turbidité dépend fortement de la façon dont elle est mesurée. Le plus souvent, elle est assimilée à la quantité de Matières En Suspension (MES), évaluée en

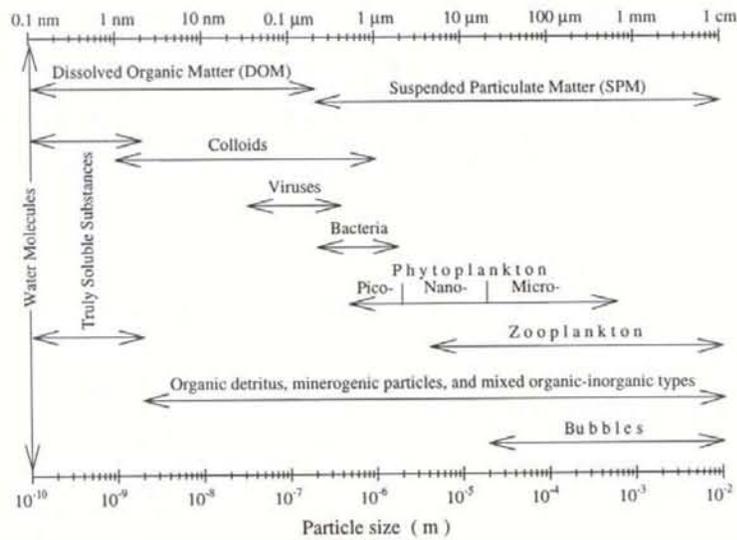


FIG. 1.1 : Principaux constituants de l'eau de mer et échelle de leur dimension caractéristique (Stramski *et al.* 2004).

concentration massique (mg/l). Ce paramètre induit une sous-estimation de la part organique, du fait de la plus faible densité des particules la composant. Il est cependant celui auquel on se ramène couramment pour pouvoir comparer les différentes sources d'information.

Etant souvent utilisée pour l'estimation de paramètres optiques (notamment, le coefficient d'atténuation, pour la modélisation de la production primaire), c'est par principe optique que la turbidité est aussi classiquement mesurée, à partir des propriétés optiques d'absorption et de diffusion de la lumière par les particules présentes dans le milieu. Les transmissiomètres permettent de déterminer un coefficient d'atténuation de la lumière (m^{-1}), par transmission d'un faisceau lumineux sur une distance définie. Les turbidimètres optiques (au sens large) réalisent une mesure par diffusion, à un angle pouvant varier de 90° à 160° selon les appareils : néphélomètres, OBS (Optical Backscatter Sensor), LSS (Light Scattering Sensor), etc... Les grandeurs obtenues sont alors exprimées en unité constructeur (en Volts pour l'OBS) ou en unité standard à laquelle ils ont donné lieu : le NTU (Néphélométric Turbidity Unit), à l'origine définie pour une rétrodiffusion à 90° . Depuis quelques années, le développement des granulomètres laser *in-situ* permet également d'obtenir une information turbidité, en terme de charge volumique (Gentien *et al.* 1995; Agrawal et Pottsmith 1997).

La sensibilité de ces différentes mesures dépend fortement de la taille et la nature des particules présentes dans la colonne d'eau (Bunt *et al.* 1999), et les correspondances entre elles ne sont pas univoques. De plus, ces procédés optiques ont deux limitations premières, l'une d'être des mesures ponctuelles, l'absorption par le milieu du signal optique étant importante et l'autre, d'être très sensibles à l'encrassement (notamment par les développements d'algues sur les capteurs).

Comme complément d'information unique, les images de couleur de l'eau mesurées par télédétection spatiale peuvent maintenant fournir une bonne estimation de la turbidité côtière de surface (calibrée en concentration massique) sur une large emprise spatiale (Froidefond *et al.* 2002; Doxaran *et al.* 2002; Gohin *et al.* 2005; Ouillon *et al.* 1997; Ruddick *et al.* 2003; Miller et McKee 2004; Acker *et al.* 2005). Sur le Golfe de Gascogne, l'analyse des images SeaWiFS et MODIS (NASA) est faite notamment par Gohin *et al.* (2005) sur la base de l'algorithme de Froidefond (2002), permettant de dissocier les signaux liés aux particules phytoplanctoniques

(concentration en chlorophylle *a*) de ceux liés aux matières en suspension inorganiques. Les erreurs peuvent cependant être importantes, lorsque les concentrations en chlorophylle *a* sont fortes, et du fait de la délicatesse des corrections atmosphériques. Ces mesures apportent une information précieuse sur la variabilité spatiale à l'échelle régionale et sur la variabilité temporelle à l'échelle de l'année. Cette richesse reste aussi limitée à la couche de surface, et ne suffit pas pour étudier précisément la dynamique des particules sur la verticale et sur des échelles de temps plus courtes.

Depuis plusieurs années, l'acoustique est utilisée pour la mesure de courant dans la colonne d'eau, et pour la mesure des propriétés intrinsèques des sédiments, avec l'avantage d'être une mesure non intrusive. Plus récemment, les appareils acoustiques ont montré leur capacité à répondre à la charge en particules de l'eau, le signal acoustique étant rétrodiffusé par les particules présentes dans le milieu. En particulier, les ABS (Acoustic Backscatter System) permettent maintenant, par l'usage de trois fréquences, de mesurer des profils de concentrations et de tailles moyennes de particules (Thorne et Hanes 2002).

En parallèle, l'utilisation des courantomètres acoustiques à effet Doppler (de type ADCP RDI et ADP Nortek) s'est considérablement développée, et leur utilisation pour la mesure de concentration a fait l'objet de quelques études (Holdaway *et al.* 1999; Zhu *et al.* 2000; Gartner 2004; Souza *et al.* 2004; Durrieu de Madron *et al.* 2005). Cette mesure est doublement intéressante : elle permet d'échantillonner sur toute la colonne d'eau les concentrations de matières en suspension et elle est beaucoup moins sensible à l'encrassement que les capteurs optiques, permettant ainsi des mesures sur le long terme. Cependant, la mesure de turbidité par rétrodiffusion acoustique est sujette à de nombreux questionnements, relatifs à la forte variabilité des réponses des signaux selon les environnements dans lesquels ils sont utilisés, en grande partie due à leur forte sensibilité à la nature et la dimension des particules, par ailleurs très variables.

1.3 Approche par modélisation numérique

La modélisation numérique est un outil précieux qui permet d'intégrer de nombreux processus (lorsqu'ils sont connus), de palier au manque de données en fournissant une information complète dans les trois dimensions de l'espace et dans le temps, et d'aider ainsi à la compréhension des phénomènes.

En termes de turbidité, l'utilisation de modèles déterministes consiste le plus souvent à considérer des variables particulières d'origine sédimentaire, apportées par les fleuves, remises en suspension par les houles et les courants, advectées-dispersées et pouvant chuter dans la colonne d'eau. Les processus de transport et de mélange dépendent des circulations 3D qui peuvent être induites par la marée, le vent, les gradients de densité et, à plus petite échelle, la turbulence. Les particules cohésives sont aussi associées à des processus d'agrégation et désagrégation dans la colonne d'eau, qui peuvent également être modélisés (Malcherek *et al.* 1994), mais qui restent encore mal connus. Les interactions avec le fond sédimentaire résultent des processus d'érosion et de dépôt, fonctions des contraintes sur le fond générées par les houles et les courants. Ces processus font encore l'objet de nombreuses recherches, et des paramétrisations sont en général effectuées, nécessitant une calibration du modèle avec des mesures.

Les modèles permettent alors de quantifier les turbidités en fonction des différents forçages, et d'étudier les flux particuliers aux échelles de temps et d'espace voulus. Jusqu'à récemment, les études de dynamique des sédiments fins étaient surtout limitées aux estuaires (Le Hir *et al.* 2001; Le Hir et Thouvenin 1994; Sottolichio *et al.* 2001), aux lagons (Douillet *et al.* 2001; Lopes *et al.* 2006) et aux zones côtières (Prandle *et al.* 2000; Lumborg 2002; Fettweis et Van den Eynde 2003; Kunte *et al.* 2005), les processus sédimentaires y étant particulièrement complexes

et déterminants pour l'étude des transferts côte-large. A plus grande échelle, la modélisation du transport des sédiments fins a aussi été entreprise, notamment en mer du Nord (Holt et James 1999; Gayer *et al.* 2006), en mer Baltique (Kuhrts *et al.* 2004), en mer de Chine (Jiang *et al.* 2000).

La nécessité de bien reproduire la variabilité des turbidités en milieu côtier, est en particulier motivée par la dépendance forte des efflorescences de phytoplancton à ce paramètre. Au printemps et à l'automne, alors que les conditions hydrologiques et nutritives sont favorables, les fortes remises en suspension liées aux houles peuvent limiter la croissance des espèces phytoplanctoniques (Huret 2005). La qualité de la modélisation de la production primaire (à la base du fonctionnement de l'écosystème) est donc conditionnée par une bonne modélisation des turbidités d'origine minérale.

De plus, en revenant à la définition même de la turbidité - le défaut de transparence de l'eau - la contribution du matériel organique à la turbidité (efflorescence de phytoplancton et flux détritiques associés), non négligeable surtout au large, doit pouvoir être prise en compte dans la modélisation. Quelques études récentes ont pu ainsi calculer des paramètres optiques intégrant cela (distances de visibilité, coefficients d'atténuation), plus représentatifs de la turbidité au sens large (Loyer *et al.* 2005; Gohin *et al.* 2005). C'est aussi la raison pour laquelle la modélisation de la turbidité d'origine minérale et celle de la production primaire doivent à terme être couplées.

1.4 Objectifs de la thèse et organisation du document

La caractérisation des turbidités en zone côtière doit donc faire appel à plusieurs approches, du fait de la spécificité des différents principes de mesure. L'objectif de la thèse est d'étudier la variabilité spatio-temporelle des turbidités dans le secteur côtier "Bretagne Sud" (figure 1.2), avec plus particulièrement l'utilisation des ADCP pour la mesure de concentration et la modélisation numérique 3D, avec la prise en compte de forçages réalistes.

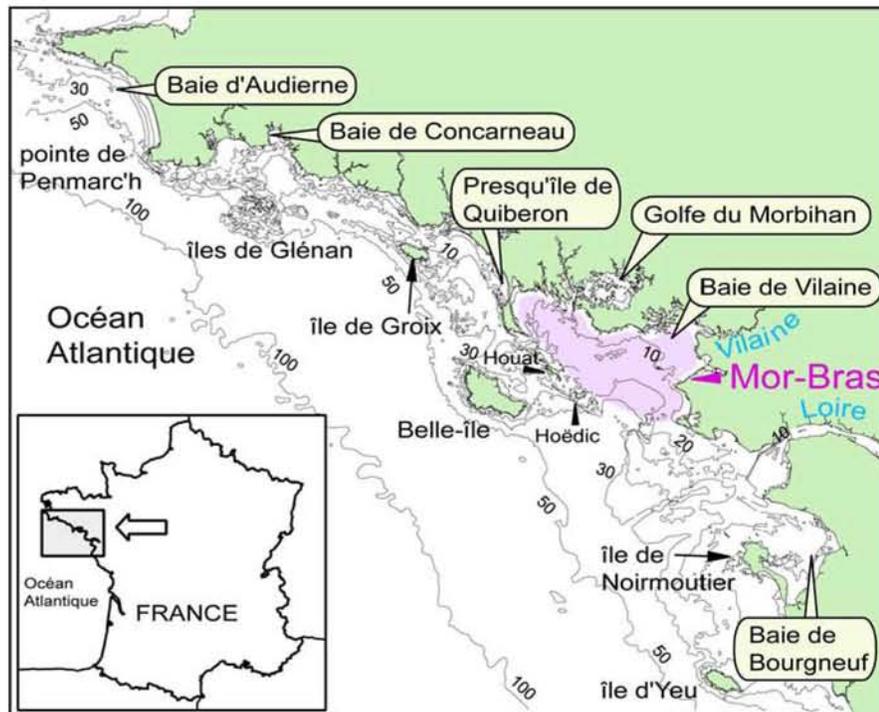


FIG. 1.2 : Carte de situation du domaine "Bretagne Sud".

En premier lieu, nous nous sommes intéressés à la mesure de turbidité par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). Aux vues des incertitudes sur l'exploitation du signal, nous avons souhaité préciser la capacité de ces appareils à mesurer et quantifier la charge en particules de la colonne d'eau. Leur déploiement sur des périodes longues a pour but d'étudier finement la dynamique des turbidités en réponse aux différents forçages hydrodynamiques. Plusieurs mouillages en mer ont donc été réalisés dans le Mor-bras, avec également des mesures complémentaires de validation.

Le chapitre 2 commence donc par l'étude théorique de l'inversion du signal ADCP pour l'obtention de la charge en particules de l'eau. Les sensibilités de la mesure et des méthodologies possibles sont ensuite présentées, puis plusieurs séries de mesures, acquises en 2003, 2004 et 2005, sont exploitées à ces fins. Il contient aussi une partie importante d'analyse des mesures réalisées pour cette étude. Nous avons notamment cherché à caractériser les particules présentes dans le milieu, pour mieux comprendre les problèmes d'inversion du signal rétrodiffusé.

Le chapitre 3 concerne l'analyse des différentes mesures de turbidité disponibles sur notre zone d'étude. Une synthèse des mesures *in-situ* est effectuée, à partir des principales campagnes en mer réalisées en Bretagne Sud jusqu'à maintenant. Les différentes informations "turbidité" sont interprétées et calibrées en concentration massique lorsque cela est possible. Les résultats des campagnes les plus récentes sont également présentés.

L'apport des mouillages de longue durée est mis en évidence en exploitant les mesures ADCP calibrées en concentration (résultats du chapitre 2), la dynamique des turbidités obtenues pouvant en effet être reliée aux différents forçages. La simultanéité des mesures de courant et de houle permet également de quantifier les contraintes induites sur le fond, responsables de la remise en suspension, mais dont l'estimation précise reste incertaine.

Un second objectif de la thèse est d'étudier la faisabilité de la modélisation des turbidités à l'échelle régionale, et en particulier dans la zone Bretagne Sud, afin d'étudier et de bien représenter ses variabilités. Pour cela, le modèle MARS-3D a été mis en oeuvre sur le secteur Bretagne Sud. Cette configuration a été construite à partir de celle du plateau Golfe de Gascogne de Huret (2005), comprenant des modules de biologie, biogéochimie, et de dynamique sédimentaire. La turbidité comprenant une part minérale et organique, l'objectif est de pouvoir à terme, coupler les deux sources pour une meilleure estimation des paramètres optiques et une meilleure modélisation de la production primaire. Cependant, dans le cadre de cette étude, nous nous sommes limité à la dynamique des sédiments fins d'origine minérale dans la zone Bretagne Sud, et seules les variables sédimentaires sont considérées. Les turbidités reproduites par le modèle sont donc exprimées en concentration massique. L'effort a porté sur la prise en compte de forçages hydrodynamiques et météorologiques quasi-réalistes, ce qui a conduit à la mise en oeuvre du modèle de vagues SWAN sur la même zone d'étude, pour bien reproduire la génération et la propagation des vagues sur le domaine. Le chapitre 4 présente ainsi les modèles utilisés et précise leur configuration. La calibration du modèle hydro-sédimentaire et l'évaluation de sa capacité à reproduire les turbidités a été faite pour une grande part grâce aux mesures ADCP. Ces résultats sont discutés également dans ce chapitre 4, mettant en évidence les différentes sensibilités du modèle, et en particulier la sensibilité des turbidités à la structure hydrologique.

Enfin, le chapitre 5 concerne l'exploitation des résultats du modèle hydro-sédimentaire et du modèle de vagues, à partir de simulations numériques de plusieurs mois, en conditions hivernales. La propagation des houles et les circulations résiduelles sont décrites. Ces dernières sont aussi comparées aux mesures en point fixe (ADCP). L'influence relative des houles et de la marée sur les variabilités spatio-temporelles des turbidités est mise en évidence. Les masses totales en suspension sont estimées ainsi que les flux de matières en plusieurs sections du domaine.

Chapitre 2

La mesure de turbidité avec les courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP RDI)

Sommaire

2.1	Formulation de l'étude du signal acoustique des ADCP	12
2.1.1	Equation du sonar	13
2.1.2	Pertes de transmission PT	15
2.1.3	Indice de cible/rétrodiffusion IC	16
2.2	Modélisation de la diffusion d'une onde acoustique sur une particule	17
2.2.1	Modèle de Section Efficace de Rétrodiffusion (SER) $\bar{\sigma}$	18
2.2.2	Modèle de Section Efficace de Diffusion totale $\bar{\sigma}_{tot}$	19
2.2.3	Variabilité de l'indice de rétrodiffusion volumique IV	20
2.2.4	Sensibilité à une distribution de particules	22
2.3	L'amortissement de l'onde dans le milieu	24
2.3.1	Le coefficient d'amortissement par l'eau α_w	24
2.3.2	Le coefficient d'absorption visqueuse lié aux particules α_v	24
2.3.3	Le coefficient d'amortissement dû à la diffusion par les particules α_d	25
2.3.4	Atténuation totale liée aux particules	26
2.4	Analogie avec le modèle de Thorne et al. (2002)	28
2.5	Caractérisation des ADCP en émission et réception	30
2.5.1	Données constructeur des ADCP RDI et estimation théorique du niveau émis NE	30
2.5.2	Calibration en bassin des caractéristiques d'émission et de réception des ADCP RDI Workhorse	31
2.6	Exploitation des profils d'intensité rétrodiffusée des ADCP : méthodologies et sensibilités de la mesure	34
2.6.1	Obtention de profils de concentration : méthode implicite itérative	34
2.6.2	Inversion de l'indice de rétrodiffusion volumique IV	35
2.6.3	Calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion IV	35
2.6.4	Bilan des incertitudes et sensibilité des différents termes	36
2.6.5	Dimension et nature des particules	37
2.6.6	Conclusion	38
2.7	Stratégie de mouillages expérimentaux	39
2.7.1	Reconnaissance des fonds : campagne PREMOD	39
2.7.2	Position du point de mouillage	41

2.8	Application aux mesures en mer de 2003	42
2.8.1	Présentation du mouillage	42
2.8.2	Les mesures ADCP : obtention d'un indice de rétrodiffusion	45
2.8.3	Caractérisation des particules pour l'inversion du signal	52
2.8.4	Calibration empirique de IV	57
2.8.5	Conclusion	57
2.9	Application aux mesures en mer de 2004	60
2.9.1	Présentation des mesures ADCP 1200 kHz et 300 kHz	60
2.9.2	Calibration empirique de IV	63
2.9.3	Caractérisation des particules au cours du point fixe OPTIC-PCAF 2004	68
2.9.4	Inversion du signal ADCP avec le modèle de SER	74
2.9.5	Conclusion	78
2.10	Application aux mesures en mer de 2005	81
2.10.1	Instrumentation et site d'étude	81
2.10.2	Calibration du transmissomètre et des turbidimètres optiques	82
2.10.3	Indice de rétrodiffusion volumique IV	82
2.10.4	Calibration empirique de IV avec les mesures du turbidimètre TBD	84
2.11	Synthèse des résultats et conclusion	89

Liste des symboles

- a_s rayon moyen des particules (m)
 a_t diamètre du transducteur (m)
 c_0 célérité du son dans l'eau de mer (m.s^{-1})
 Cv concentration volumique ($\mu\text{l.l}^{-1}$)
 $e = gh^2 = E_s/E_0 =$ rapport des modules d'élasticité de la particule et de celui du milieu
 f fréquence de l'onde (Hz)
 F_m fonction de forme des particules (s.u.)
 $g = \rho_s/\rho_0$ rapport des masses volumiques de la particule et du milieu
 $h = c_s/c_0$ rapport des vitesses des ondes de compression dans la particule et dans le milieu
 IC indice de cible (dB)
 IV indice de cible volumique (dB ref. 1m^3)
 $k = 2\pi/\lambda$ nombre d'onde (rad.m^{-1})
 K_c coefficient dB/counts
 $L = c_0\tau/2$ longueur du puits (m) (correspondant à l'épaisseur insonifiée)
 L_s longueur de diffusion des particules (m)
 M concentration massique (kg.m^{-3})
 N densité volumique des particules (nbre.m^{-3})
 NC niveau d'écho reçu par l'ADCP (counts)
 NC_0 niveau de bruit de l'ADCP en réception (counts)
 NR niveau reçu par l'ADCP (dB)
 NE niveau émis par l'ADCP (dB)
 p pression acoustique (Pa)
 P puissance acoustique (Watts)
 P_e puissance électrique consommée (Watts)
 p_0 pression acoustique émise, évaluée à la distance $r_0=1\text{m}$ du transducteur (Pa)
 R distance au transducteur (m)
 $R_f = (gh - 1)/(gh + 1) = (Z_s - Z_0)/(Z_s + Z_0)$ coefficient de réflexion d'une onde plane, en incidence normale, sur une interface plane, fonction du contraste d'impédance
 $v_s = \frac{4}{3}\pi a_s^3$ volume d'une particule sphérique (m^3)
 $V = \psi R^2 L$ volume insonifié à la distance R du transducteur (m^3)
 $Z_0 = \rho_0 c_0$ impédance du milieu ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
 $Z_s = \rho_s c_s$ impédance de la particule ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
- $\beta = P/P_e$ rendement électro-acoustique du transducteur
 $\lambda = c_0/f$ longueur d'onde (m)
 $\nu = 1,3 \cdot 10^{-6}$ viscosité cinématique de l'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
 θ angle entre l'onde incidente et l'onde rétrodiffusée (rad)
 ϕ ouverture angulaire du transducteur (radians)
 $\psi = 8\pi (\lambda/\pi a_t)^2$ ouverture solide équivalente du transducteur (stéradians); $\psi \simeq \pi(\phi/2)^2$
 Ψ facteur de correction du champ proche
 ρ_0 masse volumique de l'eau (kg.m^{-3})
 ρ_s masse volumique des particules (kg.m^{-3})
 $\bar{\sigma}$ section efficace de rétrodiffusion (m^2)
 $\bar{\sigma}_{tot}$ section efficace de diffusion totale (m^2)
 $\omega = 2\pi f$ fréquence angulaire (rad.s^{-1})
 τ durée du puits (s)

Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'étudier la faisabilité de la mesure de turbidité par les courantomètres profileurs acoustiques à effet Doppler (ADCP, ADP). En particulier, il s'agit de tenter d'exploiter l'intensité rétrodiffusée de ces appareils pour quantifier les matières en suspension dans une zone côtière, soumise aux courants de marée et aux houles. Le principe de mesure repose sur la dépendance de l'intensité acoustique reçue par l'appareil à la quantité de diffuseurs que constituent les matières en suspension (MES). L'intérêt est multiple : il permet des mesures non intrusives dans toute la colonne d'eau et il est moins sensible aux bio-salissures que les systèmes optiques. De plus, la simultanéité des mesures du courant et des MES est susceptible de permettre l'estimation directe des flux particulières.

L'utilisation d'appareils acoustiques pour l'étude des processus sédimentaires (transport, morphodynamique) est reconnue pour les sédiments sableux, et pour des courtes échelles spatio-temporelles (période de la marée, dans les deux mètres au dessus du fond). Pour la mesure de concentration, Thorne et Hanes (2002) ont fait une synthèse des méthodologies possibles applicables aux ABS (Acoustic Backscatter System), qui ont l'intérêt d'être multifréquences et de pouvoir ainsi estimer également une taille moyenne des particules. La plupart des études étaient réalisées sur des sédiments sableux (Sheng et Hay 1988; Lynch *et al.* 1994; Lee et Hanes 1995). Sur des sédiments cohésifs, Hamilton *et al.* (1998) et Shi *et al.* (1999) ont utilisé un ASSM (Acoustic Suspended Sediment Monitor, possédant 1 transducteur à la fréquence de 500 kHz), dans des gammes de concentration élevée (0.5-8 g.l⁻¹). Les expériences de mesures de concentration avec les ADCP se sont surtout développées ces dernières années. Gartner (2004) a exploité des signaux d'ADCP 1200 et 2400 kHz sur des périodes de temps plus grandes, toujours dans des gammes de concentrations élevées (0.3-0.6 g.l⁻¹). Souza *et al.* (2004) ont calibré les signaux d'un ADCP 1200 kHz avec les mesures d'un OBS, pour des concentrations allant jusqu'à 30 mg/l. Le premier logiciel disponible sur le marché est le logiciel Sediview (DRL) qui a été utilisé notamment par Ferré *et al.* (2005) sur des données ADCP 300 kHz, pour des concentrations <100 mg/l. Il existe également maintenant le logiciel VISEA-PDT (Aqua Vision BV), qui a l'avantage, pour certaines applications, de pouvoir fonctionner en temps réel.

Devant la confidentialité des algorithmes et les questionnements soulevés par la calibration complexe annoncée par Sédiview, nous avons fait le choix de développer notre propre méthode de calcul. La première moitié de ce chapitre est donc consacrée à l'identification des processus majeurs intervenant dans la mesure acoustique de turbidité et à l'étude de sa sensibilité. Ceci a été fait en particulier avec l'objectif d'utiliser les ADCP RDI mais peut être transposable à d'autres profileurs acoustiques de courant.

La formulation adoptée est présentée dans la section 2.1. Le phénomène de diffusion est étudié dans la section 2.2 à l'aide d'un modèle de diffusion, que nous avons construit pour pouvoir considérer des particules de nature aussi bien minérales qu'organiques. Les phénomènes d'amortissement du signal acoustique au cours de sa propagation sont développés dans la section 2.3. L'analogie avec le modèle de Thorne *et al.* (2002) est faite dans la section 2.4. De plus, les quelques données techniques disponibles sur les ADCP RDI (Deines 1999) n'étant pas suffisantes, une calibration en bassin des appareils a permis de prendre en compte leurs caractéristiques individuelles d'émission et de réception. Un bilan des résultats est fait dans la section 2.5. Des méthodologies possibles pour l'exploitation des profils ADCP dans le but d'obtenir une concentration massique sont présentées dans la section 2.6 avec un bilan des incertitudes et des sensibilités de la mesure.

La suite du chapitre concerne l'analyse de mesures *in-situ* acquises pour cette étude dans le Mor-Bras (entre la Loire et la baie de Quiberon). Après une description de la stratégie de

mouillages expérimentaux adoptée pour valider notre approche (section 2.7), la présentation et l'analyse des mesures en mer sont faites pour les mouillages en mer réalisés en 2003 (section 2.8), 2004 (section 2.9) et 2005 (section 2.10).

2.1 Formulation de l'étude du signal acoustique des ADCP

L'onde acoustique émise par l'ADCP est diffusée, au cours de sa propagation, par les particules présentes dans la colonne d'eau. L'ADCP mesure l'intensité de l'onde rétrodiffusée, qui peut donc être reliée à la charge en particules.

La propagation dans l'eau est affectée par plusieurs mécanismes : la divergence sphérique (décroissance en $1/R^2$ de l'intensité acoustique) et l'amortissement par le milieu dissipatif (décroissance exponentielle de l'amplitude en distance). Ce dernier processus dépend des conditions hydrologiques et de la concentration en particules elle-même. De plus, le mécanisme de diffusion de l'onde est fonction des caractéristiques des particules (densité, dimension), qu'il est donc nécessaire de connaître a priori.

La propagation de l'onde acoustique de pression est régie par l'équation de Helmholtz :

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = \frac{1}{c_0} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \quad (2.1)$$

exprimée ici pour la pression p d'une onde se déplaçant au cours du temps t dans l'espace (x, y, z) et où c_0 est la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu. Pour une onde sinusoïdale de fréquence f , la solution de cette équation est une onde sphérique de la forme suivante, exprimant la pression à une distance R de la source en fonction de la pression à la source p_0 (évaluée à la distance $r_0=1$ m de la source) :

$$p_i(R, t) = p_0 \frac{r_0}{R} e^{j(\omega t - kR)} \quad (2.2)$$

où ω est la fréquence angulaire et $k = 2\pi f/c_0$ le nombre d'onde. En prenant en compte l'amortissement de l'onde par le milieu dissipatif, induisant une décroissance exponentielle de l'amplitude de l'onde en fonction de la distance, l'expression de la pression incidente p_i arrivant sur une particule située à une distance R de la source est alors :

$$p_i(R, t) = p_0 \frac{r_0 e^{-\alpha R}}{R} e^{j(\omega t - kR)} \quad (2.3)$$

avec le coefficient d'atténuation de l'onde α (m^{-1}).

Le niveau de pression rétrodiffusée (donc revenant à la source) s'exprime en fonction de cette pression incidente et d'une longueur de diffusion L_s dépendant des caractéristiques des particules par rapport à celles du signal (Medwin et Clay 1998) :

$$\begin{aligned} p_s(R, t) &= L_s p_i(R, t) \frac{e^{-\alpha R}}{R} e^{j(\omega t - kR)} \\ &= L_s p_0 \frac{r_0 e^{-2\alpha R}}{R^2} e^{2j(\omega t - kR)} \end{aligned} \quad (2.4)$$

En pratique, les mesures dépendent de facteurs liés aux caractéristiques techniques et électroniques du transducteur utilisé (un ADCP RDI est composé de quatre transducteurs réalisant indépendamment des mesures d'intensité rétrodiffusée dans la colonne d'eau). Pour prendre en compte cela, l'équation du sonar est classiquement utilisée.

2.1.1 Equation du sonar

L'équation du sonar est un bilan d'énergie, exprimant un rapport signal sur bruit, prenant en compte les caractéristiques techniques du transducteur. Le détail de l'équation est donné en Annexe A à partir de Deines (1999). RDI ne fournit pas toutes les caractéristiques techniques des ADCP, et elles peuvent varier d'un appareil à l'autre. Deines (1999) propose également une formulation en décibels de l'équation du sonar, regroupant certains termes et donnant certaines caractéristiques des ADCP RDI. Cependant, celles-ci ne suffisent pas si l'on veut prendre en compte les caractéristiques individuelles des appareils. Devant l'incertitude de certaines données (facteur de bruit, largeur de bande du bruit), et pour étudier plus précisément la sensibilité des différents termes de l'équation du sonar, il a été préféré une formulation légèrement différente (Eq. 2.8), afin de pouvoir prendre en compte une calibration individuelle des transducteurs. C'est à partir de cette équation que sont explicités par la suite chacun des processus en jeu.

Le décibel :

Du fait de leur dynamique importante, les grandeurs acoustiques sont traditionnellement quantifiées logarithmiquement, et exprimées en décibels (dB). Le décibel est une unité relative qui s'obtient à partir du Logarithme base 10 du rapport de puissances acoustiques P (en Watts) :

$$1 \text{ dB} = 10 \log_{10} \left(\frac{P_1}{P_2} \right) \quad (2.5)$$

Or, la puissance rayonnée par une source à une distance R s'exprime en fonction de la pression p (en Pascal), selon :

$$P(R) = 4\pi R^2 \frac{p(R)^2}{\rho_0 c_0} \quad (2.6)$$

avec c_0 la célérité des ondes dans le milieu et ρ_0 la masse volumique du milieu. On utilise ainsi le plus souvent :

$$1 \text{ dB} = 20 \log_{10} \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (2.7)$$

En se ramenant à une pression de référence $p_2 = 1 \mu\text{Pa}$, le niveau de pression acoustique absolue est alors exprimé en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$.

Formulation de base utilisée :

L'expression de l'équation du sonar en décibels permet également de quantifier les différents processus de manière additive. Le niveau de pression acoustique reçu par le transducteur NR peut s'exprimer sous la forme suivante (Lurton 2002) :

$$NR = NE - 2PT + IC \quad (2.8)$$

- NR est le niveau de pression acoustique de l'écho reçu en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$.
- NE est le niveau acoustique émis. Il est évalué à la distance de 1 m de la source et par rapport à la pression de référence de $1 \mu\text{Pa}$, et s'exprime donc en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$.
- PT (dB) est la perte de transmission lors de la propagation de l'onde dans le milieu.
- IC (dB) est l'indice de cible ou encore le coefficient de rétrodiffusion (pour un ensemble de particules insonifiées simultanément par le signal).

Le niveau reçu est enregistré par les ADCP de la société RDI en unité arbitraire, les "counts", et est nommé par le constructeur RSSI (Received Signal Strength Indicator, destiné à l'origine à

contrôler la qualité du signal). Cette grandeur est ici notée NC . Elle peut être reliée au niveau de pression en décibels NR ($\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$) par calibration (figure 2.1) :

$$NR = Kc (NC - NC_0) + Br \quad (2.9)$$

Approximativement, $Kc \sim 0.43$ dB/count. NC_0 est un niveau plancher (en counts) en dessous duquel l'appareil ne répond pas et Br est le niveau de pression associé (en décibels), correspondant à un niveau de bruit et qui n'est pas connu. NC_0 peut être déterminé en plaçant l'ADCP dans un bac d'eau et en le configurant en écoute seule. Par contre, le niveau de bruit Br correspondant ne peut être estimé qu'avec une calibration spécifique de l'ADCP en utilisant un transducteur étalon (Annexe E et section 2.5.2).

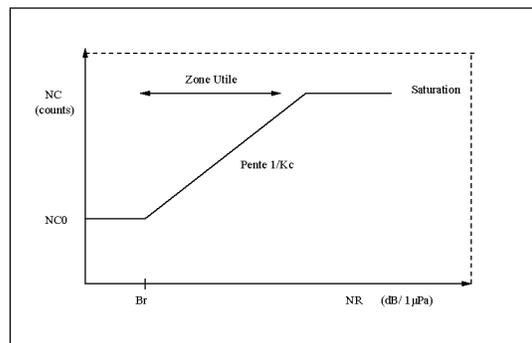


FIG. 2.1 : *Forme générale de la courbe caractéristique count-dB (Lurton 2002)*

Le niveau émis NE est délicat à estimer précisément. RDI donne des valeurs moyennes de référence (section 2.5.1) mais le niveau dépend d'une part de l'énergie des piles, et d'autre part de l'impédance des transducteurs, qui peut varier avec les conditions environnementales. Peu de données existent sur ces variations. La tension électrique transmise est enregistrée par l'ADCP (en grandeur hexadécimale en "counts") mais seule une calibration en bassin permet de la relier au niveau émis en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$ (Annexe E et section 2.5.2) .

Géométrie de la mesure :

La figure 2.2 montre la géométrie de la mesure de courant et d'intensité rétrodiffusée, par un ADCP RDI posé au fond de la mer. Les quatre transducteurs réalisent des mesures indépendantes d'intensité rétrodiffusée et de vitesse le long de chaque faisceau, orienté de 20 degrés par rapport à la verticale. La discrétisation verticale dépend de la configuration de l'appareil et en particulier de la taille D des cellules ("bins") choisie par l'utilisateur. Celle-ci détermine en grande partie la durée τ du signal envoyé par l'ADCP. En réception, l'ADCP a une "fenêtre d'écoute" ("range gate") correspondant à deux fois la taille de la cellule définie ("bin"), et décale les différentes mesures d'une demie fenêtre, ce qui fait qu'une cellule de mesure est en fait liée à ses deux cellules adjacentes, du fait du recouvrement des "range gate". Le poids relatif des signaux reçus est cependant plus important au centre de chaque cellule et diminue en s'en éloignant. Cela implique donc que les vitesses successivement calculées sont donc légèrement corrélées entre elles. Cette mesure de vitesse est réalisée (ADCP Broadband) par auto-corrélation du signal, celui-ci étant composé de répétitions de signaux élémentaires de type PSK (Phase Shift Keying), dont l'allure et le nombre dépendent de la configuration de l'ADCP (Annexe E). Le "Blank" R_0 correspond à une période (donc une distance) où le signal n'est pas pris en compte, du fait de la vibration de la céramique juste après l'émission, phénomène qui induit des perturbations du champ de pression.

En ce qui concerne la mesure d'intensité rétrodiffusée, le RSSI (NC) résulte de l'intégration du signal sur la fenêtre d'écoute ("range gate"), à laquelle est appliqué un filtre passe-bas, dont l'échelle varie (pour raisons électroniques) selon que la taille des cellules définies est "petite" ou "grande" (RDI, comm. pers.) : il induit des RSSI représentatifs soit de la cellule définie ("bin

size”), soit de la dernière moitié de la cellule (figure 2.2). La définition de ”petite” ou ”grande” n’est pas explicitement donnée par RDI. Par exemple, pour un 300 kHz, des cellules de 2 m (”grandes”) induisent un RSSI représentatif de la cellule complète, alors que des cellules de 1 m (”petites”) induisent un RSSI dans la dernière moitié de la cellule (RDI, comm. pers.). Pour un 1200 kHz, les cellules sont en général petites, et pour des tailles inférieures à 50 cm le RSSI est représentatif de la dernière moitié de la cellule.

L’exploitation du signal sera faite avec les hypothèses que les cellules de mesure sont homogènes en concentration et que les intensités rétrodiffusées enregistrées résultent de signaux aléatoires.

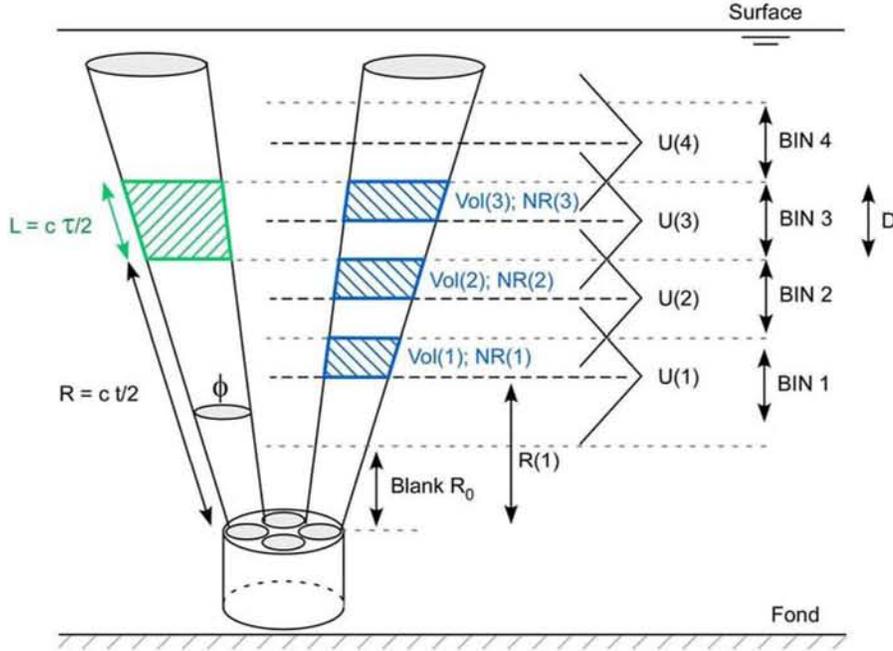


FIG. 2.2 : Schéma de la géométrie de la mesure d’un ADCP RDI posé sur le fond de la mer. $U(i)$ est la vitesse du courant et $NR(i)$ l’intensité du signal rétrodiffusé par les particules présentes dans le volume $Vol(i)$. $R(1)$ représente la distance verticale allant du transducteur à la base de la première mesure d’intensité rétrodiffusée. Ici, la représentation est faite pour le cas des ”petites” cellules (voir texte), où le niveau reçu est représentatif de la dernière moitié de la cellule.

2.1.2 Pertes de transmission PT

Les pertes de transmission sont liées à la divergence sphérique (décroissance en $1/R^2$ de l’intensité acoustique) et l’amortissement par le milieu dissipatif (décroissance exponentielle de l’amplitude en distance). Le passage en décibels ($20 \log_{10}(p_i)$) de l’équation 2.3 permet d’exprimer le coefficient d’amortissement α en dB.m^{-1} , tel que :

$$\alpha_{[\text{dB.m}^{-1}]} = 20 \log_{10}(r_0 \exp(\alpha_{[m^{-1}]})) = 20 \log_{10}(\exp(1))\alpha_{[m^{-1}]} = 8,686\alpha_{[m^{-1}]} \quad (2.10)$$

En présence de particules dans l’eau, les pertes de transmission à une distance R du transducteur sont donc :

$$PT = 20 \log_{10}(\Psi R) + \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr \quad (\text{dB}) \quad (2.11)$$

avec $\alpha_s = \alpha_v + \alpha_d$ (en dB/m) le coefficient d’amortissement lié à la présence de particules dans le milieu, et Ψ un facteur de correction du champ proche (voir ci-dessous).

- α_w est lié à l'amortissement par l'eau pure,
- α_v est lié à l'absorption visqueuse due aux particules,
- α_d est lié à la diffusion par les particules.

La section 2.3 détaille l'expression de chacun de ces coefficients.

Champ proche / Champ lointain :

Le facteur Ψ permet de corriger de l'approximation de divergence sphérique pour les distances proches du transducteur. En effet, la propagation de l'onde se fait de façon différente selon la distance au transducteur. On définit ainsi deux zones à partir de la distance de Fresnel $R_0 = D_t^2/\lambda$, où D_t est la dimension caractéristique du transducteur et λ , la longueur d'onde (figure 2.3) :

-le champ proche, pour $R < R_0$, caractérisé par un champ de pression oscillant.

-le champ lointain, pour $R > R_0$, où les interférences disparaissent et les ondes sont considérées sphériques.

Par exemple, pour un ADCP RDI 300kHz de 79 mm de diamètre, la distance de Fresnel est de 1.004 m. Habituellement, la formulation de Downing (1995) est utilisée :

$$\Psi = [1 + 1.35z + (2.5z)^{3.2}]/[1.35z + (2.5z)^{3.2}] \quad \text{avec } z = R/R_0 \quad (2.12)$$

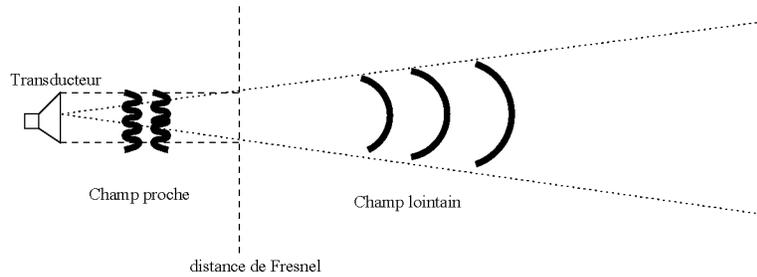


FIG. 2.3 : Rayonnement d'un transducteur : champ proche et champ lointain sont délimités par la distance de Fresnel R_0 (Lurton 1998).

2.1.3 Indice de cible/rétrodiffusion IC

L'indice de cible caractérise les propriétés de diffusion des particules insonifiées par l'onde. Il dépend de la nature de la cible et des caractéristiques du signal émis. IC est par exemple utilisé en halieutique pour la caractérisation acoustique des bancs de poissons. Plusieurs auteurs ont travaillé aussi sur la caractérisation acoustique des particules zooplanctoniques (Johnson 1977; Stanton 1998; Medwin et Clay 1998; Holliday *et al.* 1998). Dans notre application à l'évaluation de la turbidité, la cible n'est pas une particule élémentaire mais plutôt un ensemble de particules en suspension, de nature plus ou moins connue : particules minérales ou organiques, agrégats mixtes, phytoplancton, zooplancton. On parlera donc plutôt d'indice de rétrodiffusion, associé à un type de particules (taille, nature), ou à une distribution de particules.

Dans le cas où le transducteur est émetteur et récepteur, l'indice de cible se définit comme la valeur en décibels du rapport d'intensité de l'onde rétrodiffusée (ramenée à 1 m du centre de la cible) et de l'onde incidente interceptée par la cible (Stanton 1989; Lurton 1998). Ce rapport est la Section Efficace de Rétrodiffusion (SER σ , en m^2)¹ de la cible, ou ici d'un ensemble de particules insonifiées simultanément dans un volume V . Il s'écrit ainsi le plus souvent en fonction

¹la SER est aussi le carré de la longueur de diffusion L_s , introduite dans l'équation 2.4

de la SER globale volumique σ_1 (telle que $\sigma = \sigma_1 V$), qu'on peut écrire sous la forme suivante :

$$\sigma_1 = N\bar{\sigma} = \sum_i (n_i \sigma_i) \quad (2.13)$$

avec N la densité numérique (nb.m⁻³) moyenne de particules et $\bar{\sigma}$ la SER individuelle moyenne effective. La moyenne est faite sur le spectre numérique de tailles de particules, $\overline{(\cdot)} = \sum_i (\cdot) n_i$, n_i étant la fraction numérique de la classe i de particules.

L'indice de cible IC s'écrit donc :

$$IC = 10 \log_{10}(\sigma_1) + 10 \log_{10}(V) = IV + 10 \log_{10}(V) \quad (2.14)$$

avec IV l'indice de cible volumique (c'est-à-dire relatif à 1 m³).

En faisant apparaître la concentration massique $M = N\rho_s \bar{v}_s$ (en kg.m⁻³), avec ρ_s la masse volumique des particules et \bar{v}_s le volume particulaire moyen, l'indice de cible/rétrodiffusion volumique est :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\frac{M \cdot \bar{\sigma}}{\rho_s \cdot \bar{v}_s} \right) \quad (\text{dB ref. } 1 \text{ m}^3) \quad (2.15)$$

La SER individuelle moyenne $\bar{\sigma}$ est modélisée en fonction de la fréquence de l'onde et des caractéristiques des particules. Son expression est précisée dans la section 2.2.1.

De plus, la SER intégrée dans toutes les directions est la Section Efficace de Diffusion totale (SED), $\bar{\sigma}_{tot}$, dont l'estimation permet le calcul du coefficient d'amortissement liée à la diffusion par les particules (α_d dans l'équation 2.11). En effet, la diffusion de l'onde sur une particule est un phénomène qui ré-émet de l'énergie dans toutes les directions. Le modèle de SED totale est donné dans la section 2.2.2.

2.2 Modélisation de la diffusion d'une onde acoustique sur une particule

L'étude de la diffusion d'une onde sur une particule est basée sur les théories de Rayleigh, Helmholtz et Kirchhoff. Des solutions analytiques existent pour des géométries simples de particules, rigides ou élastiques. Elles sont sous forme de séries de fonctions que l'on peut évaluer numériquement (Sheng et Hay 1988; Stanton 1989; Thorne *et al.* 1993; Medwin et Clay 1998). La diffusion est liée à des phénomènes de diffraction et de réflexion de l'onde, lorsque la taille de la particule est respectivement petite ou grande par rapport à la longueur d'onde du signal. Deux régimes limites de diffusion apparaissent alors : le régime de Rayleigh ($ka_s \ll 1$, dit "basse fréquence") et le régime de diffusion géométrique ($ka_s \gg 1$, dit "haute fréquence"). Dans le régime de transition, les interactions réflexion/diffraction induisent des oscillations du signal diffusé par rapport à l'incident, que l'on peut formuler dans l'expression de la SER σ ou la fonction de forme Fm (qui est reliée à la SER, cf section 2.4). Cependant, du fait de la variabilité et des irrégularités de forme et d'aspect des particules présentes dans le milieu, les détails des fluctuations de la SER (ou la fonction de forme), obtenus théoriquement pour des particules régulières, ne sont pas retrouvés pratiquement, et il est donc justifié de considérer des modèles plus simples de SER (Sheng et Hay 1988; Stanton 1989).

2.2.1 Modèle de Section Efficace de Rétrodiffusion (SER) $\bar{\sigma}$

Il existe ainsi plusieurs modèles de SER, basés sur le modèle "passe-haut"² de Johnson (1977). Celui-ci modélise la SER d'une sphère selon les deux régimes de diffusion, correspondant au comportement physique des particules en fonction de leur taille par rapport à la longueur d'onde incidente : le régime de Rayleigh ($ka_s \ll 1$) et le régime de diffusion géométrique ($ka_s \gg 1$). Le tableau 2.1 donne les valeurs approchées du rayon limite de particules sphériques, séparant les deux régimes, selon la fréquence acoustique considérée.

Fréq f [kHz]	150	300	500	600	1000	1200	3000
Rayon a_s tq $ka_s \sim 1$	1.6 mm	790 μm	470 μm	395 μm	240 μm	200 μm	80 μm

TABLE 2.1 : Valeur limite du rayon des particules pour différentes fréquences, séparant conventionnellement le régime de diffusion de Rayleigh ($ka_s \ll 1$) du régime de diffusion géométrique ($ka_s \gg 1$).

Thorne et Hanes (2002) ont développé à partir des travaux de Sheng et Hay (1988) un modèle validé pour des particules de sable (section 2.4). Afin de pouvoir étendre le modèle aux particules de natures différentes, en particulier les sédiments cohésifs, les agrégats organiques et les particules planctoniques, nous avons construit un modèle à partir des résultats de Stanton (1998), prenant en compte un coefficient de réflexion interne R_f , dépendant de la nature des particules. La différence principale se situe donc dans le régime de diffusion géométrique (voir section 2.4).

Stanton (1998) a développé l'expression de la SER de particules sphériques et cylindriques faiblement diffusantes (i.e. de densité proche de celle du milieu), pour les deux régimes limites de diffusion, à partir de l'expression analytique de base (Anderson 1950). Pour la SER moyenne d'un ensemble de particules sphériques élastiques, il donne (figure 2.4) :

$$\begin{aligned}
 & - \text{régime de Rayleigh } (ka \ll 1) : \bar{\sigma}_{BF} = A^2 (ka_s)^4 a_s^2 \\
 & - \text{régime géométrique } (ka \gg 1) : \bar{\sigma}_{HF} = \frac{1}{2} R_f^2 a_s^2 \\
 & \text{avec } A = \underbrace{\frac{e-1}{3e}}_1 + \underbrace{\frac{g-1}{2g+1} \cos(\theta)}_2 \quad \text{et} \quad R_f = \frac{gh-1}{gh+1} \tag{2.16}
 \end{aligned}$$

Si on considère l'onde rétrodiffusée dans la direction de la source, $\theta = 0$.

En basse fréquence, la SER croît avec la puissance 6 du rayon des particules et la puissance 4 du nombre d'onde. Le coefficient A dépend de la nature des particules, il représente l'importance des termes monopole (1) et dipole (2) de la diffusion. Le premier terme est lié à l'élasticité de la particule par rapport au milieu ($e = gh^2$, avec g le rapport des masses volumiques et h le rapport des célérités des ondes), l'onde provoque à son passage une compression/dilatation de la particule. Le second terme est lié à l'hypothèse que la particule est fixe, le mouvement d'oscillation de la particule créé par l'onde est donc le même que si c'était la particule elle-même qui bougeait. Dans l'océan, la plupart des particules planctoniques ont des valeurs de e et g proches de l'unité. Pour des particules minérales, ces valeurs sont bien supérieures à 1. Pour des bulles de gaz, $e \ll 1$ et $g \ll 1$, la diffusion est omnidirectionnelle car le terme d'élasticité domine.

En haute fréquence, la SER est fonction uniquement de la taille de la particule et du coefficient de réflexion R_f , lié au contraste d'impédance entre la particule et le milieu. La SER est indépendante de la fréquence.

En se basant sur ces résultats, nous pouvons construire un modèle de type "passe-haut" qui relie

²Ce terme provient de l'analogie faite par Johnson avec un filtre passe-haut d'un système électrique. Aux basses fréquences, le signal est fortement atténué.

les deux régimes limites tels que formulés par Stanton (1998) :

$$\bar{\sigma} = \frac{A^2 (ka_s)^4 a_s^2}{\left(1 + \frac{\sqrt{2}A}{R_f} (ka_s)^2\right)^2} \quad (2.17)$$

La figure 2.4 présente les résultats, pour des particules minérales avec $g=2.58$ et $h=3.0$. Les deux régimes limites sont indiqués en couleur.

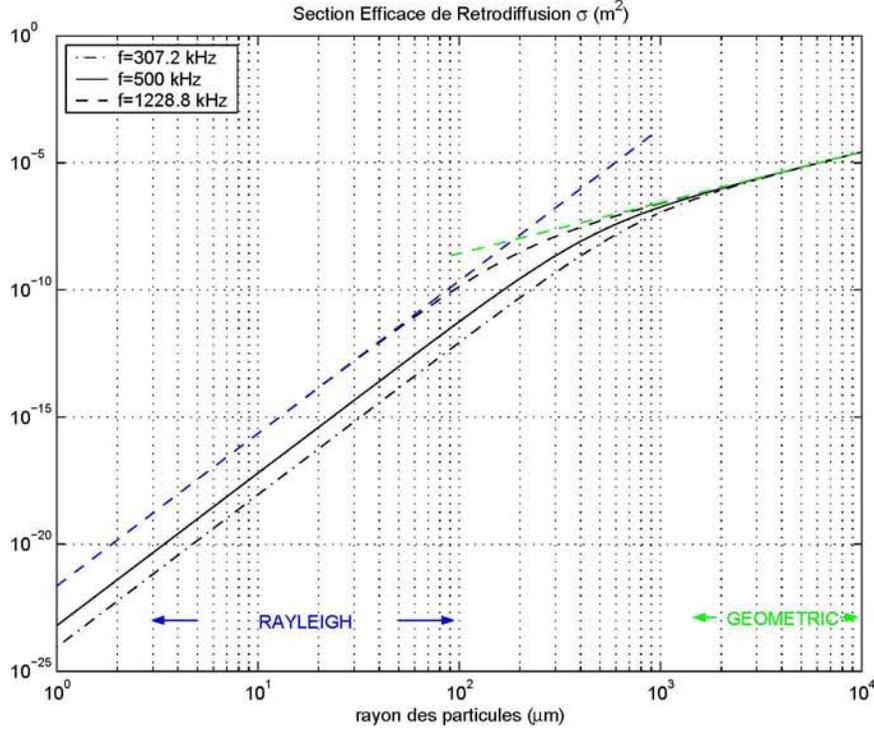


FIG. 2.4 : Modèle "passe-haut" de Section Efficace de Rétrodiffusion $\bar{\sigma}$ (Eq. 2.17) en fonction du rayon de particules minérales ($g=2.58$; $h=3.0$) pour trois fréquences. Régimes limites de Stanton (1998) $\bar{\sigma}_{BF}$ (bleu) et $\bar{\sigma}_{HF}$ (vert) à 1228.8 kHz.

2.2.2 Modèle de Section Efficace de Diffusion totale $\bar{\sigma}_{tot}$

L'amortissement d'une onde due à sa diffusion par une particule dépend de l'importance de cette diffusion dans toutes les directions au niveau de la particule. C'est donc la section efficace de diffusion totale $\bar{\sigma}_{tot}$ qu'il s'agit d'évaluer, et qui représente l'intégration de la SER dans tout l'espace.

De même que pour le modèle de SER, nous pouvons construire un modèle pour la SED totale, à partir des valeurs limites suivantes, résultantes de l'intégration sur θ de $\bar{\sigma}_{BF}$ et $\bar{\sigma}_{HF}$ (Medwin et Clay 1998; Stanton 1998) :

- diffusion de Rayleigh ($ka \gg 1$) : $\bar{\sigma}_{tot} = 2B (ka_s)^4 (2\pi a_s^2)$
- diffusion géométrique ($ka \ll 1$) : $\bar{\sigma}_{tot} = R_f^2 (2\pi a_s^2)$

$$\text{avec } B = \left(\frac{e-1}{3e}\right)^2 + \frac{1}{3} \left(\frac{g-1}{2g+1}\right)^2 \quad \text{et} \quad R_f = \frac{gh-1}{gh+1} \quad (2.18)$$

Le modèle utilisé est alors :

$$\bar{\sigma}_{tot} = \frac{2B (ka_s)^4 (2\pi a_s^2)}{\left(1 + \frac{\sqrt{2B}}{R_f} (ka_s)^2\right)^2} \quad (2.19)$$

Dans le régime géométrique, la diffusion vers l'avant est importante et la section efficace de diffusion totale est de l'ordre de 2 fois la section géométrique (πa_s^2).

2.2.3 Variabilité de l'indice de rétrodiffusion volumique IV

Pour évaluer l'importance de la rétrodiffusion d'un ensemble de particules dans un volume unitaire, en fonction de la concentration, la taille et la nature des particules, on peut estimer les valeurs de l'indice de rétrodiffusion volumique IV obtenu à partir de la SER individuelle moyenne $\bar{\sigma}$ (Eq. 2.14) :

$$IV = 10 \log_{10}(N \bar{\sigma}) = 10 \log_{10}\left(\frac{M}{\rho_s v_s} \bar{\sigma}\right) \quad (\text{dB ref. } 1\text{m}^3)$$

La figure 2.5 montre les valeurs de IV obtenues aux fréquences de 307.2 kHz et 1228.8 kHz, pour différentes concentrations, et en fonction du rayon des particules. IV croît avec la concentration massique et croît avec la fréquence. L'écart entre les indices, lié uniquement à la différence de fréquence, est de $10 \log_{10}(1229^4/307^4) \sim 24$ dB. Celui dû à un changement d'ordre de grandeur de la concentration massique est de 10 dB. Dans le régime de Rayleigh, la différence liée à des particules de rayon 10 μm ou 50 μm , est de $10 \log_{10}(50^3/10^3) \sim 21$ dB.

La figure 2.6 montre les valeurs de IV pour des particules sphériques minérales et biologiques, pour une concentration de 10 mg/l. Le calcul est fait avec $g=2.58$, $h=3.0$ pour le minéral, et $g=1.04$, $h=1.03$ pour le biologique (Stanton 1998). L'indice de rétrodiffusion des particules minérales est plus fort que celui des particules biologiques. Dans le régime de Rayleigh, la différence est de $10 \log_{10}(A_{min}^2/A_{bio}^2 \cdot g_{bio}/g_{min}) \sim 18.4$ dB pour une même taille de particules. L'écart est plus important dans le régime de diffusion géométrique, c'est-à-dire pour des particules de taille importante par rapport à la longueur d'onde ($ka_s \gg 1$). Pour une concentration de 1 g/l, il suffit d'ajouter 20 dB à toutes les valeurs.

Ceci n'est valable que pour des particules biologiques sans poche de gaz, sinon le contraste d'impédance est beaucoup plus grand que celui du minéral et l'indice de rétrodiffusion sera alors plus important (sans oublier que des phénomènes de résonance peuvent apparaître). De même, les diatomées auront un indice de rétrodiffusion plus proche de celui de particules minérales plutôt que biologiques du fait de la forte densité de leur squelette siliceux. De plus, dans une zone comme la baie de Vilaine, où le sédiment est de nature cohésive, l'estimation des paramètres caractéristiques des particules présentes dans la colonne d'eau est plus complexe. Il faut considérer plutôt des amas de particules dont la forme et la composition varie considérablement. Il faudrait donc paramétrer l'élasticité (ou la rigidité) en fonction de la densité, sachant que la densité va tendre à décroître avec le diamètre des amas.

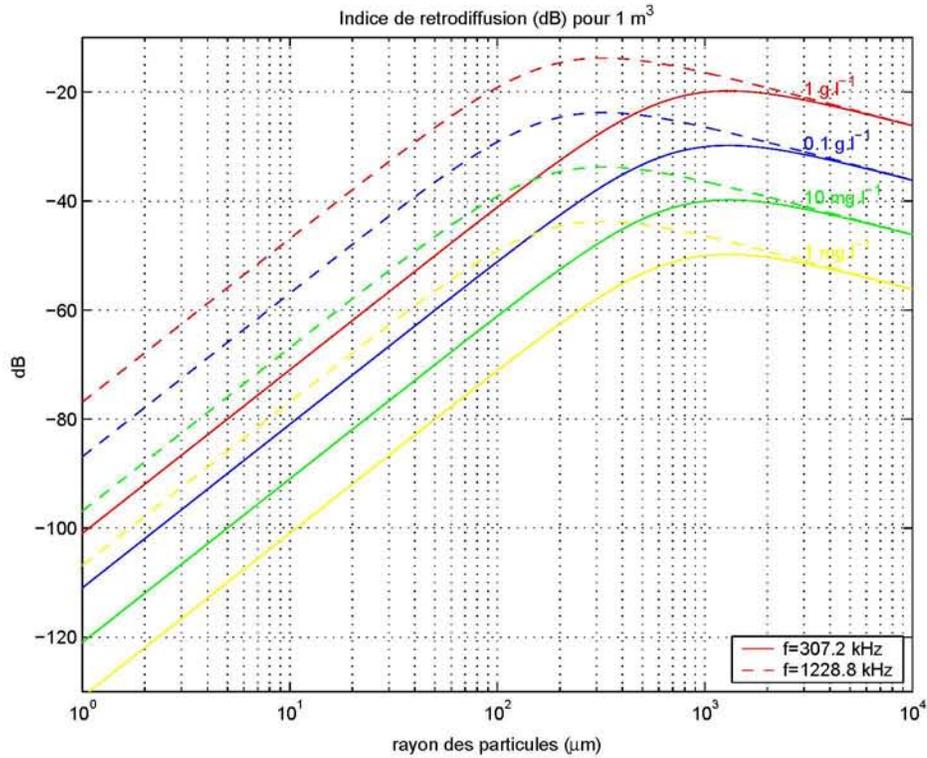


FIG. 2.5 : Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour des concentrations de 1 mg/l à 1 g/l et deux fréquences différentes. Particules minérales ($g=2.58$; $h=3.0$).

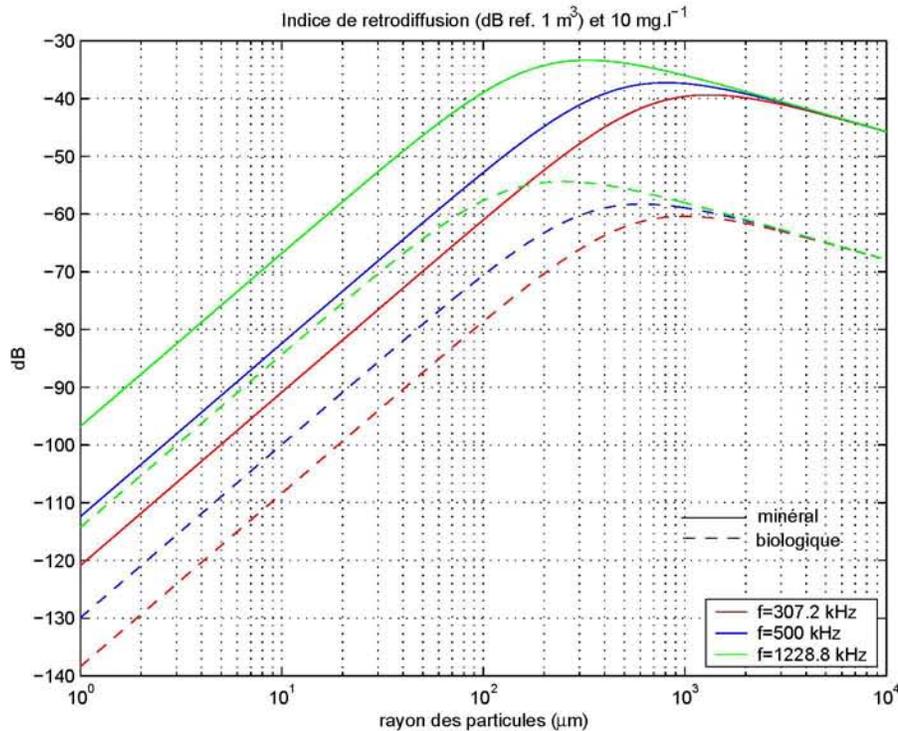


FIG. 2.6 : Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour trois fréquences (à 10 mg.l^{-1}). Valeurs pour des particules minérales (trait plein, ($g=2.58$; $h=3.0$) et biologiques (tirets, ($g=1.04$; $h=1.03$).

2.2.4 Sensibilité à une distribution de particules

Considérons une distribution volumique de tailles de particules, telle que mesurée par un micro-granulomètre. Le spectre présenté sur la figure 2.7 (haut) a été mesuré avec le micro-granulomètre de laboratoire CILAS, à partir d'un échantillon d'eau prélevé dans le Mor-Bras en février 2005. L'échantillon est agité et a subi une minute d'ultrasons avant la mesure. Ce spectre est donc composé de particules élémentaires, dont on peut considérer une masse volumique de 2600 kg/m^3 quelle que soit la classe de taille. Le diamètre médian est de $11 \mu\text{m}$.

Soit f_i la fraction volumique de la classe i , n_i la densité numérique des particules de la classe i , a_i leur rayon et v_i leur volume individuel, on a :

$$f_i = \frac{n_i v_i}{\sum_i (n_i v_i)}$$

Si la masse volumique ρ_s de chaque classe est identique, la concentration massique M de l'ensemble de la distribution s'écrit :

$$M = \rho_s \sum_i (n_i v_i)$$

D'où :

$$n_i = \frac{M}{\rho_s} \cdot \frac{f_i}{v_i}$$

L'indice de rétrodiffusion volumique s'écrit alors :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\sum_i n_i \sigma_i \right) = 10 \log_{10} \left(\frac{M}{\rho_s} \sum_i \frac{f_i}{v_i} \sigma_i \right)$$

Le rayon équivalent a_e au sens de la SER peut être défini tel que :

$$\frac{\sigma_e}{v_e} = \sum_i \frac{f_i \sigma_i}{v_i} \quad (2.20)$$

avec v_e et σ_e respectivement le volume et la SER correspondant à cette classe de taille équivalente. En considérant la distribution dans le régime de Rayleigh, les SER sont en puissance 6 du rayon des particules (Eq. 2.17) donc

$$\frac{a_e^6}{\frac{4}{3}\pi a_e^3} = \sum_i \frac{f_i a_i^6}{\frac{4}{3}\pi a_i^3}$$

et le rayon équivalent est donc tel que :

$$a_e^3 = \sum_i f_i a_i^3 \quad (2.21)$$

Pour une distribution de particules de même masse volumique, le rayon équivalent au sens de la SER est donc indépendant de la fréquence de l'onde, dans le régime de Rayleigh. Ce résultat est illustré sur la figure 2.7 (bas), pour les fréquences de 1200 et 300 kHz. Pour chaque classe de taille, la valeur de la SER individuelle (σ_i) divisée par le volume individuel v_i est représentée par un point. Elle croît avec la taille de la particule en puissance 6 du rayon (régime de Rayleigh). De plus la valeur de la SER globale (pondérée du volume équivalent, équation 2.20) est indiquée par la droite en tirets. L'intersection de la droite avec la courbe reliant les SER individuelles donne le diamètre équivalent, plus élevé que le diamètre médian.

Pour la distribution de taille considérée ici, le diamètre équivalent est de $24 \mu\text{m}$ (diamètre médian de $11 \mu\text{m}$).

Pour se rendre compte de l'influence sur l'indice de cible de la prise en compte du diamètre médian ou du diamètre équivalent, les valeurs obtenues dans les deux cas sont indiquées dans le tableau suivant. On considère une concentration massique de 50 mg/l et une masse volumique de 2600 kg.m^{-3} . Il apparaît une différence de plus de 26 dB, ce qui est vraiment important (un facteur 400 sur la concentration).

	IV (1200kHz)	IV (300kHz)
avec diamètre médian	-77 dB	-101.1 dB
avec diamètre équivalent	-50.7 dB	-74.7 dB
écart	26.3 dB	26.4 dB

Cependant, ce résultat est valable uniquement dans le cas d'une population de particules de même masse volumique. Dans le milieu, la nature des particules est très variable : les spectres mesurés par le micro-granulomètre laser *in-situ* sont composés de particules minérales, biologiques et d'agrégats, dont la densité varie fortement. Pour estimer alors un rayon équivalent au sens de la SER, il faudrait pouvoir définir non seulement la relation taille/masse volumique des particules, mais aussi la relation taille/célérité des ondes de compression, intervenant dans le calcul de la SER. A priori, on peut supposer que ces deux relations sont décroissantes avec la dimension des particules mesurées *in-situ* (les plus grosses particules sont des agrégats ou des particules biologiques), et le rayon équivalent au sens de la SER est donc plus faible que celui que l'on vient de déterminer. Ceci sera illustré dans l'analyse des mesures de 2004 (section 2.9.4).

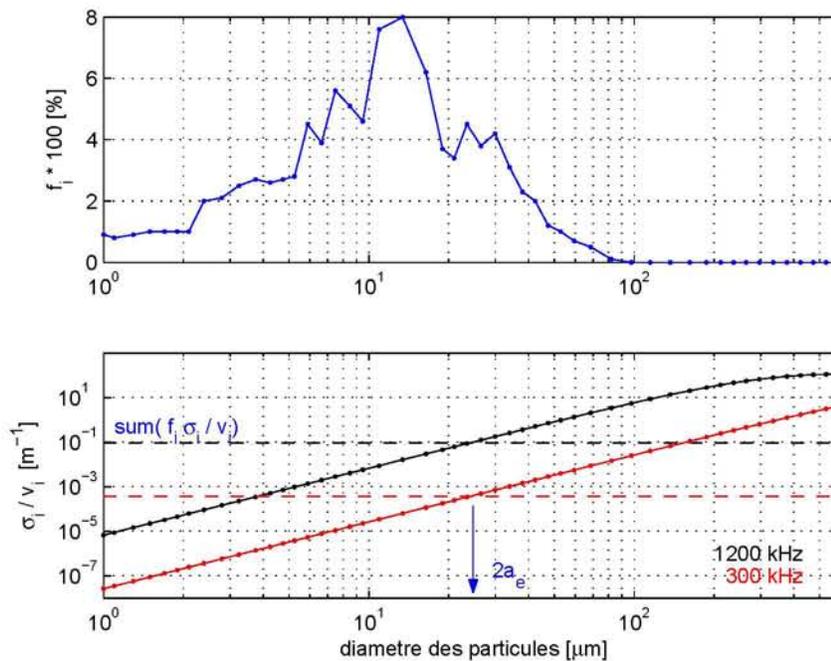


FIG. 2.7 : Haut : distribution volumique (%) d'une population de particules élémentaires en fonction du diamètre (μm). Bas : SER individuelle σ_i divisée par le volume individuel v_i pour chaque classe de taille et pour deux fréquences. La droite en tirets ($\sum_i f_i \sigma_i / v_i$) représente la valeur de la SER globale sur le volume équivalent (de la distribution complète). L'intersection donne le diamètre équivalent au sens de la SER ($2 a_e$), Eq. 2.20.

2.3 L'amortissement de l'onde dans le milieu

2.3.1 Le coefficient d'amortissement par l'eau α_w

L'amortissement dans l'eau de mer est dû à :

- la viscosité de l'eau pure,
- la relaxation des molécules³ de sulfate de magnésium autour de 100 kHz,
- la relaxation des molécules d'acide borique autour de 1 kHz.

Ce coefficient est classiquement décrit par le modèle de Francois et Garrison (1982). Il s'exprime sous la forme générale suivante, ici en dB/km.

$$\alpha_w = \underbrace{A_1 P_1 \frac{f_1 f^2}{f_1^2 + f^2}}_1 + \underbrace{A_2 P_2 \frac{f_2 f^2}{f_2^2 + f^2}}_2 + \underbrace{A_3 P_3 f^2}_3 \quad (\text{dB.km}^{-1}) \quad (2.22)$$

Les termes 1 et 2 font apparaître les contributions des phénomènes de relaxation moléculaire, le troisième terme correspond à la viscosité de l'eau pure. Les différents coefficients A_i , P_i et f_i ($i = 1$ à 3) dépendent des valeurs de la température, de la pression et de la salinité. L'influence de l'amortissement augmente très vite avec la fréquence f . Aux fréquences de l'ordre du MégaHertz, l'absorption par l'eau limite énormément la portée des appareils. Le tableau 2.2 donne les valeurs du coefficient pour $S = 34$ psu et $T = 10^\circ\text{C}$, à $P = 1$ atm.

Fréq f (kHz)	10	75	150	300	500	1000	1200
α_w (dB/km)	0.93	25	44	72	123	357	494

TAB. 2.2 : Valeurs du coefficient d'amortissement de l'eau pour différentes fréquences. Modèle de Francois et Garrison (1982).

La figure 2.8 montre, pour les fréquences de 307.2 kHz et 1228.8 kHz, les valeurs de l'atténuation dans l'eau en dB/m en fonction de la salinité et la température. L'atténuation croît avec la salinité, alors que l'effet de la température est inversé entre les deux fréquences. A haute fréquence, l'atténuation décroît quand la température augmente. La validité de la formulation de Francois et Garrison va de 0.2 à 1000 kHz. Faute d'information concernant les plus hautes fréquences, les valeurs d'atténuation à 1228.8 kHz sont calculées avec ce modèle aussi.

2.3.2 Le coefficient d'absorption visqueuse lié aux particules α_v

Ce coefficient prend en compte l'augmentation de viscosité du milieu par la présence de particules en suspension. Il est d'autant plus important que la taille des particules est petite devant la longueur d'onde du signal acoustique (figure 2.9). Il dépend de la concentration en particules (M , en kg.m^{-3}) et peut s'écrire :

$$\alpha_v = \zeta_v M \quad (\text{m}^{-1}) \quad (2.23)$$

Peu d'auteurs prennent en compte ce coefficient, car il est souvent considéré comme négligeable devant celui lié à la diffusion, en particulier dans les milieux où le sédiment est non cohésif. C'est en effet la présence des fines particules qui rend ce terme non négligeable. Holdaway et al. (1999) utilisent la formulation de Urlick (1948) :

³La relaxation moléculaire est la dissociation suivie de la recombinaison de certains composés ioniques en solution du fait de la variation locale de pression créée par le passage d'une onde acoustique. Si la période de celle-ci est supérieure au temps nécessaire à la molécule pour se recomposer, le phénomène se produit à chaque alternance et dissipe de l'énergie en permanence.

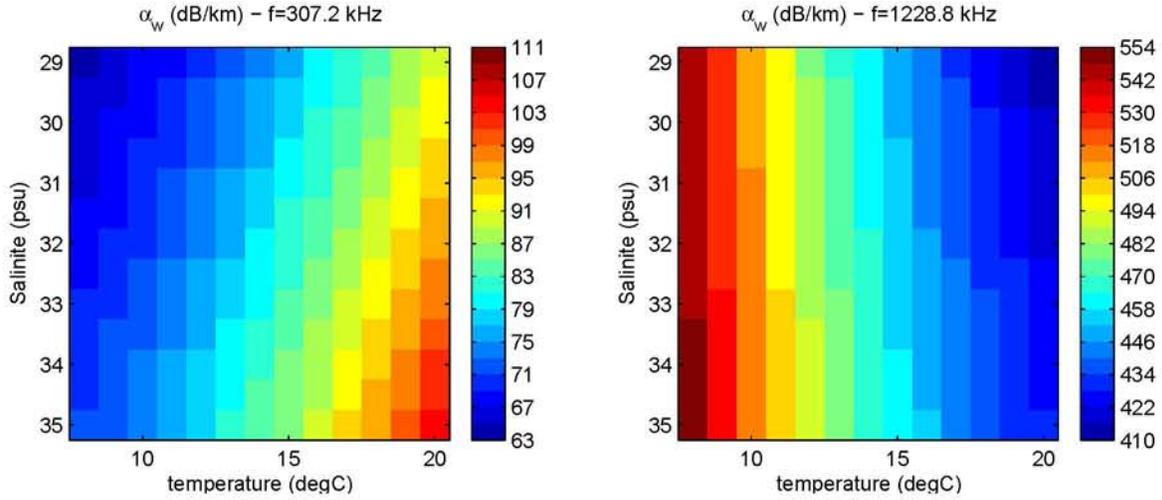


FIG. 2.8 : Coefficient d'amortissement lié à l'eau en fonction de la Température et la Salinité, à la pression atmosphérique et aux fréquences de 307.2 kHz (gauche) et 1228.8 kHz (droite); Modèle de Francois et Garrison (1982).

$$\zeta_v = \frac{k (g - 1)^2}{2\rho_s} \left[\frac{s}{s^2 + (g + \theta)^2} \right] \quad (\text{m}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3) \quad (2.24)$$

$$\text{avec } s = \frac{9}{4\beta \bar{a}_s} \left[1 + \frac{1}{\beta \bar{a}_s} \right]; \quad g = \frac{\rho_s}{\rho_0}; \quad \theta = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{9}{2\beta \bar{a}_s} \right] \quad \text{et} \quad \beta = \sqrt{\frac{\omega}{2\nu}}$$

Pour travailler en dB/m :

$$\alpha_{v[\text{dB.m}^{-1}]} = 20 \log_{10}(\exp(1)) \zeta_v M = 8.686 \zeta_v M \quad (2.25)$$

avec ζ_v telle que ci-dessus, dépendant des paramètres f , ρ_0 , c_0 , ν , ρ_s et a_s .

2.3.3 Le coefficient d'amortissement dû à la diffusion par les particules α_d

Ce coefficient dépend aussi de la concentration en particules et peut s'écrire sous la forme suivante :

$$\alpha_d = \zeta_d M \quad (\text{m}^{-1}) \quad (2.26)$$

avec ζ_d , la constante d'atténuation liée à la diffusion par les particules. D'autre part, ce coefficient d'amortissement s'exprime en fonction de la section efficace de diffusion dans tout l'espace $\bar{\sigma}_{tot}$, pour N particules dans 1 m^3 (Sheng et Hay 1988; Thorne *et al.* 1993) :

$$\alpha_d = \frac{N \bar{\sigma}_{tot}}{2} \quad (\text{m}^{-1}) \quad (2.27)$$

De même que précédemment, le coefficient s'exprime en dB/m, et en fonction de la concentration massique $M = N \rho_s \bar{v}_s$, comme suit :

$$\alpha_d = 20 \log_{10}(\exp(1)) \zeta_d M \quad (\text{dB.m}^{-1}) \quad (2.28)$$

$$\text{avec } \zeta_d = \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{\sigma}_{tot}}{\rho_s \bar{v}_s} \right) \quad (\text{m}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m}^3)$$

$\bar{\sigma}_{tot}$ est modélisée en fonction de la nature, la taille des particules et la fréquence de l'onde (cf

section 2.2.2).

Finalement, le coefficient d'amortissement total lié aux particules s'exprime ainsi :

$$\alpha_s = \alpha_v + \alpha_d = 20 \log_{10}(\exp(1)) (\zeta_v + \zeta_d) M = 8.868 (\zeta_v + \zeta_d) M \quad (\text{dB.m}^{-1}) \quad (2.29)$$

avec un terme lié à la viscosité : $\zeta_v = F(f, \rho_0, c_0, \nu, \rho_s, a_s)$

et un terme lié à la diffusion : $\zeta_d = \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma_{tot}}{\rho_s v_s} \right)$.

2.3.4 Atténuation totale liée aux particules

L'amortissement de l'onde acoustique dû à la présence de particules en suspension dans la colonne d'eau est lié d'une part à l'absorption visqueuse par les particules fines, et d'autre part à la diffusion de l'onde sur les particules, dont les formulations ont été explicitées précédemment. Cette atténuation totale peut être déterminée explicitement, sous réserve de la connaissance de la concentration en particules et des caractéristiques de ces particules : taille, densité, forme, élasticité (Eq. 2.29).

Sur la figure 2.9 sont tracées les valeurs des deux composantes α_v et α_d ainsi que le coefficient total α_s , pour des rayons de 0 à 600 μm , gamme typique de taille des particules en suspension en milieu marin côtier (remarquons qu'ici, à la fréquence de 307.2 kHz, nous sommes dans le régime de diffusion de Rayleigh, $a_s < 700 \mu\text{m}$). A une fréquence donnée et pour une concentration donnée, l'amortissement dû à l'absorption visqueuse est prédominant pour les petites particules alors que pour les plus grandes, le phénomène de diffusion l'emporte. A 300 kHz, la limite se trouve autour de 150 μm . Un changement de la densité dans le calcul de ces coefficients montre sur cette figure que l'amortissement est plus faible pour des particules biologiques, de densité proche de celle de l'eau, et que la taille limite entre les deux composantes décroît aussi (100 μm).

La taille limite des particules, pour laquelle l'atténuation totale suit l'une ou l'autre des composantes, décroît avec la fréquence (figure 2.10). De plus, l'amortissement total augmente en fonction de la fréquence de l'onde acoustique et en fonction de la concentration. A 300 kHz, pour un rayon de 200 μm , $\alpha_s = 2.10^{-5} \text{ dB.m}^{-1}$ à $M=1 \text{ mg.l}^{-1}$ et $\alpha_s = 2.10^{-3} \text{ dB.m}^{-1}$ à $M=100 \text{ mg.l}^{-1}$ (figure 2.10). Ceci est à comparer avec le coefficient d'amortissement lié à l'eau. A cette fréquence là, l'amortissement lié aux particules est bien plus faible que celui dû à l'eau ($\alpha_w = 0.07 \text{ dB.m}^{-1}$ à $T=10^\circ\text{C}$ et $S=30 \text{ psu}$), dans les gammes de concentration typiques ($M \ll 300 \text{ mg.l}^{-1}$). Cependant, pour des fréquences et/ou des concentrations plus élevées, il convient de ne pas négliger ce terme. De plus, une attention particulière est à porter à l'influence des particules de très petites tailles dans l'atténuation du signal. Remarquons aussi que le calcul présenté sur la figure 2.10 est fait pour des particules de masse volumique égale à celle des particules minérales ($\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$), quelle que soit la taille de ces particules. Or cela est abusif pour les particules supérieures à 100 μm , les grosses particules présentes dans la colonne d'eau en milieu naturel étant le plus souvent des floes ou des particules biologiques de densité bien plus faible que cela.

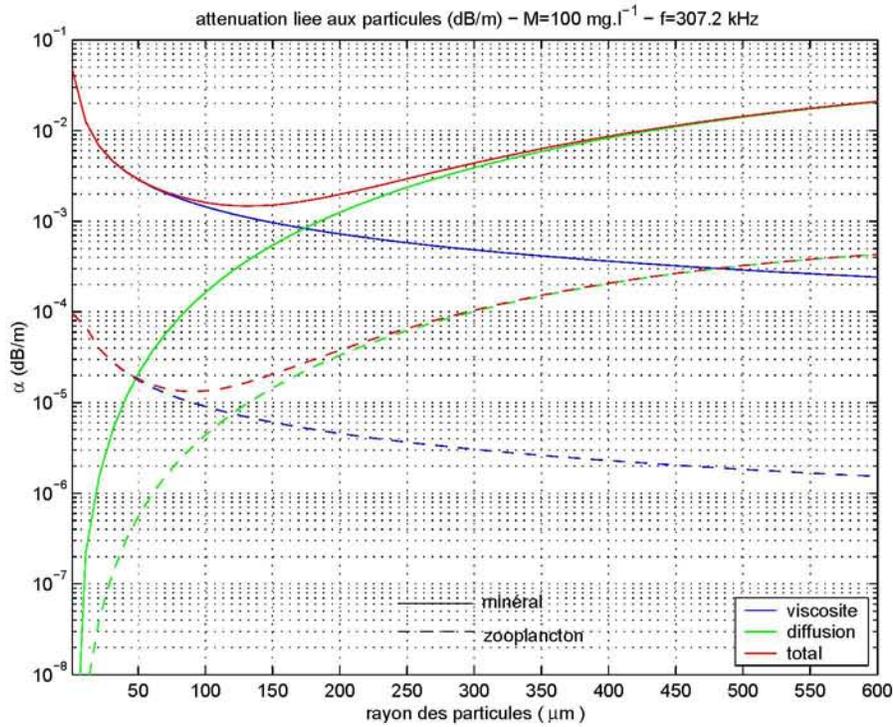


FIG. 2.9 : Coefficients d'amortissement liés aux particules en fonction du rayon des particules, pour une concentration massique de 100 mg.l^{-1} (Fréquence de 307.2 kHz). Valeurs pour des particules minérales (trait plein) et biologiques (tirets).

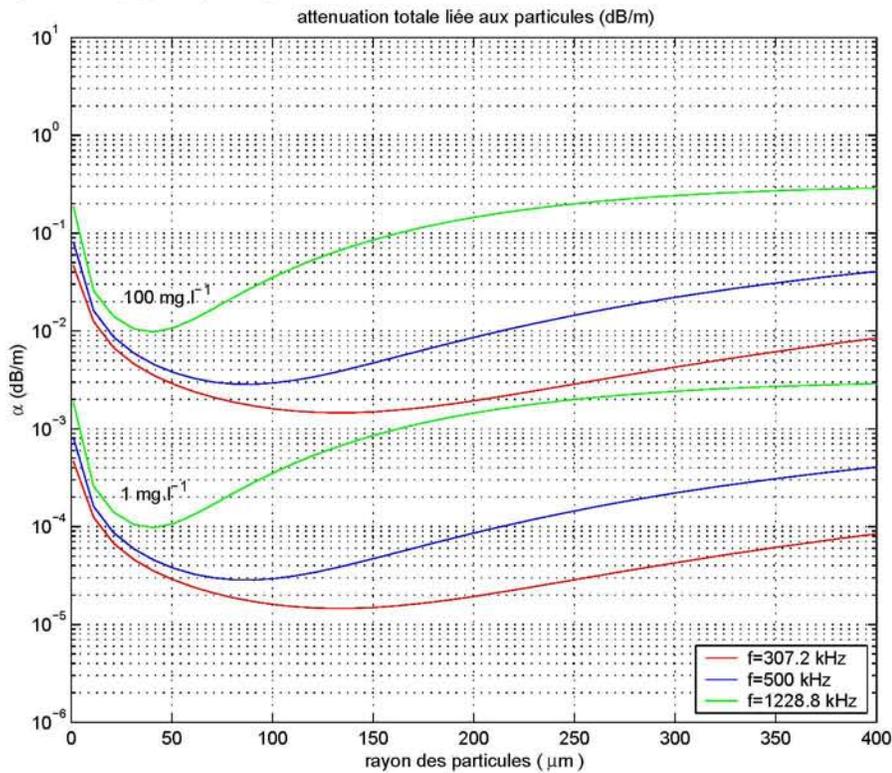


FIG. 2.10 : Coefficient d'amortissement total lié aux particules en fonction du rayon des particules (particules minérales, fréquences de $307/500/1229 \text{ kHz}$, concentrations de $1-100 \text{ mg/l}$).

2.4 Analogie avec le modèle de Thorne et al. (2002)

Pour faire l'analogie avec les grandeurs utilisées par différents auteurs (Sheng et Hay 1988; Lynch *et al.* 1994; Lee et Hanes 1995; Holdaway *et al.* 1999; Thorne et Hanes 2002), la SER σ (section 2.2.1) est exprimée comme le carré de la longueur de diffusion L_s (introduite dans l'équation 2.4), et est reliée à la fonction de forme F_m selon :

$$\sigma = L_s^2 = (a_s F_m/2)^2 \quad (\text{m}^2) \quad (2.30)$$

avec a_s le rayon de la particule. L'indice de rétrodiffusion volumique IV s'exprime donc aussi sous la forme suivante :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\frac{3 M a_s^2 F_m^2}{16 \pi \rho_s a_s^3} \right) \quad (\text{dB ref. } 1 \text{ m}^3) \quad (2.31)$$

Le modèle de Thorne *et al.* (1993, 2002) est basé sur la formulation de la fonction de forme F_m des particules, qui s'écrit sous la forme suivante :

$$F_m = C_0 \frac{K_f (ka_s)^2}{1 + K_f (ka_s)^2} \quad \text{avec } K_f = 2A \quad (2.32)$$

et

$$C_0 = 1.1(1 - 0.25 \exp(-(ka_s - 1.4)/0.5)^2)(1 + 0.37 \exp(-(ka_s - 2.8)/2.2)^2) \quad (2.33)$$

L'expression de A a été donnée dans la section 2.2.1.

Pour l'estimation du coefficient d'atténuation, la SED normalisée par la section géométrique est modélisée selon :

$$\chi = \frac{\sigma_{tot}}{2\pi a_s^2} = 1.1 \frac{\frac{4}{3} K_\alpha (ka_s)^4}{1 + 1.3(ka_s)^2 + \frac{4}{3} K_\alpha (ka_s)^4} \quad \text{avec } \frac{4}{3} K_\alpha = 2B \quad (2.34)$$

L'expression de B a été donnée dans la section 2.2.2.

C_0 est un coefficient non linéaire qui permet de se rapprocher de la forme des solutions analytiques, avec des oscillations dans la zone limite des deux régimes (figure 2.11). Le paramétrage de la formulation de C_0 a été ajusté par rapport à des mesures effectuées sur des particules de sable. En considérant $C_0 = 1.1$ pour simplifier, il est toutefois possible d'estimer F_m et donc IV pour des particules non minérales. La comparaison des modèles est alors possible (figures 2.12). Dans le régime de Rayleigh, le facteur C_0 , induit des écarts de 1.5 dB sur l'indice de cible pour des particules minérales. Dans le régime de diffusion géométrique, la prise en compte du coefficient de réflexion induit une diminution, par rapport au modèle de Thorne, de l'indice de rétrodiffusion et du coefficient d'atténuation, et ce d'autant plus que le contraste d'impédance est faible.

Le modèle de Thorne a été validé sur des particules non cohésives (Thorne *et al.* 1993), alors que le modèle de Stanton est valable pour des particules faiblement diffusantes (Stanton 1998), mais les résultats sont proches pour des particules minérales. Les mesures *in-situ* montrant en général une forte diversité des particules, en taille et en nature, on considérera donc pour nos applications le modèle construit à partir des régimes limites de Stanton 1998, dont la gamme de validité convient à différents types de particules.

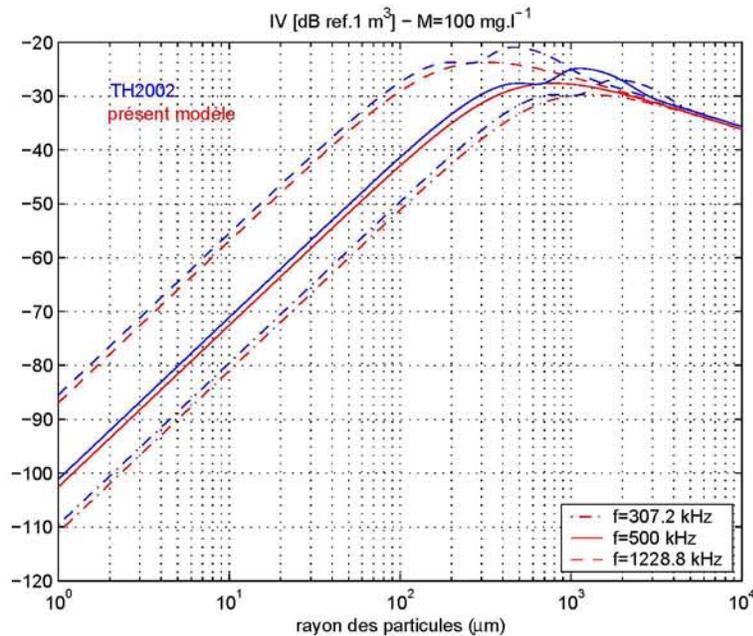


FIG. 2.11 : Indice de rétrodiffusion volumique en fonction du rayon des particules pour trois fréquences (concentration de 100 mg.l^{-1}). En bleu, modèle de (Thorne et Hanes, 2002) et en rouge, présent modèle (Eq. 2.17) construit à partir des valeurs limites de (Stanton, 1998).

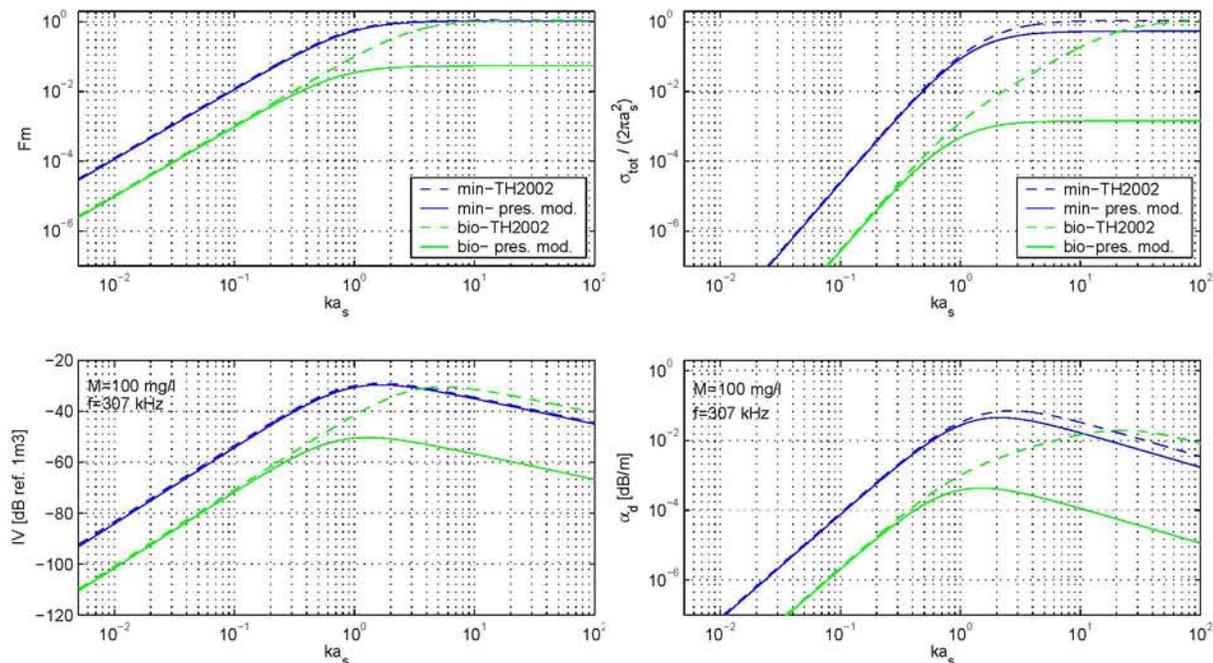


FIG. 2.12 : Comparaison du modèle construit à partir de Stanton 1998 ("pres. mod."), avec le modèle de Thorne et Hanes 2002 ("TH2002") pour des particules minérales ($g=2.58$ et $h=2.52$) et biologiques ($g=1,04$; $h=1,037$). Haut : Fonction de forme F_m et section efficace de rétrodiffusion normalisée par rapport à la section géométrique. Bas : Indice de rétrodiffusion IV ($\text{dB ref. } 1\text{m}^3$) et coefficient d'atténuation liée à la diffusion α_d , pour une concentration massique de 100 mg/l et une fréquence de 307 kHz .

2.5 Caractérisation des ADCP en émission et réception

Pour exploiter l'équation du sonar 2.8, nous avons cherché à quantifier précisément le niveau émis NE et le niveau reçu NR , en niveaux de pression absolue référencés ($\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$). Or les données constructeurs sont limitées à des grandeurs moyennes (section 2.5.1) et pour réduire les incertitudes sur les caractéristiques des ADCP RDI Broadband, des calibrations en bassin des appareils utilisés ont été faites avec Y. Le Gall et M. Derrien, du laboratoire d'Acoustique et Sismique d'IFREMER (TSI-AS) (section 2.5.2).

2.5.1 Données constructeur des ADCP RDI et estimation théorique du niveau émis NE

RDI recommande les données techniques du tableau 2.3 pour trois ADCP Workhorse différents (RDI 2003). La puissance électrique P_e et le niveau émis NE sont estimés pour une tension d'alimentation de 36 Volts, en mode standard de fonctionnement, lors de l'émission d'un ping.

Fréquence	Diam. transd.	Puiss. élec.	Rend.	Niv. émis NE	Larg. Bande	Larg. Faisc.
f (kHz)	a_t (mm)	P_e (Watts)	β	($\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$)	(kHz)	(deg)
307.2	79	25	0.65	216.3	76.75	3.9
614.4	79	8	0.60	217.1	159.5	2.0
1228.8	51	3	0.40	214.0	307.25	1.4

TABLE 2.3 : Données techniques RDI de trois ADCP Workhorse

Le rendement électro-acoustique β est le rapport entre la puissance acoustique émise P et la puissance électrique consommée P_e . En introduisant le gain de directivité en émission G_d du transducteur, et en exprimant la relation en fonction de la pression acoustique à l'émission p_0 (évaluée à la distance de référence $r_0 = 1$ m), on a :

$$P = \beta \cdot P_e \cdot G_d = \frac{4\pi p_0^2}{\rho_0 c_0} \quad (2.35)$$

En prenant la valeur en décibels (par rapport à la pression de référence de $1 \mu\text{Pa}$) de l'expression précédente, le niveau émis se décompose donc comme suit (Lurton 2002) :

$$\begin{aligned} NE &= 10 \log_{10} \left(\frac{p_0^2}{(1\mu\text{Pa})^2} \right) \\ &= 10 \log_{10} \left(\frac{\rho_0 c_0}{4\pi} \right) + 20 \log_{10}(10^6) + P_{dBW} + GD + 10 \log_{10}(\beta P_e) \quad (\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}) \end{aligned} \quad (2.36)$$

- $GD = 10 \log_{10}(G_d)$ représente l'indice de directivité du transducteur en dB. Il traduit le "gain spatial en énergie" obtenu avec une antenne directive par rapport à une antenne sans directivité. La directivité traduit en émission la répartition angulaire de l'énergie acoustique émise par le transducteur et, en réception, la réponse électrique en fonction de la direction d'arrivée de l'onde acoustique. La fonction de directivité, qui décrit ces variations spatiales, dépend de la fréquence et de la dimension du transducteur. A géométrie et fréquence données, elle est la même en émission et en réception. Une antenne est d'autant plus directive que le rapport dimension/longueur d'onde est élevé. Pour un disque de diamètre a_t , le gain de directivité en émission ou réception est $GD = 20 \log_{10}(\pi a_t/\lambda)$ (Lurton 1998).
- $P_{dBW} = 10 \log_{10}(P_e/1\text{W})$ (en $\text{dB}/_{1\text{W}}$) est la valeur en décibels de la puissance électrique transmise au transducteur P_e (en W). En théorie, elle peut être obtenue à partir de la

tension et du courant électrique enregistrée par l'ADCP en fonction du temps. Mais ces valeurs sont stockées par l'ADCP en " counts ". Deines (1999) donne quelques valeurs moyennes, respectivement 14.0, 9.0 et 4.8 pour des ADCP Workhorse 300, 600 et 1200 kHz, ce qui correspond aux puissances électriques moyennes du tableau 2.3.

Finalement, sous réserve de la connaissance du rendement β et de la puissance électrique P_e , le niveau émis peut s'écrire, avec $\rho_0=1025 \text{ kg/m}^3$ et $c_0=1500 \text{ m/s}$:

$$NE = 170.88 + GD + 10 \log_{10}(\beta \cdot P_e) \quad (2.37)$$

Avec les caractéristiques données par le constructeur (tableau 2.3), le calcul permet de trouver le niveau émis du 1200 kHz annoncé par le constructeur, mais donne des niveaux plus forts pour les autres fréquences :

Fréquence (kHz)	GD(dB)	NE (dB/1 μ Pa/1m)
307.2	34.12	217.1
614.4	40.14	217.8
1228.8	42.36	214.0

TABLE. 2.4 : Estimation théorique du niveau émis NE et de l'indice de directivité de trois ADCP RDI.

Cependant, si l'énergie électrique décroît au cours de l'enregistrement de données (cas d'un mouillage longue durée avec des piles alcalines), le niveau émis NE peut varier également à cause, d'une part de la baisse d'énergie transmise, d'autre part de la variation du rendement électro-acoustique du transducteur (β est fonction notamment de la température et la pression au niveau du transducteur). Seule une calibration en bassin de l'ADCP permet de mieux connaître le niveau émis par chaque transducteur, en fonction de la tension électrique fournie, mais pour les conditions environnementales du laboratoire (cf section 2.5.2).

2.5.2 Calibration en bassin des caractéristiques d'émission et de réception des ADCP RDI Workhorse

Les mesures suivantes ont été réalisées sur les quatre transducteurs d'un ADCP 300 kHz et deux ADCP 1200 kHz :

- mesure du niveau absolu émis par les transducteurs NE, en fonction de la tension d'alimentation de l'appareil,
- détermination de la fonction de directivité des transducteurs,
- enregistrement des signaux émis pour plusieurs configurations de l'ADCP,
- détermination de la relation "counts/décibels" du niveau reçu par l'ADCP (pente K_c de l'équation 2.9, rappelée ci-dessous),
- mesure du niveau de bruit interne Br (dB/1 μ Pa) (Eq. 2.9).

En réception, on rappelle que le niveau enregistré par l'ADCP NC (counts) peut être relié au niveau de pression absolu NR (dB/1 μ Pa) selon l'équation suivante (Eq. 2.9, figure 2.1) :

$$NR = K_c (NC - NC_0) + Br$$

L'ensemble de la méthodologie et des résultats de l'expérience sont présentés dans un rapport interne spécifique (Tessier *et al.* 2006), donné en Annexe E, avec le détail des erreurs et incertitudes possibles. Seul un bilan des résultats est présenté ci-dessous, successivement pour les trois instruments calibrés.

ADCP RDI Workhorse 300 kHz (SHOM)

Le niveau émis est de 216-217 dB en fonctionnement normal des piles (40-48V), et décroît fortement en dessous de 38V. Il est inférieur d'1 dB à 36 volts par rapport à la donnée constructeur. La relation suivante est obtenue par calibration, elle permet de déterminer le niveau émis NE (dB/ $_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$) de cet appareil en fonction de la tension V_{ADC} (exprimée en counts) enregistrée par l'appareil :

$$NE = 3.32 \cdot 10^{-6} V_{\text{ADC}}^3 - 1.87 \cdot 10^{-3} V_{\text{ADC}}^2 + 0.3573 V_{\text{ADC}} + 193.7 \quad (R^2 = 0.9973) \quad (2.38)$$

De plus, l'ouverture équivalente ϕ du faisceau, a été estimée à partir de la mesure des diagrammes de directivité des faisceaux. Elle est ici de 4° en émission seule, ce qui correspond à la donnée constructeur (théorique) de 3.9° . Cependant, le transducteur étant utilisé en émission et réception, l'ouverture équivalente qu'il faut considérer dans l'inversion du signal (estimation du volume insonifié) est estimée à partir du carré des énergies, ce qui donne avec les mesures un angle de 2.87° .

En réception, les paramètres de la relation 2.9, rappelée ci-dessus, ont été déterminées pour les transducteurs T1, T3 et T4 :

	Br (dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$)	NC_0 (counts)	K_c (dB/counts)
T1	70.3	60	0.425
T3	70.3	64	0.423
T4	70.3	65	0.419

TAB. 2.5 : Calibration en réception de l'ADCP 300 kHz (SHOM)

Le transducteur 2 étant instable en réception, il n'a pas été possible de le calibrer. D'après le constructeur, cela ne perturbe pas pour autant la mesure de vitesse, seule l'utilisation de l'intensité rétrodiffusée reçue par ce transducteur est à éviter. Le niveau de bruit est considéré à 70.3 dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$ pour des valeurs de 60 (T1), 64 (T3) et 65 (T4) counts. Le transducteur 1 a une sensibilité inférieure de 1.7 dB aux deux autres, ce qui est observé aussi dans les mesures *in-situ*. Les fluctuations de la pente dB/counts et les différences de cette pente entre transducteurs induisent des écarts du même ordre, de 0.6 à 2 dB pour la gamme de 60 à 200 counts. Les erreurs de calibration sont plus importantes que les erreurs sur l'atténuation de l'onde, liées aux variations de température et salinité (dans la gamme 10-15°C et 30-35 psu).

ADCP RDI Workhorse 1200 kHz (IFR n°4285)

Le niveau émis est de 218 dB/ $_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$ pour 38-42 V, la relation en fonction de la tension V_{ADC} (counts) est la suivante :

$$NE = 2.59 \cdot 10^{-4} V_{\text{ADC}}^2 + 0.1276 V_{\text{ADC}} + 203.62 \quad (R^2 = 0.9978) \quad (2.39)$$

L'ouverture équivalente du faisceau mesurée est de 1.46° en émission seule (donnée constructeur de 1.4°) et de 0.99° en émission + réception. Ceci est à prendre en compte dans le calcul du volume d'une cellule de mesure de l'appareil.

La calibration à cette fréquence est délicate et des problèmes de bruits électroniques sont apparus. Malgré cela, il apparaît possible de considérer une relation unique en réception (Eq. 2.9) pour les quatre transducteurs, avec les paramètres suivants :

Le transducteur 2 ayant subi une détérioration en octobre 2004, sa sensibilité à la réception est dorénavant diminuée de 20 dB mais sa pente dB/counts est toujours correcte (voir calibration

	Br (dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$)	NC_0 (counts)	K_c (dB/countes)
T1, T2, T3, T4	96.6	64	0.435

TAB. 2.6 : Calibration en réception de l'ADCP 1200 kHz IFR n° 4285

2 du rapport en Annexe E). Les fluctuations de la relation dB/countes, et les faibles écarts entre transducteurs induisent des erreurs allant jusqu'à 2 dB pour les fortes valeurs d'intensité ($NC > 200$ counts). Le niveau de bruit est estimé à 96.6 dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$, pour une valeur de 64 counts, ce qui, d'après les mesures *in-situ*, est surestimé. Les intensités les plus faibles mesurées sont en effet de 44 à 49 counts selon le transducteur, ce qui correspondrait, d'après les mesures, à un niveau de bruit de ~ 90 dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$. Ces valeurs sont atteintes dans le haut de la colonne d'eau (au delà de 14 m au dessus du fond). Avec notre calibration, on tend ainsi à surestimer très légèrement ces faibles valeurs d'intensité, mais les paramètres considérés (tableau 2.6) restent tout à fait corrects.

ADCP RDI Workhorse 1200 kHz (IFR n°5953)

La calibration de cet appareil a été faite après les deux autres, et a posé plus de problèmes du fait de la présence d'un bruit électronique interne au bâtiment que nous n'avons pas pu éliminer. Les résultats sont présentés dans un autre rapport (Annexe E.2).

Les mesures ont permis de déterminer l'évolution du niveau émis en fonction de l'énergie des piles (V_{ADC}) enregistrée en counts par l'appareil :

$$NE = -1.149 \cdot 10^{-4} V_{\text{ADC}}^2 + 0.0707 V_{\text{ADC}} + 207.47 \quad (2.40)$$

Il varie de 217 à 216 dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$ de 48 Volts (200 counts) à 38 Volts (160 counts).

En réception, les pentes K_c (dB/countes) de la relation 2.9 ont été estimées à partir des mesures de calibration (tableau 2.7). Par contre, étant donné l'important bruit électronique, les paramètres NC_0 ont été estimés à l'air (ils correspondent par ailleurs aux valeurs minimales enregistrées *in-situ*) et le niveau de bruit correspondant Br en dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$ a été déduit de la courbe de calibration. Sa valeur n'est donc pas très sûre mais elle n'est cependant pas aberrante.

	Br (dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$)	NC_0 (counts)	K_c (dB/countes)
T1	70	49	0.404
T2	70	46	0.423
T3	70	45	0.419
T4	70	45	0.427

TAB. 2.7 : Calibration en réception de l'ADCP 1200 kHz IFR n° 5953

2.6 Exploitation des profils d'intensité rétrodiffusée des ADCP : méthodologies et sensibilités de la mesure

L'étude précédente montre que le calcul des différents termes de l'équation du sonar (équation 2.8) doit être précis pour tenter d'évaluer directement une concentration en particules, d'autant plus s'il s'agit d'obtenir des concentrations massiques. Or, d'une part, l'accès aux données constructeur des ADCP n'est pas facile et d'autre part, la nature et la taille des particules présentes dans la colonne d'eau sont très variables. La méthodologie à considérer va dépendre des conditions de mesures et de la variabilité des particules.

En particulier, si les concentrations massiques sont élevées, l'atténuation liée aux particules peut ne pas être négligeable, et c'est donc par méthode itérative qu'il faut procéder, pour déterminer, le long de chaque profil, la concentration et l'atténuation induite (section 2.6.1). La concentration à partir de laquelle l'atténuation devient non négligeable est de l'ordre de 200 mg/l, mais elle dépend de la fréquence de l'appareil utilisé et de la taille des particules (section 2.2). La valeur de 200 mg/l est estimée pour un signal à 1200 kHz et des particules fines (le coefficient d'atténuation est de l'ordre de 0.1 dB/m). Dans certains environnements côtiers, l'atténuation liée aux particules peut donc être négligée. Une première information turbidité peut alors être extraite facilement du signal rétrodiffusé des ADCP : l'indice de rétrodiffusion volumique IV , représentatif du comportement moyen de l'ensemble des particules insonifiées par le signal à un endroit donné et à un moment donné (section 2.6.2).

La calibration individuelle des ADCP utilisés a permis de préciser les caractéristiques d'émission et de réception de ces appareils, afin de s'affranchir des incertitudes sur ces paramètres techniques et pouvoir étudier la variabilité des signaux spécifiques à l'environnement sédimentaire. L'indice de rétrodiffusion IV peut donc être quantifié et peut alors être exploité pour calculer une concentration, à partir d'un modèle de SER, avec quelques observations ou des hypothèses sur la distribution de taille des particules du milieu (section 2.6.2). Dans la pratique, cela s'avère délicat et une calibration empirique de cet indice est souvent effectué (section 2.6.3).

Un bilan des incertitudes intervenant dans la quantification des différents termes et en particulier de l'indice de rétrodiffusion IV est fait dans la section 2.6.4.

2.6.1 Obtention de profils de concentration : méthode implicite itérative

En développant l'équation du sonar 2.8, on obtient :

$$NR(R) = NE - 40 \log_{10}(\Psi R) - 2 \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr + IV(R) + 10 \log_{10}(V(R)) \quad (2.41)$$

L'objectif est d'obtenir des profils de la concentration massique en particules M . Or ce paramètre intervient dans l'évaluation du coefficient d'atténuation lié aux particules α_s et de l'indice de rétrodiffusion volumique IV .

En introduisant l'expression du volume rétrodiffusant $V = \psi R^2 L$ (figure 2.2) et de l'indice de rétrodiffusion $IV = 10 \log_{10}(M \bar{\sigma} / \bar{v}_s \rho_s)$, le système d'équation à résoudre devient donc :

$$10 \log_{10}(M(R)) = \underbrace{NR(R) - NE}_{\text{signal}} - \underbrace{10 \log_{10}(\psi L)}_{\text{géométrie}} \quad (2.42)$$

$$+ \underbrace{20 \log_{10}(\Psi R) + 2 \int_0^R (\alpha_w(r) + \alpha_s(r)) dr}_{\text{transmission}} - \underbrace{10 \log_{10} \left(\frac{\bar{\sigma}(R)}{\bar{v}_s(R) \rho_s} \right)}_{\text{caractérisation des particules}}$$

$$\alpha_s(r) = (\alpha_d + \alpha_v)(r) = 8.686 \left(\frac{\bar{\sigma}_{tot}(r)}{2 \bar{v}_s \rho_s} + \zeta_v(r) \right) M(r)$$

En procédant de manière itérative, cellule par cellule (en partant du transducteur), on peut calculer α_s et M alternativement jusqu'à converger. Cela est possible si tous les autres paramètres sont connus, en particulier les caractéristiques des particules (distribution, taille, densité, élasticité). Or tous ces paramètres sont souvent difficiles à estimer et il faut penser qu'une erreur de ± 3 dB sur le calcul correspond à une erreur d'un facteur deux (\pm) sur la valeur de la concentration estimée. Ceci est discuté dans la section 2.6.4.

Cette méthode a été utilisée par Thorne and Hardcastle (1997), Thorne et al. (1993) avec des mesures d'un ABS (Acoustic Backscatter System). Nous l'avons aussi testé sur des mesures acquises dans l'estuaire de la Loire où les concentrations pouvaient atteindre 1 g/l. Du fait de l'incertitude sur la nature des particules et la difficulté de caractériser la SER globale, l'ajustement de ce paramètre a été nécessaire, mais les profils de concentration obtenus sont tout à fait satisfaisants.

2.6.2 Inversion de l'indice de rétrodiffusion volumique IV

Lorsque la concentration massique n'est pas trop élevée (< 200 mg/l), l'atténuation liée aux particules peut être négligée, et la valeur de l'indice de rétrodiffusion volumique peut alors être obtenu directement à partir de l'équation 2.41 :

$$IV(R) = NR(R) - NE + 20 \log_{10}(\Psi R) - 10 \log_{10}(\psi L) + 2 \int_0^R \alpha_w(r) dr \quad (2.43)$$

Cet indice peut déjà donner en relatif une information "turbidité" (acoustique), informant sur l'importance des éléments rétrodiffusants présents dans la colonne d'eau.

En faisant des hypothèses sur la nature des particules présentes dans la colonne d'eau, et si leur variabilité n'est pas trop importante, on peut tenter de remonter à une concentration massique ou volumique ($C_v = 10^6 M / \rho_s \mu\text{l.l}^{-1}$), en inversant l'équation 2.14, avec un modèle de SER σ (section 2.2.1) :

$$M = (10^{IV/10}) \frac{\rho_s v_s}{\bar{\sigma}} \quad (2.44)$$

Cependant, la difficulté de caractériser les particules dans le milieu peut conduire à d'importants écarts sur le résultat final en concentration M .

2.6.3 Calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion IV

Dans certains environnements, l'indice de rétrodiffusion peut donner un signal cohérent en termes de turbidité, corrélé aux forçages. Il est donc aussi possible de faire une calibration empirique de IV avec des mesures indépendantes de concentration massique (pesées de MES ou mesures optiques de turbidité). Cette méthode est d'autant plus intéressante que les nombreuses incertitudes sur les différents termes de l'équation apparaissent non négligeables (voir section 2.6.4).

L'indice de rétrodiffusion obtenu avec l'équation 2.43 s'exprime en fonction de la concentration massique selon (Eq. 2.14) :

$$IV = 10 \log_{10} \left(\frac{M \cdot \bar{\sigma}}{\rho_s \cdot v_s} \right) = 10 \log_{10}(M) + 10 \log_{10} \left(\frac{\bar{\sigma}}{\rho_s \cdot v_s} \right) \quad (\text{dB ref. } 1 \text{ m}^3)$$

Une calibration empirique peut donc se faire entre le \log_{10} de la concentration M_0 mesurée indépendamment, et l'indice correspondant IV_0 obtenu à partir du signal ADCP :

$$10 \log_{10}(M_0) = a IV_0 + b \quad (2.45)$$

En théorie, a vaut donc 1 et les caractéristiques de rétrodiffusion des particules sont contenues dans le coefficient b . Cependant, le bilan des incertitudes présenté dans la section suivante, montre que celles-ci restent importantes et la calibration de IV va se faire en pratique en ajustant également la pente a . La concentration massique M peut alors être estimée pour l'ensemble de la série de mesures ADCP, selon :

$$M = 10^{(a IV + b)/10} \quad (2.46)$$

2.6.4 Bilan des incertitudes et sensibilité des différents termes

A partir des résultats de l'analyse des processus et des calibrations en bassin des ADCP, nous tentons ici de quantifier les sensibilités et les incertitudes sur les différents termes de l'équation du sonar, en estimant les écarts induits sur l'indice de rétrodiffusion (en dB), qui permet ensuite de remonter à une concentration, sachant qu'une erreur de 3 dB (resp. 10 dB) sur cet indice équivaut à un facteur 2 (resp. 10) sur la concentration M . Les différentes incertitudes concernent le fonctionnement de l'ADCP, les conditions environnementales et la variabilité des particules présentes dans le milieu.

Fonctionnement de l'ADCP Workhorse

Le tableau 2.8 présente les ordres de grandeur des incertitudes et sensibilités de la mesure pour les paramètres liés au fonctionnement même de l'ADCP et ses spécificités techniques.

L'ADCP envoie un signal acoustique dont la fréquence n'est pas constante. Soit f_1 et f_2 les fréquences minimales et maximales mesurées en bassin sur les signaux émis par les ADCP, les fluctuations de l'indice de rétrodiffusion IV sont alors induites par l'intermédiaire de :

- ▷ la diffusion des particules (σ), c'est-à-dire en k^4 pour le régime de Rayleigh (Eq. 2.17), donc en $10 \log_{10}(f_2^4/f_1^4)$ sur IV ,
- ▷ l'ouverture équivalente du faisceau, qui vaut en théorie $\psi = 8\pi(\lambda/\pi a_t^2)$: la géométrie de la mesure (le volume V) est donc affectée et l'incertitude sur IV est en $-10 \log_{10}(f_1^2/f_2^2)$,
- ▷ l'atténuation liée à l'eau (α_w) : le niveau reçu est donc affecté après propagation sur une distance Aller-Retour (AR) (ici 10m pour exemple),
- ▷ l'atténuation liée aux particules (α_s).

Le niveau émis par l'ADCP baisse avec l'énergie des piles, ce qui doit être pris en compte dans le cas de mouillages de longue durée. En général, les piles ont une décroissance lente jusqu'à la tension de 38 volts, mais plus rapide au dessous. Le niveau émis NE suit cette allure et décroît finalement de seulement 1 dB jusqu'à 38 Volts.

Pour le calcul du volume insonifié, l'ouverture équivalente du faisceau doit être considérée en émission + réception (θ_2), et non en émission seule (θ_1). L'erreur induite sur IV est de $10 \log_{10}(\theta_2^2/\theta_1^2)$.

En réception, la pente K_c est déterminée à 0.01 dB/count près, du fait de ces fluctuations naturelles. Sur la gamme de variation du niveau reçu, 60-200 counts, cela peut induire des erreurs de 0.6 à 2 dB sur le niveau NR donc sur IV directement. Si on considère une seule calibration moyenne pour chaque transducteur (sous réserve que leur état de fonctionnement soit normal), l'erreur sur K_c est inférieure à 1% pour le 300 kHz et 2% pour le 1200 kHz, ce qui induit des écarts de maximum 1 à 2 dB.

	300 kHz	1200 kHz
variation de fréquence :		
$f_1 - f_2$	300-360 kHz	1200-1290 kHz
diffusion σ	+3.2dB	+1.25 dB
ψ donc V	+1.6 dB	+0.6 dB
$\alpha_w[f_2 - f_1]$	+0.013 dB/m	+0.07 dB/m
$\alpha_w[f_2 - f_1]$ sur 10m AR	+0.26 dB	+1.4 dB
$\alpha_s[f_2 - f_1]$ sur 10m AR et pour 10 mg/l	+7 10^{-4} dB	+0.0267 dB
variations de NE :		
$U = 38 - 42$ Volts	-1dB/4Volts	-1dB/4Volts
$U < 38$ Volts	-2dB/4Volts	-2dB/5Volts
ouverture équivalente θ en E+R	+2.66 dB	+3dB
calibration moyenne :		
$\overline{K_c}$	0.24-0.86 dB	0.6-2 dB
$\overline{NC_0}$	1.7 dB (4 counts)	2 dB (5 counts)

TAB. 2.8 : *Ecart possible sur l'indice de rétrodiffusion, liés au fonctionnement de l'ADCP*

Conditions hydrologiques

En milieu côtier, les stratifications thermiques (réchauffement solaire) et halines (apports fluviaux) peuvent induire des variations de température et de salinité importantes sur la verticale (et temporellement). Comme il n'est pas toujours possible de mesurer ces variations, ceci peut induire des erreurs sur l'estimation de la propagation de l'onde dans l'eau.

Pour des variations typiques de température (ΔT) de 10 à 15°C et de salinité (ΔS) de 30 à 35 psu, les écarts sur le coefficient d'atténuation lié à l'eau α_w sont donnés dans le tableau 2.9. Ces variations de température et de salinité induisent également des écarts minimales sur le coefficient d'atténuation lié aux particules α_s , par l'intermédiaire de la densité de l'eau et de la célérité des ondes.

	300 kHz	1200 kHz
ordre de grandeur α_w	0.07 dB/m	0.5 dB/m
$\alpha_w [\Delta T]$	<0.01 dB/m	<0.06 dB/m
$\alpha_w [\Delta S]$	<0.008 dB/m	<0.01 dB/m
$\alpha_w [\Delta T + \Delta S]$ sur 10m AR	0.36 dB	~1.4 dB
$\alpha_s [\Delta T + \Delta S]$	<0.0014 dB/m	<0.0014 dB/m

TAB. 2.9 : *Ecart possible sur l'indice de rétrodiffusion, liés aux conditions hydrologiques*

2.6.5 Dimension et nature des particules

Nous avons vu dans la section 2.2 que le signal rétrodiffusé était très sensible à la dimension et la nature des particules. Le tableau 2.10 récapitule les ordres de grandeur des variations de IV induites par les paramètres suivants :

- ▷ la concentration massique (M),
- ▷ le rayon des particules (a_s) : pour une distribution homogène (en masse volumique), entre des particules de 10 et 50 μm , l'écart sur IV est de $10 \log_{10}(50^3/10^3) = 21$ dB,

▷ la nature des particules : ici l'écart entre des particules minérales (*min*, $g=2.58;h=3.0$) et organiques (*org*, $g=1.04;h=1.03$), de masse volumique et célérité des ondes différentes, est de 21 dB.

▷ une distribution de taille de particules : la taille de particule à considérer pour une distribution de taille de particules (de même masse volumique) est a_{eq} tel que $a_{eq}^3 = \sum_i f_i a_i^3$, avec f_i la fraction volumique de la classe i (section 2.2.4). Pour une distribution ayant un diamètre médian de 11 μm , le diamètre équivalent est de 24 μm et l'écart induit sur IV est supérieur à 26 dB.

	300 kHz	1200 kHz
$M *2$	+3 dB	+3 dB
$M *10$	+10 dB	+10 dB
[min/org]	+18.4 dB	+18.4 dB
$a_s[50 - 10]\mu\text{m}$	+21 dB	+21 dB
a_{eq}	+26.3 dB	+26.4 dB

TAB. 2.10 : *Ecart possible sur l'indice de rétrodiffusion, liés à la variabilité des particules présentes dans le milieu.*

2.6.6 Conclusion

Avant même de quantifier les erreurs liées à la méconnaissance de la nature et de la taille des particules présentes dans la colonne d'eau, il apparaît que l'utilisation des ADCP Broadband RDI pour la mesure de concentration massique, nécessite une calibration rigoureuse de ces appareils si l'on veut éviter une calibration empirique par ailleurs. Or l'expérience a montré que ceci est délicat à faire et ne peut pas être envisagé en routine. De plus, le fonctionnement même des ADCP Broadband peut induire des erreurs importantes sur l'estimation de l'indice de rétrodiffusion, en particulier la variation de fréquence du signal. Ces erreurs peuvent être aussi importantes (voire plus, à basse fréquence) que celles liées à la variabilité hydrologique du milieu, du moins pour des zones peu profondes (distances de propagation réduites). Pour l'obtention de la concentration massique à partir du signal rétrodiffusé des ADCP, la précision de la mesure elle-même et de la calibration des appareils est supérieure à 3 dB (un facteur 2 sur la concentration). D'autre part, la mesure est particulièrement sensible à la taille et la nature des particules et la difficulté de caractériser les distributions dans le milieu renforce l'idée que l'inversion du signal, indépendamment de toute calibration est difficile, surtout pour obtenir une concentration massique. Pour des concentrations faibles, l'indice de rétrodiffusion volumique IV , obtenu à partir de l'équation 2.43 peut cependant donner une information "turbidité" globale, intégrant l'ensemble des caractéristiques des particules insonifiées simultanément par le signal. Sa calibration peut ensuite être faite en concentration massique, avec des mesures indépendantes. Pour des concentrations plus élevées, la méthode itérative peut être utilisée et couplée à une calibration empirique, comme ce que l'on peut faire avec le logiciel SEDVIEW (Annexe B), qui nécessite cependant de bien connaître les processus en jeu afin de pouvoir "calibrer" les bons paramètres.

2.7 Stratégie de mouillages expérimentaux

Afin d'étudier concrètement la faisabilité de la mesure de concentration par ADCP, des mouillages expérimentaux ont été mis en place. Nous disposions de deux séries de profils d'un ADP Nortek, réalisées au Sud de Belle-Ile en 2001-2002, par le SHOM (2 séries de plusieurs mois). Cependant, ces données ont été acquises au large, dans une gamme de turbidité faible et, pour les besoins du sujet, un mouillage spécifique a donc été prévu, dans le cadre de la campagne MODYCOT-TURBI 2003, dans une zone de plus faible profondeur avec des turbidités plus importantes. Pour déterminer la position de ce mouillage, on s'est intéressé à la zone " Baie de Vilaine-embouchure de la Loire ", pour sa gamme de turbidité modérée et ses problèmes d'eutrophisation, tout en se préoccupant de la tenue du mouillage. Nous avons pensé le placer sur des fonds sableux, plus près de l'embouchure de la Loire, mais cette possibilité a vite été éliminée, afin de ne pas être trop soumis aux fluctuations du panache de la Loire et de bien étudier les remises en suspension liées aux vagues, plus représentatives des processus côtiers. La baie de Vilaine a donc été retenue, mais il fallait trouver une zone pas trop vaseuse pour la tenue du mouillage. Une campagne de reconnaissance de la zone a donc été organisée, afin de connaître au mieux la nature des fonds et la gamme de turbidité dans la zone (campagne PREMOD).

2.7.1 Reconnaissance des fonds : campagne PREMOD

Concernant la nature des fonds de la Baie de Vilaine et du Mor-Bras, nous disposions d'informations dans la thèse de Vanney (1977), de quelques carottes de la base de données du BRGM, de la carte de Le Bris (1986) et de la carte G du SHOM, plus récente. Or ces différentes informations étaient situées trop à la côte ou se contredisaient, l'évolution des fonds étant vraisemblablement importante. Pour la mise en place du mouillage, il était important de connaître au mieux la nature du fond dans la zone, et la campagne PREMOD a permis de faire une reconnaissance sédimentaire en différents points du Mor-Bras (figure 2.13a). La campagne a eu lieu le 29/01/2003, à bord du *Côtes de la Manche* (INSU). Des prélèvements de sédiments ont été faits à l'aide d'une benne Shipeck et d'un carottier Reineck, afin de mesurer la teneur en eau, la granulométrie, et la matière organique.

Il s'est avéré que la zone prospectée était entièrement vaseuse avec plus de 85% de particules fines ($< 63\mu\text{m}$). Le spectre granulométrique mesuré à partir du sédiment superficiel de la station 5 montre un mode principal à $12\mu\text{m}$, mais un étalement du spectre de 3 à $60\mu\text{m}$ (figure 2.13b). Les zones sableuses de la carte G du SHOM (sud du plateau de la Recherche et station 1) n'ont pas été retrouvées et nous avons constaté une colonisation par des *Haploops tubicola*, de la zone allant des stations 7 à 11. Le sédiment est, à ces stations, très bioturbé, avec les 10 premiers centimètres très remaniés et de consistance très molle. Avec le carottier Reineck, nous avons observé à la station 11 que la couche inférieure était composée de vase fine assez compacte non silteuse. Les stations 1 à 6 sont caractérisées par une vase fine collante non silteuse, plus ou moins compacte, avec parfois quelques coquilles de bivalves et des poches oxydées. Le sédiment de la station 4 était d'apparence le plus compact et la carotte prélevée se tenait bien.

Les mesures de teneur en eau donnent des valeurs de la masse volumique sèche entre 500 et 650 g.l^{-1} , sauf pour la station 4, où elle est de 818.72 g.l^{-1} . Ceci confirme les observations terrains relatives à la plus grande compacité du sédiment de la station 4.

De plus, des prélèvements à la bouteille Niskin ont été faits à environ 2 m du fond, à certaines stations, en privilégiant la variabilité temporelle, le but étant de déterminer la gamme de turbidité ce jour là dans la zone. Les analyses ont été faites au laboratoire à l'aide d'un néphélomètre

HACH 2100 et par pesées après filtration. Nous avons mesuré des valeurs de turbidité allant de 18 à 28 NTU et des concentrations en particules de 26 à 50 mg/l. Le vent soufflait du Nord-Ouest, à 30 noeuds en moyenne avec des rafales à 45 noeuds, formant une mer de vent assez agitée, avec des vagues, d'1 m de hauteur environ.

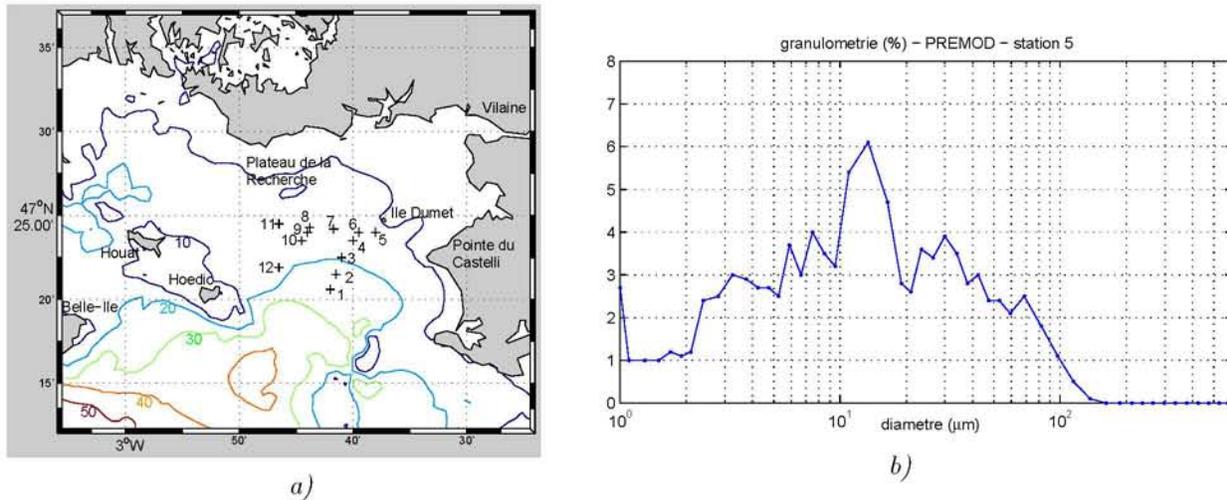


FIG. 2.13 : PREMOD 29/01/2003 - a) Position des stations 1 à 12 - Isobathes 10 à 50 m. - b) GRANULOMETRIE (STATION 5) : pourcentage volumique (%) en fonction du diamètre (µm).

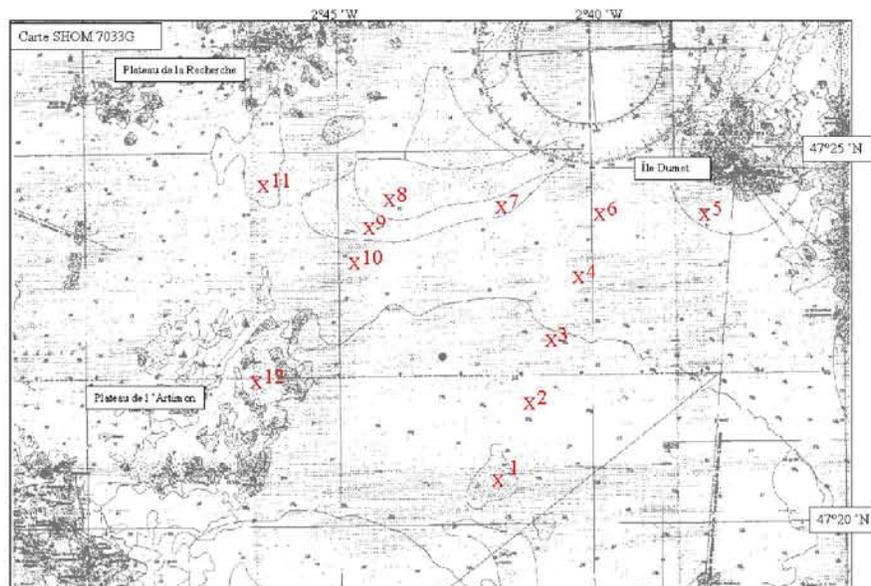


FIG. 2.14 : PREMOD 29/01/2003 - Position des stations par rapport à la nature du fond sédimentaire de la carte n° 7033G du SHOM.



FIG. 2.15 : PREMOD 29/01/2003 - Prélèvement et carotte (STATION 4).

2.7.2 Position du point de mouillage

Les mesures réalisées en Baie de Vilaine lors de la campagne PREMOD ont montré que la zone était complètement envasée mais que le point 4 était le point le plus intéressant : une vase plus compacte, favorable à une meilleure tenue du mouillage ; une profondeur de 18 m cote-marine, suffisante et pas trop contraignante pour les plongeurs ; une zone ouverte au forçage des vagues dominantes, pas trop près de la côte ni trop loin pour faciliter l'accessibilité pour des mesures intermédiaires. La position de ce point est (47°23.5'N ; 2°40'W), au Sud-Ouest de l'île Dumet.

En parallèle, une demande a été faite, par l'intermédiaire du représentant IFREMER du Croisic, auprès des professionnels de pêche concernant la fréquence et la localisation des routes des chalutiers dans le Mor-Bras, et concernant le choix d'un point qui générerait le moins possible, dans cette zone. Les pêcheurs ont été assez réticents à fournir leurs positions exactes mais le Comité local des pêches de La Turballe a finalement communiqué une position, dans la zone qu'on leur avait soumis, et celle-ci s'est avérée être très proche de celle déterminée par les analyses de terrain, la position du point 4 de la mission PREMOD a donc été retenue.

Suite aux mesures de 2003, un autre mouillage expérimental a été mis en place à l'automne 2004, dans le cadre de la campagne OPTIC-PCAF 2004 (SHOM). En effet, les mesures du printemps 2003, exceptionnellement chaud et calme, ont été beaucoup perturbés par les efflorescences de phytoplancton et la dynamique du zooplancton. Les résultats en termes de dynamique sédimentaire se sont révélés insuffisants. L'objectif du mouillage de 2004 était donc de réaliser, dans des conditions automnales, espérées plus agitées, des mesures ADCP avec un appareil à plus haute fréquence (sensible aux plus petites particules et permettant des cellules de mesures plus petites). Nous avons gardé la même position du mouillage qu'en 2003, bien exposée aux houles du large, pas trop près des panaches de la Loire et de la Vilaine et situé sur des fonds vaseux pas trop meubles.

Malheureusement, ce mouillage a été chaluté accidentellement ce qui a conduit à la perte de l'ADCP 1200 kHz et des turbidimètres optiques de calibration (l'ADCP 1200 kHz a été retrouvé seulement plusieurs mois après).

Il a donc été décidé de réaliser un troisième mouillage (simplifié), qui a pu être mis en place en Février 2005. Sa position a par contre été déplacée plus à la côte, pour limiter les risques de chalutage, et c'est avec le conseil des professionnels de pêche que nous avons fait le choix de la placer vers la pointe du Castelli (à l'Est du précédent point).

2.8 Application aux mesures en mer de 2003

Tout le travail précédent a permis d'apporter des éléments à la composition du mouillage mis en place par le SHOM (MHA) lors de la campagne MODYCOT-TURBI 2003 (24-03/11-04-2003), à bord du bâtiment hydrographique *La Pérouse* (MHA 2003b; MHA 2003a; EPSHOM 2003). En plus de courantomètres acoustiques, des turbidimètres optiques ont été mouillés, mais ils ont subi un important fouling, malgré les nettoyages réalisés. Des mesures de calibration ont aussi été faites afin de mieux caractériser la masse d'eau et les particules présentes. La présentation du mouillage et l'inventaire des mesures effectuées sont faits dans la première section.

Les mesures réalisées pendant la période du mouillage ont montré que les concentrations massiques n'excédaient pas les 100 mg/l. De plus, les fréquences de travail des deux appareils acoustiques étant relativement basses (300 et 500 kHz), il a été vérifié que le coefficient d'atténuation de l'onde lié aux particules pouvait être théoriquement négligé. Pour exploiter les mesures acoustiques, l'indice de rétrodiffusion volumique IV a donc été calculé, en corrigeant le signal ADCP des pertes de propagation (section 2.8.2). Puis pour obtenir une concentration massique, nous avons tenté d'inverser l'indice IV avec un modèle de Section Efficace de Rétrodiffusion, en caractérisant les particules présentes dans le milieu (section 2.8.3). Les résultats n'étant pas satisfaisants, nous avons aussi testé une calibration empirique avec les mesures du turbidimètre optique TBD (section 2.8.4).

2.8.1 Présentation du mouillage

Le SHOM disposait de deux courantomètres à effet Doppler, un ADCP Workhorse 300kHz RDI et un ADP 500kHz Nortek. L'intérêt de mouiller les deux appareils était double : pour le SHOM, comparer les résultats de mesure de courants et dans le cadre de la thèse, comparer les résultats en termes de profils de concentration obtenus à deux fréquences différentes. La période du mouillage s'étend du 26 mars au 2 juillet 2003, par des fonds de 20 m, au sud-ouest de l'Île Dumet (figure 2.16).

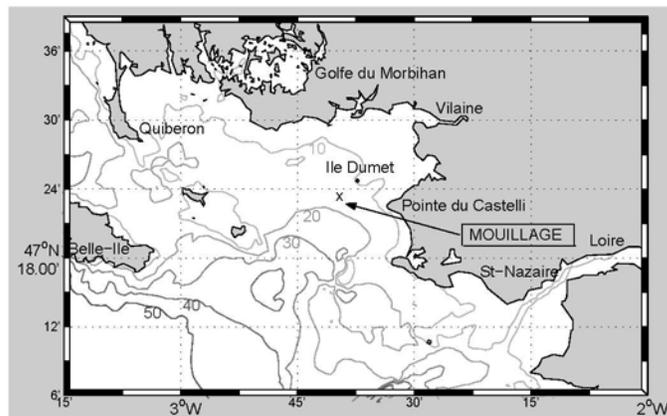


FIG. 2.16 : Position des mouillages expérimentaux MODYCOT-TURBI 2003 et OPTIC-PCAF 2004.

Matériel mouillé (figure 2.17) :

- Les deux courantomètres à effet Doppler posés au fond : l'ADCP Workhorse 300 kHz RDI installé sur un support de 80 cm de haut et l'ADP 500 kHz Nortek installé sur une cage anti-chalutage de hauteur 50 cm ("Arapède"). Ils mesurent chacun le courant et l'intensité rétrodiffusée sur la colonne d'eau, ainsi que la température et la pression au fond. Pour une

meilleure précision de la mesure de courants, le SHOM a choisi un pas d'échantillonnage vertical de 2 mètres, alors qu'une meilleure résolution verticale aurait été pertinente pour échantillonner les gradients de concentration. Le "blank" était de 1 m. La configuration des appareils a été faite de façon à réaliser des mesures toutes les 10mn sur 3 mn (moyenne sur 3 mn d'1 ping par seconde), alternées entre le RDI et le NORTEK, afin d'éviter les interférences entre les signaux.

- Un turbidimètre Micrel de fond, avec un capteur Wetlabs de gamme 0-250 NTU. Sa position est à + 4 m du fond à côté de l'ADCP RDI, correspondant à la cote du centre de la deuxième cellule de l'ADCP. Un capteur 0-25 NTU était initialement prévu, mais les mesures de la mission PREMOD ont montré que la turbidité atteignait 28 NTU (il est vrai que les conditions de mer et de vent étaient particulièrement fortes pendant la campagne). Il a donc été décidé de mettre en oeuvre un autre capteur de gamme supérieure, la résolution n'étant pour autant pas détériorée. La gamme supérieure de Wetlabs est 0-75/250 NTU, selon l'utilisation en gain faible ou fort. Par manque de temps, nous avons préféré garder le capteur tel qu'il était arrivé, en 0-250 NTU, la précision de la mesure étant alors de 0.06 NTU.
- Un turbidimètre Micrel de subsurface (surface -3 m), avec un capteur Wetlabs de gamme 0-25 NTU. Sa présence est justifiée par la probable présence dans la zone de deux populations différentes de particules en surface (organique) et au fond (minéral), ainsi que l'influence des panaches de la Loire et de la Vilaine.
- Une sonde Micrel en subsurface (surface -3 m) enregistrant la température, et la salinité, pour estimer les variations des conditions hydrologiques.
- Une bouée houlographe Datawell. La station à terre de réception des données a malheureusement très mal fonctionné, et les mesures sont donc très éparées.

Mesures de calibration :

- 26/03/2003, à bord du BHO *La Pérouse* (Marine Nationale) : profils au cours d'un point fixe de 13 heures, lors de la campagne MODYCOT-TURBI 2003 (température, salinité, fluorescence, transmission, micro-granulomètre laser *in-situ*, prélèvements d'eau).
- 22/04/2003, à bord de la vedette *Mesklec* (IFREMER La Trinité sur mer) : prélèvements d'eau et profils d'hydrologie et de turbidité optique (transmission et OBS). Nettoyage du turbidimètre de surface.
- 26/05/2003, à bord de *L'Epée* (Gendarmerie Maritime Lorient) prélèvements d'eau et profils d'hydrologie et de turbidité optique (transmission et OBS). Nettoyage des turbidimètres par plongeurs de la Gendarmerie maritime et d'IFREMER.
- 18/06/2003, à bord de *L'Epée* (Gendarmerie Maritime Lorient) : Nettoyage des turbidimètres par plongeurs IFREMER.
- 21/06/2003, à bord du *Côtes de la Manche* (INSU) : profils au cours d'un point fixe de 13 heures, lors de la campagne VILOIR (température, salinité, fluorescence, micro-granulomètre laser *in-situ*, prélèvements d'eau).

La présentation des turbidimètres optiques est faite en Annexe C. Leur calibration en concentration massique a été faite en laboratoire à partir d'une suspension de sédiment superficiel prélevé sur zone (Annexe D).

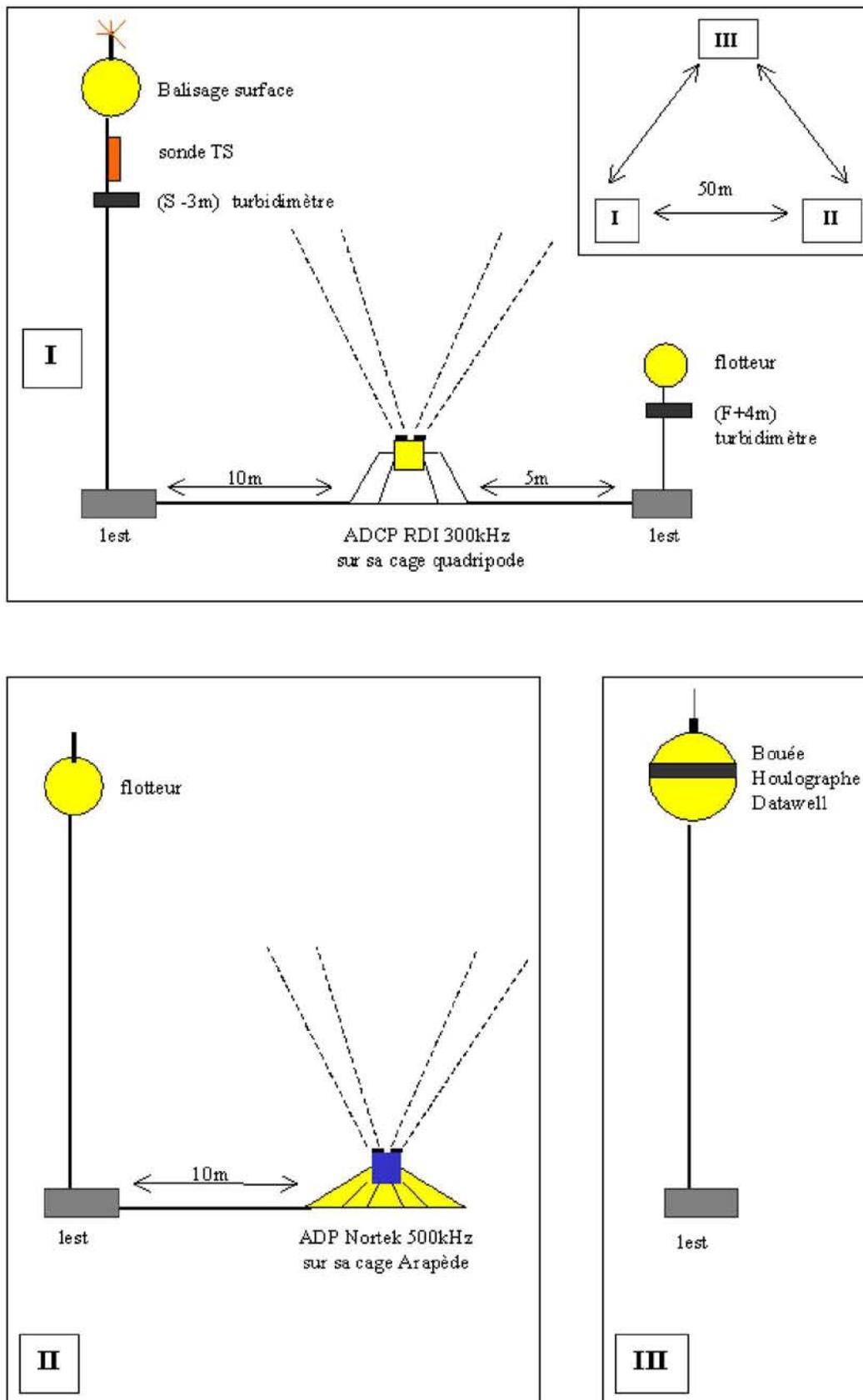


FIG. 2.17 : Schéma de principe du mouillage MODYCOT-TURBI 2003

2.8.2 Les mesures ADCP : obtention d'un indice de rétrodiffusion

Les deux appareils ont acquis des mesures à partir du 26/03/2003 jusqu'au 02/07/2003 pour le RDI et jusqu'au 13/06/2003 pour l'ADP Nortek qui a été renversé par un chalut. Le nombre de cellules de mesure valides dans la colonne d'eau n'est pas très important (7 à 10). En effet, le support des appareils, le Blank et la taille des cellules font que la première mesure d'intensité rétrodiffusée est à environ 4,5 m (RDI) et 4 m (NORTEK) du fond. De plus, sous l'écho de la surface de la mer, les cellules de sub-surface sont d'autant plus perturbées que l'agitation de la mer est forte, les micro bulles d'air dans l'eau étant des éléments fortement rétrodiffusants. Les mesures valides commencent donc ici à environ 3 mètres sous la surface.

Les niveaux en décibels des deux ADCP sont calculés à partir des signaux bruts NC (counts) d'intensité rétrodiffusée des deux appareils, en considérant les résultats des expériences en bassin (Annexe E et section 2.5.2) pour le RDI 300 kHz, et à l'air pour le NORTEK 500 kHz (Annexe D) :

$$NR = Br + K_c * (NC - NC_0) \quad (dB_{/1\mu Pa})$$

avec pour l'ADCP 300 kHz (transducteur 1) :

$K_c = 0.425$ dB/counts, $NC_0 = 60$ counts et $Br = 70.3$ dB $_{/1\mu Pa}$,

et pour l'ADP 500 kHz (transducteur 1) :

$K_c = 0.388$ dB/counts, $NC_0 = 38$ counts et $Br = 83$ dB $_{/1\mu Pa}$.

La calibration du NORTEK ayant été faite à l'air, le niveau en décibel reste approximatif.

Les mesures (figure 2.19) montrent une évolution temporelle semblable des signaux des deux appareils, avec quatre périodes de niveaux plus forts dans la couche de fond, corrélés aux marées de vive-eau. L'étude plus précise des forçages montre aussi des événements liés à des périodes de mer plus agitées (houles et coups de vent), mais cela sera étudié dans le chapitre 3. La dynamique des signaux est de 40 dB environ. L'ADP NORTEK semble plus sensible à la dynamique de la couche de fond. Ceci est lié à sa plus haute fréquence et à sa position plus près du fond que le RDI.

Coefficient d'atténuation lié à l'eau

Le coefficient d'atténuation lié à l'eau a été estimé sur toute la période de mesures, en exploitant toutes les mesures hydrologiques effectuées : les séries temporelles de la sonde TS de subsurface et de la température enregistrée par l'ADCP RDI (figure 2.20), les profils CTD réalisés en début et fin de période lors des campagnes MODYCOT-TURBI 2003 et VILOIR 2003 et enfin, les profils CTD des missions intermédiaires (figure 2.21). La salinité au fond est interpolée de 33 à 34.8 psu grâce aux profils CTD ponctuels. La température et la salinité ont été chacune interpolées linéairement sur la verticale et sur toute la période temporelle à partir de ces mesures. Ceci a permis de calculer l'évolution du coefficient d'atténuation liée à l'eau α_w sur la période de mesure (figure 2.22). On constate que l'évolution de l'amortissement liée à l'eau suit particulièrement celle de la température, exceptionnellement élevée au printemps 2003. Le coefficient varie de 0.07 à 0.1 dB/m (à 307 kHz) en surface entre mars et juillet 2003. La formation de la stratification thermique est bien prise en compte, de même que le mélange de la colonne d'eau par le coup de vent autour du jour 140.

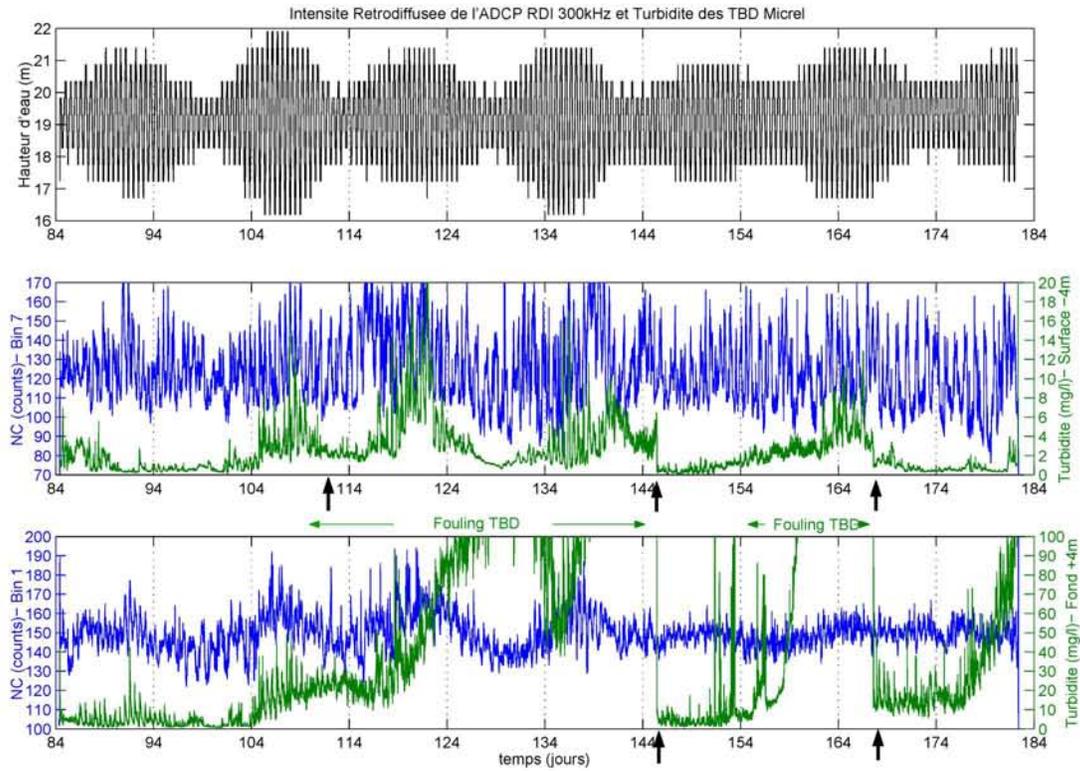


FIG. 2.18 : Hauteur d'eau (noir) calculée à partir de la pression du TBD de fond - Niveau reçu brut NC (en counts) de l'ADCP RDI 300kHz (bleu) - Turbidité des TBD micrel calibrée en $mg.l^{-1}$ (vert) - Sub-surface (milieu) et Fond+4m (bas) - Les flèches noires indiquent les nettoyages occasionnels des TBD.

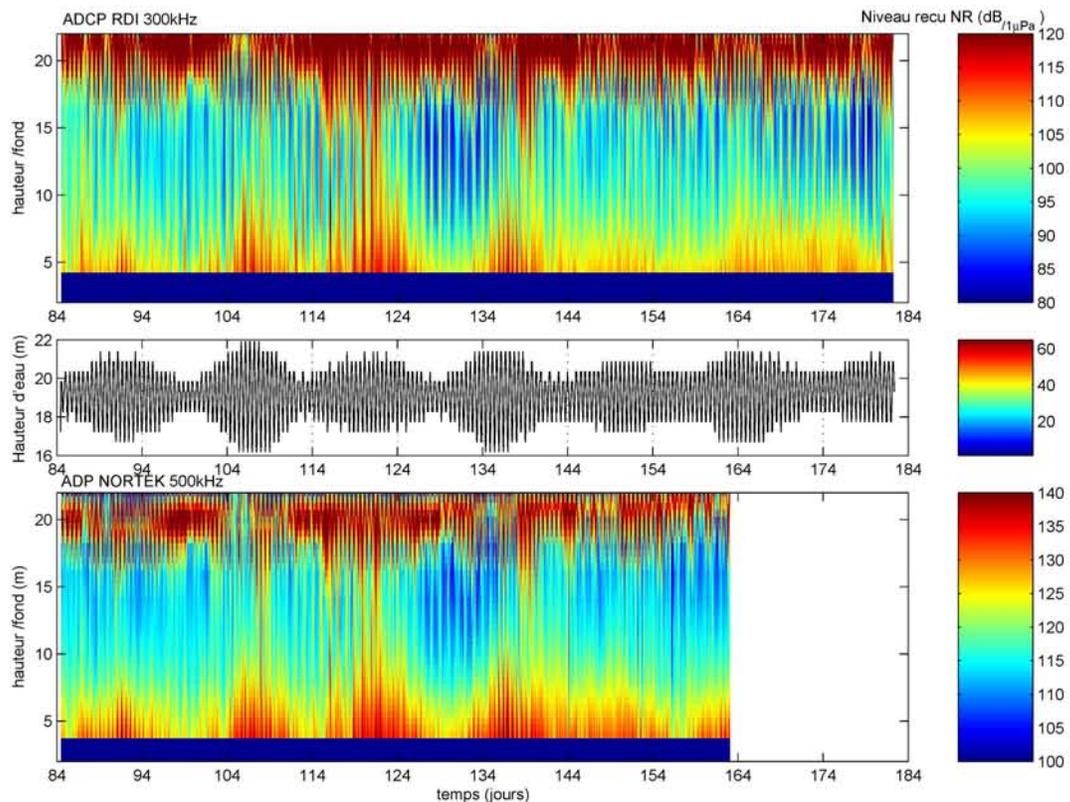


FIG. 2.19 : Niveau reçu NR ($dB_{1\mu Pa}$) de l'ADCP RDI 300 kHz (haut) - Hauteur d'eau (m) (centre) - Niveau reçu ($dB_{1\mu Pa}$) de l'ADP NORTEK 500 kHz (bas)- Temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 02/07 (184).

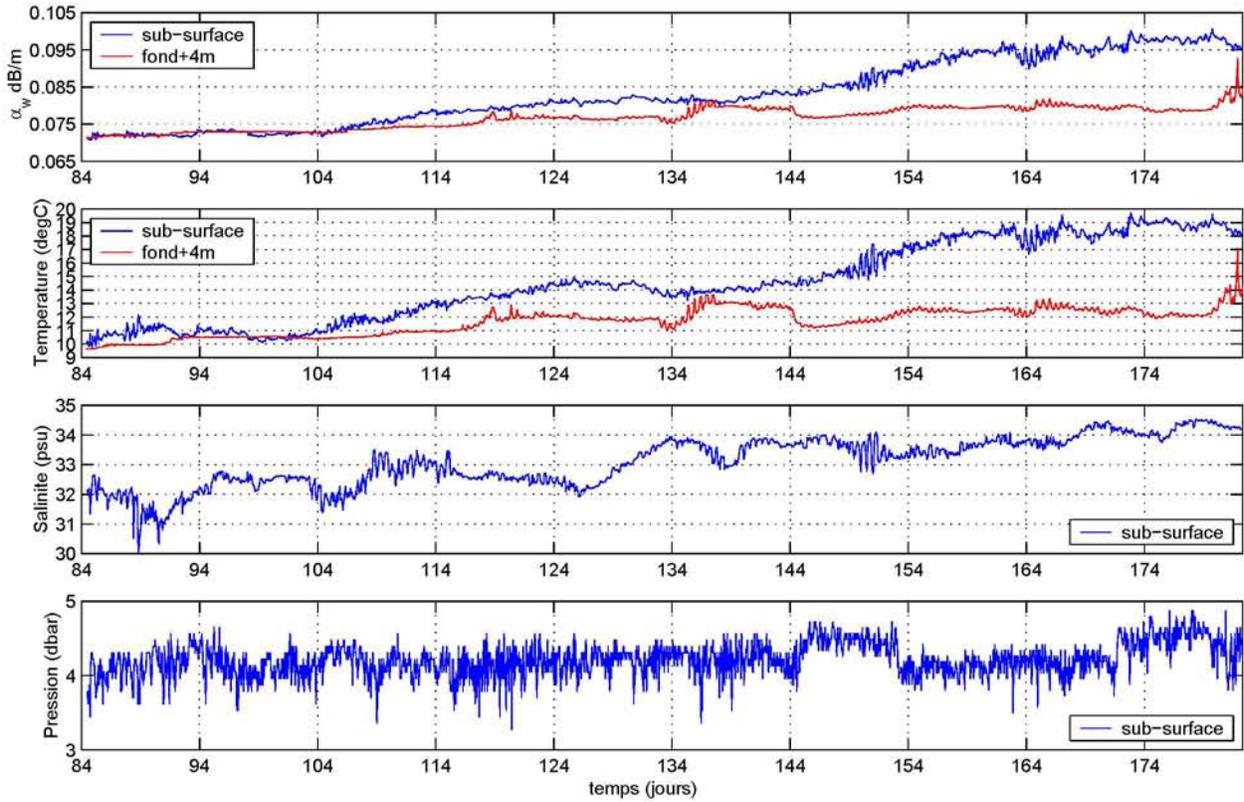


FIG. 2.20 : En haut, évolution du coefficient d'amortissement lié à l'eau α_w sur toute la période de mesure, en surface et au fond. Valeurs de température et salinité associées. Pression du TBD de sub-surface (pour contrôler l'agitation). Au fond, le calcul de α_w est fait avec une salinité allant de 33 à 34.8 psu du début à la fin de la période.

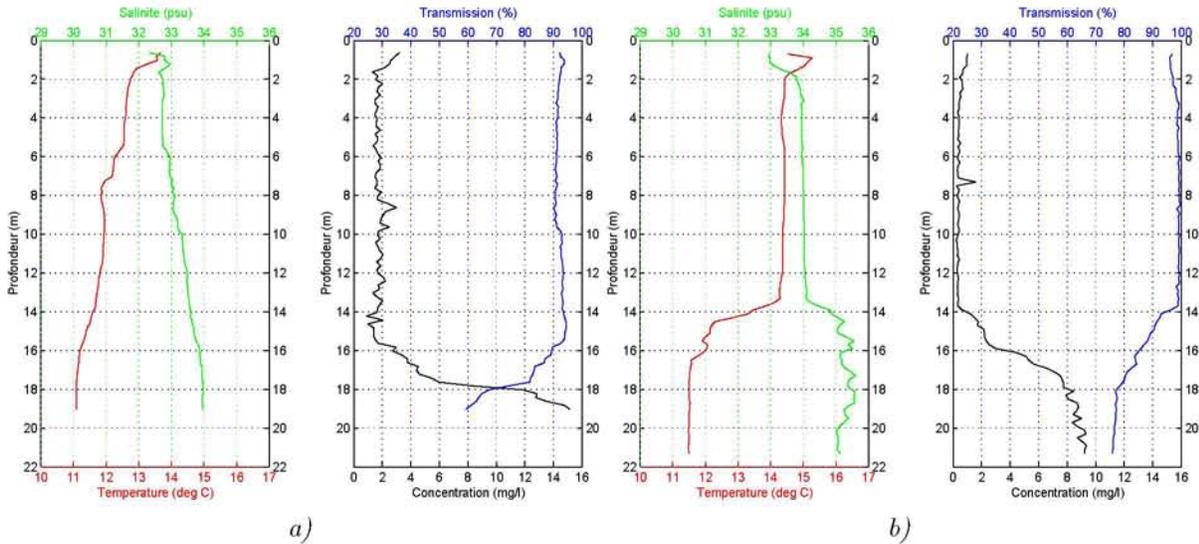


FIG. 2.21 : Profils de température en $^{\circ}\text{C}$ (rouge), salinité en psu (vert), OBS en $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (noir) et transmission en % (bleu), a) le 22/04/2003 (jour 111) et b) le 26/05/2003 (jour 145).

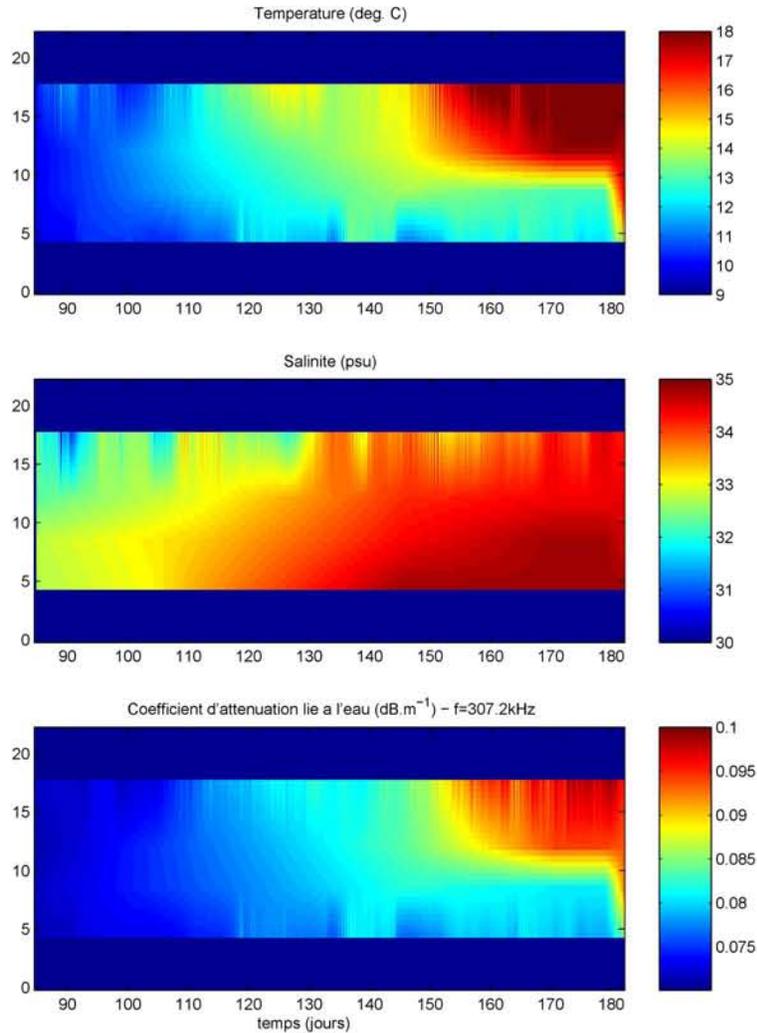


FIG. 2.22 : Température et salinité interpolées sur toute la période de mesure. Coefficient d'atténuation lié à l'eau (à 300 kHz) calculé à partir de ces valeurs de température et salinité.

Indice de rétrodiffusion volumique IV

Etant données les faibles concentrations massiques rencontrées, l'atténuation par les particules peut être négligée et on peut calculer l'indice de rétrodiffusion volumique à partir de l'équation 2.43, rappelée ci-dessous :

$$IV(R) = NR(R) - NE + 20 \log_{10}(\Psi R) - 10 \log_{10}(\psi L) + 2 \int_0^R \alpha_w(r) dr$$

Les résultats de toute la période de mesure sont présentés pour chacun des deux appareils sur les figures 2.24 et 2.25.

L'écho de la surface de la mer a été effacé et remplacé par le niveau d'eau (en noir). Des perturbations (échos des bulles d'air) sont quand même régulièrement visibles jusqu'à 5 mètres sous la surface, lors des coups de vent et des événements de houle (jours 91, 108-109, 116-122, 139-140, 144, 181). La différence de fréquence des deux appareils induit théoriquement (section 2.2) un écart de 8.5 dB sur l'indice de rétrodiffusion volumique, or il est ici de 20-25 dB. Cette comparaison ne semble pas très informative car il existe une telle variété des particules en taille et

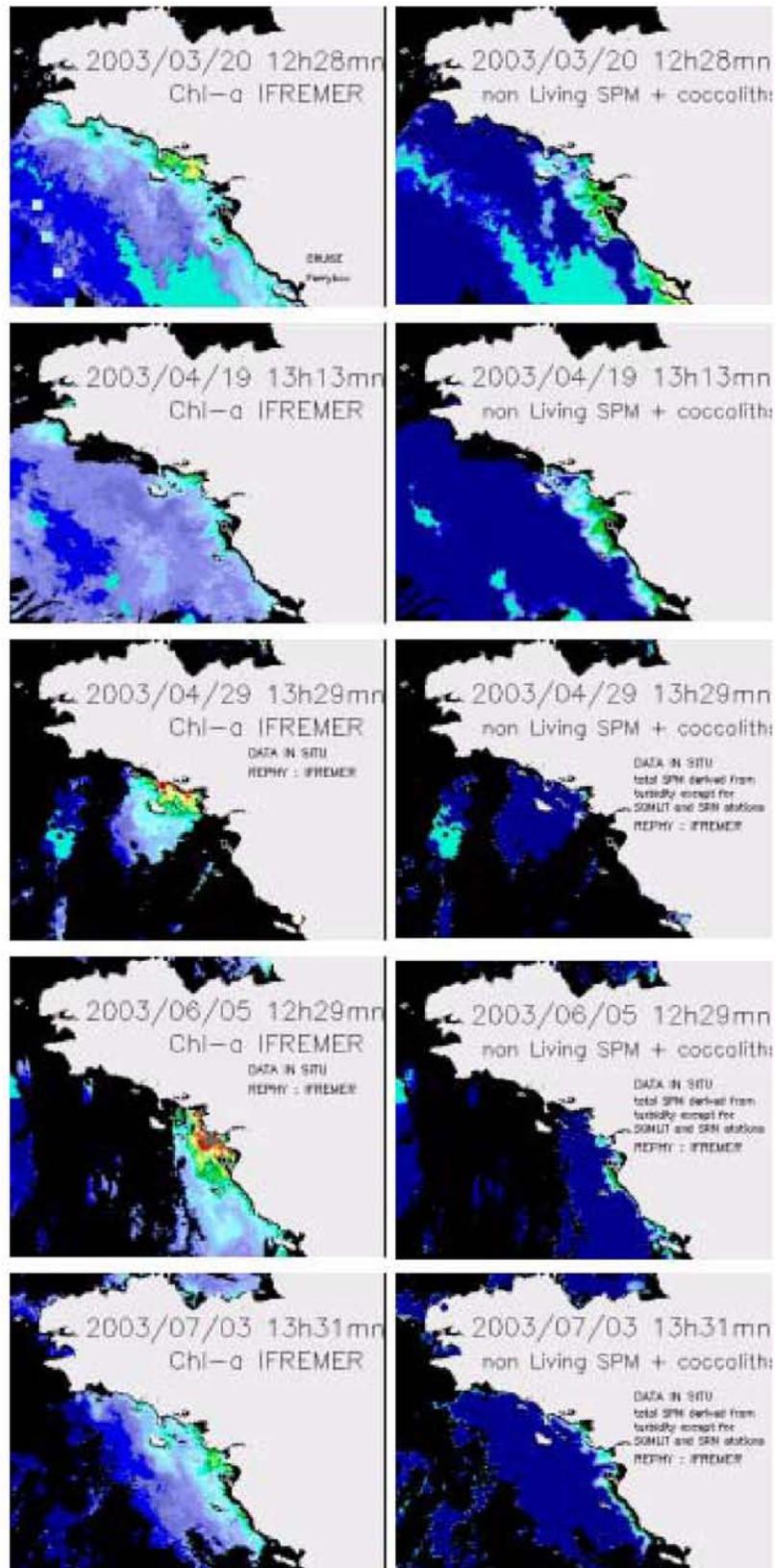


FIG. 2.23 : Chlorophylle a (droite) et Matières En Suspension inorganiques (gauche) estimées à partir des images satellites SeaWiFs/NASA (Gohin et al. 2005).

en nature que les deux signaux ne vont pas "voir" les mêmes particules. En théorie, le signal rétrodiffusé est maximal pour des particules de rayon $470\mu\text{m}$ à 500 kHz et $800\mu\text{m}$ à 300 kHz (section 2.2). Il est donc difficile d'interpréter cet écart, d'autant plus que la calibration de l'ADP Nortek n'a pas été faite en bassin et que les niveaux obtenus ne peuvent être considérés en toute confiance.

Du fait de sa plus haute fréquence et de sa position plus près du fond, l'ADP NORTEK montre mieux la dynamique de la couche de fond, alors que le signal du 300 kHz est plus sensible aux particules biologiques dans le reste de la colonne d'eau. En particulier, un signal diurne est clairement observé à partir de fin avril (jour 120), avec des indices plus forts dans le haut de la colonne d'eau la nuit. Ce signal pourrait être attribué à des migrations nyctémérales du zooplancton, dont la présence est observée dans le golfe de Gascogne (Albaina et Irigoien 2004) et à la côte (Sautour et Castel 1998; David *et al.* 2005). Zhu *et al.* (2000) ont observé des signaux de ce type avec un ADCP RDI 300 kHz au Japon. Les observations de la campagne VILOIR de fin juin 2003 confirment la présence d'espèces zooplanctoniques à cette période (Annexe D.3). Cependant, la quantification de leur variabilité n'a pas été faite et les signaux diurnes des ADCP pourrait également être liés à la remontée en surface de mysidacés (petits crustacés détritivores ressemblant à des crevettes) ou de juveniles de poisson. La zone estuarienne Loire-baie de Vilaine constitue en effet une nourricerie importante pour l'écosystème et où notamment les juvéniles de sole viennent grandir au printemps (Koutsikopoulos *et al.* 1989; Le Pape *et al.* 2003).

De plus, un développement important de phytoplancton a lieu dans le Mor-Bras, fin avril-début mai (jours 115-128) et début juin (jours 148-155), visible sur les images satellites de couleur de l'eau (Gohin *et al.* 2005). La figure 2.23 montre la répartition des efflorescences, avec une estimation de plus $10\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$ dans la zone du mouillage le 29 avril (jour 118), et dépassant les $25\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$ le 5 juin (jour 155) un peu plus vers la Loire. Sur les ADCP, la présence de phytoplancton semble faire augmenter les signaux rétrodiffusés, mais il n'est pas facile de dissocier cet effet de celui des autres particules biologiques, et de celui de l'agitation par les houles (jours 115-120). Les turbidimètres optiques ont subi des encrassements importants liés à ces efflorescences dès mi-avril (jour 105), et les nettoyages occasionnels n'ont pas suffi pour obtenir de bonnes mesures sur toute la période : les dérives répétées des signaux en surface et au fond à partir du jour 105 ne permettent pas de les exploiter complètement (figure 2.18).

L'indice de rétrodiffusion obtenu étant représentatif de la façon dont rétrodiffuse l'ensemble des éléments présents dans la colonne d'eau, il apparaît que son interprétation nécessite d'être validée par des mesures complémentaires, particulièrement à cette époque de l'année. Il est donc aussi délicat de chercher à obtenir une concentration massique, pour une bonne partie des mesures où le signal est plus représentatif de la variabilité des cellules phytoplanctoniques et zooplanctoniques. Nous nous sommes donc surtout intéressés aux mesures près du fond et au début de la période où les turbidimètres n'étaient pas encrassés.

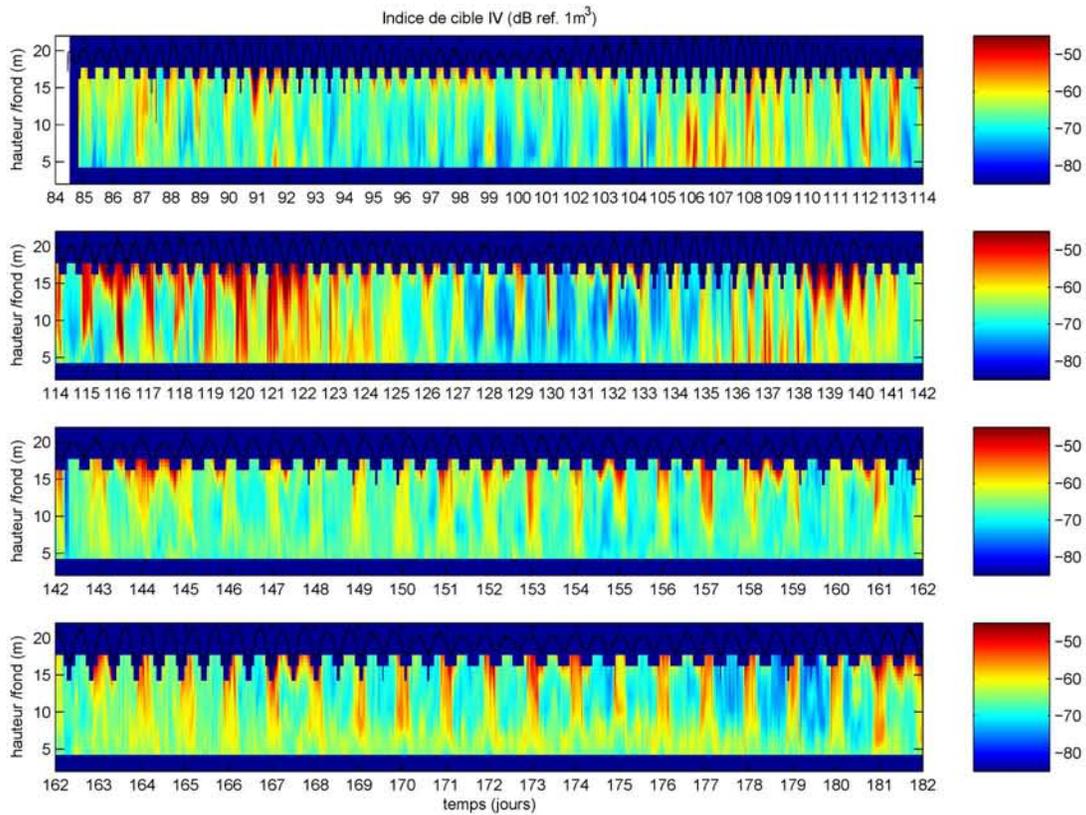


FIG. 2.24 : ADCP RDI 300 kHz - Indice de rétrodiffusion volumique (dB_{1m^3}), en fonction du temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 02/07 (182).

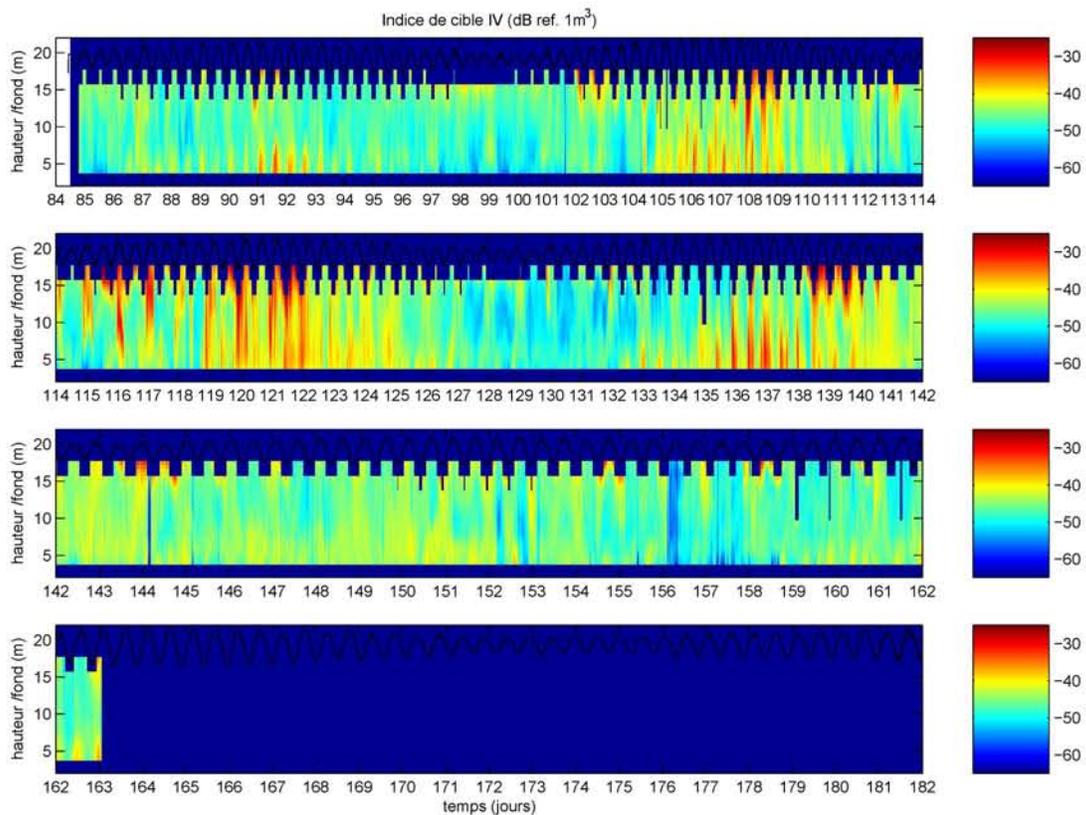


FIG. 2.25 : ADP NORTEK 500 kHz - Indice de rétrodiffusion volumique (dB_{1m^3}), en fonction du temps en jours de l'année 2003 : du 26/03 (84) au 13/06 (163).

2.8.3 Caractérisation des particules pour l'inversion du signal

Pour tenter d'inverser le signal d'indice de rétrodiffusion, et calculer directement une concentration massique, nous avons cherché à caractériser les particules présentes dans la colonne d'eau en début de période du mouillage.

Le point fixe de MODYCOT-TURBI 2003 : 26-27 mars 2003

Une série de mesures en un point fixe a été réalisée à proximité du point de mouillage lors de la campagne MODYCOT-TURBI 2003, du 26 mars à 20h00 (TU) au 27 mars à 10h00 (TU) (jours 84.84 à 85.43). Des profils de température, salinité, fluorimétrie, transmission (WET-Labs) et de micro-granulométrie *in-situ* (CILAS) ont été faits toutes les heures pendant un cycle de marée. Ces mesures permettent de caractériser la masse d'eau et les particules présentes dans le milieu et ainsi tenter de calibrer au mieux les profils ADCP.

Les profils de transmission permettent de calculer le coefficient d'atténuation à la longueur d'onde de 660 nm. De plus, la transmission est calibrée par les mesures de MES dans la zone pour obtenir des valeurs de concentration massique (figure 2.26a). Les mesures de charge particulaire faites par diffraction laser sont ramenées en unité volumique ($\mu\text{l.l}^{-1}$) (Annexe C). La charge particulaire totale Cv varie de 0 à 50 $\mu\text{l.l}^{-1}$ (figure 2.26b). Le pourcentage de transmission du faisceau laser permet de calculer un coefficient d'atténuation à $\lambda = 820$ nm. Ces deux mesures sont cohérentes avec celles du transmissomètre (c_{660}).

Au cours de ce cycle de marée de faible coefficient (39), la hauteur d'eau varie peu (20,5 m à 22,5 m). La masse d'eau est stratifiée en salinité et température, avec 29-32,3 psu et 10,5-11,4 °C en surface et 33-33,4 psu et 9,8°C au fond (figure 2.26a). A marée basse, une couche d'eau moins salée et plus chaude qu'au fond apparaît en surface. Elle est associée à une forte charge volumique, liée à la présence de grosses particules, qui sont sans doute des agrégats détritiques et/ou des chaînes de diatomées (fluorescence mesurée).

On observe au flot une augmentation de la turbidité au fond. Par contre, le signal dans la colonne d'eau (à 2-3 mg/l) est peut-être surestimé, car il résulte de la sensibilité du capteur au phytoplancton. Les mesures de fluorescence (figure 2.26b) montrent en effet que les particules dans la colonne d'eau sont principalement des organismes phytoplanctoniques, suivant passivement la masse d'eau. On observe ainsi qu'à pleine mer, la population se situe en subsurface, alors qu'à basse mer, elle est plus en profondeur, sous la couche d'eau dessalée (-10 à -15 m).

La couche de fond n'est pas bien échantillonnée, mais les plus fortes charges en début et fin de point fixe semblent contenir des particules minérales. Les distributions de taille des particules, présentées sur la figure 2.27b, sont celles à 8h (P1), 16h (P9) et 20h (P13) (en TU +12h). En surface, on observe un fort pourcentage des particules de plus de 200 μm , alors qu'au fond, les distributions présentent un mode principal à 80 μm . Les particules fines ne sont dans l'ensemble pas dominantes (en volume). Les plus fortes charges et turbidités au fond (P1 et P13) sont associées à des distributions du même type, avec un peu plus de grosses particules. Un second mode à 27 μm est aussi mesuré au premier profil.

D'autre part, pour exploiter au mieux le signal acoustique des ADCP, il faudrait pouvoir estimer aussi la masse volumique de chaque classe de taille. En faisant le rapport de la concentration massique (obtenue par calibration des mesures de transmission) et de la charge volumique totale mesurée avec le granulomètre laser, on peut calculer une masse volumique relative $\delta\rho$, qui est l'écart de masse volumique entre les particules et l'eau (Mikkelsen et Pejrup 2001). Les valeurs vont de 20 à 180 kg.m^{-3} , ce qui montre que l'ensemble de la distribution a une masse volumique bien plus faible que celle de particules minérales individuelles (figure 2.27a).

De plus, le pourcentage de Carbone Organique Particulaire mesuré au cours du premier profil

est de 11% en surface et 6% au fond (Froidefond *et al.* 2004). La Matière Organique Particulaire (MOP~2 COP) représente donc plus de 20% des matières en suspension en surface, et plus de 10% au fond. Des observations des particules au Microscope Electronique à Balayage (MEB) ont été faites par Froidefond *et al.* (2004). Elles permettent de caractériser les particules présentes. Le prélèvement de surface du 26/03/2003 21h20 (P2, ~9h20 en TU+12h) montre que les particules minérales individuelles (quartz et argiles) ont des tailles allant de 1 à 10 μm . Beaucoup de diatomées sont aussi observées : les individus sont d'environ 30 μm de diamètre et les colonies forment des chaînes d'au moins 200 μm . (figure 2.27c). Les spectres granulométriques étant faits *in-situ*, ils mesurent donc ces chaînes de diatomées (avec peut-être un biais lié à leur forme allongée), mais aussi tous les agrégats sans doute présents, qu'ils soient de nature organique (détritique) ou minérale, et dont la taille peut varier énormément. La question se pose de savoir dans quelle mesure le signal acoustique est sensible à ces particules.

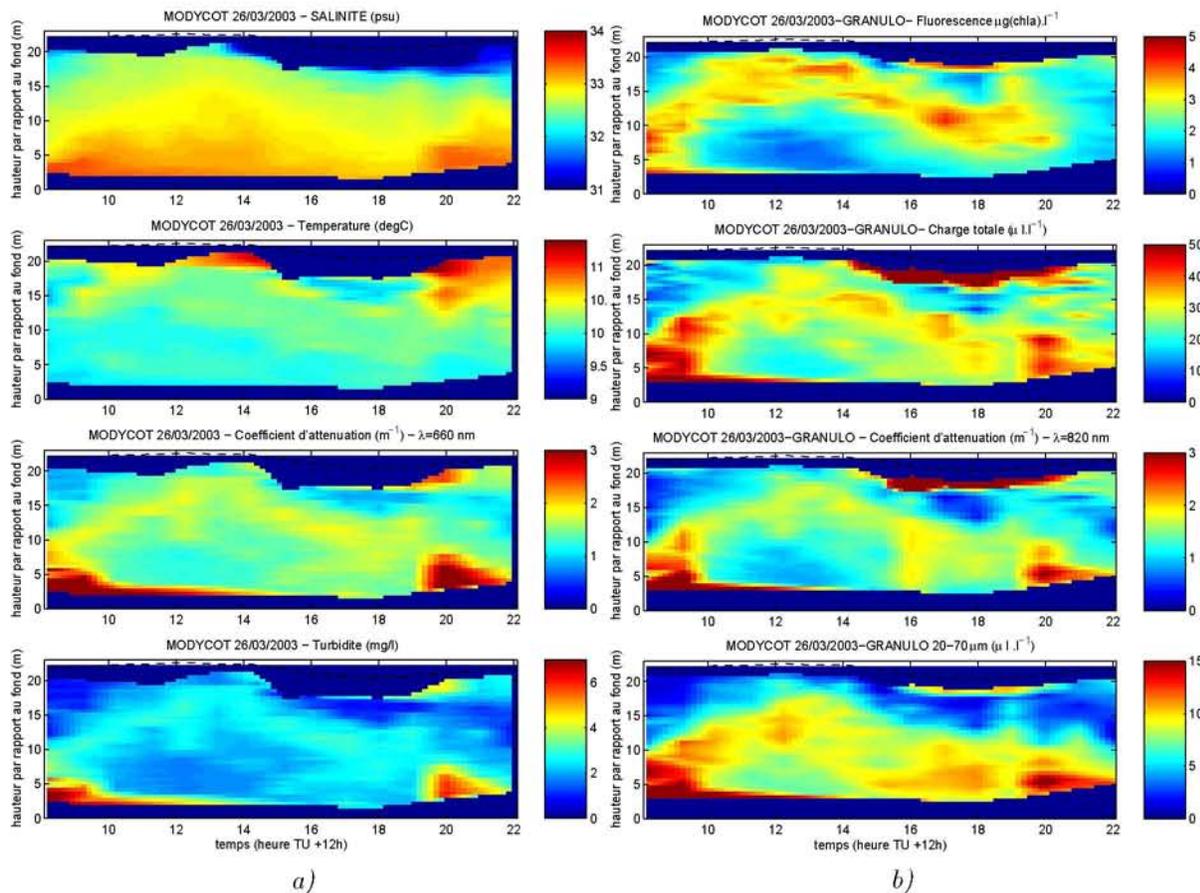


FIG. 2.26 : POINT FIXE MODYCOT - 26/03/2003 - a) mesures de salinité, température, atténuation à 660 nm, turbidité estimée avec le transmissomètre, b) mesures de fluorescence calibrée en $\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$ et mesures du micro-granulomètre laser *in-situ* : charge volumique totale, atténuation à 820 nm et charge volumique de la classe de taille 20-70 μm .

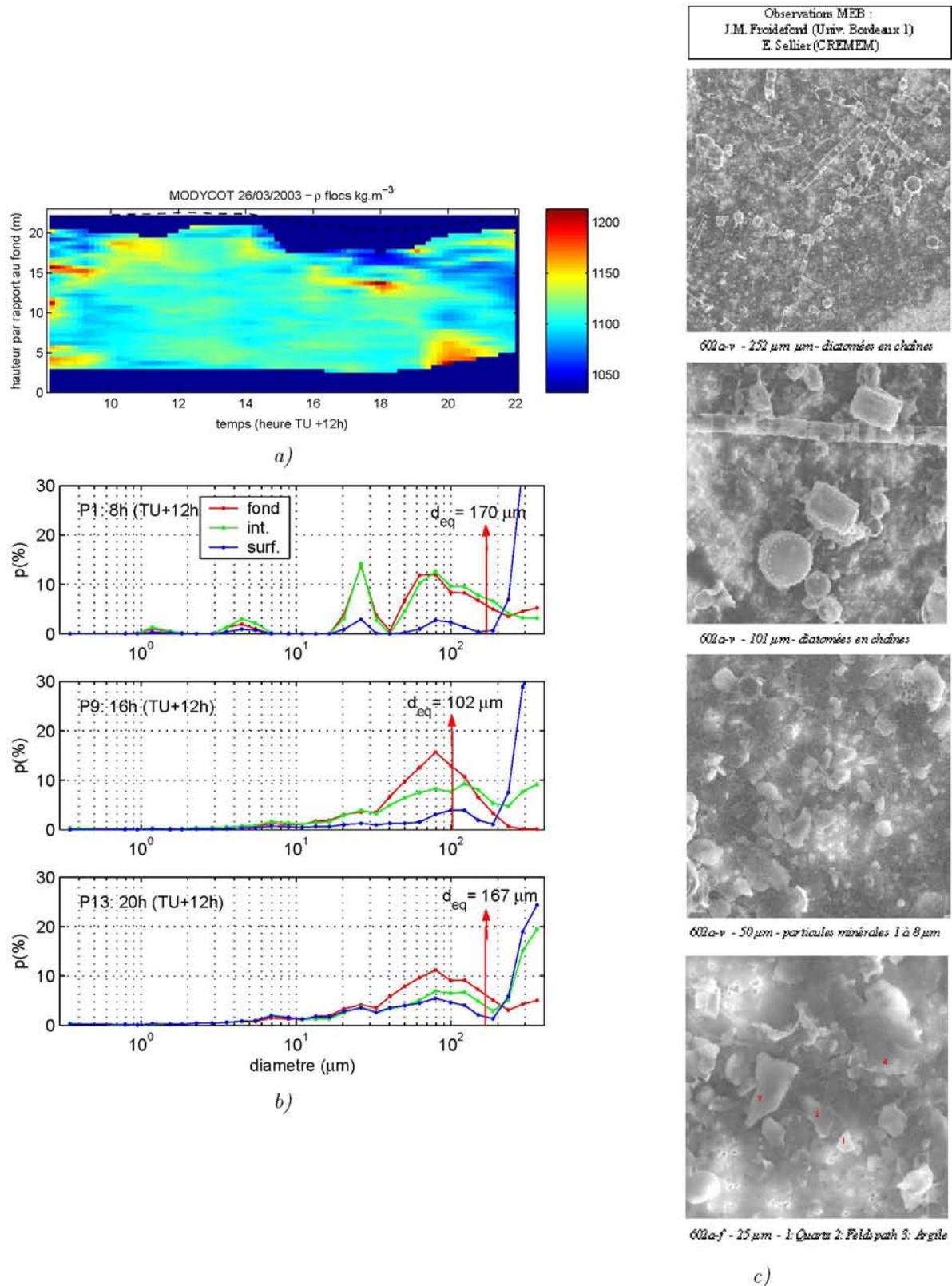


FIG. 2.27 : POINT FIXE MODYCOT - 26/03/2003 - a) Masse volumique de la distribution estimée avec la charge volumique et la concentration massique - b) Distributions de taille des particules, en pourcentage volumique, pour trois profils du point fixe (P1, P9 et P13) en surface (bleu), à mi-profondeur (vert) et au fond (rouge). Le diamètre équivalent d_{eq} est indiqué pour les distributions de fond - c) Observations au MEB des particules au point de mouillage MODYCOT-TURBI 2003. Prélèvement de surface (-3m) (Froidefond et al. 2004).

Estimation de la concentration massique

Dans l'optique d'obtenir une concentration massique à partir du signal rétrodiffusé des ADCP, la variabilité des particules présentes dans la colonne d'eau nous a amené à nous restreindre à l'étude de la mesure la plus proche du fond, et au début de la période du mouillage où les mesures du TBD sont correctes. A partir de l'indice de rétrodiffusion, et en caractérisant les particules, on peut donc calculer une concentration massique en inversant l'équation 2.14 et en considérant le modèle de SER (Eq. 2.17, section 2.2.1).

A partir du spectre granulométrique *in-situ* mesuré au fond pendant le point fixe, on peut calculer un rayon équivalent tel que $a_e^3 = \sum p_i a_i^3$. Pour le spectre du point P9, où les très grosses particules sont peu présentes, $a_e = 51 \mu\text{m}$ (figure 2.26b). Cette estimation est valable sous l'hypothèse que la masse volumique des particules est la même pour toutes les classes de taille (section 2.2.4). Nous avons vu précédemment qu'elle était très faible pour l'ensemble de la distribution, indiquant l'importance des cellules biologiques et des agrégats. En considérant une masse volumique moyenne de 1200 kg/m^3 pour les particules plus proches du fond, et avec un rayon équivalent de $51 \mu\text{m}$, nous pouvons calculer une SER moyenne et obtenir alors une concentration massique à partir de l'indice de rétrodiffusion (équation 2.14).

Or, l'ordre de grandeur obtenu n'est pas cohérent avec celui obtenu avec le turbidimètre optique, et pour se recalculer avec ces mesures, il est nécessaire de diminuer l'indice de rétrodiffusion de 13 dB (figure 2.28b) ⁴. Le spectre granulométrique est mesuré en morte-eau et le rayon équivalent ici estimé n'est donc pas forcément représentatif de celui de la période de vive-eau (90-93). On notera aussi la mauvaise concordance des deux concentrations estimées en morte-eau par l'ADCP et le turbidimètre, il est possible que celui-ci soit plus sensible aux particules organiques que l'ADCP par faible concentration (les agrégats lâches sont plus "transparents" pour les ondes acoustiques que optiques).

De plus, la variabilité de taille et nature des particules fait que l'hypothèse d'un rayon équivalent et d'une masse volumique moyenne est très limitante. En effet si on prend l'hypothèse que pendant la vive-eau le signal résulte de la dynamique des particules minérales de la couche de fond, et donc que l'on peut considérer une masse volumique de 2650 kg/m^3 , alors les concentrations massiques calculées à partir des valeurs de IV sont du bon ordre de grandeur pour un rayon équivalent de $100 \mu\text{m}$, ce qui paraît un peu fort si on considère que les agrégats formés par les particules cohésives ne sont pas si denses. Ceci nous amène à penser qu'il doit y avoir une forte influence sur le signal, d'une part des particules minérales emprisonnées dans les agrégats organiques remis en suspension, d'autre part des cellules de diatomées à tests siliceux, observées pendant la campagne MODYCOT 2003.

Néanmoins, la série temporelle obtenue (figure 2.28d) montre une bonne corrélation en période de vive-eau, avec sur cette période un coefficient de corrélation de 0.894 entre la concentration massique obtenue avec le TBD et celle obtenue avec l'ADCP. Ces résultats confirment l'encrassement du turbidimètre à partir du jour 108, la mesure acoustique étant corrélée aux périodes de vive-eau (la relation du signal avec les forçages est faite dans le chapitre 3). Il apparaît cependant difficile de mieux caractériser ce signal, en particulier en termes de profils de concentration, du fait de la nature essentiellement organique des particules présentes.

⁴Il est possible que cette valeur soit plus faible du fait d'une incertitude sur les volumes insonifiés, les informations du constructeur RDI n'étant pas facilement disponibles.

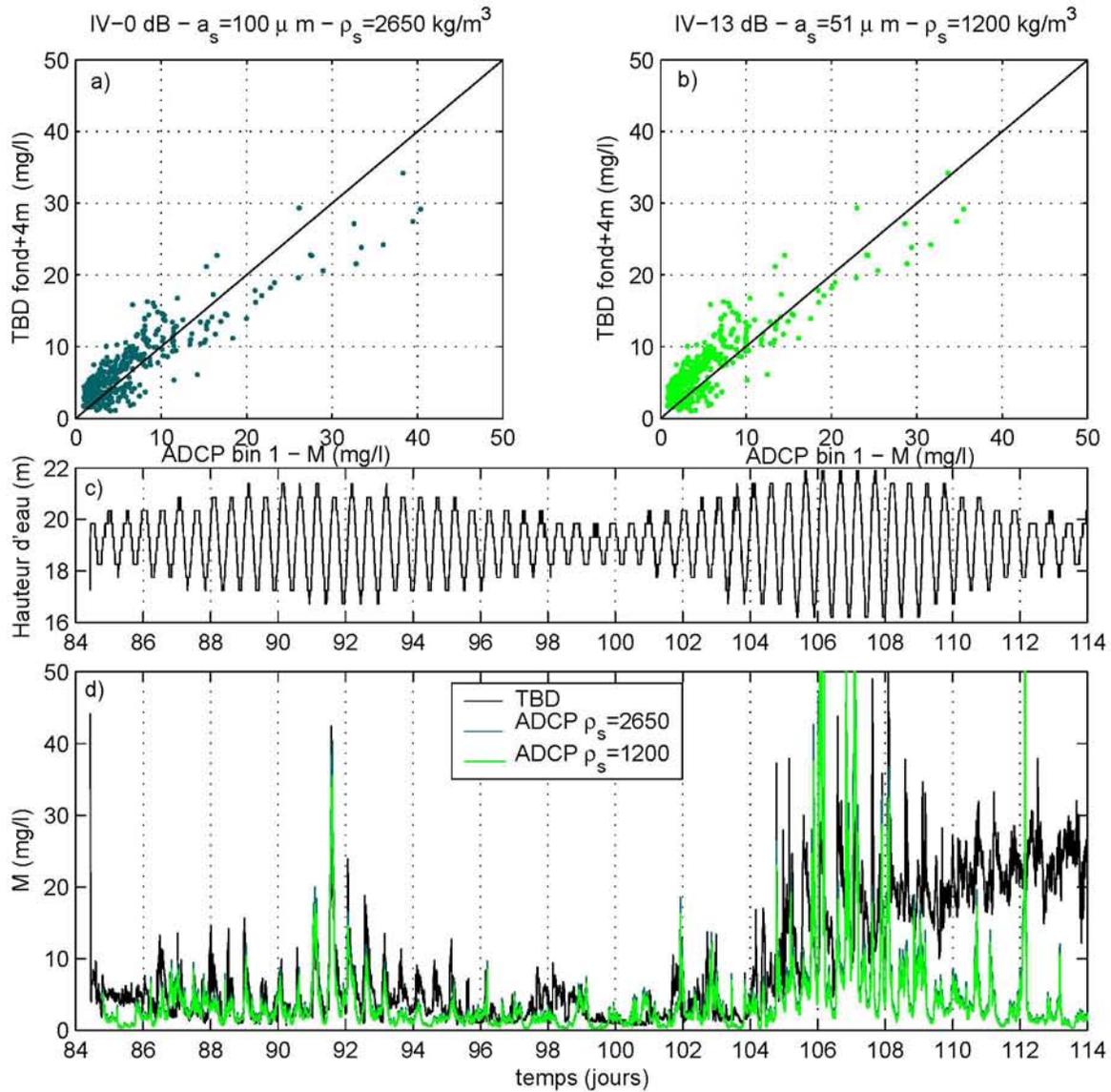


FIG. 2.28 : MODYCOT 2003 - Calcul de la concentration massique à partir de l'indice de rétrodiffusion de l'ADCP RDI 300 kHz. Relation $M(\text{TBD}) / M(\text{ADCP})$ calculée avec a) IV, $a_s=100 \mu\text{m}$ et $\rho_s=2650 \text{ kg/m}^3$ b) IV-13dB, $a_s=67.7 \mu\text{m}$ et $\rho_s=1200 \text{ kg/m}^3$. (le TBD est encrassé après le jour 105)

2.8.4 Calibration empirique de IV

Devant la délicatesse de la caractérisation des particules, et de leur variabilité, nous sommes revenus à une calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion à partir des mesures du turbidimètre optique TBD, calibré en concentration massique en laboratoire (Annexe D). Ceci est envisageable uniquement si on considère que l'indice IV est bien représentatif d'une "turbidité" formée par les particules minérales, qu'elles soient cohésives ou non. Pour ces mesures ADCP de 2003 acquises sur des sédiments cohésifs, ceci semble vrai pour les cellules du fond, où les signaux sont corrélés aux périodes de vive-eau et aux événements de tempête. Les mesures du reste de la colonne d'eau par contre sont plus représentatives de la dynamique des cellules biologiques et il n'est pas intéressant de chercher à obtenir une information "concentration massique".

Du fait de l'encrassement des capteurs des turbidimètres TBD, la calibration de l'indice de rétrodiffusion en concentration massique n'a pu être envisagée que sur le début de la période de mesures. La figure 2.29 montre l'évolution des indices de rétrodiffusion des deux appareils pour la période de calibration possible. La relation entre l'indice de cible et le \log_{10} de la concentration est indiquée sur la figure 2.30, pour l'ensemble de la période 84-104 (en bleu pour le Nortek, en vert pour le RDI) et pour la période de vive-eau uniquement (noir). La dispersion du nuage de points s'explique par la variabilité des indices de cible, liée à la présence de phytoplancton, de zooplancton, et de la matière organique détritique associée. Si on regarde uniquement le signal pendant la vive-eau, la corrélation est meilleure mais il existe encore une dispersion, liée à des variations temporelles différentes entre les capteurs acoustiques et optiques. Le TBD a en effet une réponse bien plus dynamique que les ADCP (augmentation et diminution plus rapide de la concentration par rapport au signal acoustique). Cela peut être liée à sa plus forte sensibilité aux particules très fines. De plus la taille des cellules de mesure de l'ADCP est ici de 2 mètres, alors que le TBD réalise une mesure presque ponctuelle, les gradients verticaux (et temporels) des signaux ADCP sont donc lissés. Comme les maxima et minima des séries temporelles de la période de vive-eau sont synchrones, en associant les pics de concentration mesurée par le TBD aux pics d'indice de rétrodiffusion de l'ADCP (et de la même façon les minima), on obtient la calibration en rouge sur la figure 2.30. On constate que la pente de calibration est ainsi augmentée, permettant une plus grande dynamique des signaux (non présentés), et se rapprochant de la valeur théorique de 1 (équation 2.45).

Cette calibration empirique est aussi délicate, car on voit clairement qu'il existe une influence de toutes les particules présentes dans le milieu à cette époque. Cependant, elle a l'avantage d'être un peu plus directe, sans hypothèse précise sur les particules dont les caractéristiques peuvent beaucoup varier temporellement et dans la colonne d'eau.

Par rapport à la méthode précédente (inversion du modèle de SER), la série temporelle obtenue est assez proche, mais la dynamique des turbidités est un peu plus faible, avec une sur-estimation des faibles valeurs et une légère sous-estimation des pics de concentration. L'ADP NORTEK donne des résultats plus lissés que le RDI, mais du même ordre de grandeur.

2.8.5 Conclusion

Les mesures de 2003 ont permis d'analyser les séries temporelles des intensités rétrodiffusées d'un ADCP 300 kHz et d'un ADP 500kHz, acquises sur une durée de près de trois mois dans le Mor-Bras. Un indice de rétrodiffusion a été calculé pour toute la période de mesure, en corrigeant le signal des pertes de propagation et en prenant en compte une calibration individuelle des transducteurs. Le printemps 2003 ayant été particulièrement calme et chaud, l'indice de rétrodiffusion calculé peut être attribué, pour une bonne partie des mesures, aux développements de phytoplancton, au zooplancton et à la matière détritique associée, toutes ces particules sem-

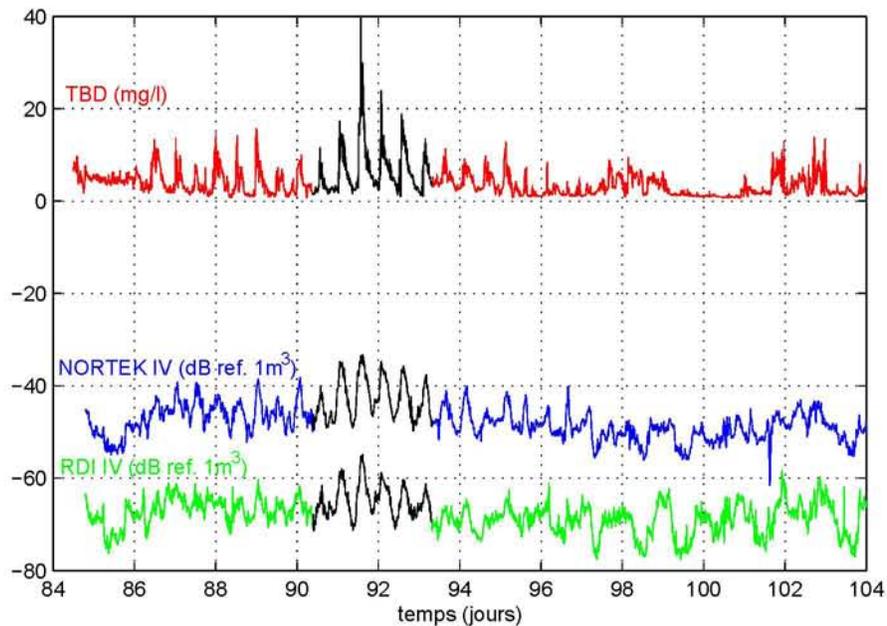


FIG. 2.29 : Séries temporelles de la concentration massique à fond+4m (TBD), et de l'indice de rétrodiffusion volumique (dB_{1m^3}) de la première cellule de l'ADCP RDI 300 kHz (vert) et de l'ADP NORTEK 500 kHz (bleu). La période de vive-eau est surlignée en noir.

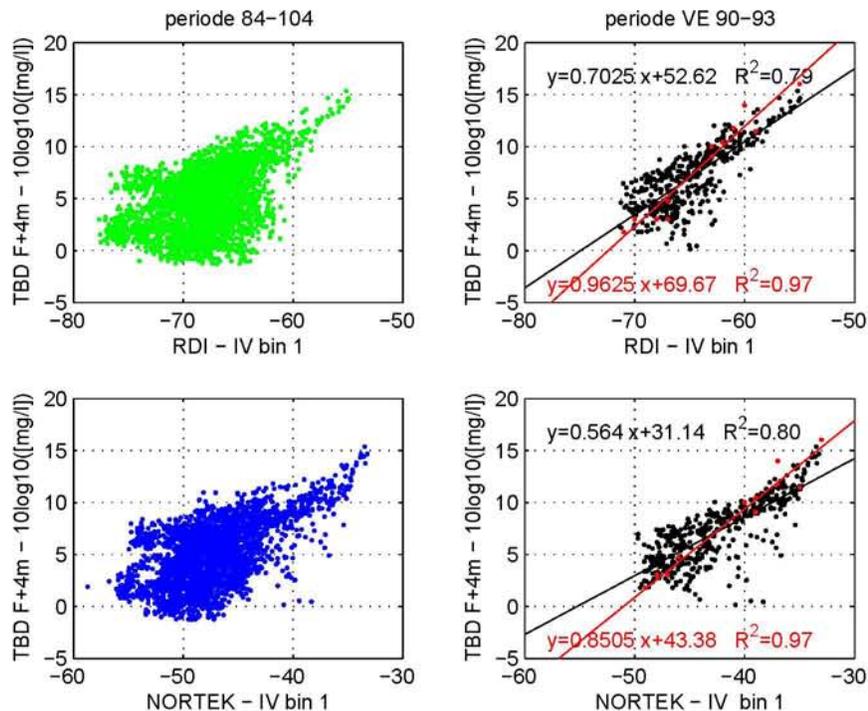


FIG. 2.30 : Logarithme de la concentration massique à fond+4m (TBD), en fonction de l'indice de rétrodiffusion volumique (dB_{1m^3}) de la première cellule de l'ADCP RDI 300 kHz (haut) et de l'ADP NORTEK 500 kHz (bas), pour la période 84-104 (gauche) et la période de vive-eau (droite).

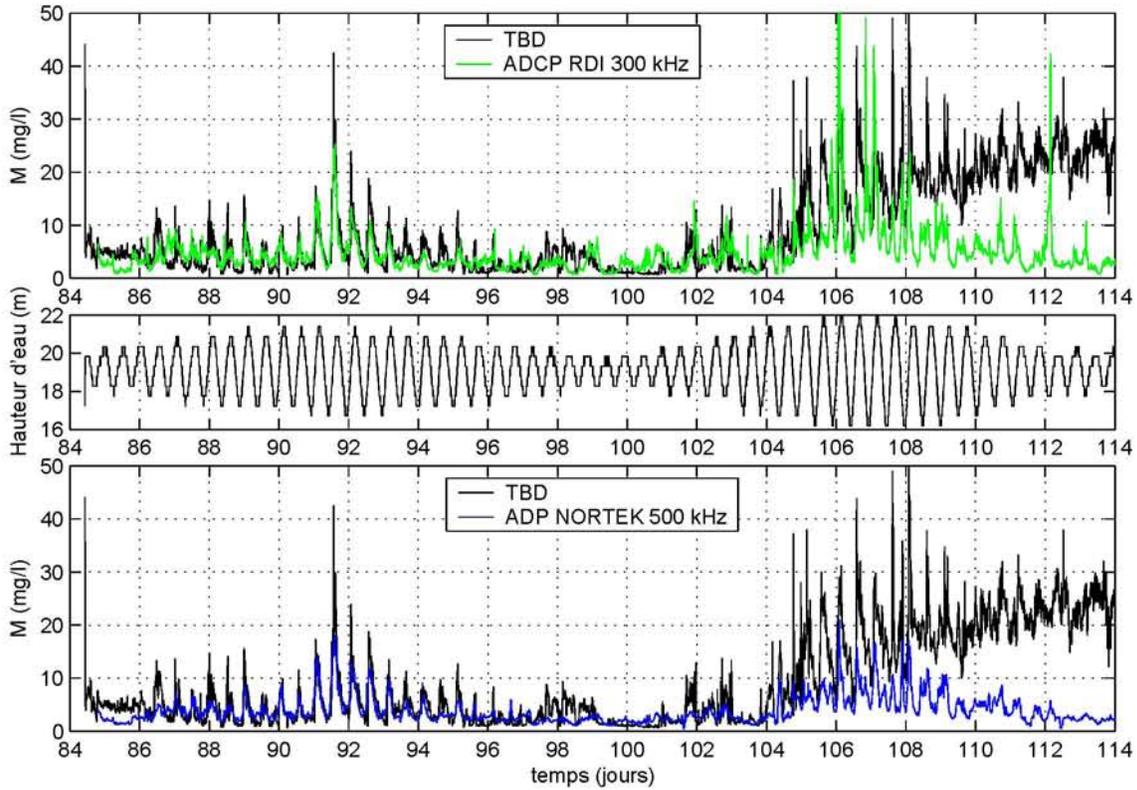


FIG. 2.31 : Comparaison des séries temporelles de concentration massique à fond+4m : TBD (noir), ADCP RDI 300 kHz (vert) et ADP NORTEK 500 kHz (bleu). La hauteur d'eau totale (m) est donnée au milieu. (Le TBD est encrassé à partir du jour 105)

blant influencer particulièrement les signaux acoustiques basses fréquences. Cependant, les mesures dans le bas de la colonne d'eau (F+4.5 m) sont mieux corrélées aux forçages de marée, houle et vent et sont mieux représentatives de la dynamique de la couche turbide de fond (l'analyse de ces résultats est faite dans le chapitre 3). Les mesures du turbidimètre optique à 4 m au dessus du fond ont subi un important fouling, mais le début de la période a permis de tester deux méthodes pour obtenir une concentration massique à partir des mesures acoustiques : par inversion d'un modèle de SER en caractérisant les particules et par calibration empirique directe de l'indice de rétrodiffusion. Les deux méthodes donnent des résultats assez proches, qui sont bons en vive-eau mais moins bons par faible concentration, ce qu'on peut attribuer à la différence de sensibilité des mesures acoustiques et optiques à la grande variabilité des particules présentes. Les mesures de l'ADP NORTEK donnent des résultats assez proches de l'ADCP RDI, mais elles sont cependant moins bruitées autant en intensité rétrodiffusée qu'en vitesse du courant. En réduisant la taille des cellules des ADCP, l'échantillonnage dans la colonne d'eau aurait été plus fin et les premières mesures plus près du fond, la dynamique de la couche turbide de fond et les gradients verticaux aurait donc été mieux perçus. De plus, l'utilisation d'un appareil à fréquence plus élevée doit permettre de mieux cibler la mesure sur la dynamique des sédiments fins dans la zone. Enfin, les résultats montrent l'intérêt de calibrer les appareils avec des mesures acquises dans des conditions hydrodynamiques plus agitées, c'est-à-dire impérativement en vive-eau.

2.9 Application aux mesures en mer de 2004

L'expérience précédente du mouillage MODYCOT 2003 a montré la nécessité de faire des mesures plus fines, spatialement, avec un appareil de plus haute fréquence permettant des cellules de mesures plus petites dans la colonne d'eau. Le mouillage d'octobre 2004 a aussi été réalisé dans l'espoir de mesurer des concentrations plus fortes, générées par des conditions hydrodynamiques plus agitées.

Ce mouillage a été installé dans le Mor-Bras au même endroit qu'en 2003 (figure 2.16), lors de la campagne OPTIC-PCAF 2004, à bord du bâtiment hydrographique *La Pérouse*.

Il comprenait les éléments suivants (figure 2.32) :

- un ADCP RDI WH 1200 kHz (IFREMER) et un ADCP RDI WH 300 kHz (SHOM), avec des acquisitions à 2 Hz pendant 2 mn toutes les 10 mn, du courant et de l'intensité rétrodiffusée. Les appareils étaient installés au fond sur des cages quadripodes de 80 cm de hauteur. Les cellules de mesures étaient de 1 m pour le 300 kHz (et Blank de 1 m) et de 0.5 m pour le 1200 kHz (et Blank de 30 cm). L'appareil haute fréquence mesurait aussi les spectres de vagues toutes les heures sur 10 mn d'acquisition de mesures à 2 Hz.
- une sonde Troll MICREL (pression P , température T , salinité S et turbidité en NTU, équipée d'un système de nettoyage du capteur optique) située à 1.80 m du fond.
- une sonde TBD MICREL et une sonde TS (MICREL), à 3 m sous la surface de la mer

Malheureusement, suite à un chalutage accidentel du mouillage, la sonde Troll et le TBD Micrel ont été perdus et l'ADCP 1200 kHz a été retrouvé seulement en mars 2005. Les données ADCP ont ainsi pu être récupérées. Les mesures sont valides pour la période du 13 (jour 286) au 22 (jour 295) octobre 2004. Pendant la campagne, un point fixe de mesures a été effectué près du mouillage, du 14/10 8h25 (TU) au 15/10 9h20 (TU), avec des profils toutes les demi-heures et des prélèvements toutes les heures. Les seules mesures de calibration et de validation possibles des ADCP sont donc celles de ce point fixe.

Aux vues des concentrations mesurées, (<100 mg/l) l'indice de rétrodiffusion a d'abord été estimé pour les deux ADCP. Pour étudier rapidement la qualité des enregistrements, et parce que les mesures de 2005 (traitées avant celles-ci) avaient donné de bons résultats, nous avons d'abord fait une calibration empirique avec les pesées de MES (section 2.9.2). Puis, après avoir caractérisé les particules présentes dans le milieu (section 2.9.3), nous avons testé l'inversion du signal ADCP, indépendamment des autres mesures de turbidité (section 2.9.4).

2.9.1 Présentation des mesures ADCP 1200 kHz et 300 kHz

La figure 2.33a montre le niveau reçu par l'ADCP 1200 kHz en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$, en fonction du temps et de la hauteur par rapport au fond. Ce niveau est un niveau absolu, obtenu à partir de l'écho reçu du transducteur 3 NC (counts), avec les coefficients de calibration déterminés en bassin (Annexe E et section 2.5.2) :

$$NR = Br + K_c * (NC - NC_0) \quad (\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}})$$

Avec $K_c = 0.435$ dB/counts , $NC_0 = 64$ counts et $Br = 96.6$ $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$.

Le Niveau Reçu a une dynamique de 70 $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$, il décroît en fonction de la distance au transducteur du fait de la perte de propagation. L'écho de la surface est visible à basse mer seulement, car le nombre de cellules de mesure définies a été sous-estimé. Le niveau de la mer est donc indiqué par la courbe rouge. De plus, la première mesure de l'intensité rétrodiffusée est estimée être à environ 1.80 m du fond.

L'indice de rétrodiffusion est calculé à partir de l'équation 2.43 (figure 2.33b), sans considérer l'atténuation liée aux particules, en corrigeant le signal ADCP de la divergence sphérique et des

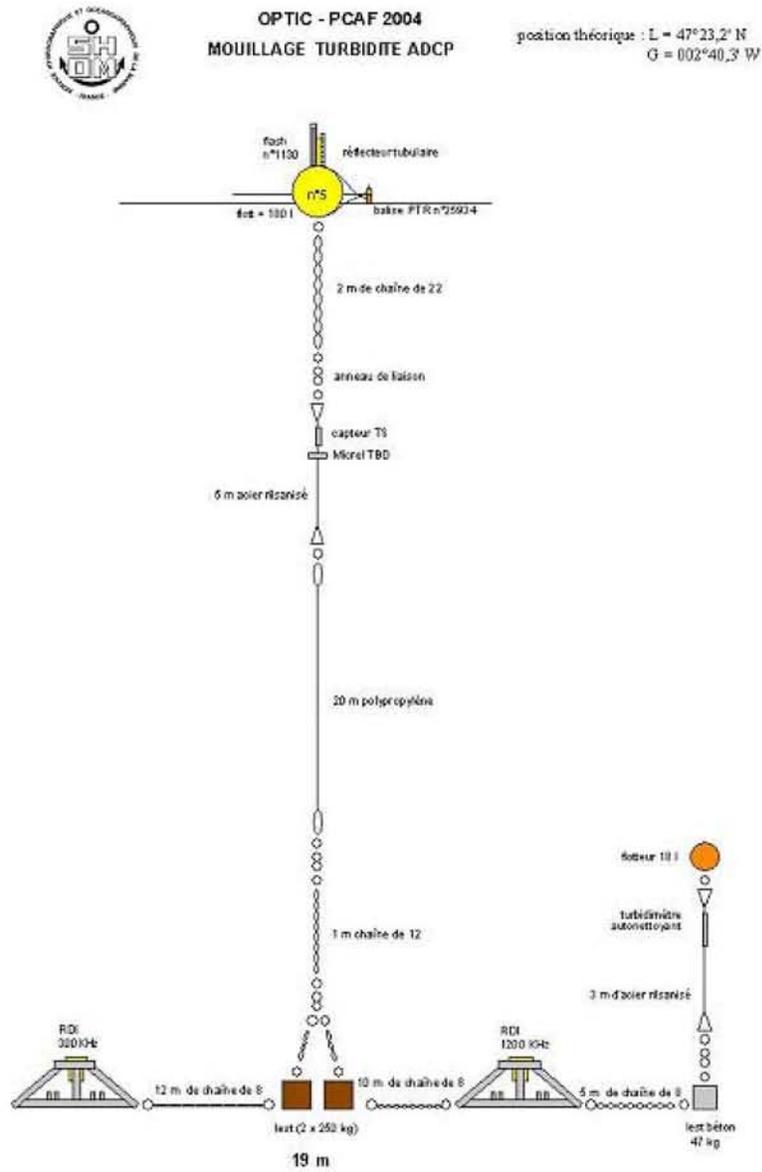


FIG. 2.32 : OPTIC-PCAF 2004 - Schéma de principe du mouillage

pertes d'atténuation liées à l'eau (en considérant un coefficient moyen sur toute la série et sur la colonne d'eau, $\alpha_w = 0.4658$ dB/m).

De même, le niveau reçu par l'ADCP 300 kHz est présenté sur la figure 2.33c, en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$, à partir du niveau en counts du transducteur 4 et des résultats suivants de la calibration en bassin (Section 2.5.2) : $K_c = 0.419$ dB/counts, $NC_0 = 65$ counts et $Br = 70.3$ dB/ $_{1\mu\text{Pa}}$.

La perturbation liée à l'écho de la surface est bien plus importante ici du fait de la longueur d'onde et de la largeur du faisceau plus grandes. L'indice de rétrodiffusion (figure 2.33d) est calculé avec un coefficient d'atténuation moyen $\alpha_w = 0.091$ dB/m. Les cellules de cet appareil étant plus grandes, la première mesure se situe à environ 3.60 m du fond. On constate que qualitativement, les signaux sont proches de ceux de l'ADCP 1200 kHz.

Les mesures montrent des indices de rétrodiffusion plus forts pendant la période de vive-eau, mais qui sont surtout expliqués par les houles mesurées au même point (chapitre 3).

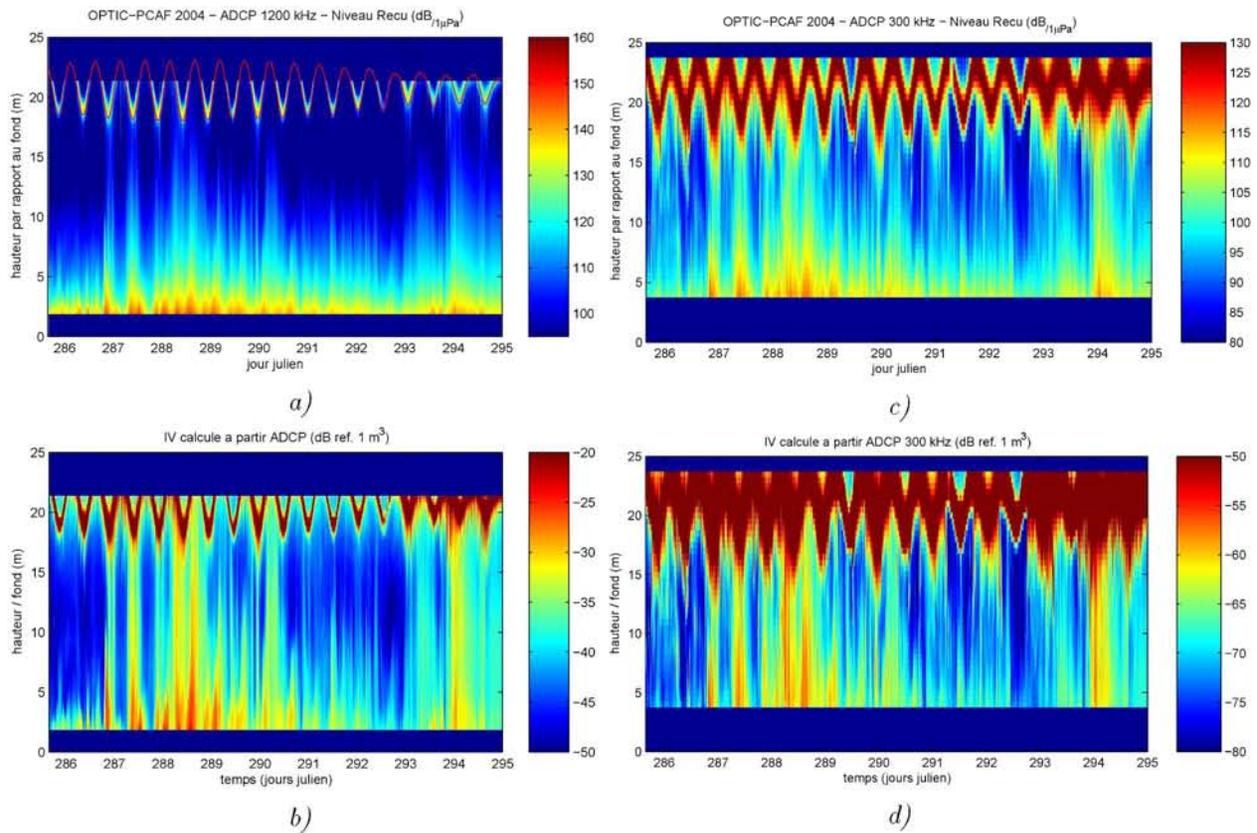


FIG. 2.33 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200 kHz (gauche) et 300 kHz (droite) - (a) et (c) : Niveau reçu en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$ - (b) et (d) : Indice de rétrodiffusion ($\text{dB}/_{1\text{m}^3}$).

2.9.2 Calibration empirique de IV

Du fait de la perte des turbidimètres du mouillage, les seules données disponibles pour calibrer et valider la mesure ADCP sont celles acquises au cours d'un point fixe de 30 heures, réalisé près du mouillage ADCP les 14-15/10/2004 (jours 287-288), en période de vive-eau et dans des conditions de mer agitées. Les mesures de turbidité effectuées sont des pesées MES et des profils de turbidité optique (capteur LSS WET-Labs) réalisés avec la bathysonde. La turbidité optique a été calibrée en concentration massique avec les pesées de MES. L'indice de rétrodiffusion volumique peut être calibré empiriquement avec ces mesures de concentration, selon la relation suivante (Eq. 2.45) :

$$10 \log_{10}(M_0) = a IV_0 + b$$

ADCP 1200 kHz

Les mesures de l'ADCP 1200 kHz sont présentées sur la figure 2.35 : (a) le niveau reçu en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$, (b) l'indice de rétrodiffusion volumique ($\text{dB ref. } 1\text{m}^{-3}$) et (c) le courant horizontal (cm.s^{-1}). Les calibrations de l'indice de rétrodiffusion avec les pesées de MES et avec le signal du turbidimètre optique (capteur LSS WET-Labs) calibré en concentration massique sont indiquées sur la figure 2.34. Il apparaît que la calibration avec le capteur LSS (calculée par moindre carré) induit une sous-estimation des fortes valeurs, c'est donc la calibration avec les pesées MES qui est considérée. La comparaison avec les valeurs obtenues à partir du transmissomètre et du LSS (cf calibration dans le chapitre 3) montre une bonne concordance des signaux de turbidité (figure 2.35). L'ADCP paraît surestimer légèrement la concentration massique dans la colonne d'eau à la fin du point fixe mais ceci est surtout lié au contourage de la figure. Les séries temporelles (figure 2.36) sont en effet très proches dans la colonne d'eau. C'est plutôt au fond, vers l'heure 25, que l'ADCP montre une remise en suspension à 40 mg/l , de moindre importance sur les capteurs optiques de la bathysonde ainsi que sur les prélèvements. D'autre part, la comparaison des profils de concentration obtenus est tout à fait satisfaisante (figure 2.37).

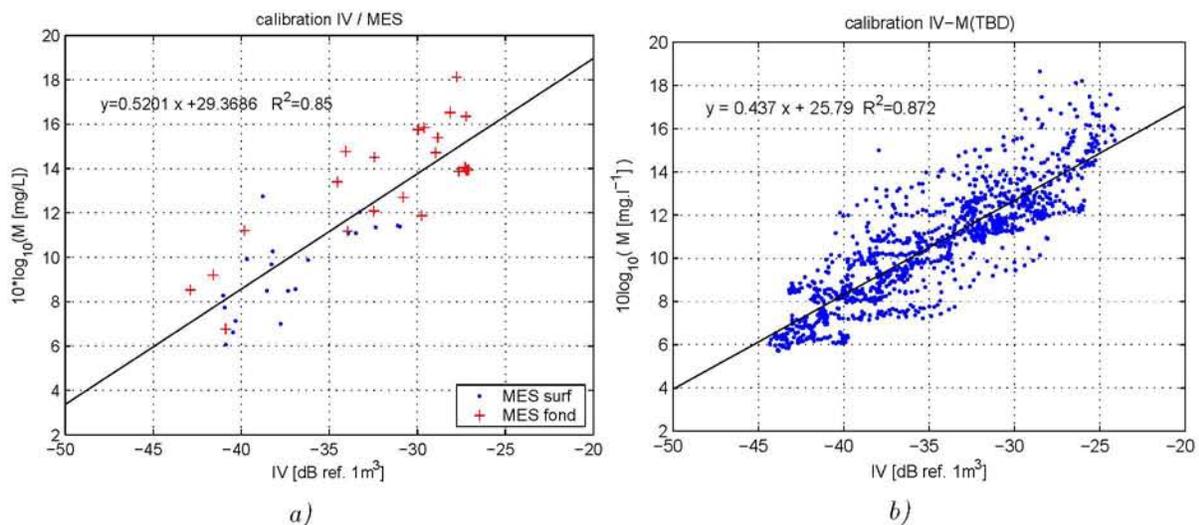


FIG. 2.34 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP 1200 kHz - Calibration de l'indice de rétrodiffusion IV ($\text{dB ref. } 1\text{m}^{-3}$) (a) avec les pesées de MES et (b) avec le turbidimètre optique TBD (calibré en concentration massique).

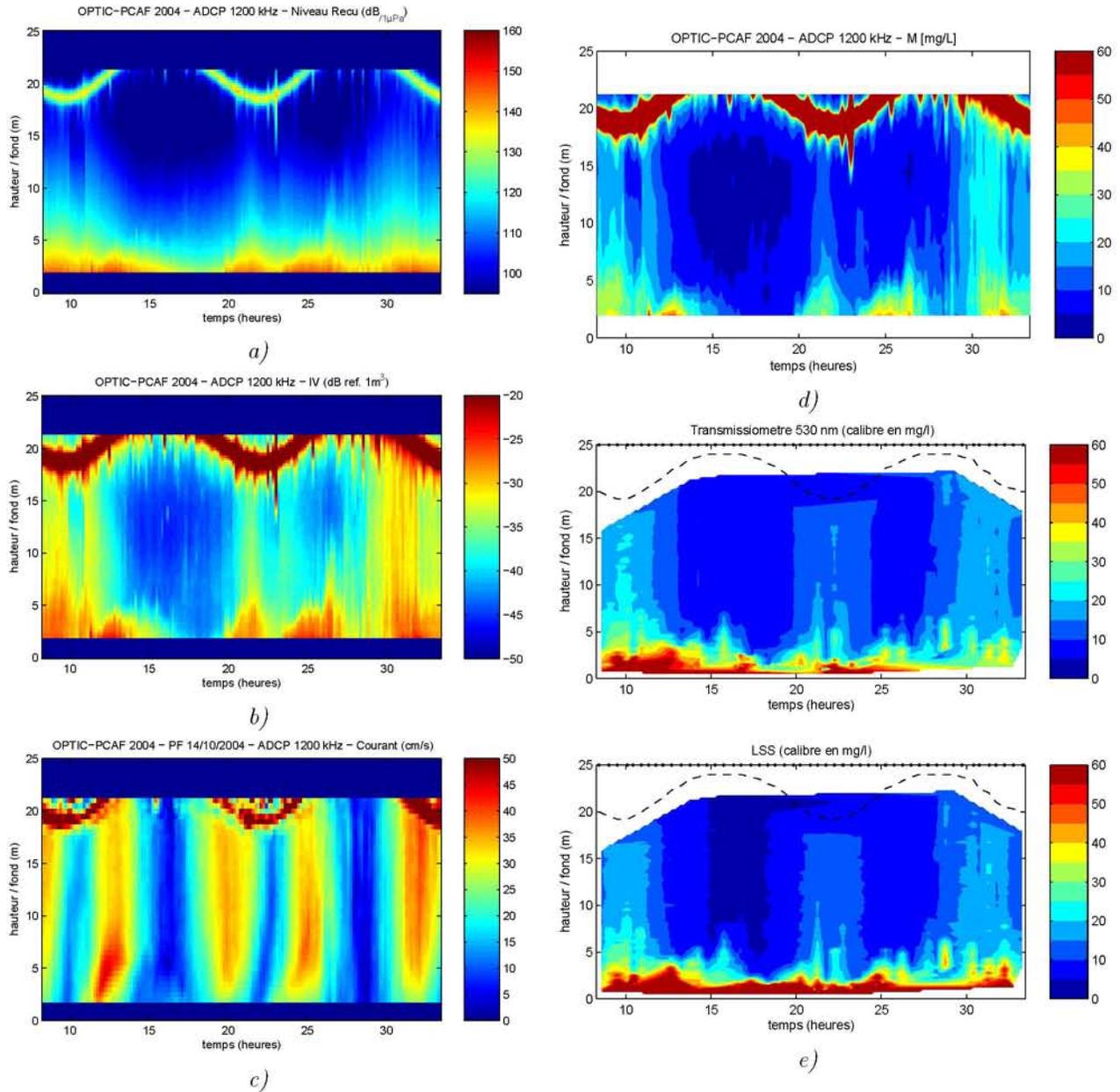


FIG. 2.35 : Point Fixe OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200 kHz - a) Niveau reçu en $dB_{/1\mu Pa}$ - b) Indice de rétrodiffusion ($dB_{/1m^3}$) - c) Vitesse du courant horizontal ($cm.s^{-1}$) - d) Concentration massique (mg/L). - e) Concentration massique obtenue par le transmissomètre (haut) et le capteur LSS (bas).

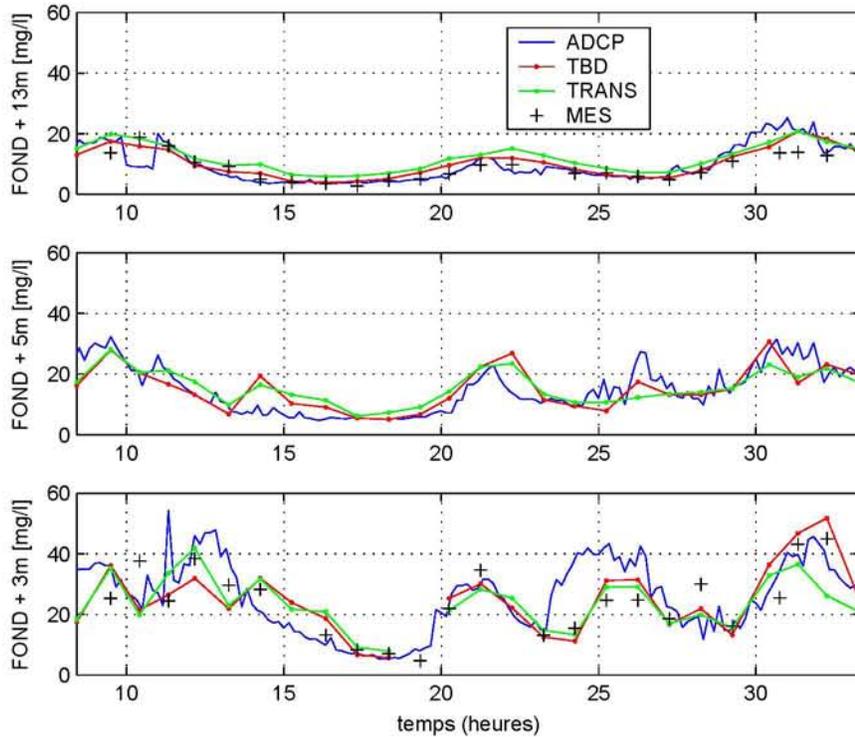


FIG. 2.36 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Séries temporelles des MES (croix noires) et des concentrations massiques obtenues par calibration avec les MES des signaux de l'ADCP 1200 kHz (bleu), du TBD (rouge) et du transmissomètre (vert) : à fond + 13 m, fond + 5 m et fond + 3 m.

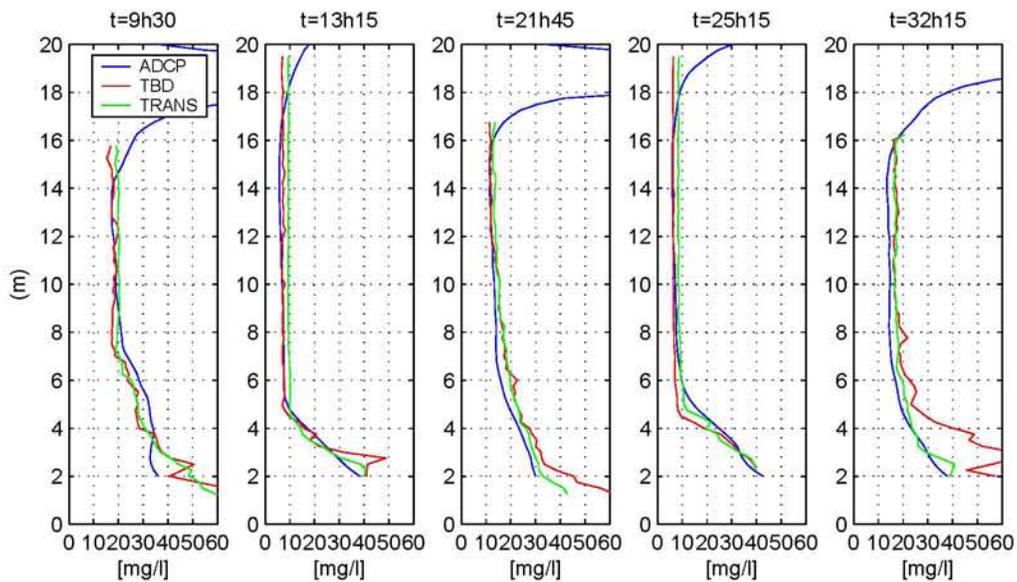


FIG. 2.37 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Profils de concentration massique obtenues par calibration avec les MES des signaux de l'ADCP 1200 kHz (bleu), du TBD (rouge) et du transmissomètre (vert).

ADCP 300 kHz

La calibration du signal de l'ADCP 300 kHz a été faite aussi avec les pesées MES (figure 2.38). Comme la première cellule de mesure de l'appareil est à 3.60 m du fond, et que les pesées MES varient de 2 à 4 mètres, il est possible que cette calibration soit un peu biaisée. Cependant, les résultats ne sont pas si mauvais et on constate que la pente trouvée est proche de 0.5 aussi, comme avec le signal du 1200 kHz. Pour mieux prendre en compte les valeurs minimales et maximales, il semble que cette pente pourrait être augmentée, comme pour les données de 2003.

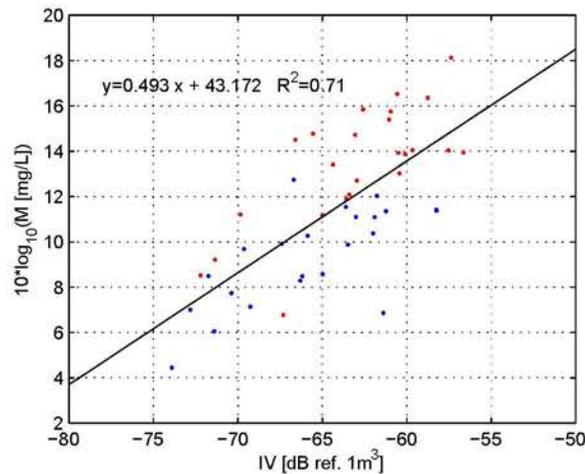


FIG. 2.38 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP 300 kHz - Calibration de l'indice de rétrodiffusion IV (dB ref. 1m⁻³) avec les pesées de MES : prélèvements de subsurface (bleu) et fond+3m (rouge).

Les signaux des deux ADCP (IV) ont été calibrés sur toute la colonne d'eau et toute la période de mesure avec les calibrations précédentes (figures 2.39a et 2.39b). Exception faite du manque de données avec l'ADCP 300 kHz dans la couche de fond et en subsurface, du fait des plus grandes cellules de mesure, les signaux de concentration obtenus avec les deux appareils sont très bien corrélés, les principaux événements étant retrouvés autant en ordre de grandeur qu'en dynamique sur la verticale. Les mesures du 300 kHz sont plus bruitées et donnent des concentrations légèrement plus fortes dans le haut de la colonne d'eau.

A 5 mètres du fond (figure 2.39c), les signaux sont vraiment très bien corrélés. Les pics de concentration sont de 20-30 mg/l pendant la période de houles et vive-eau (287-290). Les valeurs minimales sont de l'ordre de 5 mg/l à cette cote du fond.

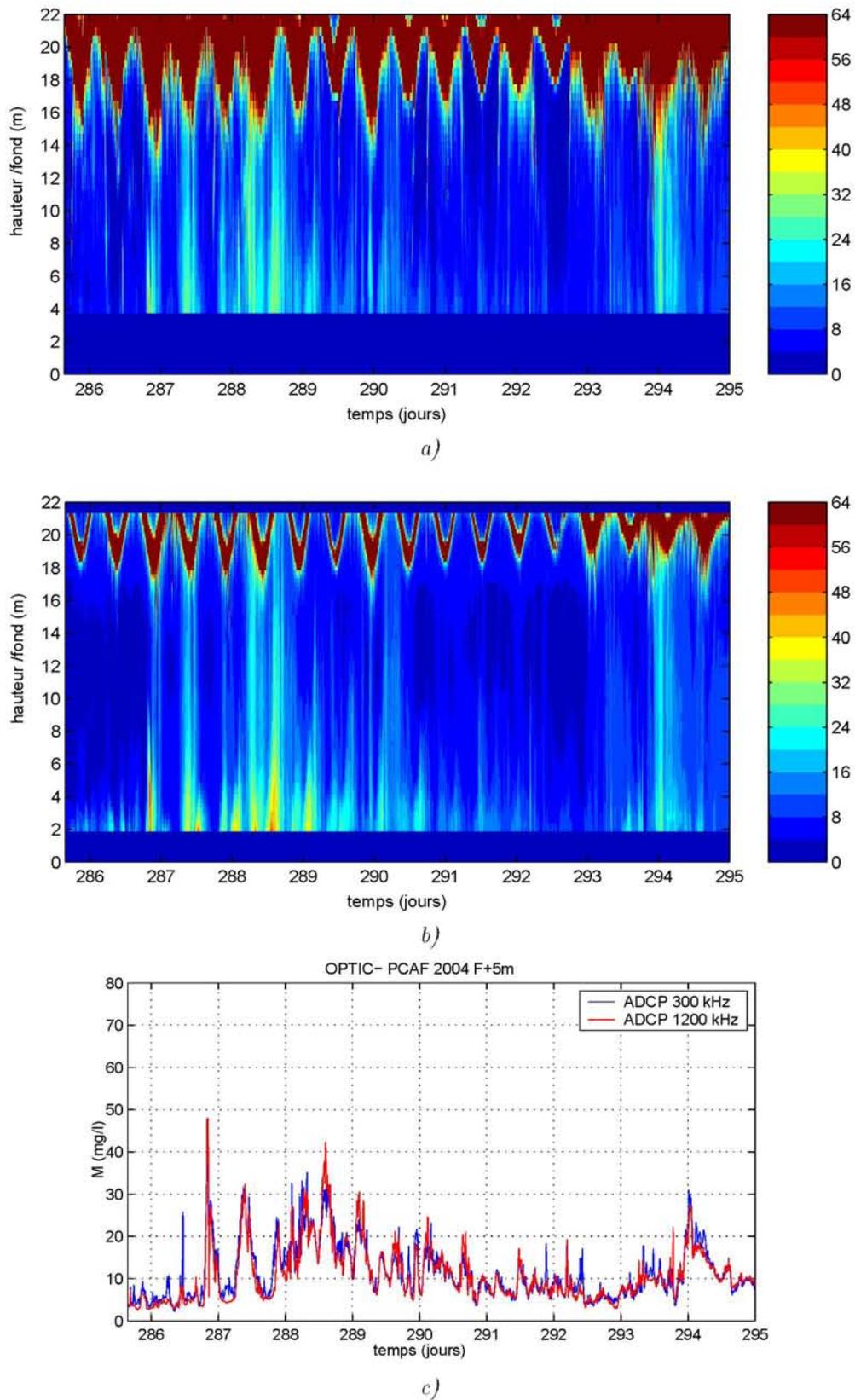


FIG. 2.39 : OPTIC-PCAF 2004 - Concentration massique (mg.l^{-1}) calculée par calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion - a) ADCP 1200 kHz b) ADCP 300 kHz c) Comparaison des deux signaux à 5 m du fond.

2.9.3 Caractérisation des particules au cours du point fixe OPTIC-PCAF 2004

Pour étudier plus précisément le signal rétrodiffusé des ADCP, la caractérisation des particules présentes dans le milieu a été faite à partir des mesures du micro-granulomètre laser *in-situ*⁵ et d'observations au microscope d'échantillons d'eau prélevés lors du point fixe.

La charge volumique totale (mesurée par le micro-granulomètre laser *in-situ*), montre trois périodes de forte charge dans la colonne d'eau (figure 2.40). Sur cette figure, sont aussi représentées les variances des vitesses brutes mesurées le long du faisceau 3 de l'ADCP 1200 kHz, à 15 m du fond et à 1.50 m du fond (les mesures de vitesse sont faites à 2 Hz pendant 10 mn chaque heure pour le calcul des spectres de houle). Cette variance donne ainsi une information sur l'intensité des mouvements haute fréquence dans la colonne d'eau, prenant en compte la turbulence et les vitesses liées aux vagues. On observe une bonne corrélation entre ce forçage et la charge volumique, liée à une augmentation de la matière en suspension sous l'action des vagues. Le diamètre moyen, aussi présenté sur cette figure, augmente avant et au début de chaque période de forte agitation (90-120 μm), et est plus faible pendant (45-75 μm). La diminution du diamètre moyen peut être liée soit à l'augmentation de particules fines par remise en suspension soit à la rupture des agrégats par la turbulence (ou les deux). La figure 2.41 montre la répartition en trois classes de taille de la charge volumique. Il semble ainsi que les agrégats se forment ou sont remis en suspension en début d'agitation, puis lorsque celle-ci augmente encore, les agrégats sont cassés et leur taille moyenne diminue. Cela est particulièrement visible à la fin du point fixe.

Pour confirmer ces observations et tenter de mieux connaître la nature des particules présentes, des échantillons d'eau ont été prélevés et lugolés lors de la campagne (le lugol colore les chloroplastes des cellules phytoplanctoniques, mais aussi légèrement les agrégats organiques). L'observation de ces échantillons a été faite au microscope inversé avec M.P. Crassous (IFREMER DYNECO-PELAGOS) après décantation de 50 ml de l'échantillon. La figure 2.42 montre les résultats à plusieurs niveaux au cours du point fixe, les profils sont indiqués par un point noir sur la figure 2.41. La figure 2.43 présente les spectres volumiques mesurés par le granulomètre laser *in-situ* aux mêmes stations, de la surface (en bleu) au fond (en rouge). On constate qu'ils sont assez étalés et ne varient pas beaucoup entre les stations et entre la surface et le fond. Les fortes concentrations au fond sont liées à une augmentation des particules de taille 50-70 μm (classes 21-23). Au profil P27, on a bien une augmentation dans les classes de taille supérieures, expliquant un diamètre moyen plus grand.

D'une manière générale, les observations au microscope optique montrent l'importance d'agrégats et de particules minérales dans la colonne d'eau. Assez peu de particules phytoplanctoniques sont observées (la fluorescence est très faible), et sont en général en mauvais état, indiquant la fin de la période de production automnale dans la zone. Les petites cellules (*Coscinodiscus* sp., *Gyrodinium* sp., *Peridinium* sp. ..) sont de l'ordre de 20-60 μm , alors que les plus grosses particules peuvent atteindre 200-300 μm , mais sont en général de forme allongée ou possèdent des excroissances : *Pleurosigma* sp., *Ceratium* sp. et quelques chaînes de diatomées. Les diatomées benthiques retrouvées dans la colonne d'eau confirment l'importance de l'agitation et des remises en suspension à cette période.

La présence de zooplancton à plusieurs stades de développement (larves nauplii et adultes) a aussi été observée, avec des tailles de 80-300, à plus de 500 μm . Il est possible que la plupart de ces particules zooplanctoniques soient aussi "vues" par le micro-granulomètre laser *in-situ*,

⁵Les spécificités du granulomètre laser *in-situ* CILAS sont données dans l'annexe C

puisque la taille de la cellule de mesure est de 8 cm^3 et que l'appareil peut mesurer des particules jusqu'à environ $400 \mu\text{m}$. Les mesures de biomasse zooplanctonique montrent de plus une augmentation des valeurs moyennes dans la couche de surface (de 0 à 8m), de 10 à 35 mg/m^3 pendant la nuit (heures 20-30 du point fixe, figure 2.45).

D'autre part, les observations au lugol montrent la présence de nombreux agrégats de différentes tailles, associés à des particules minérales et organiques, mais dont la nature est difficilement déterminable avec ces observations. Il est possible de distinguer les agrégats "lâches", de taille et structure très variées, des agrégats "denses", surtout présents au fond et par fortes concentrations. Les observations au MEB ont permis d'observer des agrégats "denses", composés de particules argileuses, mais aussi de débris de diatomées (figure 2.44). On peut penser que ce sont surtout ces agrégats qui peuvent avoir un effet sur la rétrodiffusion de l'onde acoustique, du fait de leur plus forte densité.

Les particules minérales sont difficilement identifiables à l'observation au microscope optique. Les plus petites sont de l'ordre de $5 \mu\text{m}$, et quelques grains de quartz et de micas de $20\text{-}50 \mu\text{m}$ ont été observés. Les observations au MEB ont permis d'identifier des quartz ($10\mu\text{m}$) et des placages argileux.

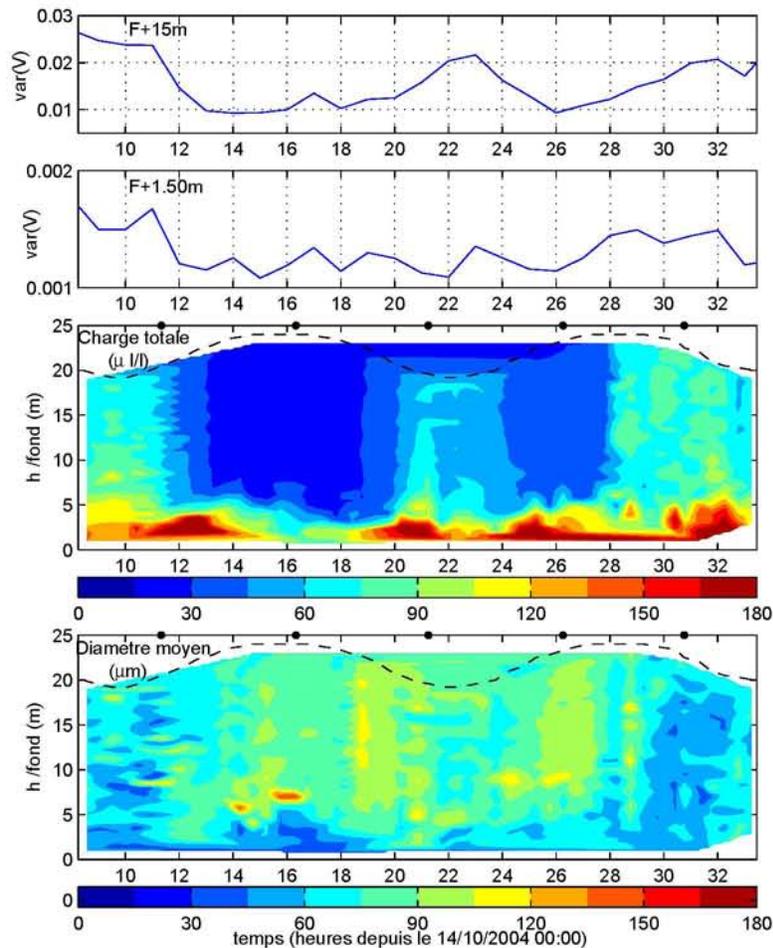


FIG. 2.40 : OPTIC-PCAF 2004 - POINT FIXE 14-15/10/2004 - Variance des vitesses brutes (faisceau 3) de l'ADCP à Fond+15m et Fond+1.50m. Charge volumique totale ($\mu\text{l/l}$) et diamètre moyen, mesurés avec le granulomètre laser in-situ.

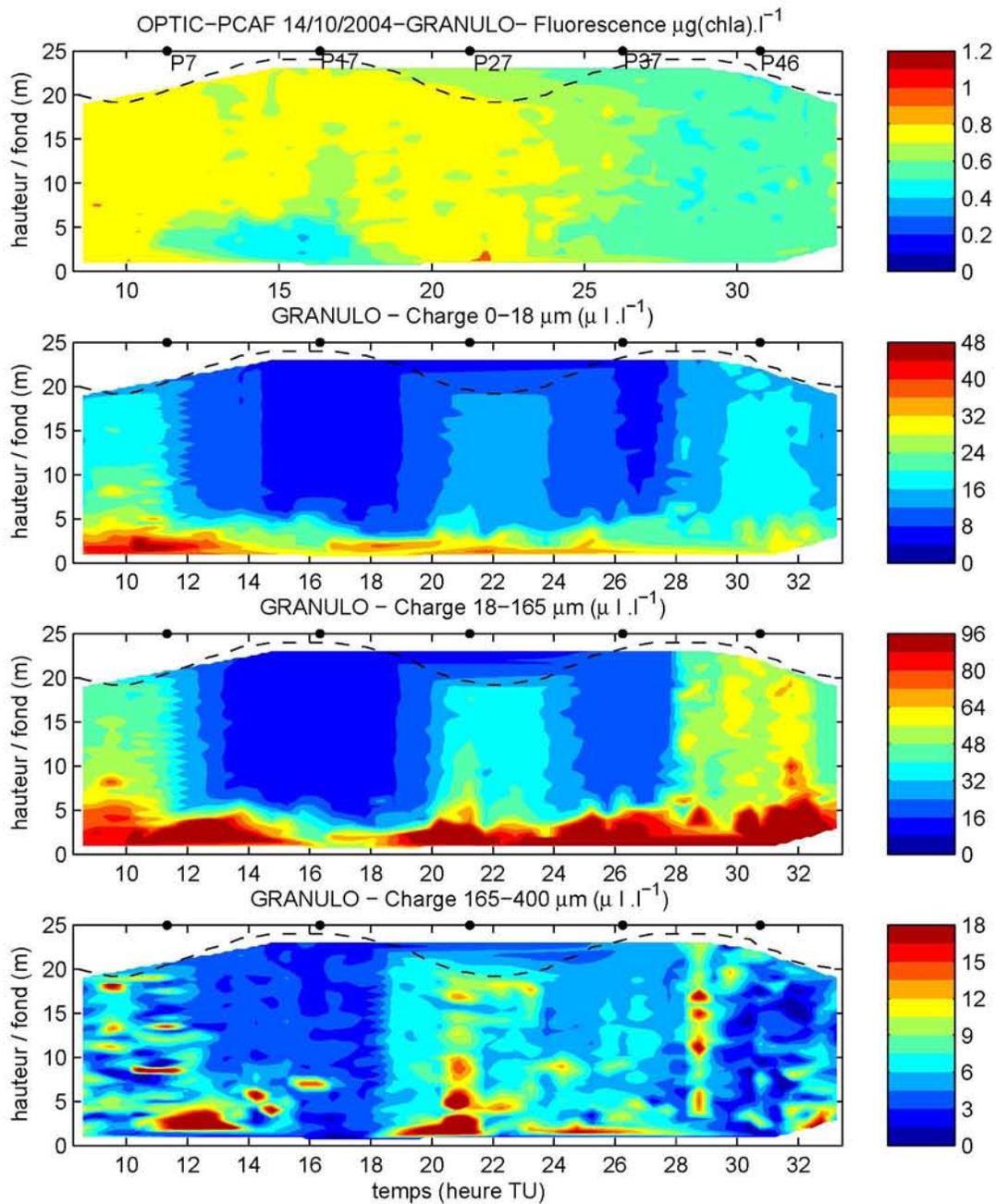


FIG. 2.41 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP 14/10/2004 - Fluorescence ($\mu\text{g}(\text{chla})/\text{l}$); Granulomètre laser in-situ : charge volumique ($[0-18]$ μm , $[18-165]$ μm et $[165-400]$ μm) en fonction du temps (heures) et de la hauteur par rapport au fond (m).

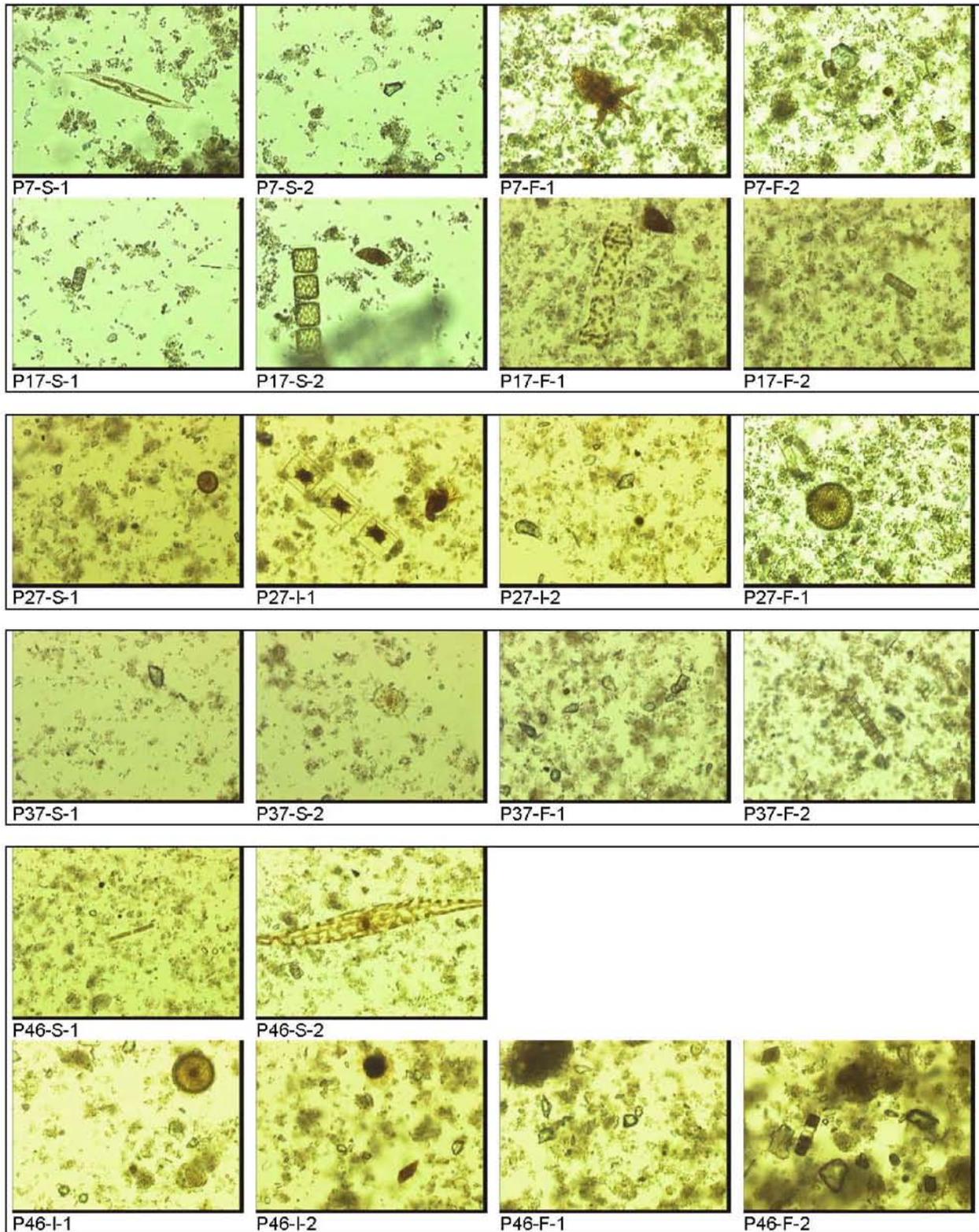


FIG. 2.42 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Observations au microscope inverse de prélèvements lugolés (50 ml décantés, grossissement $\times 200$). Stations P7, P17, P27, P37 et P46, à surface-2m (S), à fond+5m (I) et à fond+3m (F).

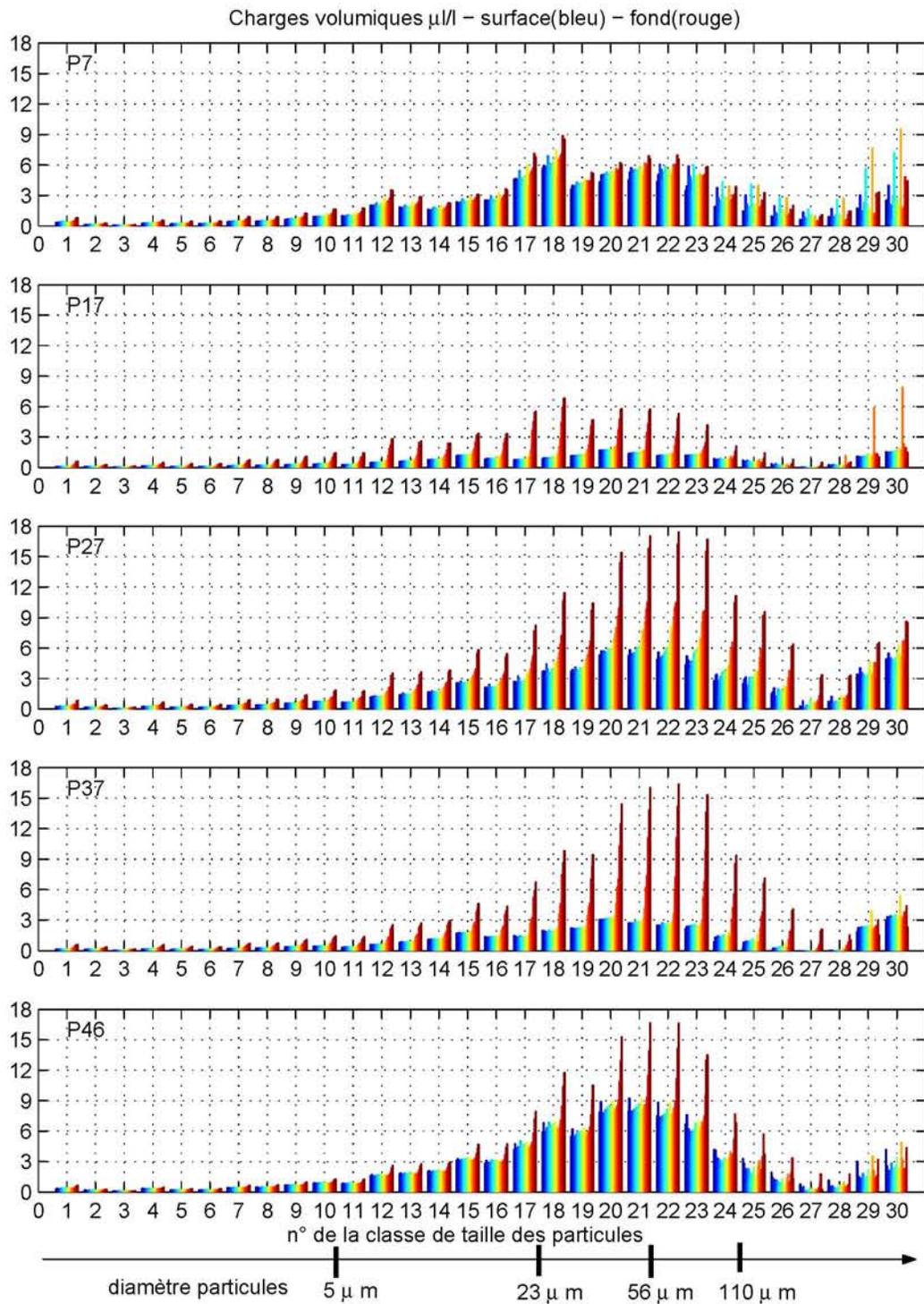


FIG. 2.43 : OPTIC-PCAF 2004 - Distributions volumiques à différents instants du point fixe.

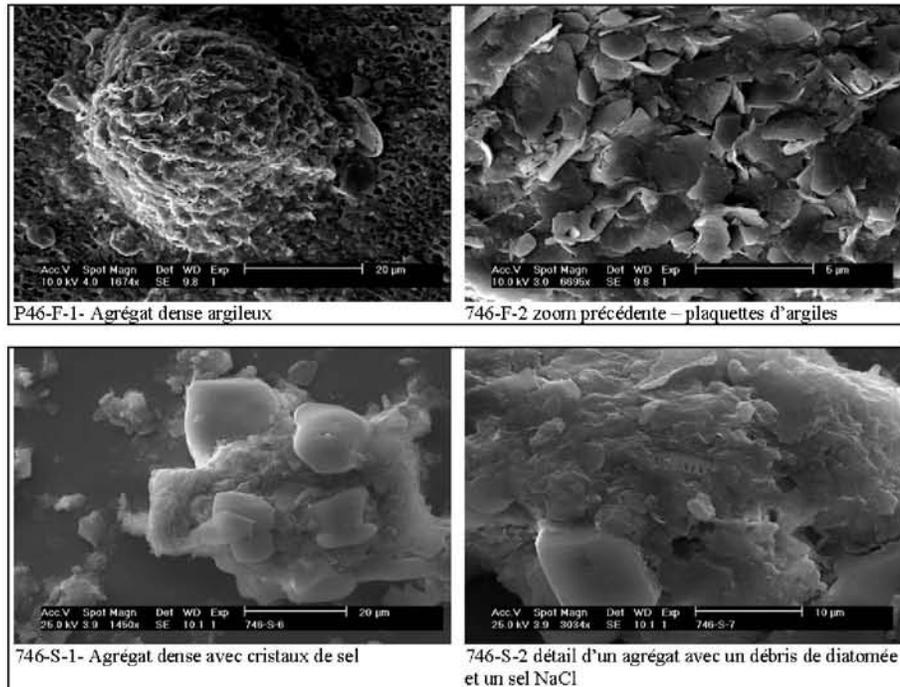


FIG. 2.44 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Observations au microscope électronique à balayage (MEB). Station P46, agrégat argileux et agrégat dense composé de débris de diatomées et de cristaux de sel (artefact lié au mode expérimental).

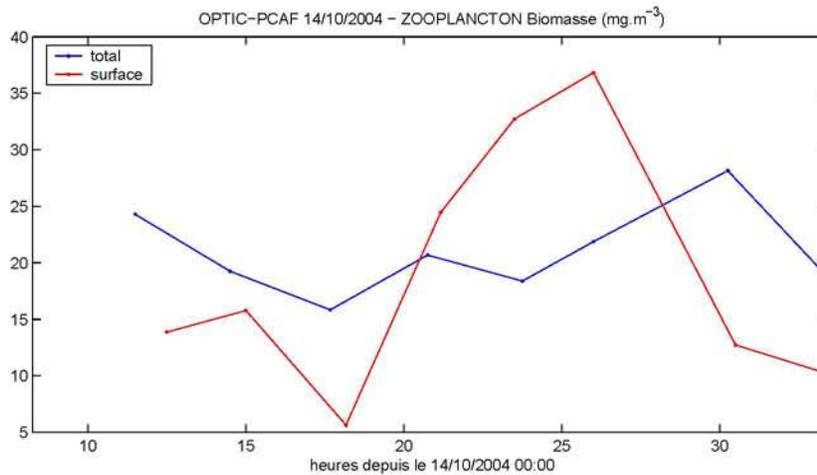


FIG. 2.45 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe ADCP - Mesures de biomasse du zooplancton (mg/m^3) dans la couche de surface (rouge) et sur toute la colonne d'eau (bleu).

2.9.4 Inversion du signal ADCP avec le modèle de SER

Pour tenter d'inverser le signal ADCP avec le modèle de SER, et pour étudier le signal ADCP mesuré en octobre 2004, nous avons cherché à caractériser les lois de densité et élasticité des particules mesurées par le granulomètre laser *in-situ*.

Caractérisation d'une distribution de particules :

La figure 2.46a montre la distribution (volumique) d'un spectre granulométrique mesuré au fond, au premier profil du point fixe d'octobre 2004. Les observations ont montré la présence de nombreux agrégats, et ce spectre mesuré *in-situ* n'est certainement pas représentatif de particules élémentaires minérales, mais plutôt d'agrégats dont la masse volumique est bien plus faible. Etant donné l'influence que cela peut avoir sur la rétrodiffusion acoustique, nous avons donc cherché à estimer une relation taille/masse volumique des particules/agrégats.

L'estimation de la masse volumique moyenne $\bar{\rho}$ de l'ensemble de la distribution des particules peut se faire selon (Mikkelsen et Pejrup 2001) :

$$d\rho = \bar{\rho} - \rho_0 = M_{\text{TBD}}/C_v \quad (2.47)$$

avec ρ_0 la masse volumique de l'eau, M_{TBD} la concentration massique (obtenue ici à partir des mesures de turbidité optique calibrées) et C_v la charge volumique totale (obtenue avec le micro-granulomètre laser *in-situ*).

Au cours du point fixe, la masse volumique moyenne est de l'ordre de 1200-1400 kg.m⁻³ dans la colonne d'eau et atteint 1600 kg.m⁻³ au fond (figure 2.47). Ces faibles valeurs sont liées à la présence d'agrégats (faisant augmenter la charge volumique) composés de particules élémentaires minérales mais aussi de beaucoup d'eau et de matière organique.

Pour estimer une masse volumique pour les différentes classes de taille des particules mesurées par le micro-granulomètre laser *in-situ*, nous avons tenté de déterminer la relation suivante, selon Kranenburg (1994) *in* (Dyer et Manning 1999) :

$$d\rho_i = 1650(D_p/D_i)^{3-nf} \quad (2.48)$$

avec D_i le diamètre des particules de la classe i , D_p le diamètre des particules élémentaires, et nf le nombre fractal. La théorie fractale est valable pour des floes de nature minérale, donc n'est peut-être pas la mieux adaptée pour nos mesures, mais faute de mieux nous avons néanmoins tenté cette approche.

A partir des mesures de granulométrie *in-situ*, les diamètres des particules (ou agrégats) D_i et les fractions volumiques f_i étant connus, nous avons estimé un nombre fractal nf par minimisation des écarts entre les deux grandeurs suivantes :

$$\text{(Eq. 2.47)} \quad d\rho \sim \sum_i f_i d\rho_i \quad \text{(Eq. 2.48)}$$

En faisant l'hypothèse de particules élémentaires de diamètre $D_p = 1 \mu\text{m}$, les résultats donnent des valeurs de nf de 2.28 à 2.42, selon la période et la position dans la colonne d'eau, avec une exception à la fin du point fixe au fond où $nf = 1.76$, indiquant la présence d'agrégats peu denses ou de particules biologiques. Pour ces calculs, les deux dernières classes du granulomètre laser n'ont pas été considérées du fait de leur probable influence par le zooplancton. Les valeurs les plus élevées sont associées à des concentrations élevées (au fond, période 8-15h).

D'autre part, l'utilisation du modèle de SER nécessite de caractériser également la célérité des ondes de compression dans les particules c_1 ($h = c_1/c_0$ dans le modèle de rétrodiffusion).

Pour des particules minérales, $c_1 = 3c_0$ (~ 4500 m/s) et pour des particules biologiques (ou des agrégats) $c_1 = 1.03c_0$ (~ 1550 m/s) (Stanton 1998).

Il est donc possible de faire l'hypothèse d'une relation entre cette célérité et la taille des particules (ou agrégats mesurés par le micro-granulomètre laser *in-situ*). La fonction suivante est déterminée en reliant les deux valeurs limites : $c_1=4500$ m/s pour les particules de diamètre inférieur à $D_0 = 1 \mu\text{m}$ (supposées être des particules élémentaires minérales) et $c_1=1550$ m/s pour le diamètre $D_{30} = 358 \mu\text{m}$, la dernière classe du granulomètre.

$$c_{1i} = 1550 + \frac{3000}{\frac{1}{D_0^{nc}} - \frac{1}{D_{30}^{nc}}} \left(\frac{1}{D_i^{nc}} - \frac{1}{D_{30}^{nc}} \right) \quad (2.49)$$

avec $nc = 0.6$ un coefficient d'ajustement de la courbe.

Détermination du rayon équivalent :

Avec ces deux lois (équations 2.48 et 2.49, figure 2.47) et les mesures du granulomètre laser, nous pouvons déterminer un rayon équivalent représentatif de la distribution pour le signal rétrodiffusé IV . En définissant Cv_i la charge volumique de la classe i et Cv la charge volumique totale, on a :

$$\begin{aligned} IV &= 10 \log_{10} \left(\sum_i n_i \sigma_i \right) = 10 \log_{10} \left(\sum_i \frac{m_i}{\rho_i v_i} \sigma_i \right) \\ &= 10 \log_{10} \left(\sum_i \frac{Cv_i}{v_i} \sigma_i \right) = 10 \log_{10} \left(Cv \sum_i \frac{f_i}{v_i} \sigma_i \right) \end{aligned} \quad (2.50)$$

avec σ_i la SER individuelle des particules de la classe i , qui dépend de la masse volumique ρ_i , de la célérité des ondes de compression c_i et de la fréquence de l'onde acoustique. On retrouve la relation 2.20, déterminée dans la section 2.2.4 pour une distribution de particules de nature homogène :

$$\frac{\sigma_e}{v_e} = \sum_i \frac{f_i \sigma_i}{v_i}$$

Cette fois, il est nécessaire de calculer explicitement le terme de droite, à partir des mesures de micro-granulométrie (taille et fractions volumiques f_i) et en considérant les valeurs de ρ_i et c_{1i} pour le calcul des σ_i .

Les résultats sont illustrés sur la figure 2.46b. Pour l'ADCP 300 kHz, la classe de particules la plus représentative est celle de diamètre $75 \mu\text{m}$ et pour le 1200 kHz, c'est celle de diamètre $56 \mu\text{m}$. On constate ici la plus forte sensibilité du 1200 kHz aux plus petites particules.

Si les particules étaient toutes de même masse volumique, le diamètre équivalent au sens de la SER serait en théorie de $126 \mu\text{m}$, indépendamment de la fréquence du signal et de la masse volumique (section 2.2.4).

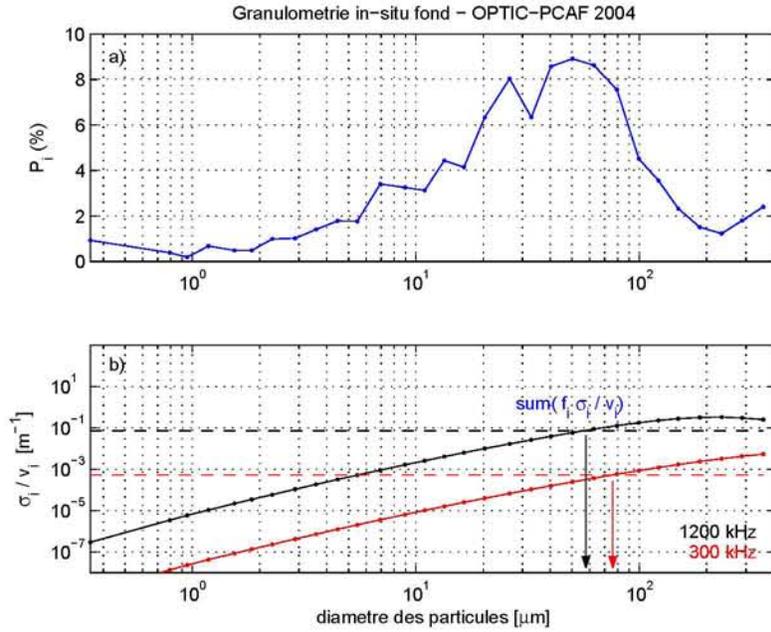


FIG. 2.46 : OPTIC-PCAF 2004 - a) distribution volumique (%) en fonction du diamètre (μm), mesuré avec le micro-granulomètre laser in-situ. b) SER individuelle σ_i divisée par le volume individuel v_i pour chaque classe de taille et pour deux fréquences. La droite en tirets ($\sum_i f_i \sigma_i / v_i$) représente la valeur de la SER globale sur le volume équivalent (de la distribution complète). L'intersection donne le diamètre équivalent au sens de la SER ($2a_e$).

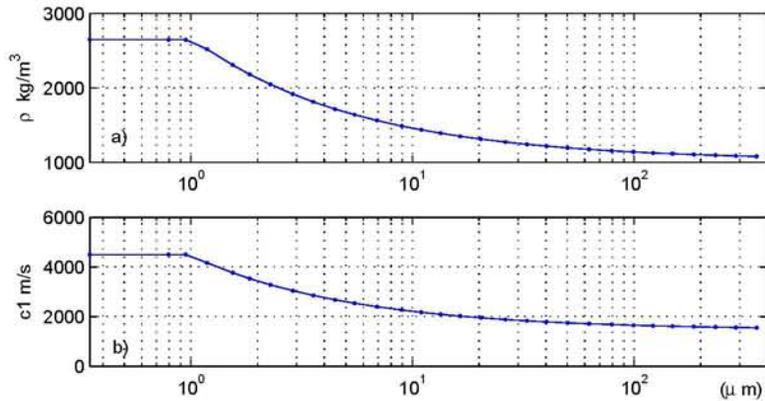


FIG. 2.47 : a) Masse volumique ρ ($nf=2.42$) et b) célérité des ondes ($nc=0.6$) en fonction du diamètre des particules/agrégats (classes de taille du micro-granulomètre laser in-situ).

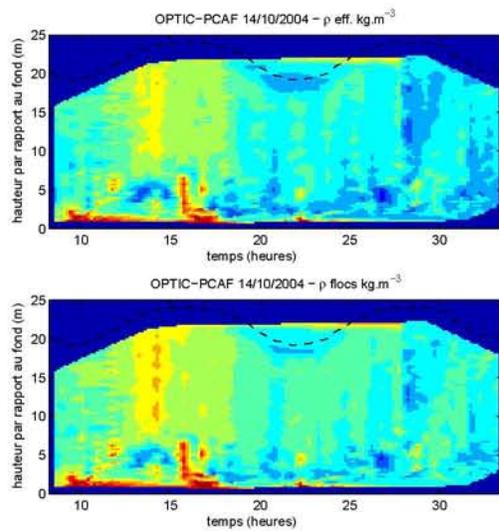


FIG. 2.48 : OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe 14/10/2004 - Estimation de la masse volumique moyenne de la distribution de particule, à partir des mesures de concentration massique et de charge volumique : écart de masse volumique par rapport à l'eau ρ_p (en haut) et masse volumique moyenne $\bar{\rho}$ (en bas).

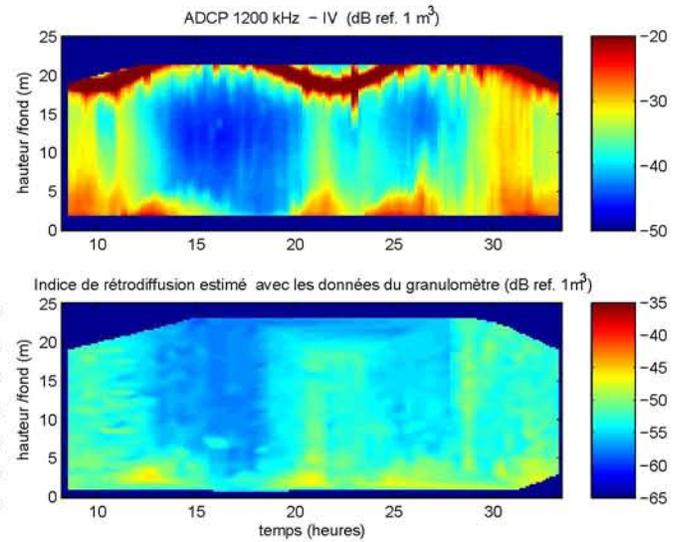


FIG. 2.49 : OPTIC-PCAF 2004 - Indice de rétrodiffusion calculé à partir des mesures ADCP 1200 kHz (en haut) et estimé à partir des mesures du granulomètre laser in-situ (en bas).

Comparaison des indices de rétrodiffusion théoriques et mesurés :

Avec les distributions du granulomètre laser mesurées au cours du point fixe, et avec les relations de masse volumique et célérité des ondes précédemment présentées (équations 2.48 et 2.49), plusieurs tests d'inversion du signal ADCP 1200 kHz ont été faits, mais sans succès. Les valeurs de concentration massique estimées alors sont toujours au moins d'un ordre de grandeur plus grand que celles mesurées indépendamment.

Pour mettre en évidence le problème, nous pouvons calculer un indice de rétrodiffusion théorique avec les mesures dont on dispose et avec les deux lois que l'on vient de déterminer pour la masse volumique et la célérité des ondes.

A partir de l'équation 2.50, et en utilisant le modèle de SER (Eq. 2.2.1), l'indice de rétrodiffusion théorique (à 1200 kHz) varie de -65 à -45 dB (ref. 1 m³) au cours du point fixe (figure 2.49). Celui calculé avec les mesures ADCP 1200 kHz fluctue de -45 à -25 dB (ref. 1 m³).

Cette différence explique le fait que l'inversion du signal ADCP soit difficilement réalisable avec les caractéristiques des particules que nous avons déterminées. Deux explications sont possibles à cela.

D'une part, il reste une incertitude sur l'estimation de l'indice de rétrodiffusion, du fait d'erreurs successives possibles dans son calcul (calibration instrumentale, estimation de l'amortissement du signal).

D'autre part, les niveaux reçus sont peut-être effectivement plus forts que ceux auxquels on s'attend. La mesure serait donc plutôt sensible aux particules fines de forte densité, ceci a été observé également par Fugate et Friedrichs (2002). Une autre hypothèse est qu'elle serait amplifiée par d'autres éléments. Néanmoins, la présence de zooplancton ne semble pas avoir eu d'influence particulière, les signaux étant bien corrélés aux remises en suspension.

Tentative d'inversion du signal ADCP :

Etant donné les échecs constatés en caractérisant les distributions de particules (et agrégats) mesurés *in-situ*, nous avons tenté d'inverser les signaux ADCP en considérant que le signal était surtout sensible aux particules d'origine minérales. Nous avons donc utilisé le modèle de SER en prenant un rayon équivalent $63 \mu\text{m}$, une masse volumique 2650 kg.m^{-3} , et une célérité des ondes de compression de 4500 m/s .

Malgré le fait que les concentrations mesurées soient relativement faibles, la méthode itérative a ici été utilisée, principalement pour être testée (équation 2.42).

La concentration massique et l'atténuation liée aux particules sont donc calculées itérativement cellule par cellule (équation 2.42). L'atténuation liée aux particules est inférieure à 0.3 dB à 1200 kHz sur toute la colonne d'eau pour le pic de concentration maximal. Cette méthode itérative induit des gradients verticaux un peu plus forts que lorsqu'on utilise directement l'inversion de IV avec le modèle de SER.

Avec les signaux de l'ADCP 300 kHz , nous obtenons un bon ordre de grandeur des concentrations massiques, mais par contre, il est nécessaire d'enlever 13 dB au niveau reçu par l'ADCP 1200 kHz pour que les séries soient cohérentes entre elles et avec les mesures au point fixe.

La figure 2.50 montre l'évolution de la concentration massique sur un cycle de Vive-eau/Morte-eau pour l'ADCP 1200 kHz (a) et l'ADCP 300 kHz (b). Les résultats des deux appareils sont très bien corrélés (exception faite des zones mal échantillonnées par le 300 kHz). Les séries temporelles à 5 mètres du fond le montrent en effet très bien (figure 2.50c). Cependant, on constate que les gradients sont plus forts qu'avec la calibration empirique (figure 2.39). De même sur la verticale, les profils obtenus s'éloignent des mesures optiques de turbidité, avec des concentrations dans le haut de la colonne d'eau à peu près deux fois plus faibles (figure 2.51).

Ces écarts pourraient provenir du fait que l'on ne considère pas de profil vertical de taille de particule, qui est susceptible en effet de diminuer avec la hauteur d'eau (et avec la concentration). Si la mesure ADCP est surtout sensible aux particules élémentaires minérales, la variation de leur spectre de taille sur la verticale va donc avoir une forte influence sur le signal. Les mesures *in-situ* de granulométrie dont on dispose montrent une assez faible variation des distributions sur la colonne d'eau, mais que l'on peut difficilement généraliser aux particules élémentaires puisque l'appareil mesure également les tailles des agrégats *in-situ*.

2.9.5 Conclusion

Les mesures d'octobre 2004 ont été faites sur un cycle morte-eau / vive-eau de marée, avec un ADCP RDI 1200 kHz et un ADCP RDI 300 kHz . La configuration des cellules de mesures de plus petite taille qu'en 2003 a permis de mieux échantillonner la dynamique de la couche turbide de fond. De plus, l'observation des particules a montré que le peu de cellules phytoplanctoniques présentes était en mauvais état, soulignant la fin d'un bloom automnal. Les conditions de mer agitées ont aussi peut-être favorisé la décroissance du bloom. De nombreux agrégats détritiques et organiques ont été observés ainsi que la présence de zooplancton dans la colonne d'eau, qui est perceptible dans les dernières classes du granulomètre laser *in-situ* mais qui ne semble pas avoir influencé les signaux ADCP.

Le point fixe réalisé à côté du mouillage lors de la campagne d'OPTIC-PCAF 2004, a été fait dans des conditions hydrodynamiques plus fortes qu'en 2003 (marée de vive-eau et houles) et la gamme des turbidités rencontrées a permis de faire une calibration empirique très satisfaisante de l'indice de rétrodiffusion volumique IV des deux ADCP. Les pentes calculées sont assez proches pour les deux appareils et les signaux sont très bien corrélés entre eux.

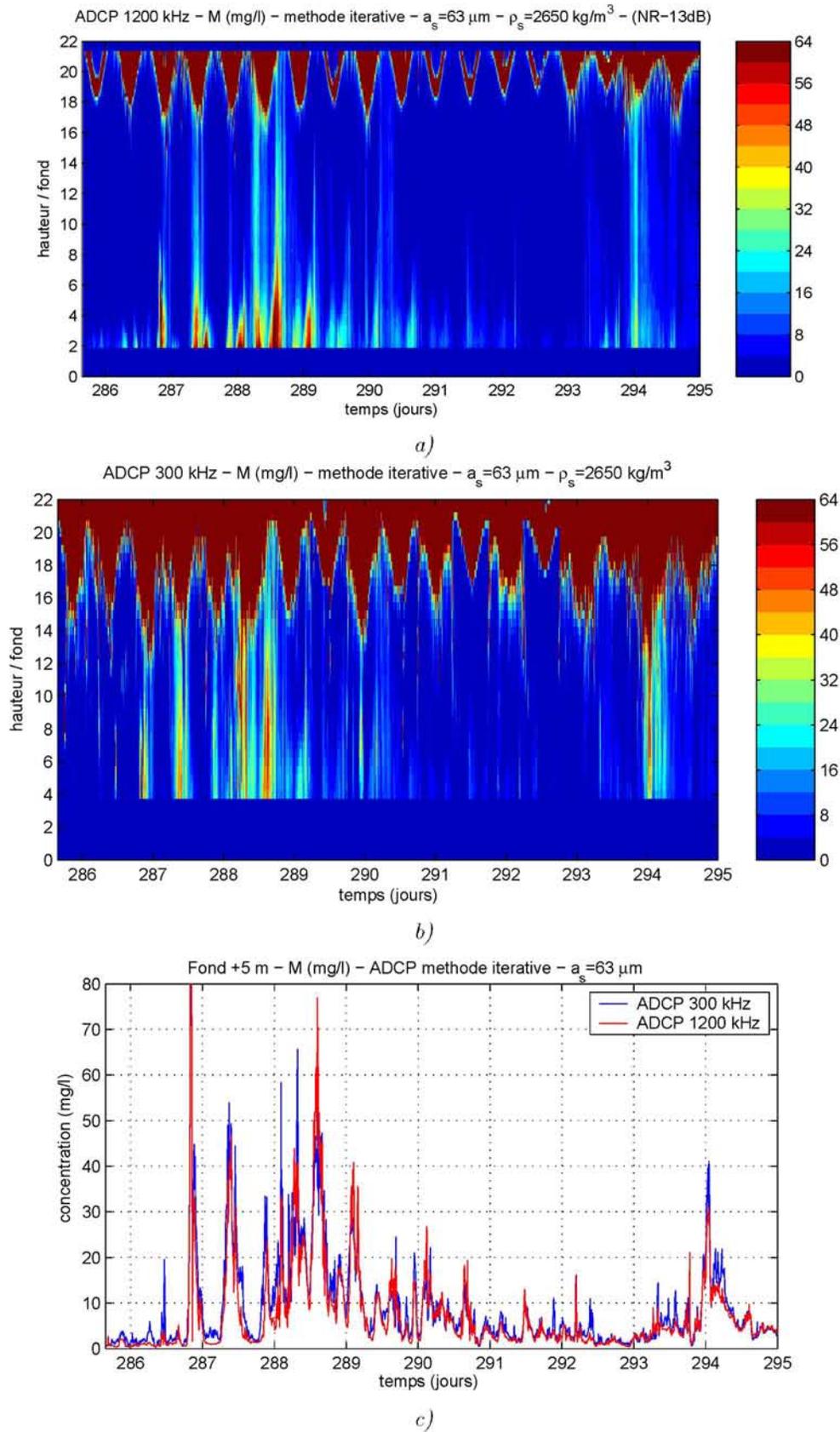


FIG. 2.50 : OPTIC-PCAF 2004 - Concentration massique (mg.l^{-1}) calculée par méthode itérative - a) ADCP 1200 kHz b) ADCP 300 kHz c) Comparaison des deux signaux à 5 m du fond.

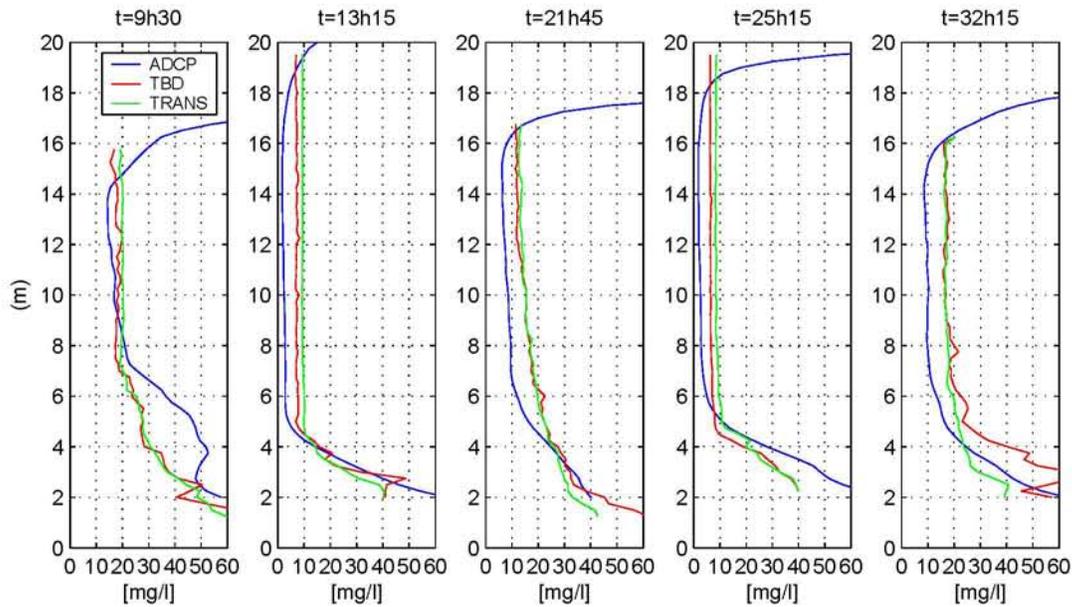


FIG. 2.51 : *OPTIC-PCAF 2004 - Point Fixe - Comparaison des profils de concentration massique de l'ADCP 1200 kHz (obtenues par méthode itérative) avec les profils de concentration obtenues à partir du TBD et du transmissomètre.*

La caractérisation des distributions de particules a été faite, en particulier pour estimer les variations de densité et élasticité des particules (agrégats), en fonction de leur taille. L'inversion du signal ADCP n'a pas abouti avec ces caractéristiques des particules, semblant mettre en évidence la plus forte sensibilité de la mesure aux particules élémentaires minérales. En considérant cela, les concentrations massiques obtenues alors avec le 300 kHz sont d'un bon ordre de grandeur mais il est nécessaire d'appliquer un offset aux mesures du 1200 kHz pour obtenir des concentrations réalistes. Les gradients de concentration obtenus sont également trop forts par rapport aux mesures indépendantes (turbidimètre, transmissomètre et MES), ce qui pourrait peut-être être amélioré en considérant un profil vertical de taille de particules élémentaires. La calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion, qui marche tout à fait bien, semble donc être la meilleure méthode pour exploiter ces mesures ADCP en termes de turbidité.

2.10 Application aux mesures en mer de 2005

Suite au chalutage du mouillage de 2004 se traduisant par la perte des appareils (ADCP 1200 kHz et sondes de turbidité), la mise en place d'un autre mouillage a été entrepris par le laboratoire PHYSED (IFREMER), avec le concours de plongeurs IFREMER (X. Caisey, J.F. Bouget, C. Mingant et D. Clech), du bateau de pêche *Kreiz Ar Mor* (D. Lucas) et du Navire Océanographique *Gwen Drez*. Des mesures de calibration ont été réalisées à bord de la vedette *Mesklec* avec J. Chauvin (LER La Trinité) et P. Cann (DYNECO/PHYSED).

L'exploitation des intensités rétrodiffusées de l'ADCP a essentiellement été faite en calibrant empiriquement l'indice de rétrodiffusion volumique IV avec les mesures d'un turbidimètre optique mouillé au fond pendant toute la période des mesures ADCP. La robustesse de la relation obtenue est discutée pour différentes conditions hydrodynamiques. L'interprétation des signaux de concentration en fonction des forçages sera complétée dans le chapitre 3.

Ces résultats ayant été mis en forme pour une publication (Tessier et al. 2007), des répétitions peuvent apparaître avec les sections précédentes.

2.10.1 Instrumentation et site d'étude

Dans le but de valider la mesure de turbidité par ADCP, ont été mouillés côte à côte (figure 2.52a) : un ADCP RDI Workhorse 1200 kHz, avec option WAVES, et un turbidimètre TBD MICREL, muni d'un capteur LSS (WETLabs, longueur d'onde 880 nm), ayant une gamme de mesure de 0 à 300 NTU. L'ADCP a été placé au fond de la mer, protégé par une cage anti-chalutage (Barnacle Oceanscience). Le turbidimètre a été maintenu à 1.50 m du fond par un petit flotteur, afin de réaliser une mesure toutes les 5 mn, à la même cote du fond que la première cellule ADCP. L'ADCP a été configuré avec des cellules de 50 cm, et a réalisé une mesure de courant toutes les 10 mn et une mesure du spectre des vagues chaque heure sur une période de 10 mn.

De plus, des filtrations d'eau et pesées (sur filtres Whatman GF/F 47) des MES ont été faites à proximité pendant 6 heures le 09/20/2005 (jour 39), à partir de prélèvements d'eau effectués avec une bouteille Niskin à 2.50 m du fond et 1 m sous la surface. Des profils de transmission (C-Star de WET-Labs, chemin optique de 10 cm, longueur d'onde 660 nm), et de rétrodiffusion optique (OBS-3 de D.&A. Instrument, longueur d'onde 875 nm) ont été acquis simultanément. Les pesées de MES ont permis de calibrer en concentration massique les profils de transmission et de turbidité, ces derniers étant eux-mêmes utilisés pour calibrer le turbidimètre optique TBD mouillé à 1.50 m du fond.

Le mouillage a été mis en place en Bretagne Sud, à 1.5 milles nautiques à l'Ouest de la pointe du Castelli, au Sud-Est de l'Île Dumet (position (47°23.03'N ; 2°35.61'W), figure 2.52b), du 5 au 18 Février 2005 (jours 35 à 48). Le fond sédimentaire est de nature cohésive, mais s'est révélé beaucoup moins compact que dans le reste de la baie (observations plongeurs). La hauteur d'eau varie en ce point de 16 à 22 m selon la marée. Le passage entre l'Île Dumet et la côte induit une intensification des courants de marée dans cette zone, avec des vitesses au fond pouvant dépasser 50 cm/s en vive-eau. De plus, l'effet de cap concentre l'énergie des houles du large.

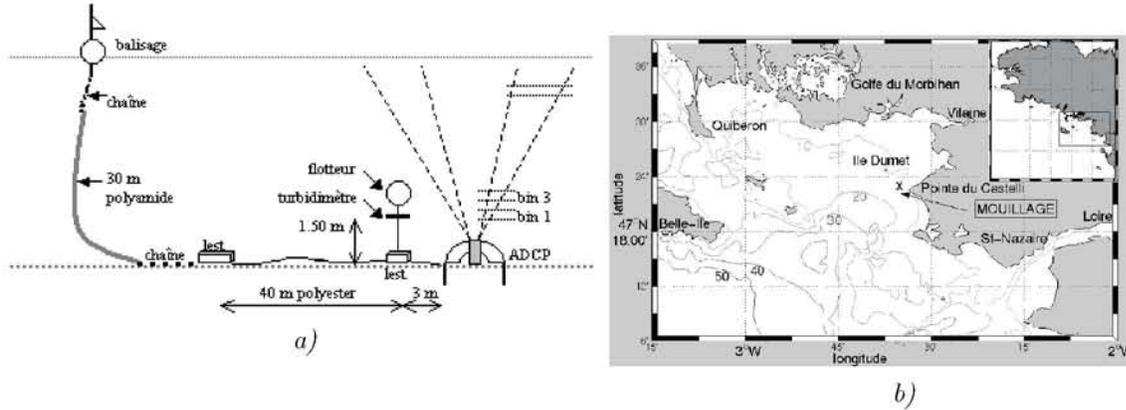


FIG. 2.52 : Mouillage OPTIC 2005 - a) Schéma de principe - b) Situation

2.10.2 Calibration du transmissomètre et des turbidimètres optiques

La calibration en concentration massique du transmissomètre et de l'OBS-3 a été faite à partir des pesées MES (gamme $0.7\text{-}35 \text{ mg.l}^{-1}$), en sub-surface et à 3 m du fond. Pour le transmissomètre, l'atténuation à 660 nm (c_{660} en m^{-1}) a été calculée à partir du pourcentage de lumière reçue, la corrélation avec les MES donne la relation suivante :

$$M_{\text{trans}} = 0.65764 c_{660}^2 + 1.5344 c_{660} \quad [\text{mg/l}] \quad (R^2 = 0.977, n = 27).$$

La calibration de l'OBS-3 (X_{OBS} en mV) donne la relation suivante :

$$M_{\text{OBS}} = 0.06985 X_{\text{OBS}} \quad [\text{mg/l}] \quad (R^2 = 0.964, n = 27).$$

A partir des profils de concentration alors obtenus avec ces deux capteurs, les valeurs de concentration extraites à 1.50 m du fond (gamme $8\text{-}40 \text{ mg.l}^{-1}$) permettent de calibrer le TBD Micrel, mouillé à 1.50 m du fond (X_{TBD} en NTU). Les relations suivantes sont obtenues :

- $M_{\text{TBD1}} = 2.3816 X_{\text{TBD}} \quad [\text{mg/l}] \quad (R^2 = 0.802, n = 13)$, avec l'OBS-3 calibré,
- $M_{\text{TBD2}} = 2.7682 X_{\text{TBD}} \quad [\text{mg/l}] \quad (R^2 = 0.741, n = 13)$, avec le transmissomètre calibré.

La corrélation du signal du TBD est meilleure avec l'OBS-3, peut-être parce que les mesures de l'OBS-3 et du TBD sont toutes deux basées sur la rétrodiffusion. De manière générale, les mesures faites au transmissomètre et celles faites avec l'OBS-3 sont très proches, seuls quelques profils diffèrent légèrement près du fond.

2.10.3 Indice de rétrodiffusion volumique IV

L'indice de rétrodiffusion volumique IV est obtenu à partir du niveau NR reçu par l'ADCP, après correction des pertes de transmission et normalisation par unité de volume (équation 2.43). Le coefficient d'atténuation lié à l'eau α_w est pris constant à 0.5316 dB/m .

Dans la colonne d'eau, IV varie ici de -66 à -22 dB.ref.1m^3 (figure 2.53). Cette réponse acoustique fait clairement apparaître un gradient vertical de concentration, corrélé à la marée, elle-même mise en évidence par l'écho de la surface libre.

Le niveau émis par l'ADCP décroît de 216 à $215.2 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$. Le niveau reçu NR varie de 72 à $140 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}}$ (figure 2.53). Sur cette gamme de variation, l'erreur qui pourrait être faite sur l'estimation de Kc (valeur typique de 0.45 au lieu de 0.423 ici) est de 2.4 dB . Compte tenu de la fréquence élevée de l'ADCP, les pertes de transmission atteignent 48 dB sur une hauteur d'eau

de 20 mètres. Dans notre cas, un coefficient d'atténuation moyen α_w a été calculé pour toute la période, à partir des mesures de température au fond enregistrées par l'ADCP (variant de 9.5 à 10.5°C sur toute la période) et une salinité moyenne de 34 psu. Les profils de température et salinité réalisés ponctuellement, ont montré des variations entre la surface et le fond de 2°C en température et de 4 psu en salinité. Les erreurs maximales induites sont estimées à 1.15 dB, ce qui reste faible par rapport à la gamme de variation de IV . Dans nos conditions environnementales, l'indice de rétrodiffusion volumique apparaît donc ainsi être une bonne estimation de la turbidité par acoustique, répondant aux forçages locaux.

Cependant, étant donné qu'un écart de 3 dB sur cet indice équivaut à un facteur 2 sur la concentration, on comprend la difficulté d'obtenir un bon ordre de grandeur en concentration, par inversion directe du signal ADCP, d'autant plus que la méconnaissance de la variabilité spatio-temporelle de la distribution de tailles des particules, peut induire des biais importants. C'est pourquoi une calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion a été préférée.

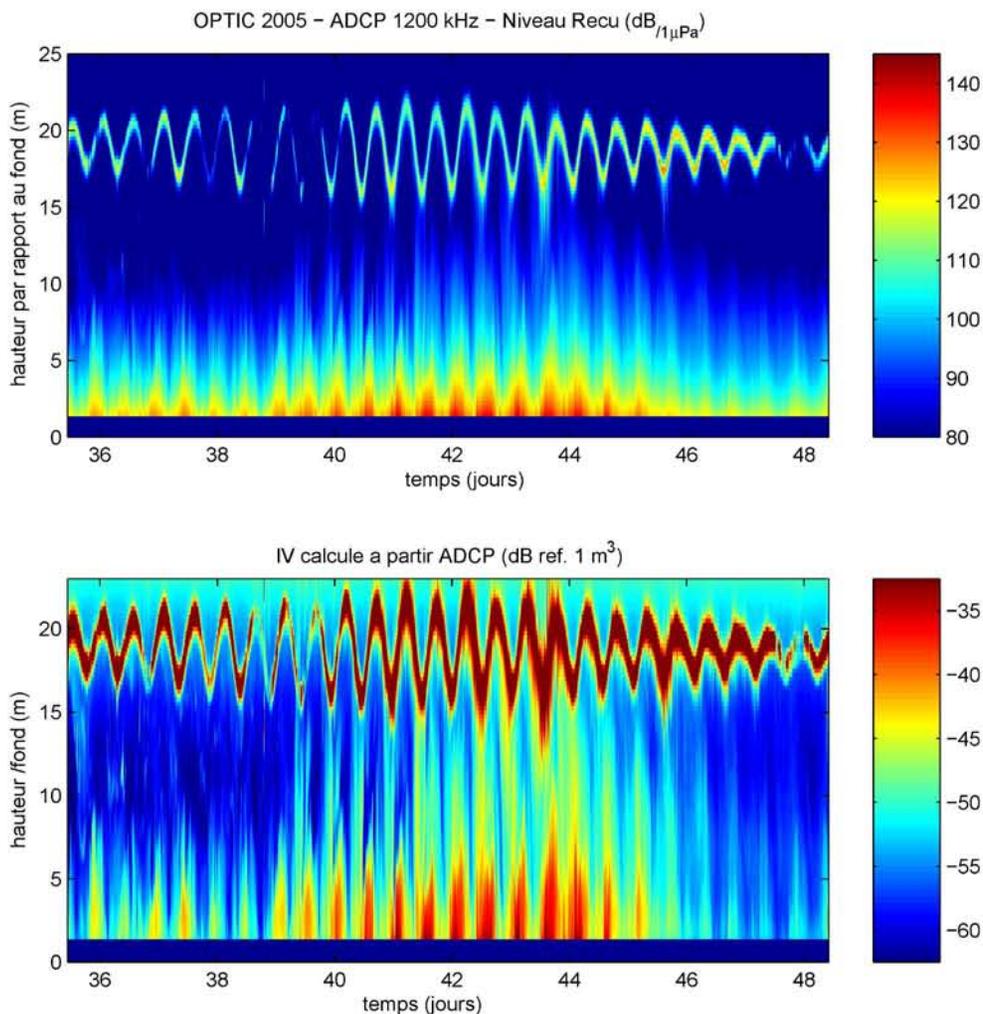


FIG. 2.53 : OPTIC 2005 - ADCP 1200 kHz - Niveau reçu en dB_{1μPa/1m} (haut) et Indice de rétrodiffusion volumique en dB ref. 1m³ (bas), en fonction du temps (jours depuis le 01/01/2005) et de la hauteur par rapport au fond (m).

2.10.4 Calibration empirique de IV avec les mesures du turbidimètre TBD

Corrélation ADCP / TBD

Nous avons donc cherché à calibrer l'indice de rétrodiffusion volumique en concentration massique, comme toute mesure classique de turbidité obtenue dans une unité différente (NTU, FTU, Volts,...). A partir des mesures du TBD placé à 1.50 m du fond, une corrélation a pu être établie entre l'indice IV_1 mesuré dans la première cellule ADCP et le logarithme de la concentration massique M_{TBD1} estimée avec le TBD (figure 2.54) :

$$10 \log_{10}(M_{TBD1}) = a IV_1 + b \quad (2.51)$$

La détermination des coefficients par minimisation des écarts donne $a=0.548$ et $b = 38.34$ avec un coefficient de corrélation de 0.97.

La série temporelle (figure 2.55) montre une très bonne adéquation entre les mesures de concentration obtenues avec l'ADCP et avec le TBD. Une variabilité semi-diurne est visible, et les concentrations dépassent les 100 mg.l^{-1} pendant la période des jours 41 à 44. L'ADCP montre une légère sous-estimation de certains pics de concentration par rapport au TBD (jours 37 et 41). Ces écarts sont plus faibles que ceux trouvés par Gartner (2004), entre un ADCP et un OBS-3, ainsi que ceux trouvés par Holdaway *et al.* (1999) entre un ADCP et un transmissomètre. Gartner trouve des pentes équivalentes de 0.40 à 1.15 avec un ADCP 1200 kHz, dans des gammes de concentration plus élevées ($260\text{-}500 \text{ mg.l}^{-1}$ au lieu de 120 mg.l^{-1} ici). Il signale une variabilité temporelle et entre sites, indépendante de la fréquence de l'ADCP, soulignant ainsi la forte sensibilité du signal ADCP à la variabilité des tailles des particules et agrégats. Dans notre cas, la calibration est effectuée par l'intermédiaire du signal du turbidimètre optique TBD, et non directement avec les pesées MES. Le TBD et l'ADCP sont tous deux sensibles à la taille des particules a_s , mais du fait de leurs longueurs d'onde très différentes (880 nm pour le TBD, et 1.2 mm pour l'ADCP) leurs sensibilités respectives sont en a_s^2 (régime de diffusion géométrique) et en a_s^6 (régime de Rayleigh). La très bonne corrélation observée entre les deux signaux (entre le signal en NTU et l'Indice de rétrodiffusion) est donc remarquable, alors que la probabilité de changement de spectre des particules est élevée pendant ces 13 jours de mesures.

Robustesse de la relation $IV / 10 \log_{10}(M)$ pour différentes périodes de mesures

La robustesse de la relation $IV / 10 \log_{10}(M)$ (Eq. 2.51) a été testée en évaluant la corrélation séparément pour différentes périodes de calibration. L'intérêt est d'estimer la période optimale et la durée minimale nécessaire du mouillage du turbidimètre optique, afin de limiter les risques de chalutage et de bio-salissures. Nous avons donc calculé les coefficients de calibration, obtenus en considérant des périodes plus ou moins courtes de la série temporelle du TBD. La sélection des périodes a été faite en fonction des régimes de marée, vive-eau (VE) / morte-eau (ME), et de houle.

Les paramètres de houles (hauteur significative et période du pic) sont calculés par le logiciel

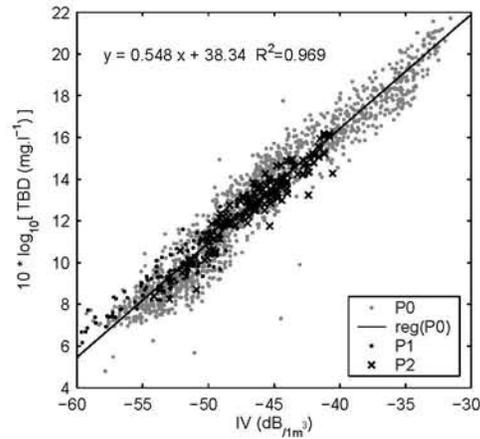


FIG. 2.54 : OPTIC 2005 - Relation entre l'indice de rétrodiffusion volumique de la cellule 1 de l'ADCP et la concentration massique estimée par le turbidimètre TBD à 1.50 m du fond sur la série complète P0 (points gris). Points noirs : période de vive-eau P1. Croix grises : période de vive-eau avec des houles longues P2.

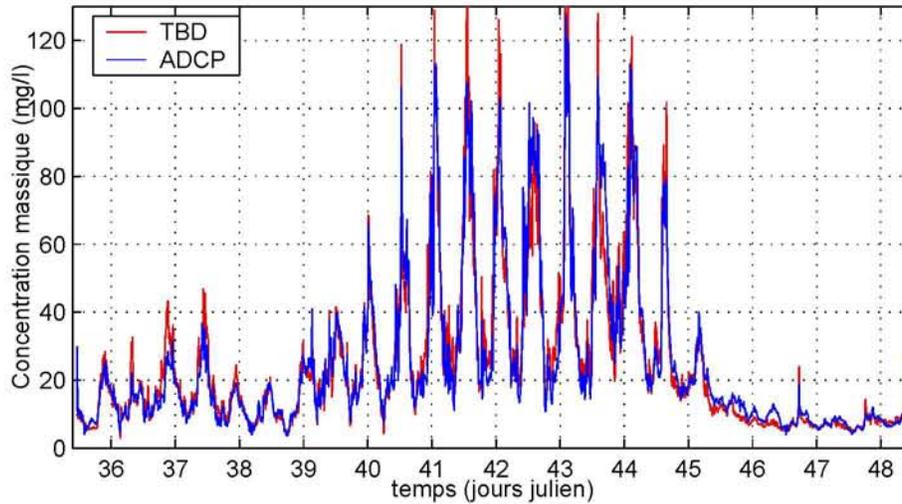


FIG. 2.55 : OPTIC 2005 - Séries temporelles de la concentration massique (mg.l^{-1}) à 1.50 m du fond, estimée avec la mesure optique (TBD) (rouge) et la mesure acoustique (ADCP) (bleu).

WavesMon (RDI) à partir des mesures ADCP de vitesses, pression et écho de la surface. La période de mesures couvre un cycle VE / ME (figure 2.56). Les houles sont de faible amplitude (< 0.8 m) sauf pendant les jours 41-44, où elles atteignent 2 m à certains moments. Des houles longues ($T_{pic} > 15$ s) de faible amplitude sont présentes le jour 39.

A partir de ces observations, plusieurs périodes P ont été choisies et une corrélation de type 2.51 a été établie pour chacune d'entre elles (tableau 2.11) :

- P1 : VE sans houle,
- P2 : VE avec houles longues de faible amplitude,
- P3 : VE avec houles courtes de 1.50-2.0 m,
- P4 : VE (périodes 1 à 3),
- P5 : ME avec houle,
- P6 : ME.

De plus, l'erreur quadratique moyenne EQ (%) a été calculée pour chacune des relations obtenues, sur les séries complètes de concentration massique du TBD (M_{TBD}) et de l'ADCP (M_{ADCP}) :

$$EQ = 100 \sqrt{\frac{\sum_{13\text{jours}} (M_{ADCP} - M_{TBD})^2}{\sum_{13\text{jours}} (M_{TBD})^2}}.$$

Les résultats montrent que l'erreur quadratique moyenne est plus importante lorsque la calibration est faite en VE seule (P1, $EQ = 22\%$) par rapport aux périodes de houle (P2, P3, P4, $EQ < 19\%$), où la dynamique des MES est plus importante. Sur la figure 2.54, les mesures faites au cours des périodes P1 et P2 sont mises en évidence, par rapport à l'ensemble des points. Selon la période considérée, la relation calculée est plus ou moins écartée du nuage de points gris. De plus, la calibration en période de houles courtes de forte amplitude est un peu moins satisfaisante que celle en période de houles longues (P2), et cela du fait de l'absence de faibles turbidités en période très agitée. Cependant, les erreurs obtenues pour ces 4 périodes restent relativement faibles, et les séries temporelles de concentration massique obtenues sont très proches de celle du TBD (figure 2.57). En ME seule (P6), la dynamique étant vraiment faible, la pente déterminée est très inférieure à celle de référence (P0) et la série obtenue est incorrecte (figure 2.57).

L'essentiel est donc de tenter de cibler une période de validation où les contrastes de concentration seront élevés, bien que cela ne soit pas évident à prévoir. Dans notre environnement, les

mesures en ME ne suffisent pas, celles en VE seule peuvent suffire, mais les mesures pendant les périodes de houles améliorent sensiblement les résultats. La période de mesures de calibration peut alors être réduite à un ou deux jours.

P	Caract.	a	b	EQ(%)
0	tout	0.548	38.34	17.60
1	VE	0.491	35.55	21.93
2	VE+h.l.	0.526	37.24	18.22
3	VE+h.	0.476	35.73	18.98
4	=1 à 3	0.530	37.59	17.46
5	ME+h.	0.615	41.00	20.34
6	ME	0.3249	25.77	62.08

TAB. 2.11 : Valeur des coefficients a et b de la relation $IV / 10\log_{10}(M)$ (8) pour différentes périodes de l'enregistrement ADCP (figure 2.56) et écart quadratique moyen EQ (%) associé, calculé sur l'ensemble de la série temporelle des concentrations massiques.

Validation sur les profils verticaux

La validité sur la colonne d'eau de la calibration de la mesure acoustique de turbidité a été vérifiée sur plusieurs profils verticaux de concentration massique obtenus par l'ADCP et par l'OBS-3 (figure 2.58). Les structures observées par le capteur optique sont bien retrouvées avec la mesure ADCP. Une couche turbide de fond est observée, dont l'épaisseur et la structure varient en fonction de l'heure marée. Au dessus, les concentrations sont inférieures à 10 mg.l^{-1} . Au flot (profils 1 à 7), les profils sont un peu moins bien corrélés du fait de la plus grande dynamique dans la zone. La concentration à 1.50 m du fond atteint les $30\text{-}35 \text{ mg.l}^{-1}$. A pleine mer (profils 13-14), le gradient de concentration est quasi linéaire entre 7 m et 1.50 m du fond, la concentration passe de 2 à 20 mg.l^{-1} . Les profils de l'OBS-3 vont plus près du fond et montrent un gradient bien plus fort dans le dernier mètre, avec une concentration massique atteignant 30 mg.l^{-1} . Ce jour là, la mer était très calme et des houles longues de très faible amplitude ont été observées à certains moments de la journée, elles étaient imperceptibles au moment des profils mais peuvent avoir eu une influence sur les signaux de turbidité.

Ces résultats montrent que la calibration du signal ADCP avec des mesures indépendantes à un seul niveau, fixe par rapport au fond, suffit à exploiter le signal ADCP sur toute la colonne d'eau. Notons que cela est possible aussi parce que dans ces conditions hivernales, les particules présentes dans la colonne d'eau sont essentiellement minérales et probablement de nature homogène (la source étant le fond). Finalement, à partir de cette calibration, la concentration massique sur toute la colonne d'eau et pour toute la série temporelle, peut se calculer en fonction de l'indice de rétrodiffusion IV (figure 2.59). De même qu'avec l'observation de IV , l'influence de la marée et des houles est ici visible. Pendant la période de houles de 2 m, les concentrations atteignent 25 mg.l^{-1} vers 5-6 m du fond, et sont de l'ordre de 15 mg.l^{-1} jusqu'à mi-profondeur. En fin de période (ME sans houle), les concentrations sont inférieures à 5 mg.l^{-1} dans la colonne d'eau, et inférieures à 10 mg.l^{-1} entre 1.5 et 3 m du fond. Une variabilité semi-diurne est observée, qui est corrélée aux périodes de flot de la marée, bien plus fort que le jusant au fond (figure 2.56e), et renforçant le forçage des houles. Le déphasage des pics de MES avec la VE pourrait être lié à l'inertie entre la remise en suspension et la sédimentation lente des particules fines, mais aussi à l'effet des houles sur l'état de compaction du sédiment. Il y a donc une interaction forte entre le forçage par la marée et celui des houles.

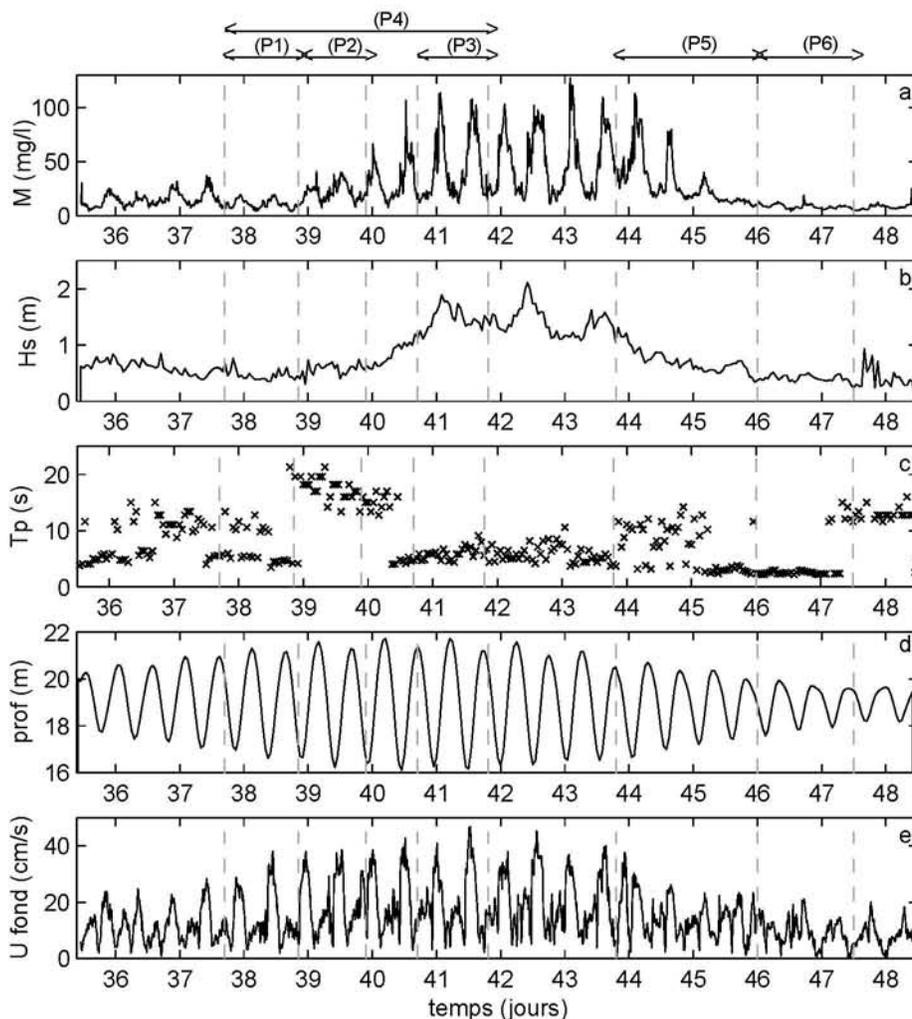


FIG. 2.56 : OPTIC 2005 - Grandeurs physiques mesurées par l'ADCP 1200 kHz. (a) Concentration massique dans la cellule 1 ($F+1.50$ m); (b) hauteur significative de houle; (c) Période du Pic; (d) Hauteur d'eau; (e) Intensité du courant horizontal dans la cellule 1 ($F+1.25$ m). Les périodes retenues pour les différentes calibrations sont délimitées par les traits verticaux.

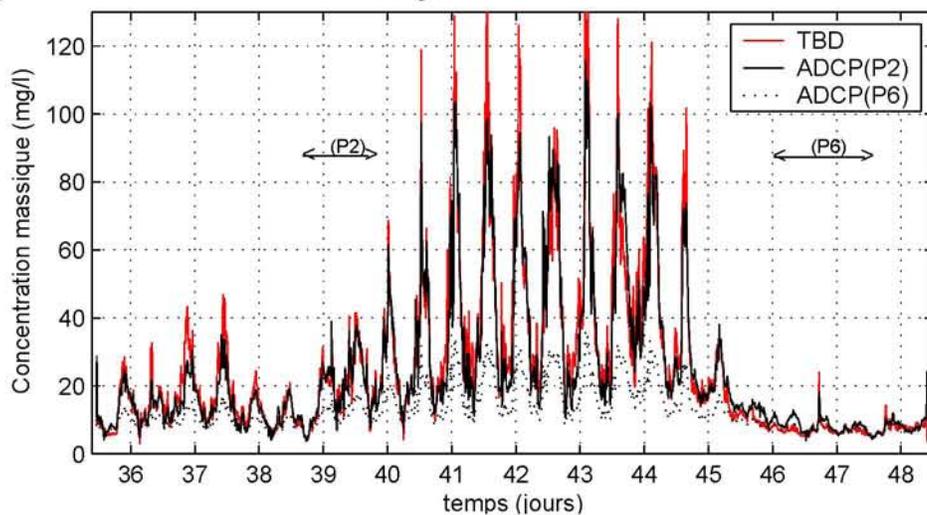


FIG. 2.57 : OPTIC 2005 - Séries temporelles de la concentration massique ($mg.l^{-1}$) à 1.50 m du fond, estimée avec le TBD (trait gris) et avec l'ADCP, calibré sur la période P2 (trait noir), et sur la période P6 (points noirs).

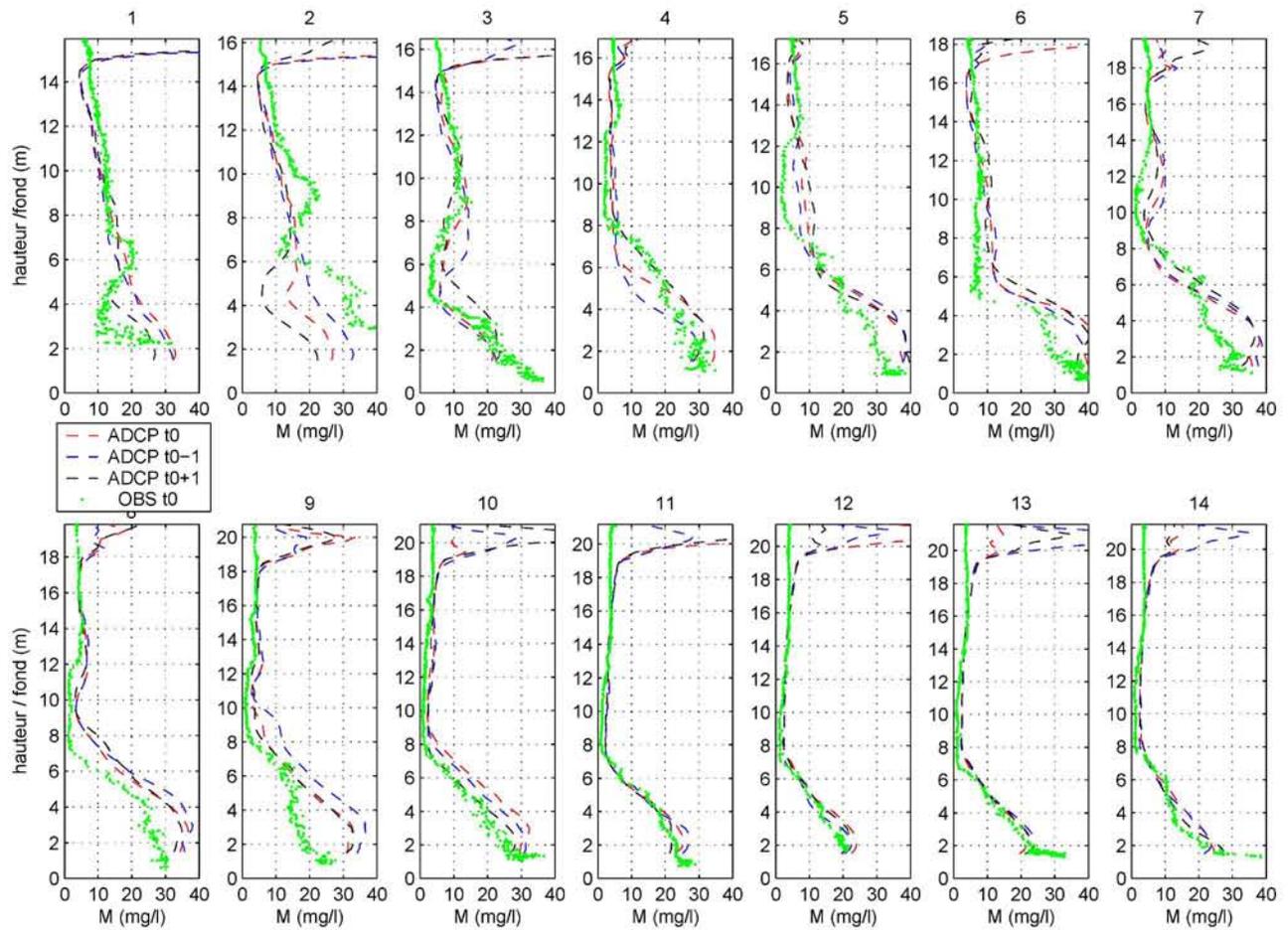


FIG. 2.58 : OPTIC 2005 - Profils de concentration massique (mg.l^{-1}) estimés avec la mesure ADCP (trait) et la mesure OBS-3 (points), 09/02/2005 (jour 39).

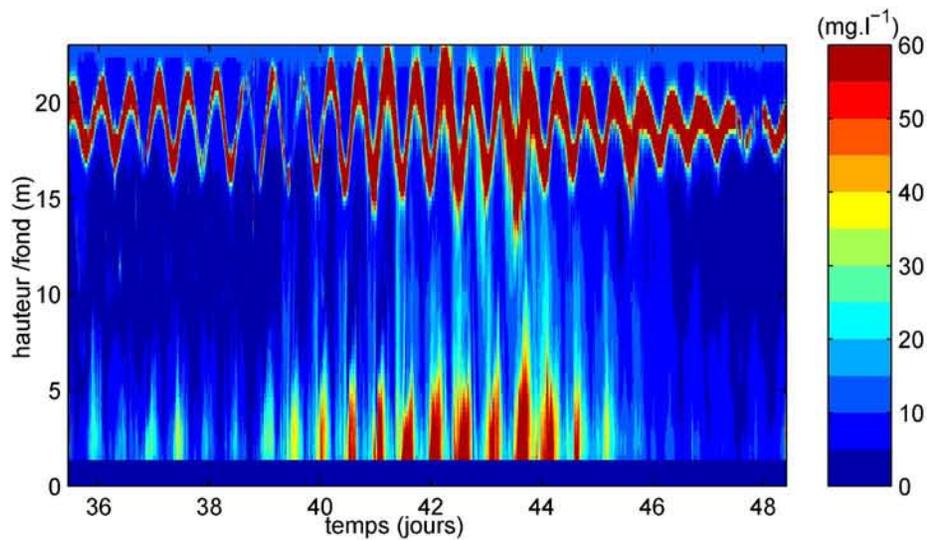


FIG. 2.59 : OPTIC 2005 - Evolution temporelle de la concentration massique (mg.l^{-1}), estimée par mesure acoustique (ADCP), sur toute la colonne d'eau.

2.11 Synthèse des résultats et conclusion

Afin d'étudier comment pouvait être exploitée l'intensité rétrodiffusée des ADCP pour la mesure de turbidité, une formulation de l'équation du sonar a été adoptée et les différents processus en jeu ont été formulés. Les pertes de transmission du signal sont liées à la divergence sphérique d'une part et à l'atténuation de l'onde au cours de sa propagation dans le milieu d'autre part. L'importance de la rétrodiffusion va dépendre de la concentration, de la taille et la nature des particules présentes dans le milieu. Elle peut être quantifiée par un indice de rétrodiffusion volumique IV (dB ref. 1m^3), dépendant de la Section Efficace de Rétrodiffusion (SER) des particules. Un modèle de SER a donc été construit, dépendant de la taille des particules (supposées sphériques) par rapport à la longueur d'onde du signal, mais aussi de leur nature (masse volumique et compressibilité). Il relie le régime de Rayleigh ($ka_s \ll 1$) au régime de diffusion géométrique ($ka_s \gg 1$). Ce modèle, valable pour tout type de particules, a permis de quantifier l'influence de la concentration, de la taille et la nature des particules sur la diffusion et la rétrodiffusion du signal. Un changement d'un ordre de grandeur de la concentration induit un écart de 10 dB sur l'indice de rétrodiffusion et les particules minérales rétrodiffusent bien plus que les particules biologiques, de par leur plus forte densité (environ 18 dB d'écarts). De plus, le signal rétrodiffusé subit une atténuation au cours de sa transmission liée à l'absorption visqueuse par les particules fines et à sa diffusion par les plus grandes. Cela est particulièrement important à haute fréquence, et pour des fortes concentrations (environ 200 mg/l, cela dépend de la fréquence de l'appareil). Une méthode itérative (équation 2.42) est alors nécessaire pour estimer la concentration massique et l'atténuation liée à la présence des particules.

Par ailleurs, pour prendre en compte les caractéristiques individuelles des ADCP, et mieux connaître ces appareils, des expériences en bassin ont permis de calibrer en émission et réception deux ADCP RDI Workhorse 1200 kHz et un ADCP RDI Workhorse 300 kHz. En particulier, ont été déterminées : les variations du niveau émis en fonction de l'énergie des piles, la sensibilité du transducteur en réception et la quantification en valeur physique du signal (dB/ $1\mu\text{Pa}$). Ces expériences ont montré que les incertitudes liées à l'instrumentation pouvaient être aussi importantes (sinon plus, à basse fréquence), que celles liées à la méconnaissance du milieu de propagation. En effet, la calibration en émission et réception des signaux s'est avérée délicate à réaliser, surtout à haute fréquence, et les spécificités des ADCP Broadband font que l'estimation de l'indice de rétrodiffusion peut difficilement se faire à moins de 3 dB près, ce qui correspond à un facteur deux sur la concentration. Les variations de fréquence du signal et la variabilité des particules dans le milieu induisent aussi de fortes incertitudes sur le signal reçu, d'autant plus que celui-ci résulte d'un traitement interne à l'appareil non maîtrisable.

Les mesures acquises dans le Mor-Bras ont montré des concentrations suffisamment faibles (<150 mg/l) et il a été vérifié que l'atténuation liée aux particules était négligeable. Un indice de rétrodiffusion volumique IV a donc été calculé explicitement à partir de l'intensité rétrodiffusée des ADCP, en corrigeant des pertes de propagation et d'atténuation liée à l'eau (équation 2.43).

Les résultats obtenus avec les ADCP 1200 kHz en période automnale (octobre 2004) et hivernale (février 2005) ont montré une bonne dynamique de l'indice de rétrodiffusion, corrélé aux forçages de houles et de marée, représentant ainsi la dynamique de la couche turbide de fond. Dans ces conditions, cet indice apporte ainsi une bonne information "turbidité", qui peut être facilement calibrée en concentration massique, comme toute mesure de turbidité optique, avec des mesures indépendantes. En Février 2005, une calibration de ce type a été faite entre l'indice de rétrodiffusion d'un ADCP 1200 kHz et la concentration massique estimée avec un turbidimètre optique, lui-même calibré par ailleurs. L'analyse des séries temporelles a montré que cette calibration pouvait se faire sur une courte période de temps (limitant les risques de chalutage du turbidimètre qui ne peut être protégé par une cage antichalutage), à condition

que la gamme de concentrations mesurées soit assez grande. Dans notre zone d'étude, cette variabilité est observée en vive-eau et surtout pendant des périodes de houles, modulées par la marée. De plus, avec une calibration à un seul niveau, la relation s'est avérée applicable sur toute la colonne d'eau, les profils verticaux de concentration massique obtenus ayant été validés par comparaison à des profils indépendants.

Les 10 jours de mesures de 2004 ont ainsi pu être calibrés avec des pesées MES, prélevées lors d'un point fixe de 30 heures, dans des conditions hydrodynamiques fortes, permettant une bonne variabilité des concentrations massiques. Par contre, les mesures de 2003 ont été acquises avec des ADCP de plus basses fréquences et dans des conditions printanières exceptionnelles, avec d'importants développements de phytoplancton et la présence de zooplancton. L'indice de rétrodiffusion obtenu représente donc fortement la dynamique des organismes biologiques, avec en particulier un signal diurne qui peut être lié aux migrations nycthémerales du zooplancton ou des mysidacées ou même des poissons. La série de mesures la plus près du fond (à 4 mètres au dessus du fond) a quand même pu être reliée aux forçages locaux, et calibrée en concentration massique.

Le tableau 2.12 et la figure 2.60 récapitulent, pour les différents appareils et les différentes périodes de mesure, les paramètres de calibration de l'indice de rétrodiffusion IV des ADCP avec le logarithme de la concentration M :

$$10 \log_{10}(M) = a IV + b$$

La gamme de variation de l'indice IV , évalué en dB ref. 1m^3 , est aussi indiquée mais elle dépend de la fréquence de l'appareil.

	IV (dB ref. 1m^3)	a	b	M (mg/l)
NORTEK 500 kHz - 2003	-50/-35	0.56	31.1	2/40
RDI 300 kHz - 2003	-75/-55	0.70	52.6	2/40
RDI 300 kHz - 2004	-75/-55	0.49	43.2	5/50
RDI 1200 kHz n°4285 - 2004	-45/-25	0.52	29.4	5/50
RDI 1200 kHz n°5953 - 2005	-60/-35	0.55	38.3	5/100

TAB. 2.12 : Tableau récapitulatif des paramètres de calibration des signaux ADCP de 2003, 2004 et 2005 (relation $10 \log_{10}(M) = a IV + b$)

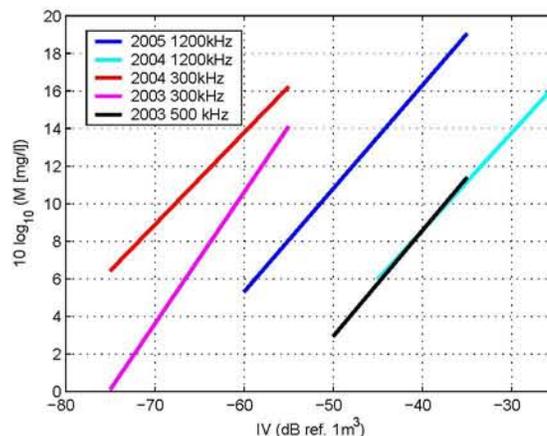


FIG. 2.60 : Courbes de calibration des signaux ADCP de 2003, 2004 et 2005 (relation $10 \log_{10}(M) = a IV + b$)

On constate que les pentes estimées a sont assez proches (0.49-0.56) quelque soit l'appareil et la période de mesure, excepté pour le 300 kHz en 2003, alors que la gamme de variation de l'indice de rétrodiffusion est semblable à celle de 2004. Cependant, on a vu que les calibrations présentaient des nuages de points assez dispersés et que l'estimation de cette pente était plutôt approximative, et qu'elle pouvait même être augmentée pour mieux respecter la dynamique propre à la mesure acoustique (la valeur théorique vaut d'ailleurs 1). Gartner (2004) a obtenu avec un ADCP 1200 kHz des pentes de 0.40 à 1.15, pour un même site d'étude. Ferré *et al.* (2005) et Durrieu de Madron *et al.* (2005) ont obtenu avec le logiciel Sédiview, des pentes de calibration de 0.40 (S=25) à 0.62 (S=16), avec un 300 kHz à différents sites, mais toujours sur des sédiments cohésifs.

Le plus délicat reste l'obtention d'un indice de rétrodiffusion correct. On remarque en effet des écarts importants entre appareils, même pour une même fréquence, pour des concentrations pourtant pas trop éloignées. La grande variabilité des particules présentes dans le milieu pourrait expliquer ces écarts. Toutefois, la calibration empirique à l'avantage de pouvoir s'affranchir de cette difficulté, et les résultats ont montré que l'indice de rétrodiffusion reste en relatif une très bonne information turbidité. C'est donc les corrections de propagation qu'il s'agit avant tout de bien prendre en compte, et les dérives éventuelles du niveau émis. Une calibration empirique spécifique à chaque déploiement en mer des appareils apparaît quand-même nécessaire, d'autant plus si les conditions hydrologiques et particulaires varient.

Afin d'étudier la sensibilité des mesures ADCP réalisées, l'utilisation du modèle de Section Efficace de Rétrodiffusion a été testée pour tenter de calculer indépendamment une concentration massique à partir de l'indice de rétrodiffusion des ADCP (ou par méthode itérative). La difficulté vient du fait qu'il est nécessaire de caractériser non seulement la taille mais aussi la nature des particules rencontrées. Or les observations ont montré une grande variabilité des particules et les spectres de taille mesurés par le micro-granulomètre laser *in-situ*, peuvent représenter des particules minérales, des agrégats, des cellules phytoplanctoniques et même du zooplancton. En 2003, l'inversion des mesures de la première cellule ADCP a pu donner des concentrations réalistes en considérant un rayon équivalent des particules de 100 μm . En 2004, les observations ont montré la présence de nombreux agrégats et nous avons tenté de caractériser les distributions de taille mesurées par le micro-granulomètre *in-situ*, en estimant les masses volumiques et la célérité des ondes en fonction du diamètre des agrégats. Cette tentative n'a pas été fructueuse, et les signaux ADCP enregistrés ont été estimés trop élevés par rapport à ceux attendus théoriquement. Des incertitudes persistent également sur le calcul de l'indice lui-même, du fait de la calibration délicate des appareils en émission et réception et des erreurs possibles sur l'estimation de l'amortissement des signaux (variabilités hydrologiques).

En considérant que les signaux sont essentiellement sensibles aux particules minérales (de rayon équivalent 63 μm ici), les concentrations massiques obtenues avec l'ADCP 300 kHz sont alors d'un ordre de grandeur cohérent avec les mesures indépendantes de turbidité. Avec le 1200 kHz il est par contre nécessaire de diminuer de 13 dB les niveaux reçus. Les séries temporelles à 5 mètres du fond entre les deux ADCP sont alors très bien corrélées, donnant une dynamique un peu plus forte qu'avec une calibration empirique. Cependant, les gradients verticaux obtenus en inversant le modèle de SER sont trop élevés par rapport aux autres mesures, et les concentrations de surface sont particulièrement faibles. Ceci pourrait être lié au fait que les calculs ont été faits avec une même taille de particules (minérales) sur toute la colonne d'eau.

Du fait des niveaux mesurés élevés par rapport à la théorie, les agrégats de faible densité semblent avoir peu d'influence sur la mesure d'intensité rétrodiffusée des ADCP. Par contre, les observations ont montré également la présence d'agrégats "denses", composés de débris organiques, de particules minérales et de débris de diatomés (à squelette siliceux fortement rétrodiffusant), qui peuvent résulter de remises en suspension dans la colonne d'eau et qui pour-

raient avoir une influence sur les niveaux rétrodiffusés.

De plus, les niveaux élevés pourraient être liés aussi à la présence de micro-bulles d'air dans la colonne d'eau lors des coups de vent. Leur effet a surtout été étudié pour les sonars à plus basses fréquences (<300 kHz) mais la profondeur de pénétration des bulles dans la colonne d'eau peut atteindre facilement les 10-15 mètres (Trevorrow 2003). La perturbation de l'écho de la surface de la mer est en effet particulièrement importante lors des coups de vent, mais sur nos données elles ne semblent pas atteindre des profondeurs si importantes, excepté peut-être sur les mesures du 300 kHz en 2003 ponctuellement.

Récemment, Merckelbach (2006) a montré que l'agencement des particules à petite échelle, associé aux structures turbulentes (par fort courant >0.7 m/s) pouvait induire une rétrodiffusion du signal acoustique de façon "cohérente" (non aléatoire), qui augmenterait considérablement le niveau reçu. Pour un ADCP 1200 kHz, de longueur d'onde 1.2 mm, la vitesse de courant critique correspondante au passage du régime "incohérent" au régime "cohérent" serait ici de 75 cm/s. Or, au centre du Mor-Bras, là où les mesures de 2003 et 2004 ont été faites, les courants de marée sont en général inférieurs à 50 cm/s. De plus, les corrélations avec les mesures indépendantes donnant de très bons résultats, il est peu probable que ce processus soit présent. Notons aussi que Merckelbach (2006) est également contraint de fermer le problème en calibrant certaines constantes avec des mesures indépendantes.

Chapitre 3

La turbidité en Bretagne Sud

Sommaire

3.1	Présentation du site d'étude	95
3.1.1	Circulations et hydrologie	96
3.1.2	Couverture sédimentaire	99
3.1.3	Climatologie des houles	100
3.2	Estimation des turbidités par télédétection satellitale	103
3.2.1	Moyennes mensuelles	103
3.2.2	Résultats spécifiques à l'embouchure de la Loire	106
3.3	Bilan des mesures <i>in-situ</i> de turbidité disponibles	108
3.3.1	Données REPHY-RN0 (IFREMER)	108
3.3.2	Inventaire des mesures de turbidité réalisées lors des campagnes en mer	113
3.4	Analyse des nouvelles campagnes en mer	115
3.4.1	Conditions printanières : MODYCOT-TURBI mars 2003	115
3.4.2	Conditions estivales : VILOIR juin 2003	122
3.4.3	Conditions automnales : OPTIC-PCAF octobre 2004	127
3.5	Synthèse des mesures <i>in-situ</i> de turbidité réalisées lors des cam- pagnes en mer	134
3.6	Apport des mouillages instrumentaux de longue durée	137
3.6.1	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : printemps 2003	137
3.6.2	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : octobre 2004	142
3.6.3	Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : février 2005	144
3.6.4	Conclusion	144
3.7	Estimation des contraintes au fond	146
3.7.1	Contraintes liées au courant : rappel théorique	146
3.7.2	Contraintes liées aux houles : éléments théoriques	147
3.7.3	Résultats en octobre 2004	149
3.7.4	Résultats en Février 2005	153
3.7.5	Contraintes totales - Synthèse des résultats	153
3.8	Conclusion du chapitre	157

Ce chapitre présente d'abord la zone d'étude puis fait le bilan des mesures de turbidité disponibles ou réalisées au cours de la thèse : les mesures par télédétection apportant une visualisation spatiale étendue en surface, les mesures in-situ effectuées au cours des campagnes en mer, les mouillages ADCP de longue durée mesurant les dynamiques verticale et temporelle des turbidités en un point. Une quantification des contraintes de houle et de courant est également faite à partir des mesures ADCP de 2004 et 2005, afin de quantifier leurs parts respectives sur les remises en suspension.

3.1 Présentation du site d'étude

Le domaine maritime de la Bretagne Sud s'étend sur une bande côtière du littoral français d'environ 250 km, de la pointe de Penmarc'h à l'île d'Yeu, située en face de la côte Nord-vendéenne (figure 3.1). Il constitue la partie côtière de la plateforme armoricaine, dans la partie Nord du plateau continental du golfe de Gascogne, limité au sud par la côte Nord de l'Espagne et s'ouvrant à l'Ouest sur l'Océan Atlantique. Le plateau continental a une largeur de 150-180 km dans le secteur Sud Bretagne, et inférieure à 50 km le long de la côte espagnole.

Le climat océanique tempéré est associé à un cycle saisonnier des précipitations, des flux de chaleur et des vents. Les deux principaux fleuves alimentant le golfe de Gascogne en eau douce sont la Loire et la Gironde (au sud de notre zone d'étude), avec des débits moyens de l'ordre de $900 \text{ m}^3/\text{s}$ et dépassant les $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ en période de crue. Les débits sont maximum en fin d'hiver (février-mars) et minimum en été (août-septembre) (Lazure et Jegou 1998). Dans la zone étudiée, les apports de la Vilaine sont également non négligeables (débit moyen de l'ordre de $70 \text{ m}^3/\text{s}$).

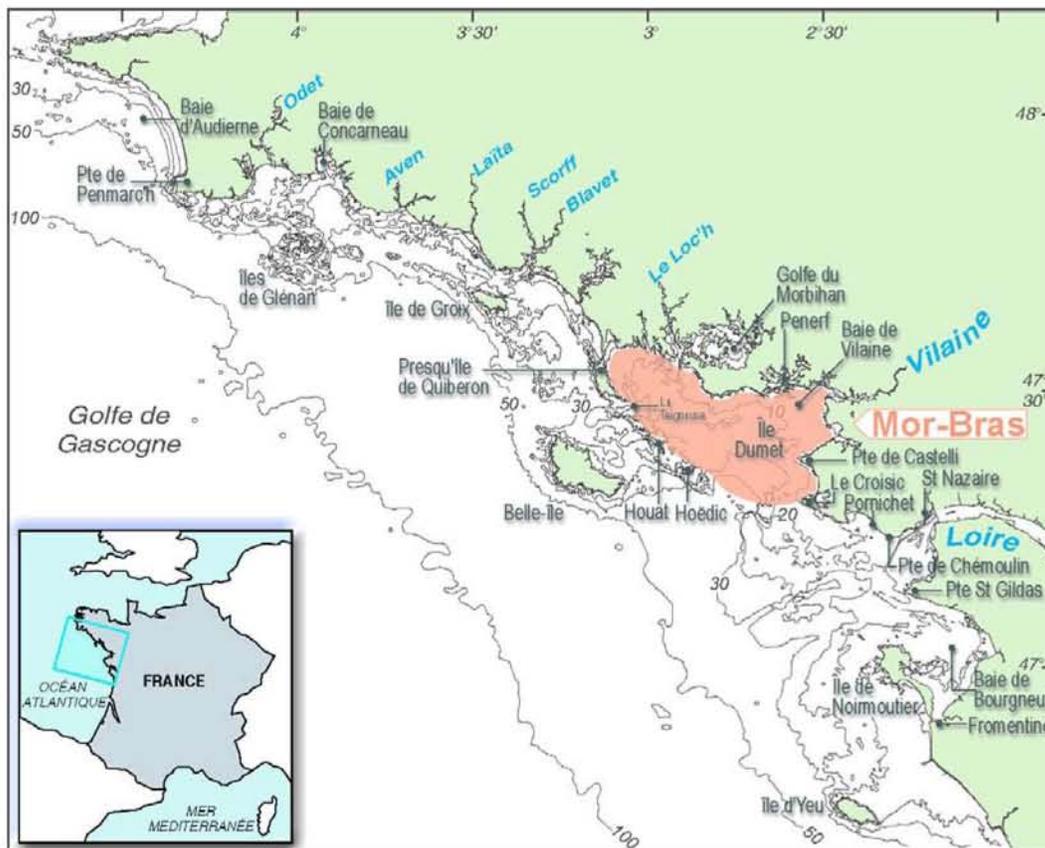


FIG. 3.1 : Situation de la zone d'étude

En termes d'apports solides, les fleuves seraient la principale source de particules fines présentes sur le plateau (Castaing et Allen 1981), apportant 2.5 millions de tonnes par an (la Vilaine ~ 0.1 million, la Loire ~ 0.6 million, la Gironde ~ 1.5 millions (Jouanneau *et al.* 1999)). Le devenir de ces particules apportées par les fleuves est encore incertain, une partie est piégée dans les estuaires et le reste est advecté par les courants. Les particules peuvent se déposer dans les zones de calme hydrodynamique, en fonction de la morphologie du domaine (section 3.1.2) et les plus fines pourraient être exportées progressivement jusqu'à la pente continentale (Castaing *et al.* 1999).

D'autre part, l'étude des variabilités des turbidités dans la zone ne peut se faire sans considérer le forçage de la houle, pouvant remettre en suspension les dépôts superficiels. Une climatologie des houles dans le secteur Bretagne Sud est présentée dans la section 3.1.3.

3.1.1 Circulations et hydrologie

La circulation générale du golfe de Gascogne a été résumée par Koutsikopoulos et Le Cann (1996). Dans la partie océanique du golfe de Gascogne, la circulation générale est faible et anticyclonique, avec un courant géostrophique en surface d'intensité 1-2 cm/s (Pingree et Le Cann 1989; Van Aken 2001). Les masses d'eaux dans la couche de surface (100-600 m) ont des caractéristiques hydrologiques proches de la NACW (North Atlantic Central Water) avec une salinité de 35.4 à 35.7 psu et une température de 11-12°C (Van Aken 2001). Sur la pente continentale, les courants sont plus variables mais majoritairement dirigés vers le Nord et d'intensité 5-10 cm/s. Les interactions avec le fond génèrent des instabilités, pouvant créer des tourbillons méso-échelles, appelés SWODDIES (Slope Water Oceanic eDDIES) (Pingree et Le Cann 1992). Sur la plateforme armoricaine, les courants résiduels sont de l'ordre de 3 cm/s, dirigés vers le Nord-Ouest (Pingree et Le Cann 1989).

Sur l'ensemble du plateau, les courants sont gouvernés par la marée, le vent et les gradients de densité. A la côte, les circulations sont d'autant plus variables que la géométrie et la bathymétrie du domaine sont complexes, surtout dans notre zone d'étude. L'onde principale de marée barotrope dans le golfe de Gascogne est l'onde M2 semi-diurne (Le Cann 1990). La composante quart-diurne M4 est également non négligeable à la côte, en particulier dans la zone Loire-Vilaine dans notre domaine d'étude. Le marnage est de l'ordre de 4-5 mètres sur le plateau Nord-Gascogne. L'intensité des courants de marée est proportionnelle à la largeur du plateau. Elle est plus élevée dans la partie Nord du golfe (~ 30 cm/s), avec un maximum à la pointe de Bretagne. Un minimum est cependant observé entre les Iles de Glénan et l'île de Groix (< 10 cm/s), et les maxima sont atteints autour des îles et des caps du littoral sud-breton (> 50 cm/s) (figure 3.2). La circulation résiduelle de marée dans la zone Loire-Vilaine est complexe, intensifiée autour des îles et des hauts fonds (figure 3.3, Lazure et Salomon 1991).

Les faibles courants de marée dans l'ensemble font que la circulation est fortement influencée par les vents. En Bretagne, les coups de vent les plus forts sont associés au passage de perturbations atmosphériques générant des vents de secteur Sud-Ouest à Nord-Ouest de force 5 à 7 Beaufort (8-17 m/s) (figure 3.4). Ils sont majoritairement orientés Sud-Ouest/Ouest en hiver, et tournent à l'Ouest/Nord-Ouest du printemps à l'automne. A cette période, les vents de Nord-Est sont également souvent observés, associés aux régimes anticycloniques.

Sur le plateau continental, Pingree et Le Cann (1989) ont montré que les vents de Nord-Ouest génèrent des courants vers le Sud-Est de l'ordre de 10 cm/s, et jusqu'à 20-30 cm/s localement, alors que la circulation s'inverse par vent de Sud-Ouest. Les vents de Nord-Ouest sont aussi susceptibles de générer des upwellings côtiers en Bretagne Sud (Puillat *et al.* 2004). Dans notre zone d'étude, les dérives induites par le vent apparaissent importantes et peuvent être inversées entre

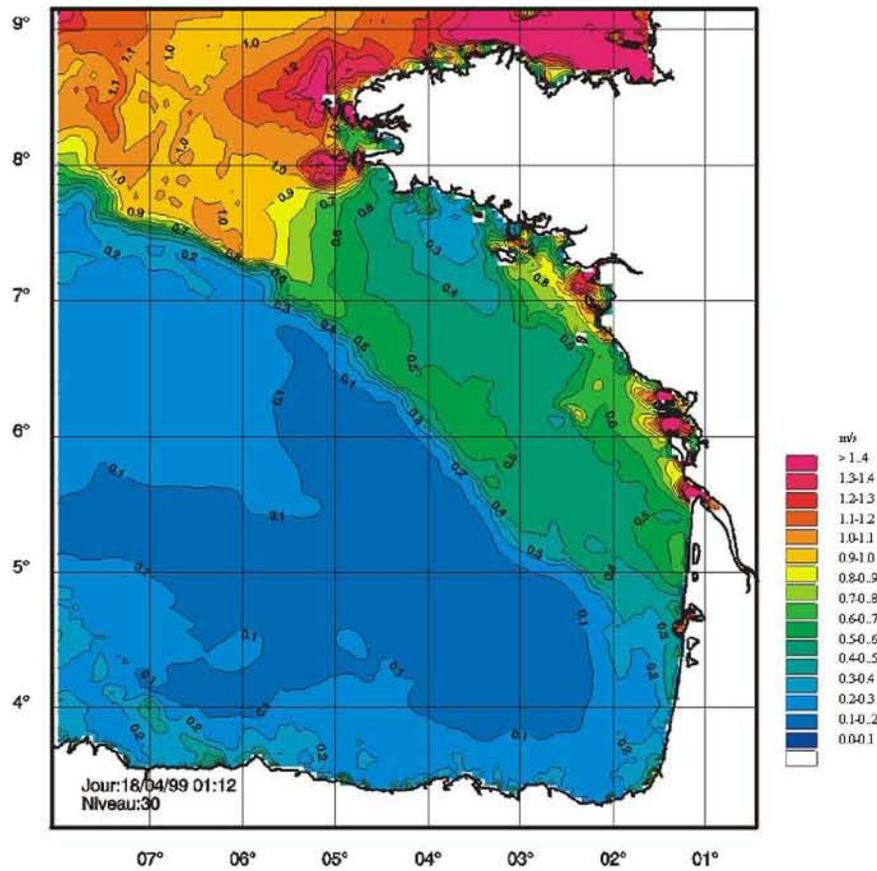


FIG. 3.2 : Courant maximum de surface dans le golfe de Gascogne pour une marée de vive-eau (modèle MARS, Lazure comm. pers.).

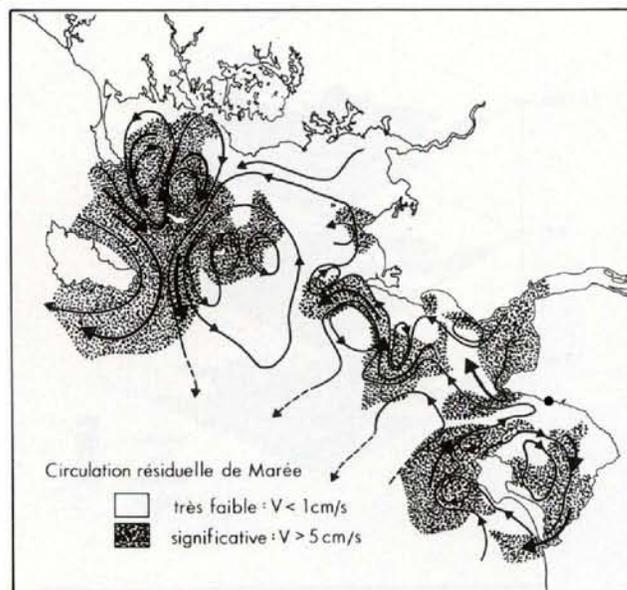


FIG. 3.3 : Circulations résiduelles de marée dans la zone Loire-Vilaine (Lazure et Salomon 1991a).

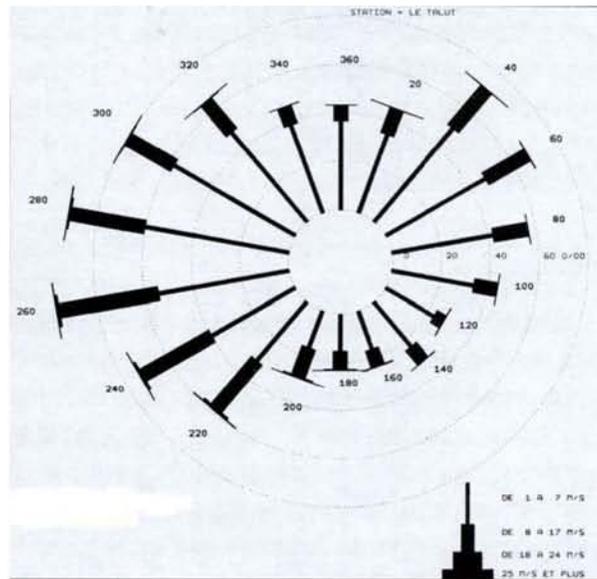


FIG. 3.4 : Rose de fréquence ($^{\circ}/_{\infty}$) annuelle des vents mesurés au sémaphore du Talut (Belle-Ile), calculée sur les années 1951 à 1980. Source : Météo-France (Ascensio *et al.* 1987).

la surface et le fond. Lazure et Salomon (1991a) ont mis en évidence par modélisation une inversion des directions des trajectoires entre la surface et le fond par vent de Nord-Est (figure 3.5).

Les gradients de densité liés aux panaches des fleuves (Loire et Gironde principalement) sont également responsables de courants baroclines saisonniers pouvant atteindre les 10 cm/s, et également modifiés par les circulations liées au vent (Lazure et Jegou 1998). Les panaches fluviaux s'écoulent vers le Nord le long de la côte du fait de la rotation de la terre. En hiver, les débits importants sont maintenus à la côte (avant l'isobathe 50 m) par les vents dominants de secteur Sud-Ouest qui intensifient le transport vers le Nord. Au printemps, les débits diminuent mais les vents tournent au Nord-Ouest et Nord-Est, les panaches peuvent être exportés vers le large, l'isohaline 34 psu peut atteindre l'isobathe 100 m. La variabilité des structures est importante, dépendante des conditions conjointes de débit et de vent. Les faibles débits estivaux et les vents de Nord-Ouest font apparaître à l'automne une masse d'eau moins salée au large qu'à la côte. Des lentilles isolées d'eau dessalée ont aussi été observées (Puillat *et al.* 2004).

Les faibles courants de marée permettent également la mise en place d'une stratification thermique du printemps jusqu'à l'automne à la côte, avec des températures de surface atteignant 15-20°C. Un "bourrelet froid" à 11/12°C est maintenu en bordure du plateau, centré sur l'isobathe 100 m (Vincent et Kurc 1969). A la pointe de Bretagne, l'interaction des forts courants de marée avec le fond génère un front thermique (front d'Ouessant) en été, qui sépare une zone profonde stratifiée de la zone côtière homogénéisée (Pingree *et al.* 1982). Au dessus du talus, un autre front apparaît, résultant du mélange par les ondes internes (Mazé *et al.* 1986; Pingree et New 1995). La stratification est rapidement détruite à l'automne avec l'arrivée des premiers coups de vent qui approfondissent la couche de mélange. En hiver, les eaux côtières sont plus froides en surface qu'au fond, du fait de la température des fleuves plus basse que celle des eaux du large.

Le front thermo-halin hivernal sur le plateau est susceptible de jouer un rôle de barrière au transfert des particules de la côte vers le large (Vanney 1977; Castaing *et al.* 1999).

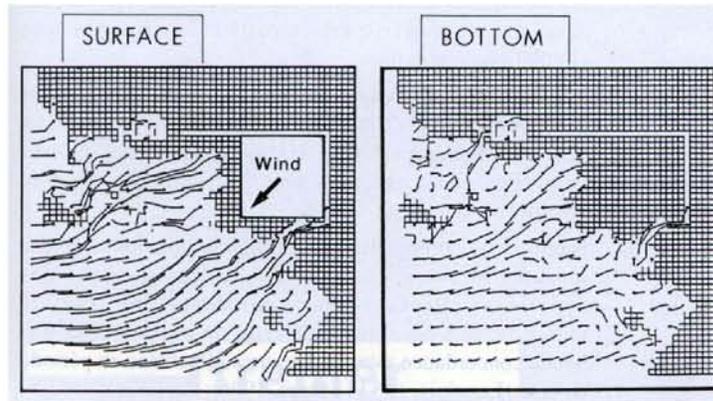


FIG. 3.5 : (Lazure et Salomon 1991b) Trajectoires de particules calculées près de la surface et du fond par vent de Nord-Est.

3.1.2 Couverture sédimentaire

Le domaine maritime de la Bretagne Sud possède une géomorphologie complexe à laquelle est associée une couverture sédimentaire d'une grande diversité. Les formes et dépôts actuels du plateau continental du golfe de Gascogne résultent de la succession de déformations tectoniques et de changements climatiques, avec alternance de transgressions et regressions du niveau marin (Vanney 1977). Les principaux faciès sédimentaires de la couche superficielle sont présentés sur la figure 3.6 (carte BRGM-IFREMER-SHOM). Les descriptions suivantes proviennent essentiellement de la notice explicative de cette carte et du livre de Vanney (1977).

La principale particularité, par rapport à la Manche, vient de l'importance de la surface occupée par les sédiments vaseux. De la côte vers le large, se succèdent : les dépressions pré littorales envasées de sédiments lithoclastiques, une dorsale rocheuse (les îles et les hauts fonds), des sédiments sablo-graveleux lithoclastiques, une vaste étendue de dépôts sablo-vaseux instables dont la teneur en carbonate décroît vers le SE (la Grande Vasière), et enfin, en bordure externe du plateau (en dehors de notre zone d'étude), des sables fins bioclastiques passant à des sables fins lithoclastiques vers le Sud.

Dans notre zone d'étude, la partie la plus profonde est composée de sédiments sablo-vaseux de la Grande Vasière (approximativement entre les isobathes 130 et 80 m), comportant au maximum 20% de particules fines ($< 63\mu\text{m}$). Les limites et la composition de la Grande Vasière sont fortement variables. En particulier, la teneur en particules fines serait bien plus faible en hiver sous l'action des fortes houles. La grande vasière constituerait une zone terminale de dépôts des particules fines, par sa situation sous le "bourrelet froid", masse d'eau de faible dynamique. Dans la partie Nord, la Grande Vasière est directement reliée à la dépression "concarneau-lorientaise" par l'intermédiaire des paléochenaux de l'Odet et le Blavet. Un affinement des sédiments fins terrigènes est observé dans la zone abritée.

Les bassins abrités littoraux constituent une zone de décantation marquée par un envasement important (Mor-Bras, baie de Bourgneuf). Celui-ci a débuté il y a 15000 ans au cours de la transgression flandrienne, menant à l'émersion de certaines zones internes (marais de la baie de Bourgneuf) et dégageant les sédiments fins de la zone intermédiaire. La très proche composition en minéraux argileux de ces vasières et de la Grande Vasière montre une probable origine commune, dérivant d'un ancien dépôt continental progressivement enrichi et transformé en milieu marin. Les conditions hydrodynamiques actuelles poursuivraient les remaniements et

les échanges entre les vasières. Les apports fluviaux seraient trop faibles pour expliquer à eux seuls l'accrétion actuelle des vasières côtières.

Entre la Grande Vasière et les vasières côtières, se trouvent des sédiments sableux et grossiers, dont la répartition et la disposition (dunes) dépendent des conditions hydrodynamiques intensifiées autour des îles et des plateaux rocheux. Les sables fins (sables gris < 200 μ m) composés de nombreuses paillettes micacées résultent d'apports terrigènes fonctionnels provenant des fleuves et de l'érosion des côtes. Les sables plus grossiers sont des sédiments reliques. La contribution biologique peut également être importante localement, avec les coquilles et débris d'organismes ainsi que les développements algaires (maërl, algue calcaire du genre *Lithothamnium*). Les coureux (passages étroits entre les îles et la côte) sont des zones d'hydrodynamisme intense en interaction avec les corps sédimentaires (dunes de sables). Les hauts fonds rocheux créent des abris localisés où peuvent se déposer les sables fins et même les vases. Ces dépôts peuvent également apparaître et disparaître saisonnièrement sur les substrats grossiers.

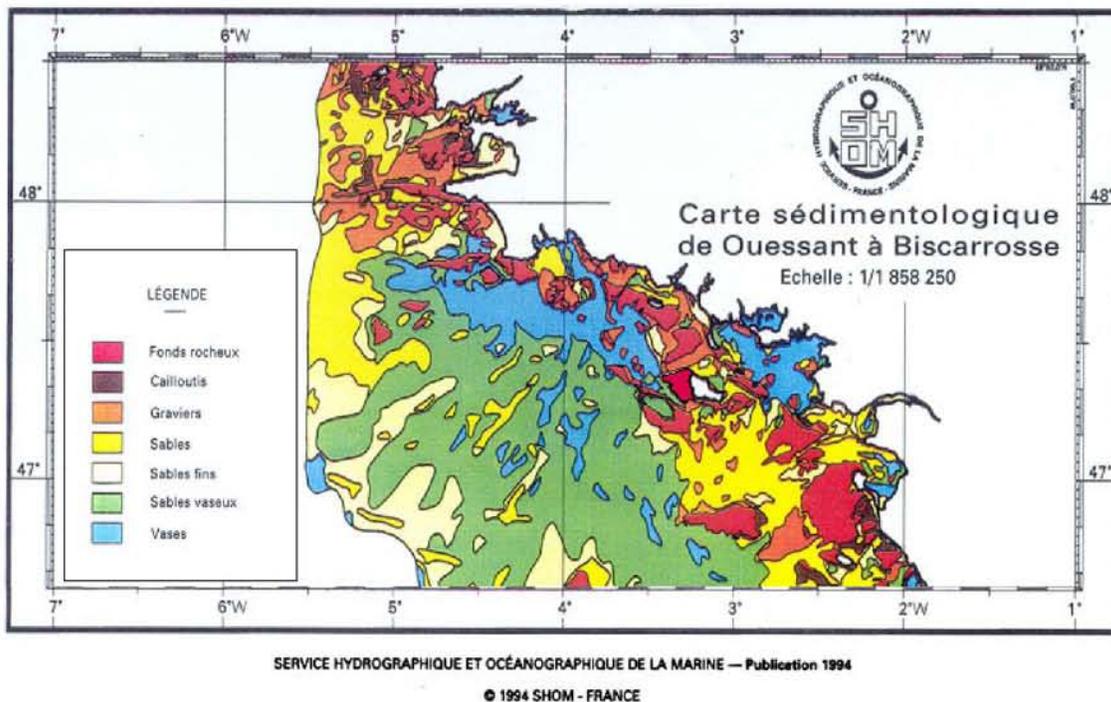
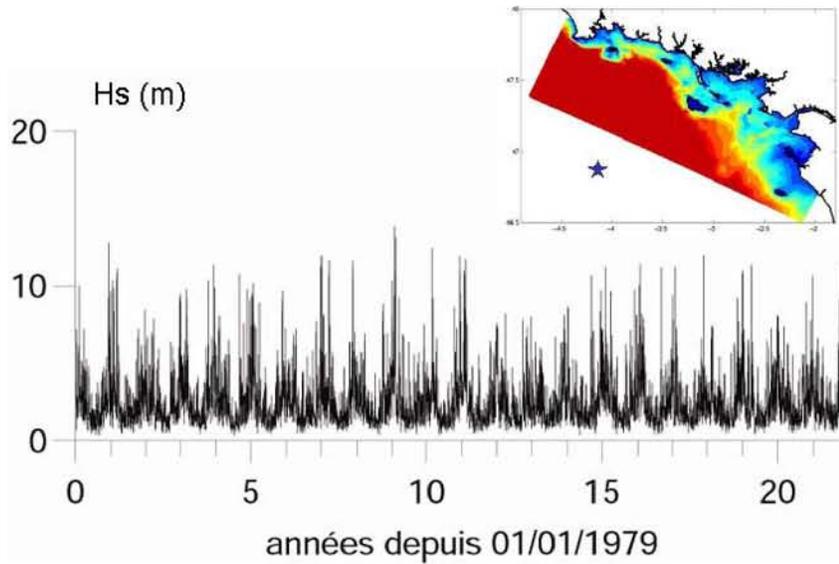


FIG. 3.6 : *Faciès sédimentaires superficiels en Bretagne Sud (SHOM 1994).*

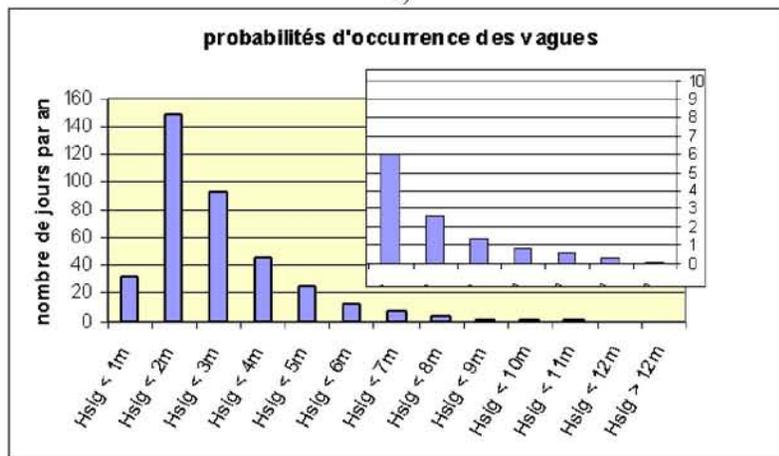
3.1.3 Climatologie des houles

Les vagues présentes à la côte proviennent d'une part de la propagation des houles générées au large dans l'Atlantique par les dépressions atmosphériques et d'autre part de la génération par les vents locaux.

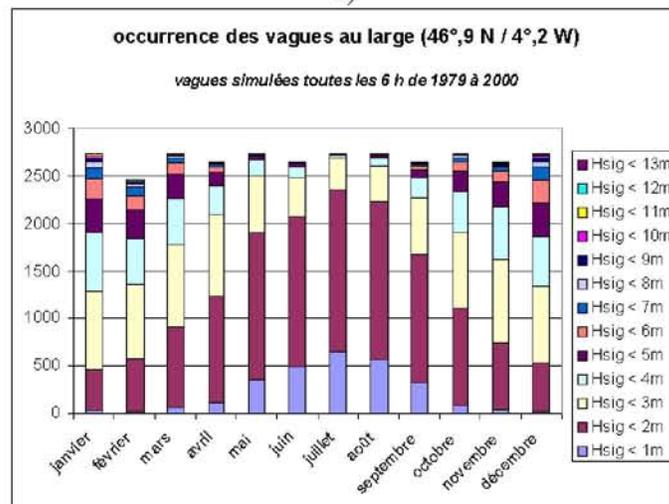
La climatologie des houles arrivant en Bretagne Sud a été étudiée à partir de la série temporelle des paramètres de houles simulées pour les années 1979 à 2000, en un point situé au Sud-Ouest de Belle-Ile (46.9°N;4.2°W). Ces résultats sont issus de la base de données AES40 d'Oceanweather (USA) construite à partir de simulations numériques de houles sur l'Atlantique Nord, avec le modèle de vagues de troisième génération OWI 3-G, forcé par des champs de vent réanalysés et validé par des mesures *in-situ* et satellitales (Swail et Cox 2000; Swail *et al.* 2000). La grille de calcul a une résolution de 0.625° (latitude) x 0.833° (longitude).



a)



b)



c)

FIG. 3.7 : Base de données AES40, simulations de 1979 à 2000, point (46.9° N ; 4.2° W) - a) Hauteur significative des houles et situation du point analysé. b) occurrences moyennes des vagues par an en fonction de la hauteur significative. c) occurrences moyennes des vagues par mois, cumulées pour différentes hauteurs significatives (Le Hir, comm. pers.).

La figure 3.7a montre l'évolution de la hauteur significative de houles sur toute la série complète analysée, au large de notre zone d'étude. Aucune tendance particulière n'est observée et une périodicité annuelle apparaît, avec une fois par an des houles de plus de 9 mètres en ce point. Les occurrences moyennes en nombre de jours par an, pour différentes hauteurs significatives sont présentées sur la figure 3.7b. Les vagues de 1 à 2 m sont observées sur plus de la moitié de l'année et les fortes houles représentent plusieurs jours par an. Par exemple, il y a en moyenne 6 jours par an de houles de 6-7 m. La répartition mensuelle des occurrences moyennes (figure 3.7c) fait apparaître clairement un cycle saisonnier, avec majoritairement des houles de hauteur significative de 1 à 2 m en été et de 2 à 6 m en hiver, avec quelques événements extrêmes > 9 m.

En terme de direction, les houles du point analysé viennent essentiellement de l'Ouest/Nord-Ouest (figure 3.8a), provenance des houles du large et des régimes atmosphériques perturbés. Quelques événements viennent de l'Est, de faible hauteur et courte longueur d'onde, sans doute générés par les vents de secteur Est. La figure 3.8b montre que les fortes hauteurs significatives de houle sont associées à des périodes longues. Les houles de 6 m ont des périodes de pic minimales de 10 s. Deux groupes de points se détachent : des houles de hauteur significative 1-2 m et de période de pic 8-12 s, et celles de 1-3 m et période 4-7 s.

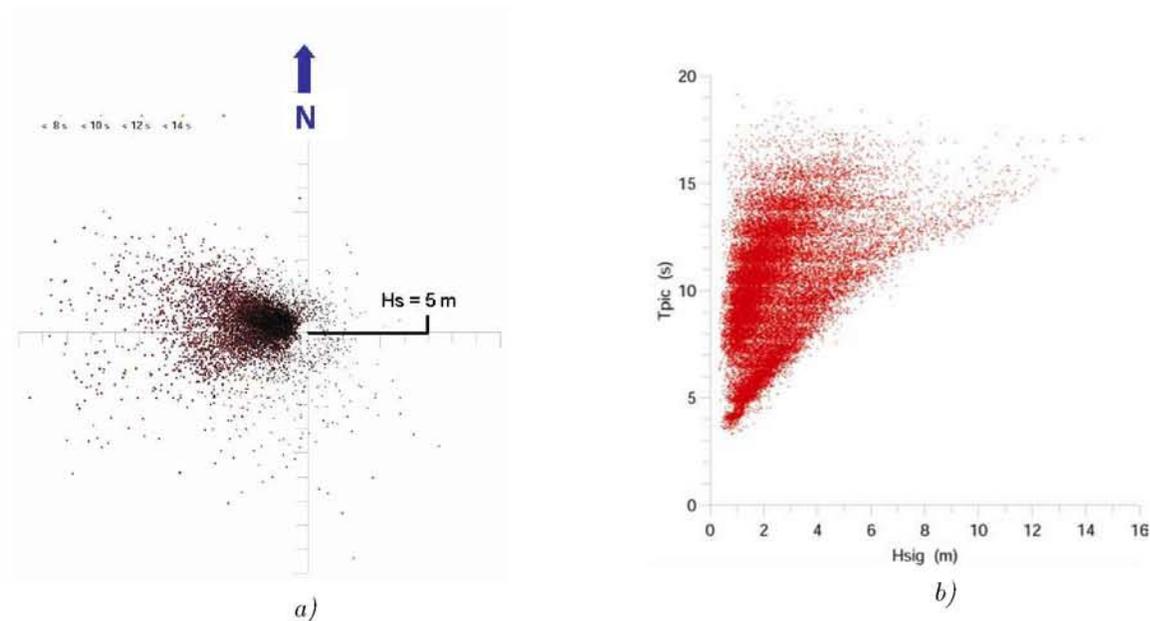


FIG. 3.8 : Base de données AES40, simulations de 1979 à 2000, point ($46.9^{\circ} N; 4.2^{\circ} W$) - a) Diagramme direction/hauteur significative/période de pic. b) Période de pic (s) en fonction de la hauteur significative (m) (Le Hir, comm. pers.).

3.2 Estimation des turbidités par télédétection satellitale

Pour avoir un premier aperçu des turbidités en Bretagne Sud les images satellites permettent de déterminer une partie de la variabilité spatio-temporelle des turbidités de surface.

Sur le Golfe de Gascogne, une analyse des images satellites SeaWiFS (NASA) et maintenant MODIS (NASA), à 1 km de résolution, est proposée par Gohin *et al.* (2005), et les résultats sont mis à disposition sur le serveur NAUSICAA¹ de l'IFREMER. Pour la turbidité, le traitement des images est fait à partir de l'algorithme de Froidefond *et al.* (2002), qui estime les MES à partir de la réflectance à 555 nm. Ici, la contribution du phytoplancton aux matières en suspension est aussi prise en compte (Gohin *et al.* 2005). Suite aux travaux récents de J.M. Froidefond, le canal à 670 nm est maintenant également considéré pour améliorer les résultats au niveau des panaches fluviaux, du fait des fortes concentrations.

Les concentrations en matières en suspension inorganiques sont obtenues par inversion des réflectances à 555 et 670 nm, compte tenu de la part du phytoplancton reliée à la concentration en chlorophylle. Celle-ci est obtenue par optimisation à partir d'une table de correspondance entre la chlorophylle et le triplet (rapports Bleu/Vert OC4, réflectance à 412 nm, réflectance à 555 nm), construite avec un jeu de mesures in-situ. L'algorithme OC4 de base calcule directement la concentration en chlorophylle, en fonction des rapports Bleu/Vert, ce qui est valable pour les eaux du large pauvres en matières minérales et substances organiques dissoutes (substances jaunes). Les réflectances à 555 nm et 412 nm permettent de prendre en compte leur effet particulièrement important en zone côtière.

En dissociant les signaux liés au phytoplancton de ceux liés aux particules minérales, les images satellites peuvent donc permettre de quantifier en concentration les parts respectives de la turbidité d'origine biologique et celle d'origine minérale. Cependant, seules les matières inorganiques sont ici considérées.

3.2.1 Moyennes mensuelles (F. Gohin, comm. pers.)

Les moyennes mensuelles sur sept années (1998-2004) des matières en suspension inorganiques estimées à partir des images SeaWiFS (NASA) sont ici présentées pour notre zone d'étude (figures 3.9 et 3.10, F. Gohin, comm. pers.). Elles mettent en évidence un signal saisonnier des matières en suspension. En hiver, de novembre à avril, apparaît une bande turbide sur le littoral atlantique avec des concentrations moyennes de surface de 4 à 10 mg/l, le maximum étant situé dans la zone Loire-Bourgneuf. L'effet des houles hivernales est ainsi clairement mis en évidence, elle remettent en suspension les sédiments qui sont ensuite mélangés et advectés dans la colonne d'eau. Les débits des fleuves sont aussi les plus élevés à cette période de l'année, pouvant exporter de la matière. Sur l'image de Février, la turbidité est plus forte sur les côtes Sud-Ouest des îles du littoral, mettant en évidence leur exposition aux houles du large. A partir d'avril, la concentration en particules diminue et les épisodes turbides sont ponctuels et se limitent plutôt à l'embouchure de la Loire et de la Vilaine. En été, les concentrations en particules minérales sont particulièrement faibles. Elles augmentent à nouveau à l'automne lorsque les premières tempêtes apparaissent.

Ces résultats sont des moyennes calculées à partir des images disponibles, les concentrations sont donc lissées, d'autant plus que les événements de fortes houles sont souvent concomitants à une couverture nuageuse importante ne permettant pas d'acquisition d'image. Les moyennes du mois de décembre sont ainsi relativement faibles pour la saison, du fait du nombre réduit d'observations.

¹<http://www.ifremer.fr/nausicaa/gascogne/index.ht>

MONTHLY SeaWiFS AVERAGES (NASA) - Non living SPM (F. Gohin IFREMER)

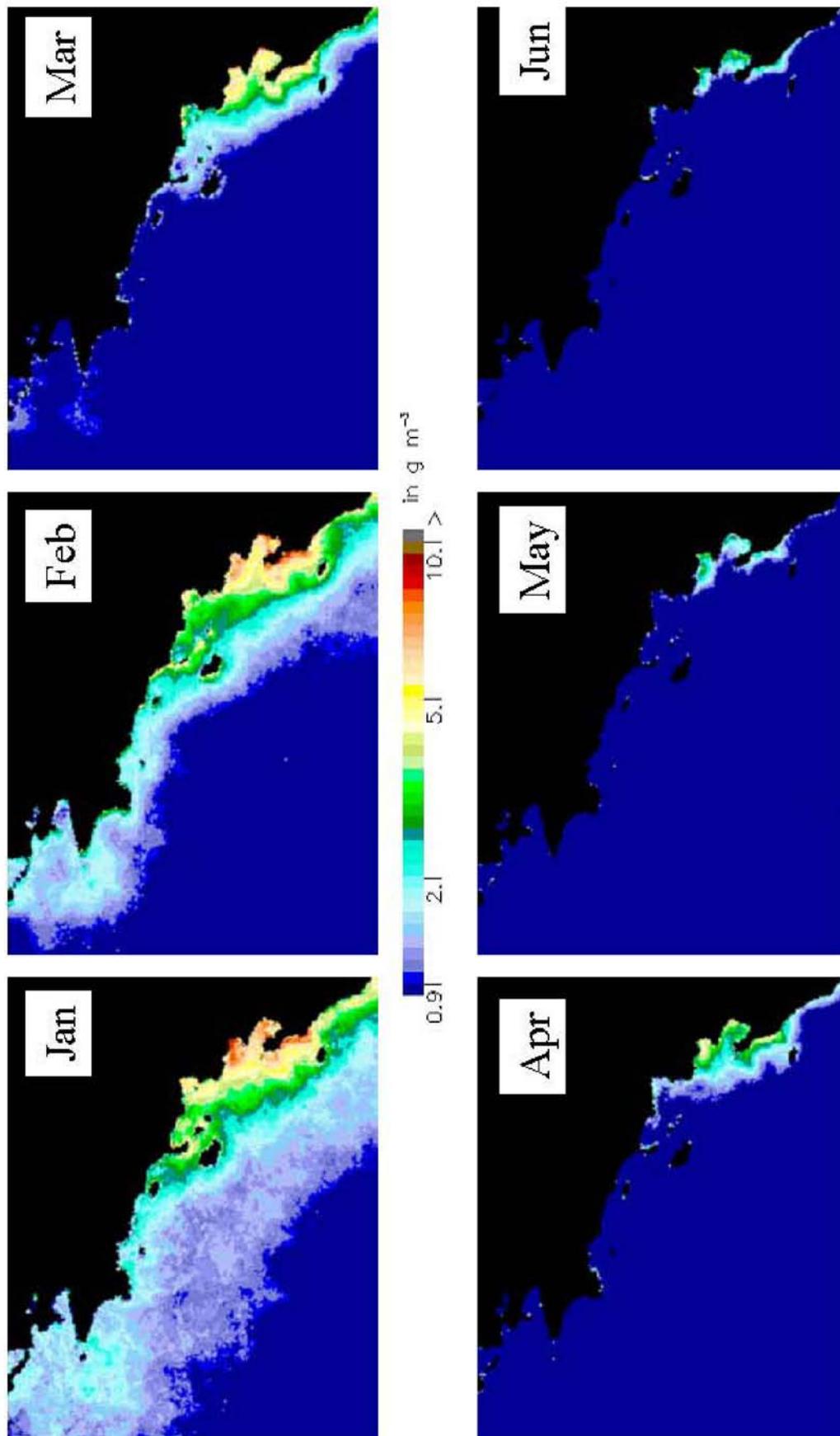


FIG. 3.9 : Moyennes mensuelles (01-06) des matières en suspension inorganiques (mg/l) de surface, obtenues à partir des images SeaWiFS (NASA). (F. Gohin, comm. pers.)

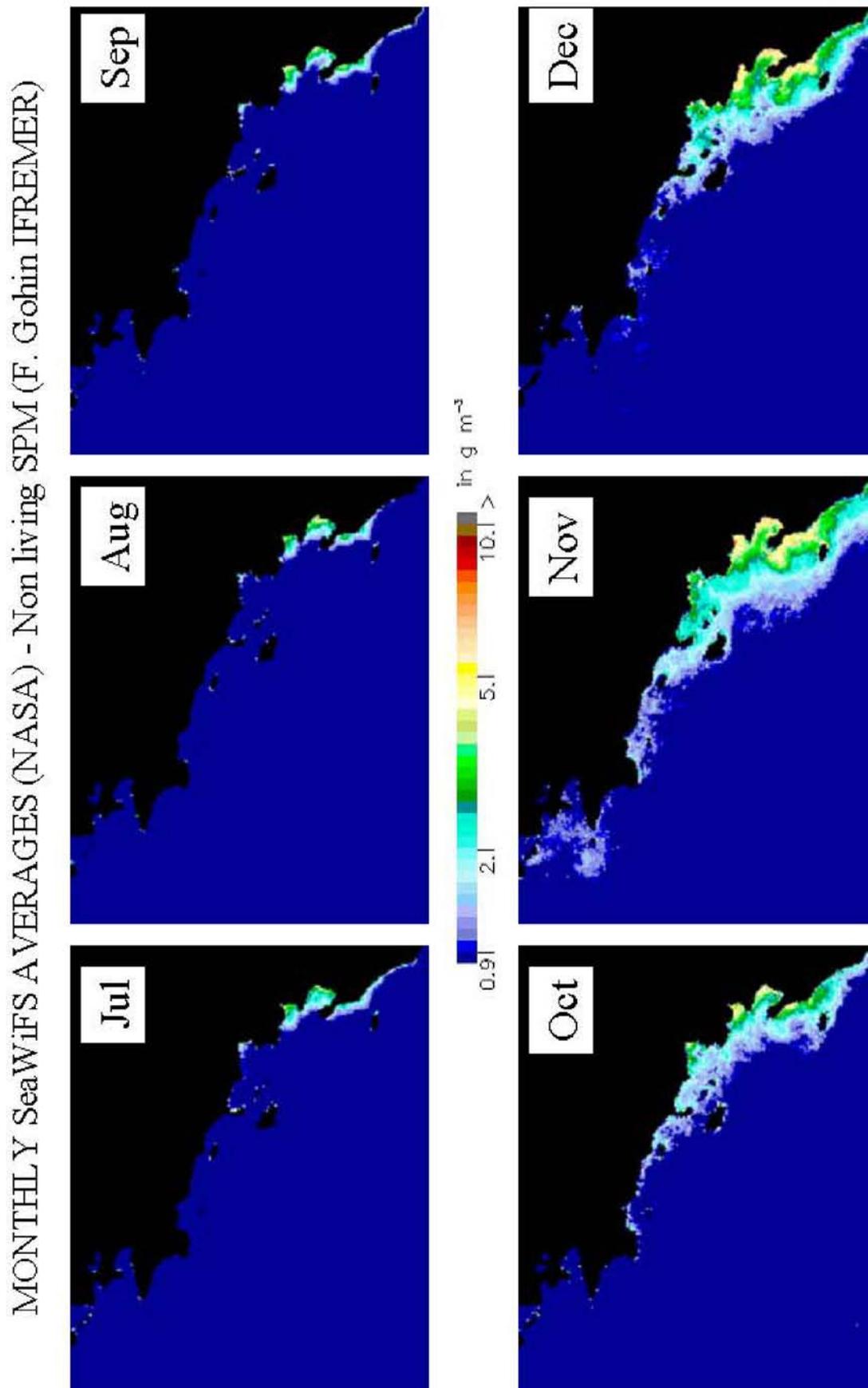


FIG. 3.10 : Moyennes mensuelles (07-12) des matières en suspension inorganiques (mg/l) de surface, obtenues à partir des images SeaWiFS (NASA). (F. Gohin, comm. pers.)

3.2.2 Résultats spécifiques à l'embouchure de la Loire

Les moyennes précédentes ne permettent pas de bien identifier les événements extrêmes tels que les crues et les épisodes de forte houle. Pour cela, il est nécessaire de repérer certaines images particulières. De plus, les images SeaWiFS et MODIS à 1km de résolution ne permettent pas toujours de bien visualiser les structures côtières. En particulier devant l'embouchure de la Loire, les turbidités côtières et le panache de la Loire sont souvent difficilement dissociables.

Dans le cadre du programme interregional d'études sur l'estuaire de la Loire (Cellule de Mesures et de Bilan de la Loire Estuarienne), J.M. Froidefond (Université de Bordeaux 1) a réalisé l'analyse d'images satellites SeaWiFS (NASA, 1 km de résolution), MODIS (NASA, 250 m de résolution) et SPOT (CNES, 20 m de résolution) acquises sur l'embouchure de la Loire, afin d'étudier l'expulsion des panaches turbides de la Loire en période de crue (Froidefond *et al.* 2003). L'analyse des images en termes de concentration massique a pu être faite grâce à deux missions de terrains effectués en 2002 et ayant permis la mise au point d'une fonction de correspondance entre les MES et les luminances SPOT (Doxaran *et al.* 2002; Froidefond *et al.* 2003). Les images SeaWiFS et MODIS sont traitées selon Froidefond *et al.* (2002).

L'étude de Froidefond *et al.* (2003) a montré que les turbidités expulsées du panache de la Loire pouvaient souvent se confondre avec les turbidités côtières générées par les remises en suspension par temps agité, et ceci d'autant plus avec les images basse résolution SeaWiFS. Lors de ces événements agités, la bande côtière turbide dépasse facilement 10 mg/l le long de la côte et s'étend vers le large jusqu'à la ligne Ile d'Yeu/Belle-Ile, avec des concentrations de 3-4 mg/l. Des concentrations de plus de 100 mg/l sont aussi estimées autour de l'île de Noirmoutier, et en particulier au passage de Fromentine.

En général, les turbidités expulsées par la Loire sont faibles par rapport aux remises en suspension. L'image du 26 mars 2002 (figure 3.11a) fait suite à un coup de vent de plus de 16 m/s mi-mars et montre en particulier des turbidités aussi fortes en baie de Bourgneuf qu'au niveau du panache de la Loire. Celui-ci peut aussi être alimenté par les remises en suspension. En période d'étiage, la situation du 28 août 1998 (figure 3.11b) montre un panache réduit avec des concentrations de 30 mg/l seulement à St-Nazaire et la courbe d'iso-concentration de 10 mg/l ne dépasse pas les pointes de Chemoulin et de St-Gildas.

Enfin, la crue exceptionnelle de janvier 2000 (débit de 5000 m³/s, marées de morte-eau) montre un panache turbide de la Loire très étendu (figure 3.12a), pénétrant dans le Mor-Bras. Les concentrations atteignent 75 mg/l devant Piriac et des patchs de très fortes turbidités (200 mg/l) sont observées devant la baie de La Baule, signalant l'expulsion du bouchon vaseux. A la pointe Nord de Noirmoutier les turbidités sont de l'ordre de 75 mg/l, entretenues par les courants de marée, indépendamment du panache. Le panache de la Loire en période de crue s'étend en général vers l'Ouest et le Nord-Ouest. Le 12 mai 2001, sa signature est visible jusqu'au sud de Belle-Ile sur l'image MODIS (figure 3.12b).

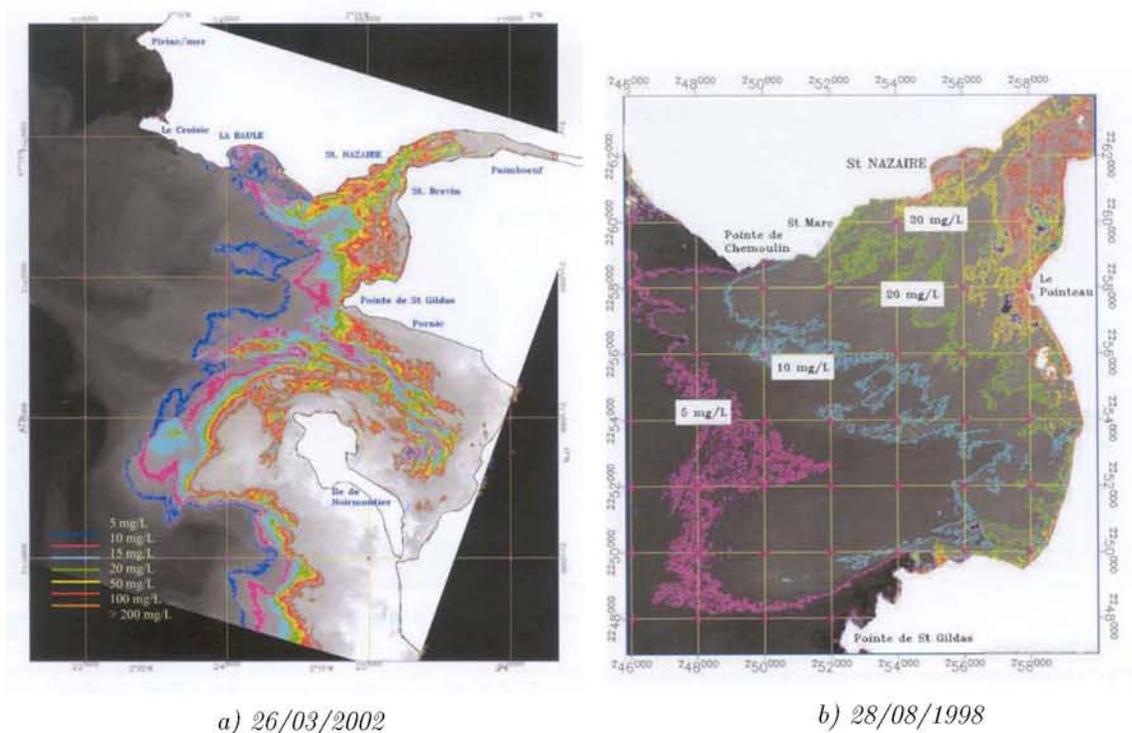


FIG. 3.11 : Images SPOT (XS1) en période d'étiage de la Loire (Froidefond et al. 2003) a) 26/03/2002 b) 28/08/1998.

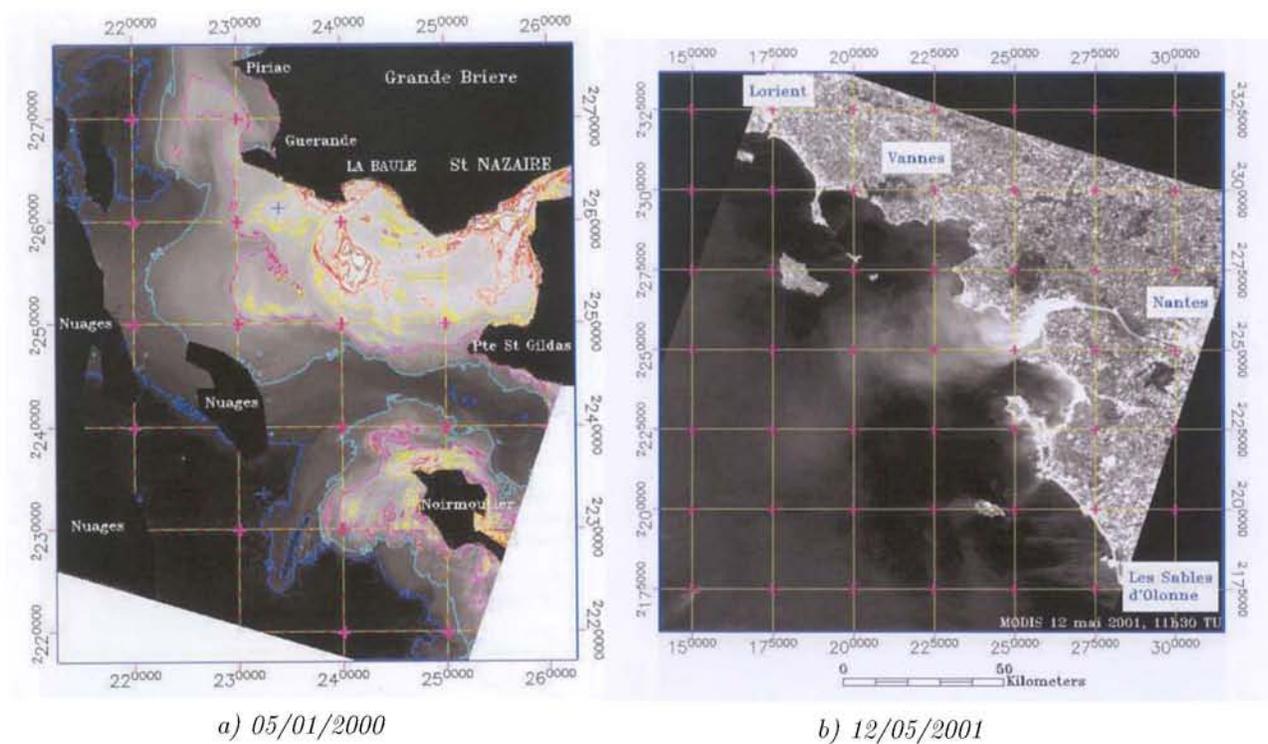


FIG. 3.12 : a) 05/01/2000 Image SPOT (XS1) en période de crue exceptionnelle de la Loire et courbes d'iso-concentration : 50 mg/l (bleu cyan), 75 mg/l (magenta), 100 mg/l (jaune), 150 mg/l (orange), 200 mg/l (rouge) et 250 mg/l (marron). (Froidefond et al. 2003) - b) 12/05/2001 Image MODIS (bande 1) en période de crue de la Loire, les concentrations sont de 30-50 mg/l à la pointe du Croisic, et >100 mg/l à l'embouchure. (Froidefond et al. 2003)

3.3 Bilan des mesures *in-situ* de turbidité disponibles

3.3.1 Données REPHY-RN0 (IFREMER)

Dans le cadre du réseau de surveillance du phytoplancton et des phycotoxines (REPHY), du réseau de contrôle microbiologique (REMI) et du réseau national d'observation de la qualité du milieu marin (RNO), de nombreux paramètres physiques, chimiques et biologiques de description de l'environnement littoral sont mesurés depuis plusieurs années. La base de données résultante (appelée QUADRIGE) commence en 1987 pour certains points des réseaux REMI et REPHY, et en 1974 pour le RNO.

La turbidité est un des paramètres du réseau REPHY. Elle est mesurée au laboratoire après prélèvement en mer, avec un turbidimètre optique de laboratoire, de type néphélomètre HACH, fournissant une mesure en NTU. Cette mesure accompagne celle d'autres paramètres, notamment de quantification du phytoplancton toxique. L'acquisition n'est donc pas régulière dans le temps ni dans l'espace, elle dépend de la saison, des zones sensibles et des alertes éventuelles. D'autre part la mesure est réalisée à bord de petites vedettes côtières, qui ne peuvent effectuer de prélèvement lorsque les conditions météorologiques ne sont pas favorables. La turbidité est donc habituellement mesurée par période de mer calme, et plus fréquemment au printemps et en été.

Sur la figure 3.13, sont situés quelques points du réseau REPHY, sélectionnés pour leur caractère moins littoral. En effet, certains points de mesure des réseaux de surveillance sont situés dans les baies, les petits fleuves, ou les ports, la turbidité mesurée est alors liée aux forçages locaux, comme le débit de la rivière, les activités ostréicoles, les passages de bateaux. Cependant, quelques points à la côte ont été conservés, notamment en baie de Vilaine. De plus les mesures sont habituellement faites à basse-mer, en surface ou à mi-profondeur, dans des zones peu profondes (5-10m). Il convient donc d'analyser ces mesures avec précaution, en se rappelant toutes les spécificités signalées.

Les résultats des mesures de turbidité ont été synthétisés pour chaque point sur les figures 3.14 à 3.16, en plaçant toutes les mesures disponibles sur une même année (temps en jour julien). L'étendue de la période de mesures est indiquée, pour chaque point, à gauche de la figure. La forte densité des points en milieu d'année (jours 100-280), résulte d'une part de l'augmentation de prélèvements d'avril à septembre, et d'autre part de la faible gamme de variation de la turbidité pendant cette période. Notons aussi que la turbidité peut être augmentée par la présence de phytoplancton à cette époque.

Enfin, pour avoir un ordre de grandeur, la relation entre la néphélogétrie et la concentration massique est la suivante : $[mg/l] = 1.3-1.7[NTU]$ (résultats de plusieurs calibrations effectuées dans notre zone d'étude).

D'une manière générale, les turbidités sont faibles en été et plus importantes l'hiver, du fait des conditions plus agitées. Les turbidités les plus importantes sont observées dans la zone Loire-Baie de Bourgneuf. Au Bois de la Chaise (point 18, Noirmoutier), alors qu'en juillet-août (jours 186-248) elles ne dépassent pas 5 NTU, elles varient de 5 à 40 NTU le reste de l'année, et peuvent atteindre plus de 100 NTU en hiver. A Fromentine, (point 19), les valeurs sont du même ordre mais les valeurs estivales sont bien plus fortes (0 à 20 NTU en été, 0 à 50 NTU en hiver, jusqu'à 80 NTU en été comme en hiver). De même, sur la côte Nord-vendéenne (point 20), les turbidités peuvent être assez élevées l'été (des valeurs à 20-50 NTU, en plus de valeurs à 1-5 NTU), et atteignent 100 NTU l'hiver. A l'île d'Yeu (points 21 et 22), les turbidités sont bien plus faibles, inférieures à 5 NTU, avec quelques valeurs autour de 10 NTU.

Au niveau de l'estuaire de la Loire, les quelques valeurs disponibles à l'embouchure (point 16)

vont de 5 à 55 NTU. A la Pointe St Gildas (point 17), les turbidités varient en moyenne de 10 à 30 NTU l'hiver, 1 à 20 au printemps, et 1 à 5 NTU l'été. A Pornichet (point 15) et au Croisic (point 14), les valeurs sont de 0.5-3 NTU l'été, et sont inférieures à 40 NTU l'hiver.

Dans la baie de la Vilaine, les turbidités au Nord de l'île Dumet (point 10) sont inférieures à 5 NTU l'été et les quelques fortes valeurs hivernales sont d'environ 25 NTU. Le point Ouest Loscolo (point 13) a des valeurs de 0.5 à 8 NTU l'été, et de 5 à 40 l'hiver. Plus proche de l'embouchure (points 11 et 12), il y a très peu de mesures l'hiver, et les valeurs estivales sont en moyenne de 0.5 à 8 NTU, avec des pics à 20-30 NTU. Ces fortes valeurs estivales sont à relier au débit de la Vilaine et aux développements de phytoplancton.

Dans la baie de Quiberon (point 7), les turbidités estivales sont inférieures à 3 NTU, alors qu'au printemps et en hiver, elles sont entre 1 et 20 NTU. Plus au large, la turbidité à Houat (point 6) est inférieure à 2 NTU l'été et il y a très peu de mesures en hiver.

Au Nord de l'île de Groix (point 4), aux îles de Glénan (point 2) et à la pointe de Trévignon (point 3), les turbidités sont inférieures à 3 NTU en été, et entre 2 et 4 NTU en hiver. Enfin, dans la baie de Concarneau, les mesures estivales sont inférieures à 4 NTU.

Synthèse : ces données montrent que les plus fortes turbidités sont observées en hiver en baie de Bourgneuf et sur la côte Nord Vendéenne, variant de 10 à 60 NTU, avec des événements ponctuels supérieurs à 100 NTU. En baie de Vilaine, les observations sont rares en hiver, mais quelques valeurs à 30-40 NTU ont été mesurées. En baie de Quiberon, les turbidités atteignent 20 NTU en hiver. Dans la partie Ouest de la zone, les valeurs hivernales et estivales sont inférieures à 5 NTU. En été, les plus fortes turbidités sont observées à Fromentine et St-Jean-de-Mont (1-40 NTU), ainsi qu'à l'embouchure de la Vilaine (0.5-8 NTU, jusqu'à 30 NTU). Dans le Mor-Bras, la turbidité estivale est inférieure à 5 NTU. En plusieurs points, les turbidités printanières peuvent être liées aux conditions météorologiques et hydrologiques, mais aussi aux efflorescences de phytoplancton (Baies de Quiberon, Vilaine et Bourgneuf).

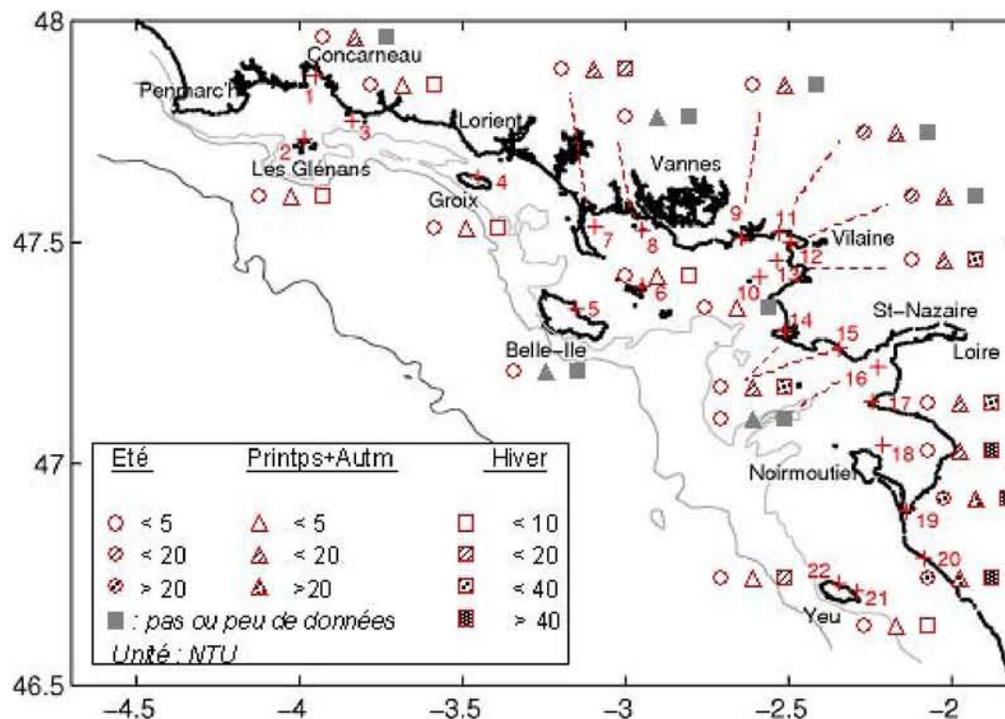


FIG. 3.13 : Situation de 22 points de mesures REPHY et synthèse des données de néphélogéométrie (NTU).

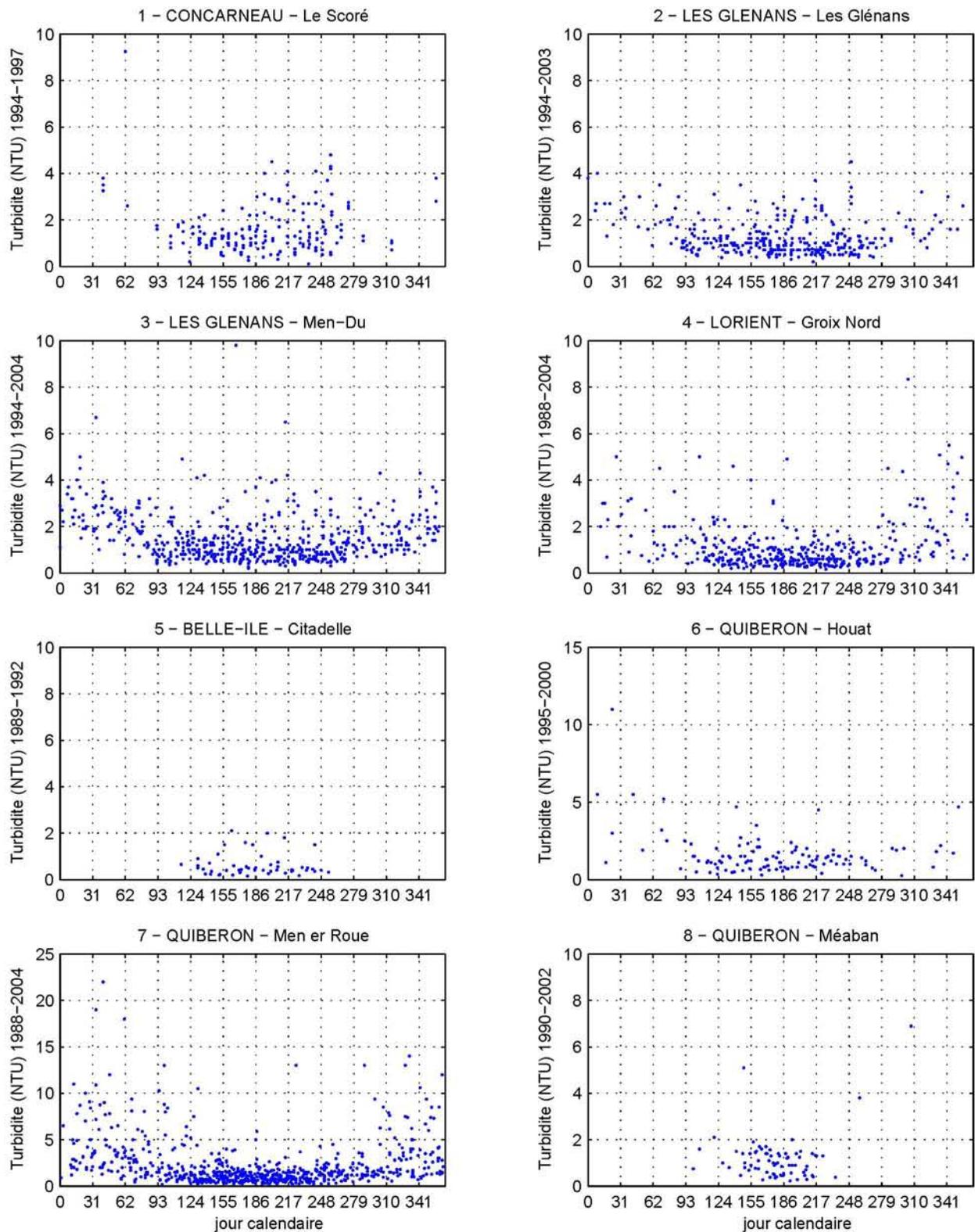


FIG. 3.14 : Points REPHY 1 à 8 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).

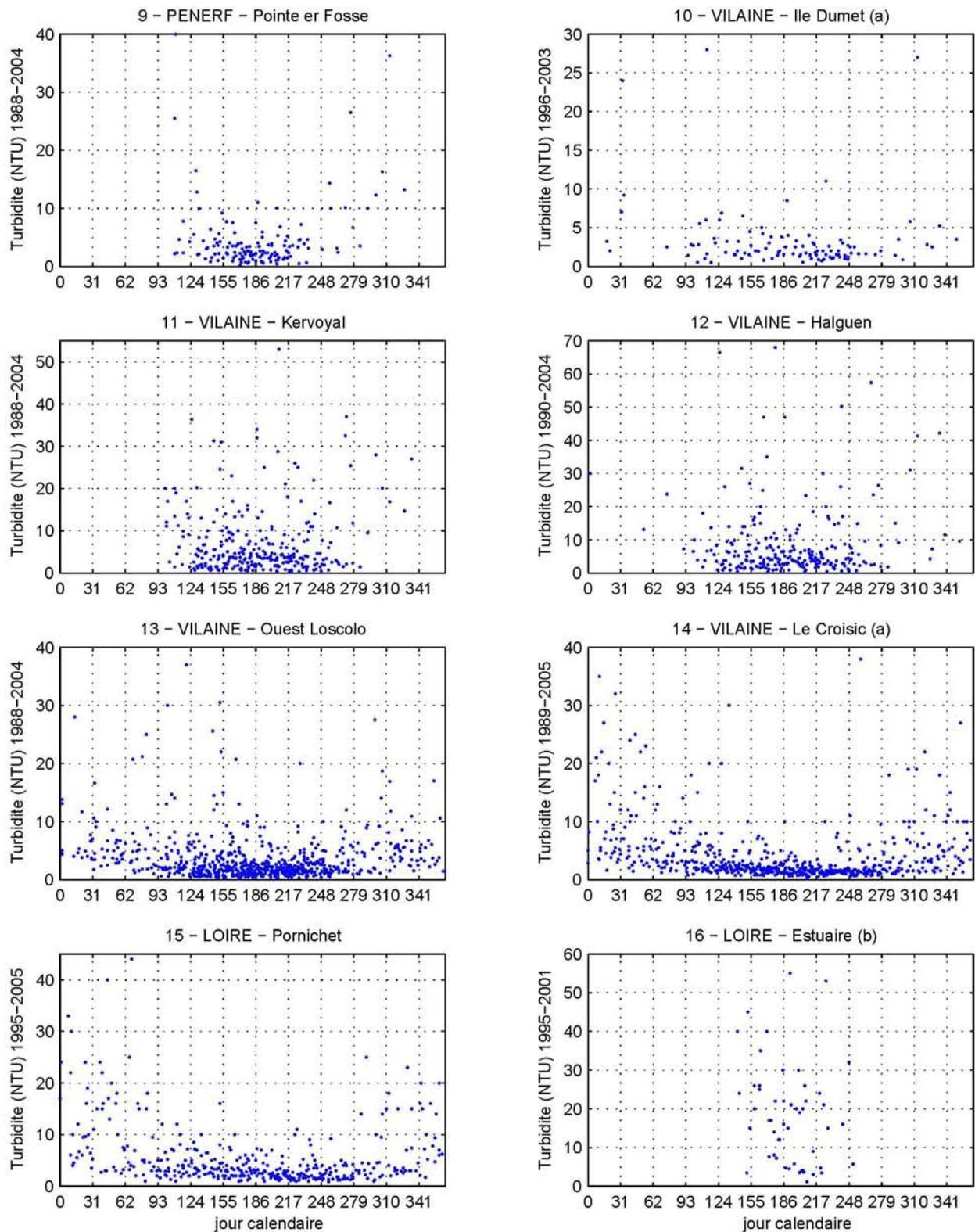


FIG. 3.15 : Points REPHY 9 à 16 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).

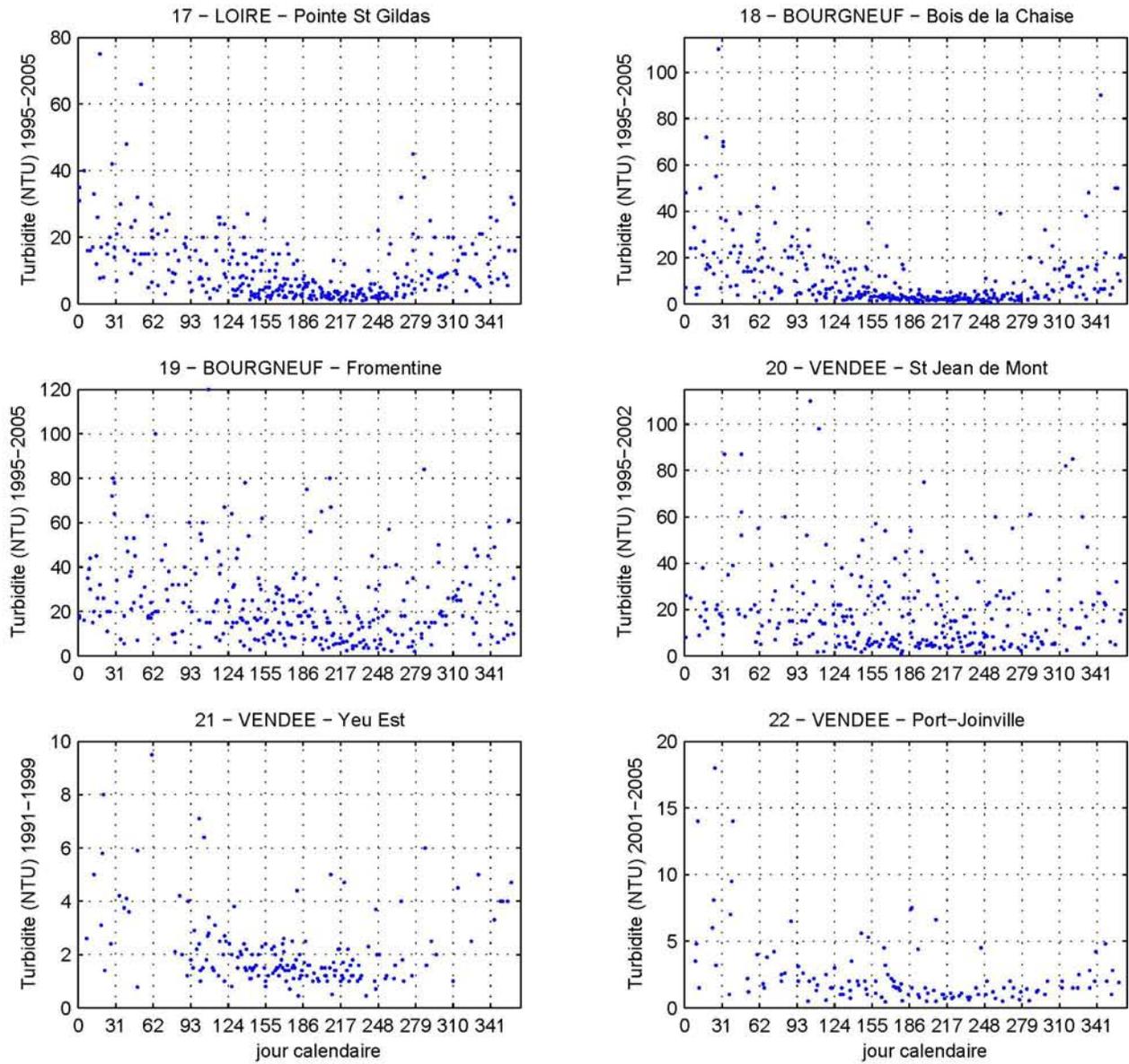


FIG. 3.16 : Points REPHY 17 à 22 - Répartition des turbidités (NTU) sur l'année (temps en jour de l'année en cours).

3.3.2 Inventaire des mesures de turbidité réalisées lors des campagnes en mer

L'inventaire des mesures *in-situ* de turbidité réalisées en Bretagne Sud au cours des campagnes en mer SHOM, IFREMER et CNRS ces dernières années est présenté dans le tableau 3.1. Les mesures sont organisées en réseau (ou radiales) de stations, à partir de capteurs grésés sur une bathysonde et de prélèvements à la bouteille Niskin. Les mesures *in-situ* sont donc souvent réalisées en plusieurs jours sur un domaine plus ou moins étendu et restent donc des mesures ponctuelles et éparses. De plus, elles ne peuvent être faites qu'en conditions de mer et de vent assez calmes et les turbidités sont souvent faibles par rapport à ce que peuvent montrer les images satellites en hiver. Par contre, elles apportent des éléments essentiels sur la structure verticale des turbidités sur toute la colonne d'eau.

En général, différentes informations "turbidité" sont mesurées, du fait de leur spécificité à chacune :

- pesées des Matières En Suspension (MES) après prélèvement, fournissant une concentration massique (mg/l),
- mesures au néphélomètre (en NTU) après prélèvement,
- profils verticaux de transmissiométrie, permettant de calculer un coefficient d'atténuation à 660 nm ou 530 nm (m^{-1}),
- profils verticaux de micro-granulométrie *in-situ*, mesurant par diffraction les distributions volumiques de 30 classes de particules, une charge volumique totale et un coefficient d'atténuation à 820 nm (l'appareil utilisé était exclusivement le micro-granulomètre laser *in-situ* CILAS-IFREMER),
- profils verticaux de rétrodiffusion optique (OBS, LSS)

Ces différents instruments et principes de mesure sont présentés en Annexe C.

Pour analyser les facteurs de turbidité, il est souvent nécessaire d'exploiter toutes ces sources d'information. L'ensemble des mesures a donc été analysé à ces fins. Les résultats des dernières campagnes réalisées pendant la thèse sont présentés en détail dans la section suivante, ils sont représentatifs des conditions printanières (MODYCOT 2003), estivales (VILOIR) et automnales agitées (OPTIC-PCAF 2004). Les résultats des campagnes antérieures sont présentés en Annexe F.

Cependant, la concentration massique, obtenue par pesée des MES, reste un paramètre de référence pour quantifier les signaux de turbidité en relation avec les conditions hydrologiques et hydrodynamiques, et également du fait que la modélisation numérique du transport sédimentaire est basée sur la quantification de cette grandeur. Or les pesées de MES sont fastidieuses à réaliser en grand nombre, et c'est aussi la raison pour laquelle des capteurs optiques sont utilisés pour réaliser des profils de toute la colonne d'eau. De plus, les pesées de MES sont souvent faites en surface, car la plupart des campagnes en mer ont une finalité bio-géochimique, dont les processus ont lieu principalement dans la couche euphotique. Les mesures au néphélomètre (NTU) sont plus rapides et permettent souvent de compléter l'information au fond, les corrélations entre les deux mesures étant généralement très satisfaisantes.

L'homogénéisation des différentes mesures de turbidité effectuées lors des campagnes a donc ici été faite en les calibrant en concentration massique lorsque cela était possible. La synthèse des résultats est faite dans la section 3.5.

Nom campagne	Période	Zone	Mesures Turbidité
Transeplat II	03/1983	3-6, 8-11	MES(s+f), NTU(s+f)
Hydroplancton	10/1988	1	MES(s+f)
VILPHOS I	03/1989	1	MES(s+f)
VILPHOS II	08/1989	1	MES(s+f)
ECOLOIRE	07/1999	1-3	MES(s+f), NTU(s+f)
MODYCOT 99-1	04/1999	4-11	trans(P), NTU(s+i)
MODYCOT 99-2	06/1999	4-11	trans(P), NTU(s+i)
MODYCOT 99-3	09/1999	4-11	trans(P), NTU(s+i)
MODYCOT 2000	03/2000	4-6, 9-10	trans(P), NTU(s+f)
NUTRIGAS 2001	02/2000	1-11	MES(s+i+f), μ -granu(P)
MODYCOT 2001-1	04/2001	4-8	MES(s), NTU(s+f), trans(P)
MODYCOT 2001-2	09/2001	4-8	MES(s), NTU(s+f), trans(P)
GASPROD	04/2002	1-11	MES(s), NTU(s+i+f), μ -granu(P)
TROPHAL	09/2002	5-6, 8-10	MES, NTU, μ -granu(P)
MODYCOT 2002	10/2002	4-8	MES(s), NTU(s+i), trans(P)
PREMOD	01/2003	1	MES(f), NTU(f)
MODYCOT-TURBI 2003	03/2003	1-8	MES(s+f), NTU(s+f), trans(P)
VILLOIR	06/2003	1-5	MES(s+f), μ -granu(P)
OPTIC-PCAF 2004	10/2004	1-5	MES(s+f), NTU(s+f), μ -granu(P), trans(P), LSS(P)
OPTIC 2005	02/2005	1	MES(s+f), NTU(s+f), trans(P), OBS(P)

TAB. 3.1 : Tableau récapitulatif des mesures de turbidité in-situ réalisées en Bretagne Sud lors des campagnes en mer 1983-2005. MES : pesées de MES; NTU : néphélomètre; trans : transmissiomètre; μ -granu : micro-granulomètre laser in-situ CILAS. P=profils verticaux; s=surface; i=intermédiaire; f=fond. La numérotation des zones est indiquée sur la figure 3.17

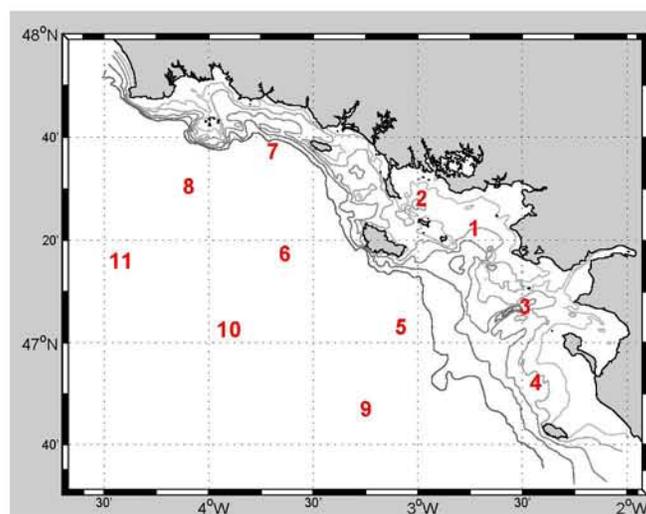


FIG. 3.17 : Définition des zones échantillonnées lors des campagnes en mer du tableau 3.1.

3.4 Analyse des nouvelles campagnes en mer

Les campagnes récentes du SHOM, MODYCOT-TURBI 2003 et OPTIC-PCAF 2004, s'inscrivent dans la continuité des projets Modycot et Bio-Modycot, visant à améliorer la connaissance de l'environnement marin par petits fonds. Pour cela, les campagnes en mer réalisées par le SHOM sur le plateau continental atlantique ont pour but d'acquérir des données *in-situ* d'hydrologie, biogéochimie et turbidité afin d'améliorer et valider les modèles numériques côtiers. Dans le cadre de cette thèse et d'une collaboration SHOM/IFREMER/Université de Bordeaux 1, de nouvelles mesures de turbidité ont été acquises dans la zone côtière Bretagne Sud, avec des profils de micro-granulométrie *in-situ* et davantage de pesées de MES. A cela s'est ajoutée la mise en place des mouillages en mer d'ADCP, présentés et analysés dans le chapitre 2 et la section 3.6, pour l'étude de la mesure de turbidité par acoustique. Ici, seule l'analyse des mesures de turbidités sur le domaine Bretagne Sud est faite. La campagne MODYCOT-TURBI 2003 a été faite en conditions printanières plutôt calmes, la campagne OPTIC-PCAF 2004 en conditions automnales en partie agitées.

A ces deux campagnes s'ajoutent les mesures réalisées lors de la campagne VILOIR d'IFREMER, en conditions estivales.

3.4.1 Conditions printanières : MODYCOT-TURBI mars 2003

(SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1)

Le réseau de stations en Bretagne Sud a été réalisé du 27 au 30 Mars 2003 (réseau R2 Loire, figure 3.20). Pour les autres réseaux de mesures effectuées, réseau R1 Plateau et R2 Gironde, on se référera aux rapports particuliers (MHA 2003a; EPSHOM 2003). Les mesures suivantes ont été réalisées : des pesées de MES en surface (quelques unes au fond), des mesures au néphélomètre (HACH 18900) en surface et au fond, des profils de transmissiométrie (WET-Labs) à 660 nm, de fluorimétrie et de micro-granulométrie laser *in-situ* (CILAS-IFREMER), mesurant le pourcentage volumique de 30 classes de taille des particules (0-400 μm), une charge volumique totale et un pourcentage de transmission du faisceau laser, fournissant un coefficient d'atténuation à 820 nm.

La figure 3.18b montre la calibration de la charge volumique totale obtenue avec le granulomètre laser *in-situ* avec les pesées de MES (figure 3.20). La relation en noir est obtenue avec tous les points, alors que la relation linéaire en bleu est obtenue sans prendre en compte les deux points noirs, supposés être liés à des particules organiques (forte charge volumique pour faible masse). Cette relation se rapproche de celle que l'on peut obtenir avec des particules minérales, mais ici les plus forts signaux de charge volumique sont liés à des cellules phytoplanctoniques (dans la zone Loire-Vilaine) et la calibration de forme puissance semble donc la mieux adaptée pour obtenir une concentration massique réaliste. C'est donc celle-ci qui est considérée sur les figures 3.21 et 3.22. D'autre part, la calibration des coefficients d'atténuation à 660 nm (transmissiomètre) et 820 nm (granulomètre) sont présentées sur la figure 3.19. La dispersion est plus forte à 660 nm, du fait de la plus grande sensibilité aux particules organiques.

Les distributions en surface et au fond des différents paramètres mesurés sont représentés sur la figure 3.21. La radiale au sud de Belle-Ile (figure 3.22) montre la structure verticale de la masse d'eau, liée au panache de la Loire. La salinité de 28 psu en surface au sud du Croisic, est liée à l'écoulement vers le Nord du panache de la Loire, dont le débit était de 1500 m³/s début mars 2003. La dessalure de surface (32-33 psu) sur les stations côtières au Nord-Ouest de Belle-Ile met en évidence la signature hivernale de la Vilaine et de la Loire, mais aussi des petits fleuves dans la zone (Odet, Aven, Laïta).

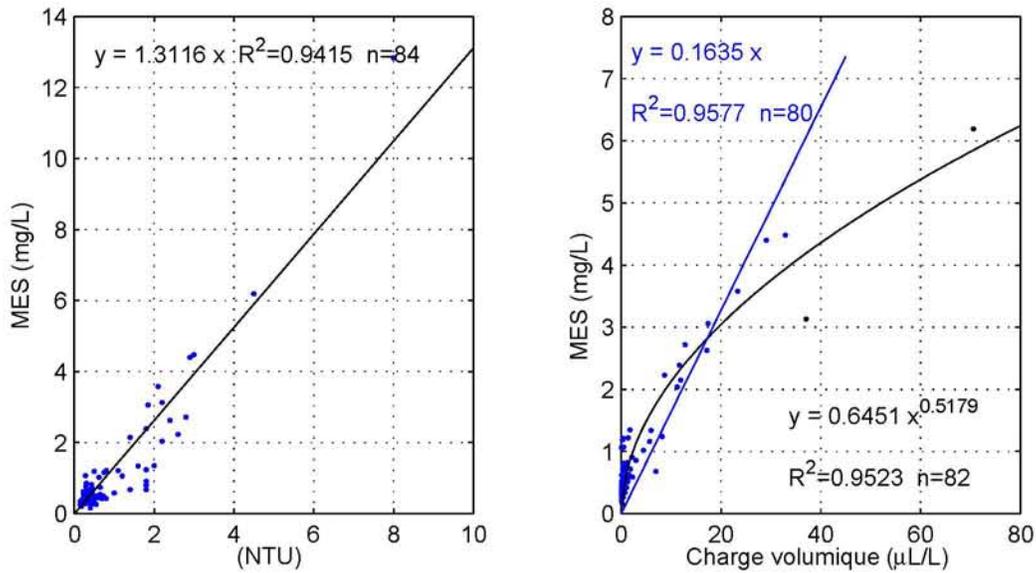


FIG. 3.18 : Campagne MODYCOT mars 2003. a) Calibration des mesures de néphélogétrie (NTU) en concentration massique avec les MES (mg/l) ; b) Calibration de la charge volumique (µl/l) avec les MES (mg/l).

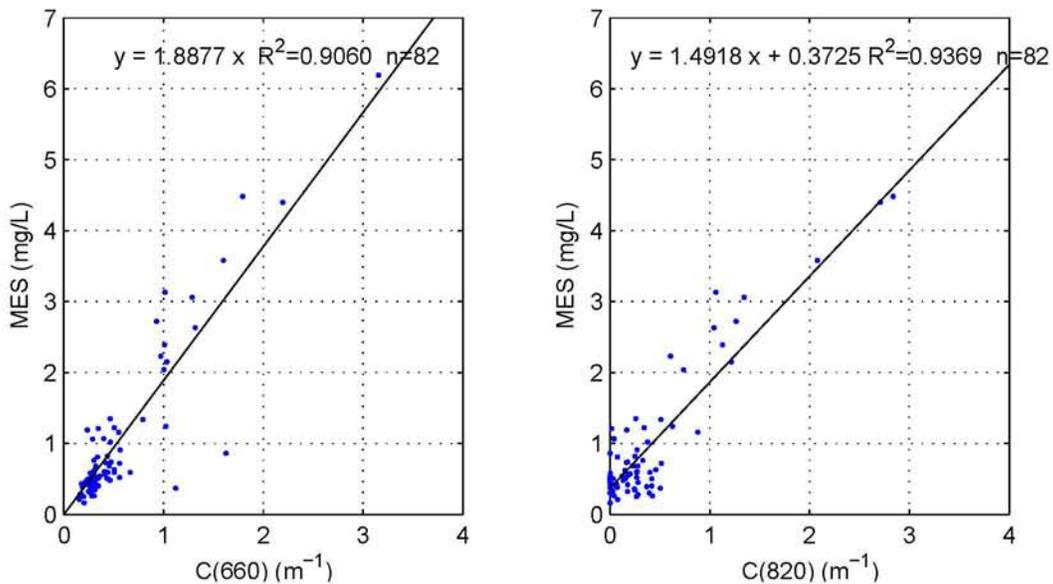


FIG. 3.19 : Campagne MODYCOT mars 2003. Calibration des mesures de transmission en concentration massique avec les MES (mg/l) a) calibration du coefficient d'atténuation à 660 nm (transmissiomètre WetLabs) b) Calibration du coefficient d'atténuation à 820 nm (granulomètre laser in-situ).

La présence de phytoplancton est observée dans le panache de la Loire et jusque dans le Mor-Bras avec des concentrations de $4 \mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$ dans la couche de surface. Elle est aussi observée, en plus faible concentration, au sud de la zone ($2 \mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$) et à l'ouest de Belle-Ile ($1 \mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$), composée de particules de $3\text{-}20 \mu\text{m}$ (figure 3.23). Le signal de charge volumique (acquis avec le micro-granulomètre laser) est ainsi plus important dans la zone Loire-Vilaine ($30 \mu\text{l}/\text{l}$), correspondant à des grosses particules et une concentration massique en surface de $6 \text{mg}/\text{l}$ à la station 45 et de $3 \text{mg}/\text{l}$ à l'entrée du Mor-Bras. Au large, il est corrélé au phytoplancton dans la couche de surface, avec des concentrations massiques de l'ordre de $1 \text{mg}/\text{l}$. Au fond, il résulte de la présence d'une couche turbide, visible notamment sur les profils 70 et 56 (figure 3.23).

L'augmentation de la charge au fond sur la plupart des stations, peut résulter des flux particulaires verticaux (particules minérales ou détritiques organiques), mais aussi de la remise en suspension par les houles hivernales, entretenant une couche turbide de fond (A la station 70 en particulier, où les fonds sont composés de sédiments fins). Lors de cette campagne, des mesures de Carbone Organique Particulaire (COP) ont aussi été faites par J.M. Froidefond (Université Bordeaux 1) avec un LECO. Les résultats sont exprimés en pourcentage par rapport aux MES totales (fig 3.20). Dans la zone Loire-Vilaine, le pourcentage de COP est de 10% en surface, alors qu'ailleurs il fluctue de 20 à 30%, avec quelques exceptions au sud-Ouest de Belle-Ile (inférieur à 4%). Au large, la Matière Organique Particulaire (MOP) représente donc 40 à 60% des MES en surface (MOP \sim 2 COP). Au fond, les quelques mesures donnent 6.5% dans le Mor-Bras, et jusqu'à 60% dans la couche néphéloïde au sud de Croix, indiquant la nature détritique organique des flux particulaires composant cette couche de fond.

Les observations au Microscope Optique à Balayage (MEB) faites par J.M. Froidefond et E. Sellier (CREMEM, Université de Bordeaux 1) mettent en évidence la variabilité des particules présentes dans le milieu (Froidefond *et al.* 2004). En surface, une majorité de dinoflagellés et pelotes fécales sont observées à l'Ouest de Noirmoutier, et beaucoup de matière organique au Sud-Ouest de l'Île de Croix. A l'Ouest de Belle-Ile (juste au Sud des stations où le pourcentage de COP est faible), les observations montrent la présence de particules argileuses et de dinoflagellés en surface, et des diatomés et des particules minérales au fond. Partout, de nombreuses fibres de verre sont aussi trouvées dans les échantillons. Dans le Mor-Bras, de nombreuses colonies de diatomées en chaîne sont identifiées ainsi que des particules minérales.

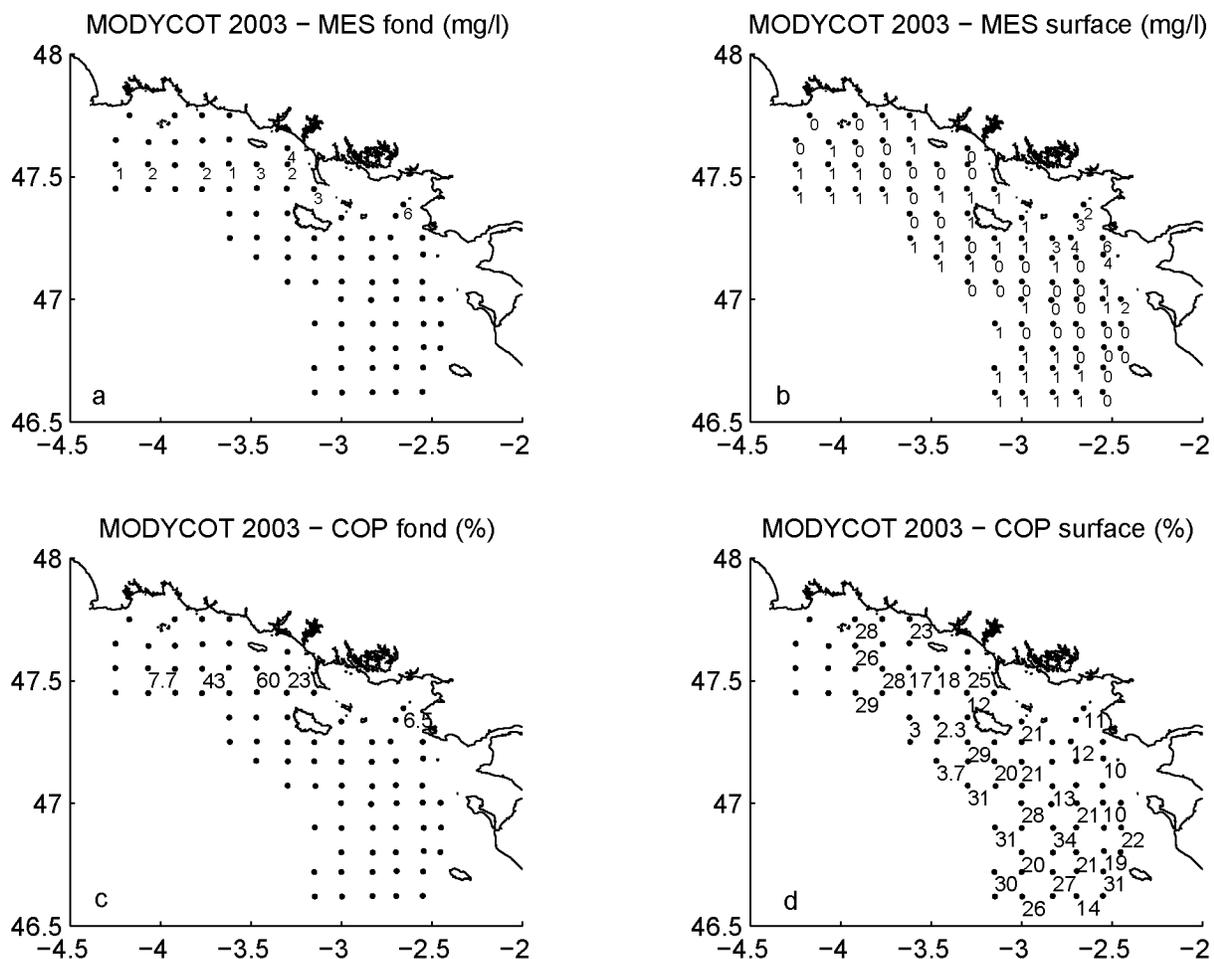


FIG. 3.20 : Campagne MODYCOT mars 2003. Position des stations (points). En haut : valeurs arrondies des MES au fond (a) et en surface (b), là où il y a des mesures. En bas : Pourcentage de COP au fond (c) et en surface (d). (Froidefond, comm. pers.)

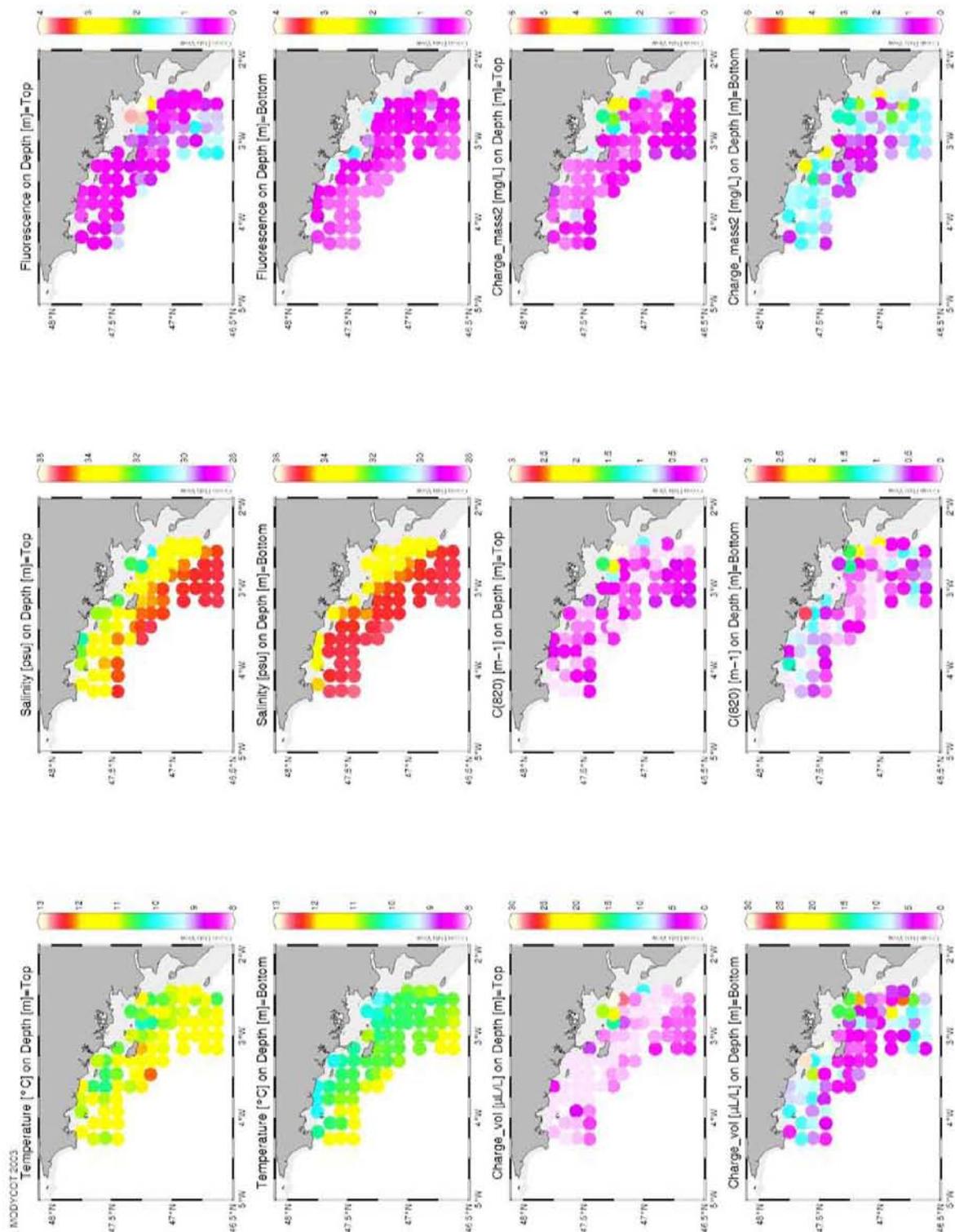


FIG. 3.21 : Campagne MODYCOT mars 2003. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les MES).

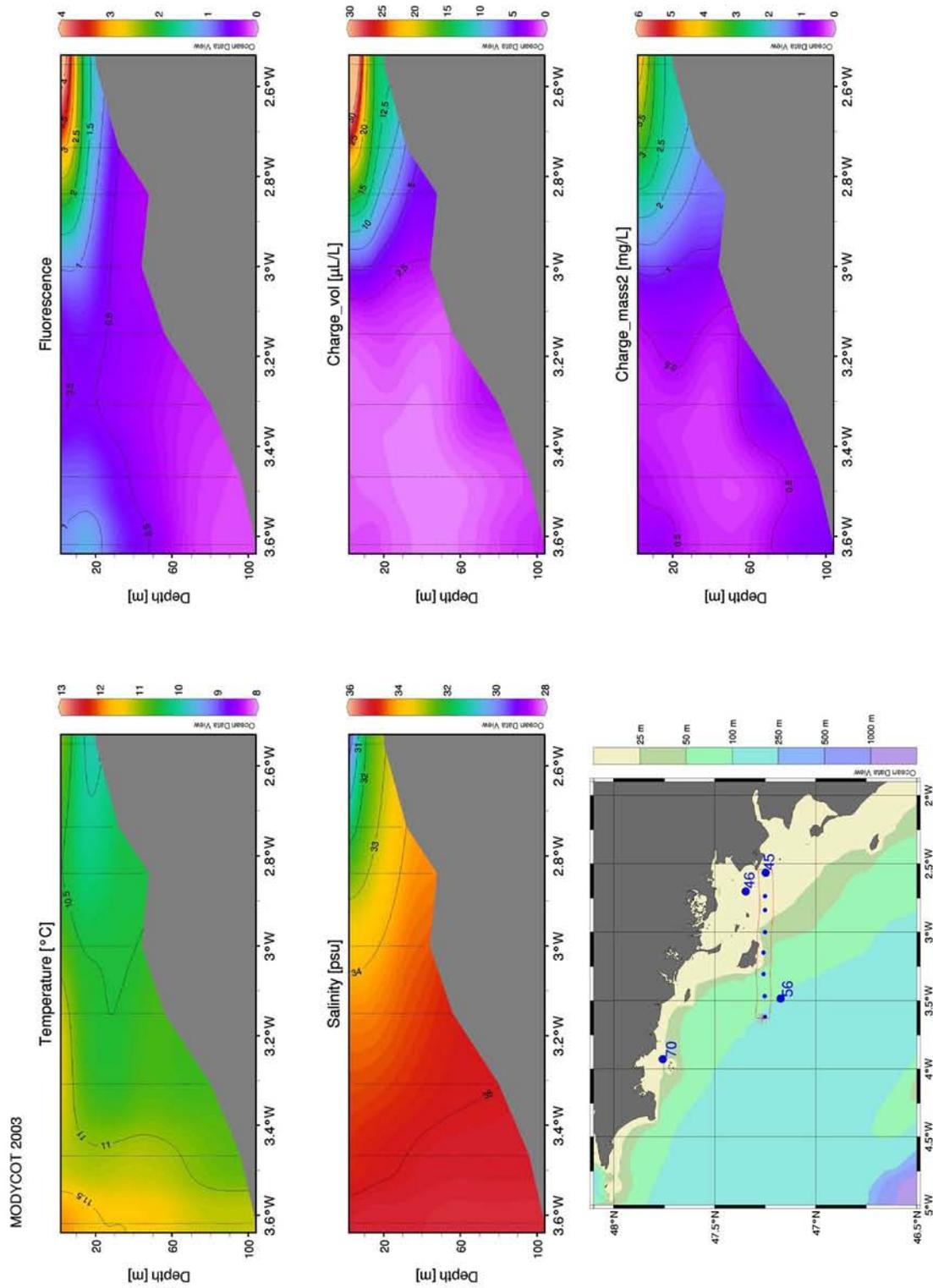


FIG. 3.22 : Campagne MODYCOT mars 2003. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les MES).

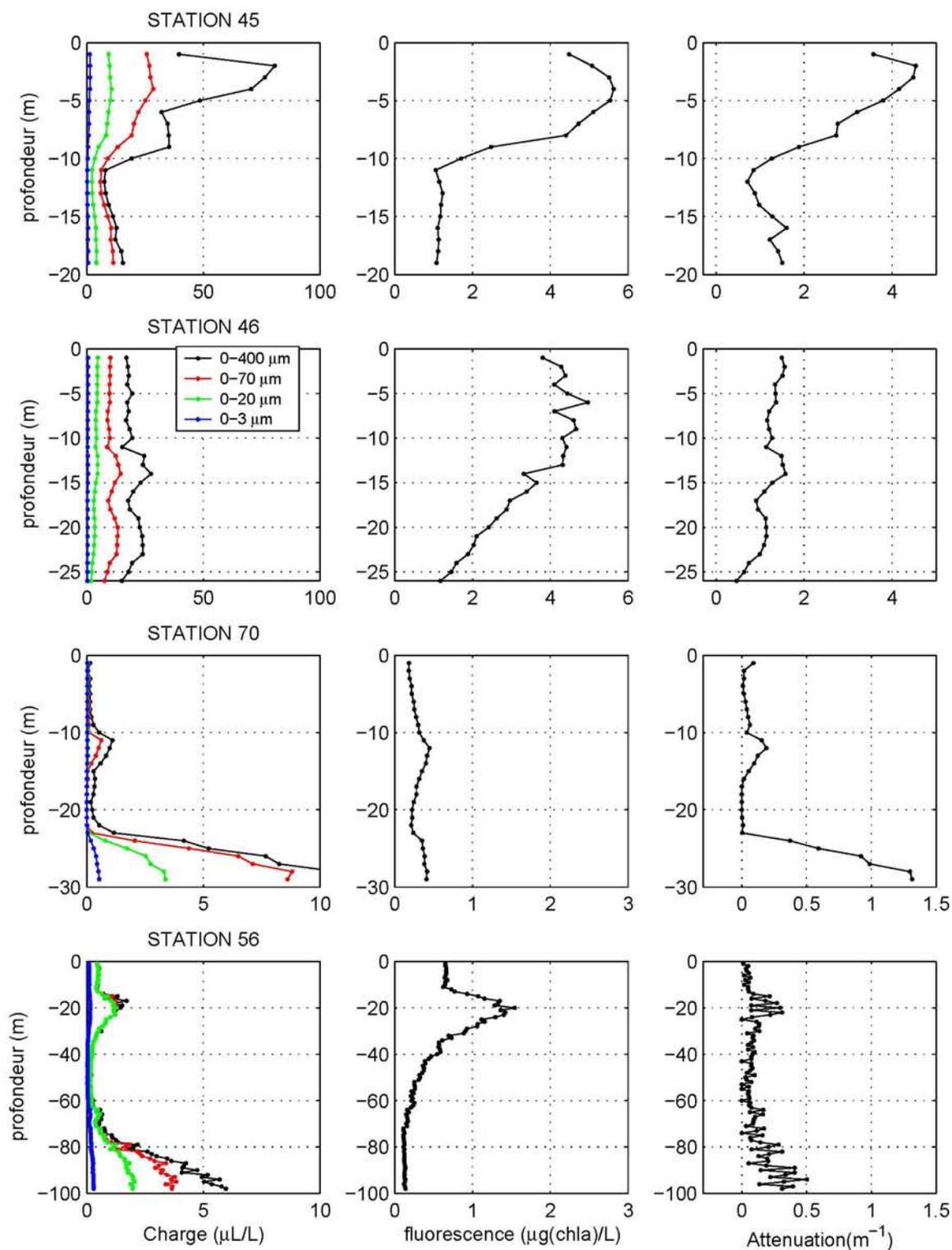


FIG. 3.23 : Campagne MODYCOT mars 2003. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820$ nm), à quatre stations différentes (localisation figure 3.21). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.

3.4.2 Conditions estivales : VILOIR juin 2003 (IFREMER)

L'objectif de cette campagne était de caractériser les structures hydrologiques et les populations phytoplanctoniques présentes dans la zone Loire-Vilaine en période estivale. Des profils de fluorimétrie et de micro-granulométrie in-situ (CILAS-IFREMER) ont été faits, ainsi que des pesées MES.

La calibration de la charge volumique en concentration massique donne la relation suivante (figure 3.24) : $[\text{mg/l}] = 0.0935 [\mu\text{l/l}]$ ($R^2=0.972$, $n=55$, gamme 0-40 mg/l).

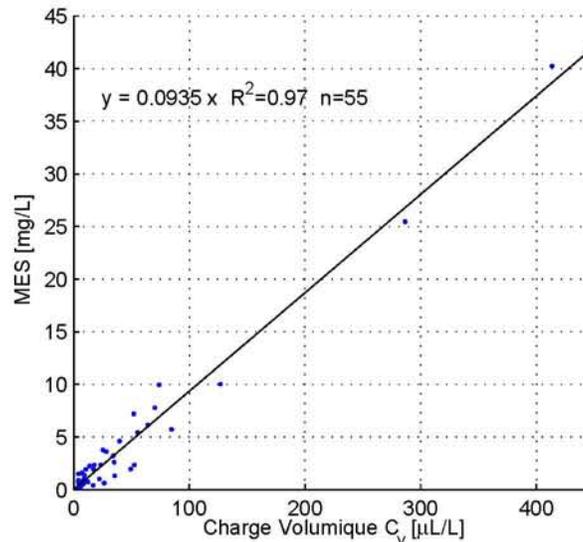


FIG. 3.24 : Campagne VILOIR juin 2003. Calibration de la charge volumique ($\mu\text{l/l}$) avec les MES (mg/l).

Les résultats des mesures sont présentés sur les figures 3.25 et 3.26. De plus, une radiale a été réalisée en baie de Vilaine à l'aide d'un poisson remorqué (figure 3.27), comportant une sonde CTD, un fluorimètre et un capteur LSS de turbidité (NTU).

Cette année particulière a été très chaude et sèche. La masse d'eau en juin est déjà très stratifiée dans la zone Loire-Vilaine, avec des températures de 18-20 °C en surface et de 12-16 °C au fond. Les panaches de la Loire et de la Vilaine sont très peu développés mais une stratification haline est quand-même installée ($\Delta S=1.5$ psu), visible sur les deux radiales (figures 3.26 et 3.27). Un important développement de phytoplancton, avec des concentrations supérieures à $10 \mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$, est observé à l'embouchure de la Loire, et à la base de la thermocline plus au large et en baie de Vilaine (la turbidité d'origine minérale y est plus faible donc la pénétration de la lumière est plus importante, et comme la couche de surface est appauvrie en nutriments, les espèces se développent donc à la limite des eaux marines plus riches). Le maximum de fluorescence n'est donc pas visible sur les valeurs de surface de la figure 3.25. Des observations au microscope optique ont été faites, pour déterminer les espèces présentes, elles sont présentées en Annexe D.3. Dans la zone Loire-Vilaine, les particules de grosse taille (phytoplancton et agrégats) augmentent considérablement la charge volumique, alors qu'au large (station 10), la part relative de la classe 3-20 μm est plus importante (fig 3.28). Pour une description plus détaillée des structures phytoplanctoniques, on se référera à Lunven *et al.* (2003, 2005).

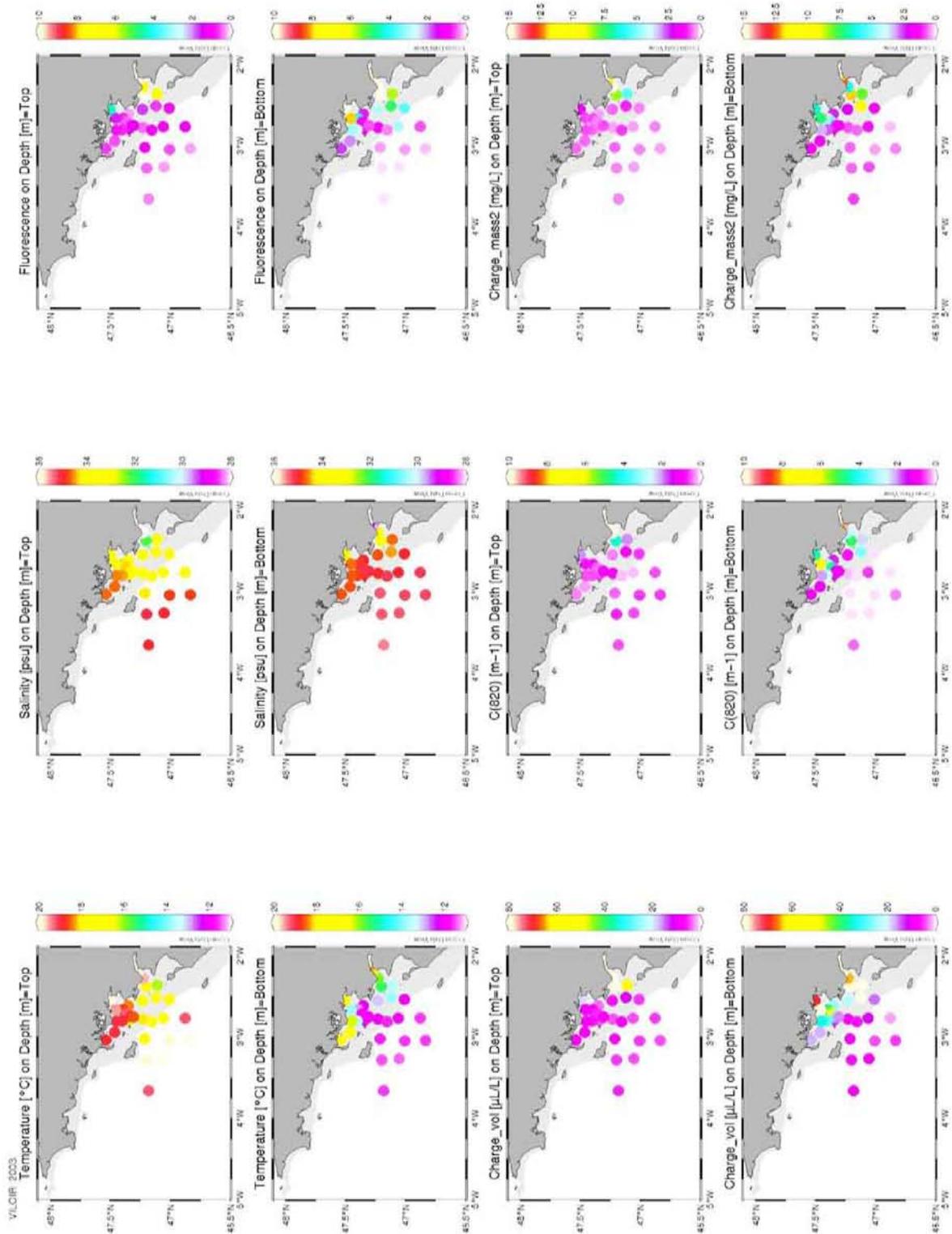


FIG. 3.25 : Campagne VILOIR juin 2003. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).

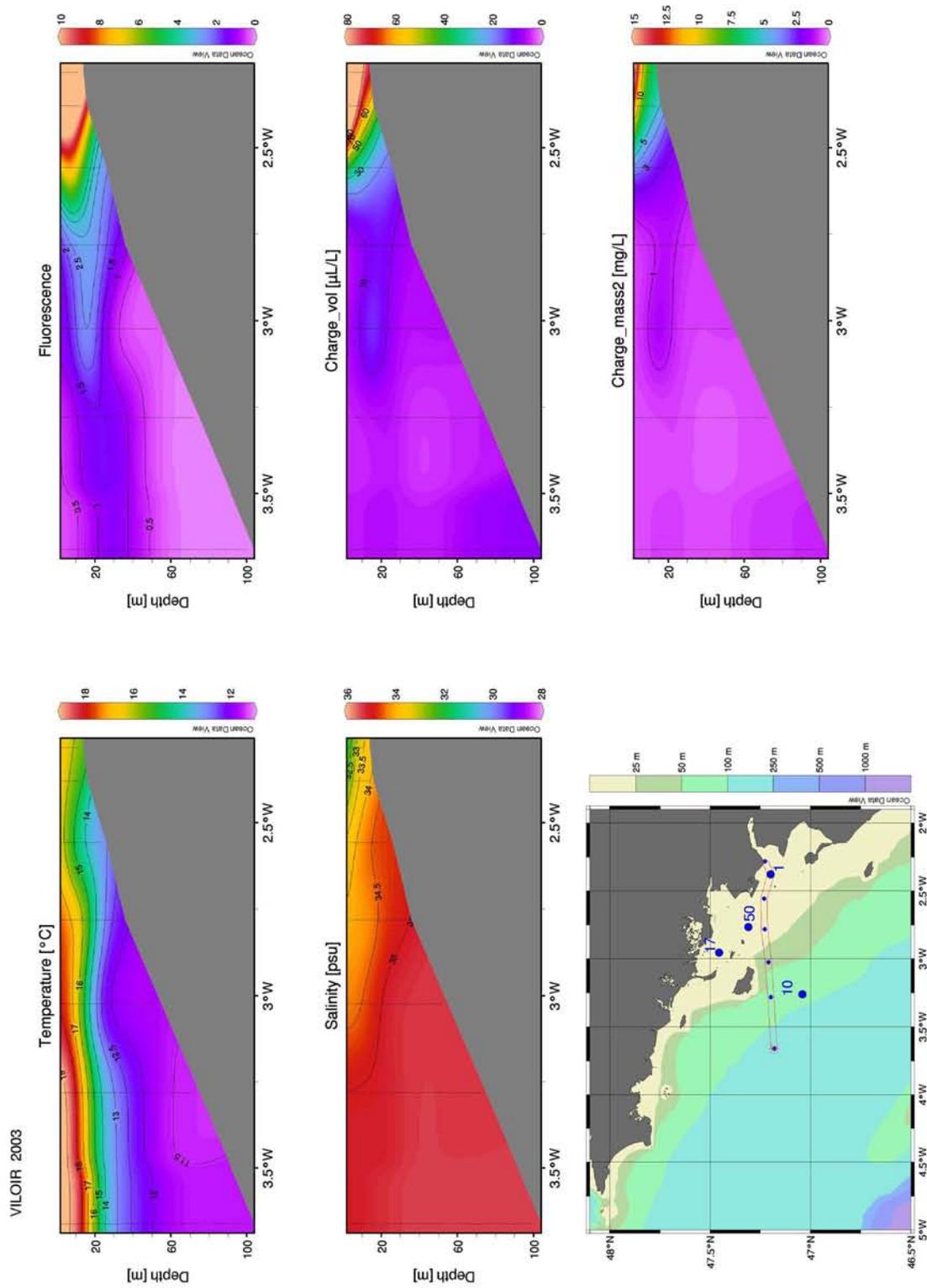


FIG. 3.26 : Campagne VILOIR juin 2003. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).

En cette période estivale, le signal de turbidité est ainsi constitué de matériel biologique, vivant ou détritique mais aussi d'agrégats organiques. En effet, de la "neige organique" a été observée au cours de la campagne par vidéo-microscope. Les particules les plus grosses mesurées par le micro-granulomètre laser *in-situ* peuvent être composées de ces agrégats. Il est donc possible que la concentration massique estimée à partir de la charge volumique soit sur-estimée à certaines stations. A l'embouchure de la Vilaine, elle est estimée à 7 mg/l (resp. 2 mg/l) au fond (resp. en surface), alors qu'un peu plus au sud dans la baie, elle est de 3-4 mg/l au fond (<1 mg/l en surface). Une couche turbide de fond est observée (figure 3.27) et particulièrement intensifiée au niveau de l'intersection de la pycnocline avec les isobathes (vers 20 m de profondeur).

Dans la baie de Quiberon, la concentration est de 1.5 mg/l au fond (0.5 mg/l en surface). A l'embouchure de la Loire (station 1), la concentration massique est de 10 mg/l au fond et 5 mg/l en surface, avec un minimum au milieu de la colonne d'eau. Dans le panache, elle est de 14 mg/l en surface et croît jusqu'à 67 mg/l au point de salinité 10 psu, en amont du banc de Bilho, ce qui est faible mais expliqué par les débits d'étiage de la saison.

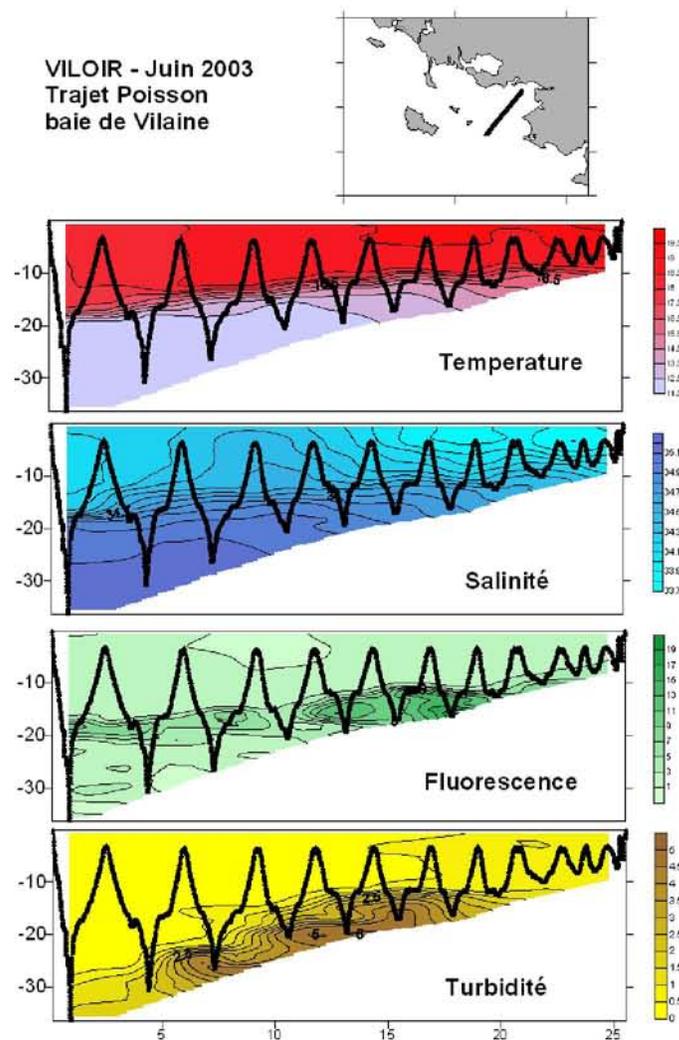


FIG. 3.27 : Campagne VILOIR juin 2003. Trajet poisson remorqué. Mesures de température (°C), salinité (psu), fluorescence ($\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$), et turbidité (NTU) (Lunven et al. 2003)

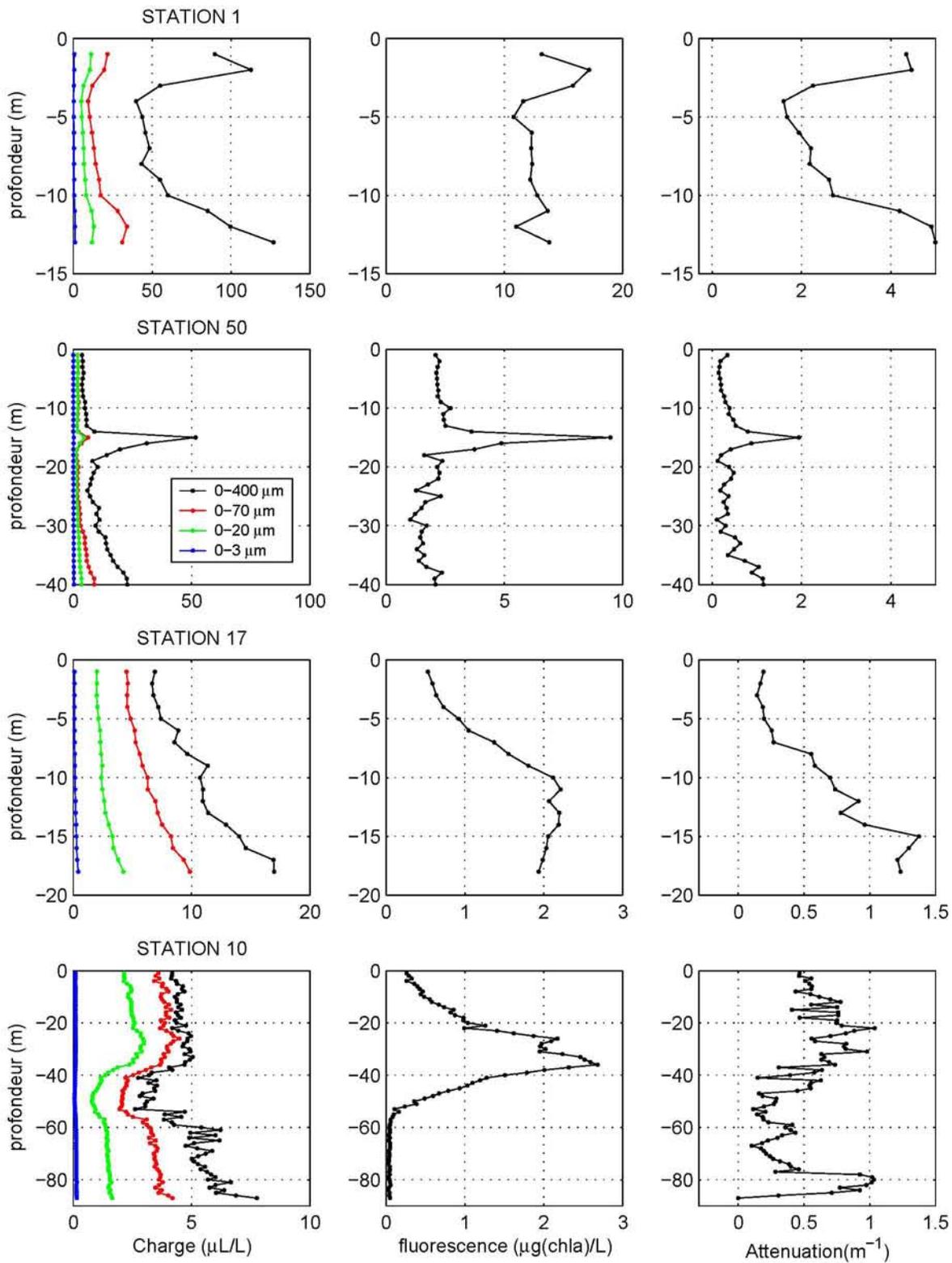


FIG. 3.28 : Campagne VILOIR juin 2003. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation, à quatre stations différentes (localisation figure 3.26). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.

3.4.3 Conditions automnales : OPTIC-PCAF octobre 2004 (SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1)

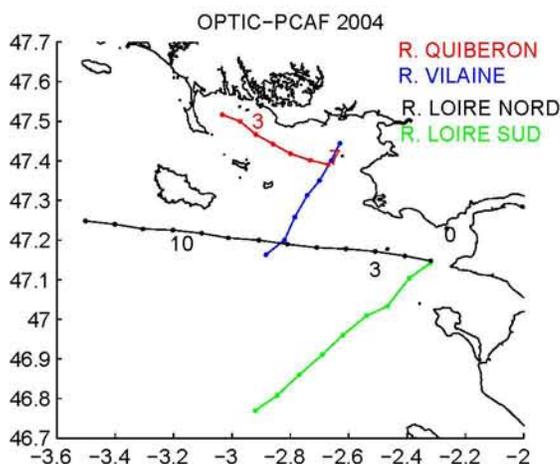


FIG. 3.29 : Campagne OPTIC-PCAF octobre 2004. Situation des radiales effectuées.

Lors de la campagne OPTIC-PCAF 2004, quatre radiales ont été effectuées dans la zone Loire-Vilaine (figure 3.29). Les radiales QUIBERON et VILAINE ont été faites par temps calme, alors que les radiales LOIRE NORD et LOIRE SUD ont été réalisées après le coup de vent des 14 et 15 octobre, associé à l'arrivée de houles du large. L'effet des houles et du vent a été clairement observé au cours de deux points fixes de plusieurs heures, l'un dans le Mor-Bras et l'autre devant l'embouchure de la Loire. Le premier a été présenté dans le chapitre 2 et a permis la calibration des mesures ADCP.

La structure de la bathysonde était composée d'une partie SHOM avec une SBE, un fluorimètre, un transmissiomètre WetLabs à 530 nm, un capteur de turbidité LSS (0-25 NTU) et d'une seconde partie IFREMER avec une SBE, un fluorimètre et un micro-granulomètre laser in-situ (CILAS-IFREMER). Les pesées de MES ont permis de calibrer en concentration massique les différentes mesures de turbidité. Les relations sont indiquées sur les figures 3.30 et 3.31. Les valeurs de COP mesurées sont de 3-4% des MES à l'embouchure de la Loire, puis augmentent vers le large, où en surface elles sont de 10-15 % et au fond de 5-7 %.

En baie de Quiberon (figure 3.32), la concentration massique estimée à partir de la charge volumique du granulomètre est inférieure à 10 mg/l dans la couche de fond et inférieure à 4 mg/l dans le reste de la colonne d'eau. La zone la plus chargée est observée à l'ouest du plateau de la recherche (7 mg/l au fond et 4 mg/l en surface), à la bordure des eaux dessalées de surface provenant de la Vilaine et la Loire. De plus, une couche turbide de fond, d'environ 4 m d'épaisseur, est observée au sud-ouest de l'Île Dumet atteignant 9 mg/l. Les profils de charge volumique sont différents aux deux stations (figure 3.36), associés à la structure thermohaline de la colonne d'eau, mais la classe de taille prépondérante est celle des 10-70 μm .

La radiale Vilaine (figure 3.33) confirme la présence d'une couche turbide de fond dans cette zone, avec une concentration massique de 8 mg/l. Elle est associée à une masse d'eau de caractéristiques hydrologiques particulières, avec une température semblable à l'eau de surface mais une salinité supérieure à 34.8 psu, résultant des phénomènes d'advection et de mélange dans la zone. Les spectres granulométriques des deux dernières stations sont légèrement différents de ceux dans la baie, ils sont typiques des stations large de la radiale LOIRE NORD.

Les radiales LOIRE NORD et LOIRE SUD (figure 3.34 et 3.35) mettent en évidence une stratification thermohaline sur les stations les plus au large, avec une couche de surface à 34.7-35 psu et 15-15.8°C et une eau marine sous jacente de température inférieure à 12.3°C. La concentration massique est inférieure à 1 mg/l au large. Sur les stations côtières, de profondeur inférieure à 40 m, la masse d'eau est presque homogène sur la radiale LOIRE NORD, suite au coup de vent des jours précédents et à la marée de vive-eau, qui ont favorisé l'homogénéisation de la colonne d'eau. Le signal de turbidité est aussi homogène, avec 16-17 mg/l à la station la plus côtière et décroît à l'ouest jusqu'à 3-4 mg/l. La part des particules de taille supérieure à 70 μm est plus importante que dans le Mor-Bras.

Sur la radiale LOIRE SUD, le panache de la Loire est mieux visible, et les gradients de concentration plus forts, avec une turbidité plus faible en surface que le jour précédent mais une couche turbide de fond observée sur toutes les stations côtières. Aucun profil de granulométrie n'a été réalisé sur cette radiale. La concentration massique, présentée sur la figure 3.35, est estimée à partir de la rétrodiffusion optique du capteur LSS (figure 3.31). Le profil de concentration au fond varie selon les stations. L'épaisseur de la couche turbide peut atteindre 10 mètres sur des fonds de 30 mètres, et la concentration au fond dépasse 35 mg/l sur les stations les plus côtières. Le très faible signal de fluorescence au fond serait lié aux remises en suspension des débris de particules phytoplanctoniques ayant sédimentés, après la décroissance récente du bloom. A l'embouchure, le profil est linéaire à partir de 6 m de la surface, avec 8 mg/l en surface et 20 mg/l au fond mais il est possible que la couche de fond ne soit pas échantillonnée, car le profil s'arrête à 5 m du fond. La station réalisée dans le panache (station 0) montre un fort gradient au fond avec des concentrations de plus de 50 mg/l.

En analysant dans le détail les spectres de taille des particules (figure 3.37), il apparaît en moyenne assez peu de différence entre la surface et le fond, en pourcentage volumique. La part des particules les plus grandes ($>260 \mu\text{m}$) est de $\sim 20\%$ dans le Mor-Bras et $\sim 35\%$ au sud de Belle-Ile. Ces particules seraient principalement des agrégats qui, dans le Mor-Bras, sont moins présents dans les couches de fond au profit des particules $<70 \mu\text{m}$ (figure 3.36). Devant la Loire, ils ne représentent pas plus de 10% et disparaissent dans le panache où le spectre s'étale de 10 à 150 μm , avec une part plus importante des 40-70 μm . Cela est lié sans doute au fait que le profil réalisé dans le panache (station 0) a été fait pendant le fort coup de vent qui a dû casser les agrégats. Au débouché de l'estuaire, deux modes apparaissent à 23-30 μm et 56-90 μm . Ces mêmes modes sont retrouvés en baie de Quiberon, où ils sont bien dissociés. En baie de Vilaine, les particules sont légèrement plus petites, les deux modes étant décalés de quelques classes (12-23 μm et 36-70 μm). Au large (sud de Belle-Ile), le plus petit mode correspond à des particules de 10-15 μm . Il n'est pas immédiat de déterminer la nature des particules composant les différents modes des spectres mesurés. La fluorescence est faible dans toute la zone ($<1 \mu\text{g/l}$), mais son signal est visible, notamment sur les profils du large (station 10, figure 3.36), indiquant des espèces phytoplanctoniques de taille inférieure à 70-90 μm . Les particules $<165 \mu\text{m}$ composant les spectres à la côte peuvent donc être d'origine minérales et biologiques, même si la fluorescence est faible. Les observations au microscope optique ont aussi mis en évidence la présence d'agrégats plus ou moins denses, composés de détritux organiques et de minéraux (section 2.9.3).

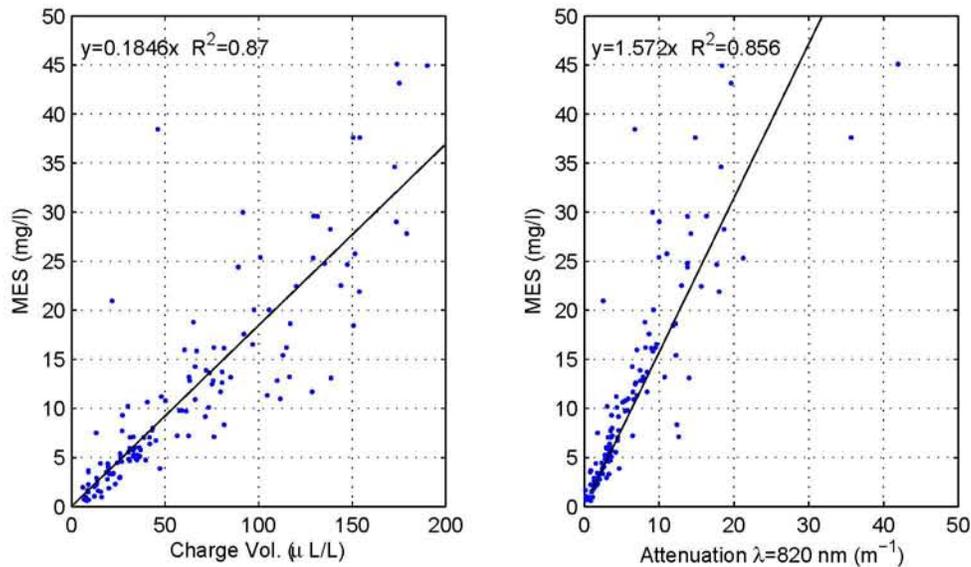


FIG. 3.30 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Calibration en concentration massique de la charge volumique totale et de l'atténuation à 820 nm, à partir des pesées MES.

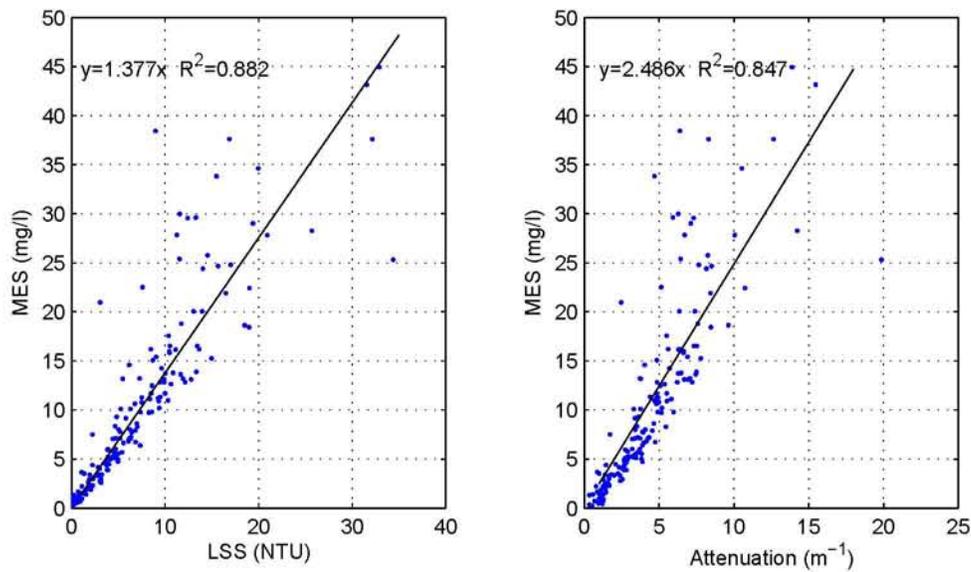


FIG. 3.31 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Calibration en concentration massique du capteur LSS et de l'atténuation à 530 nm, à partir des pesées MES.

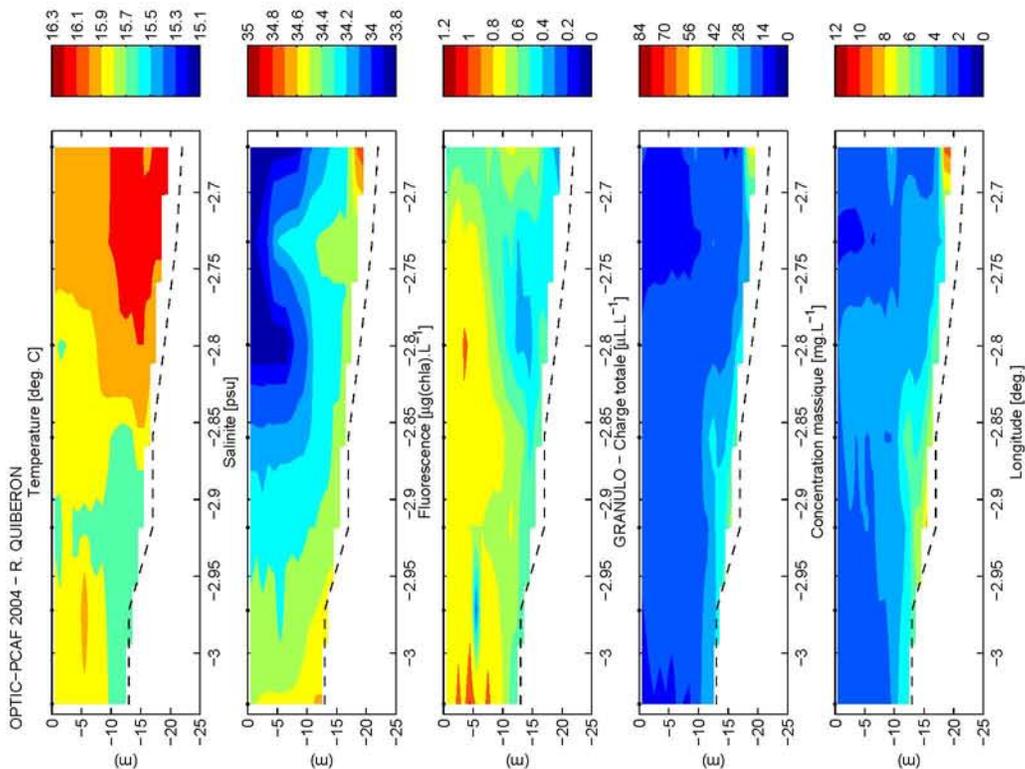


FIG. 3.32 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale QUIBERON 12/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.

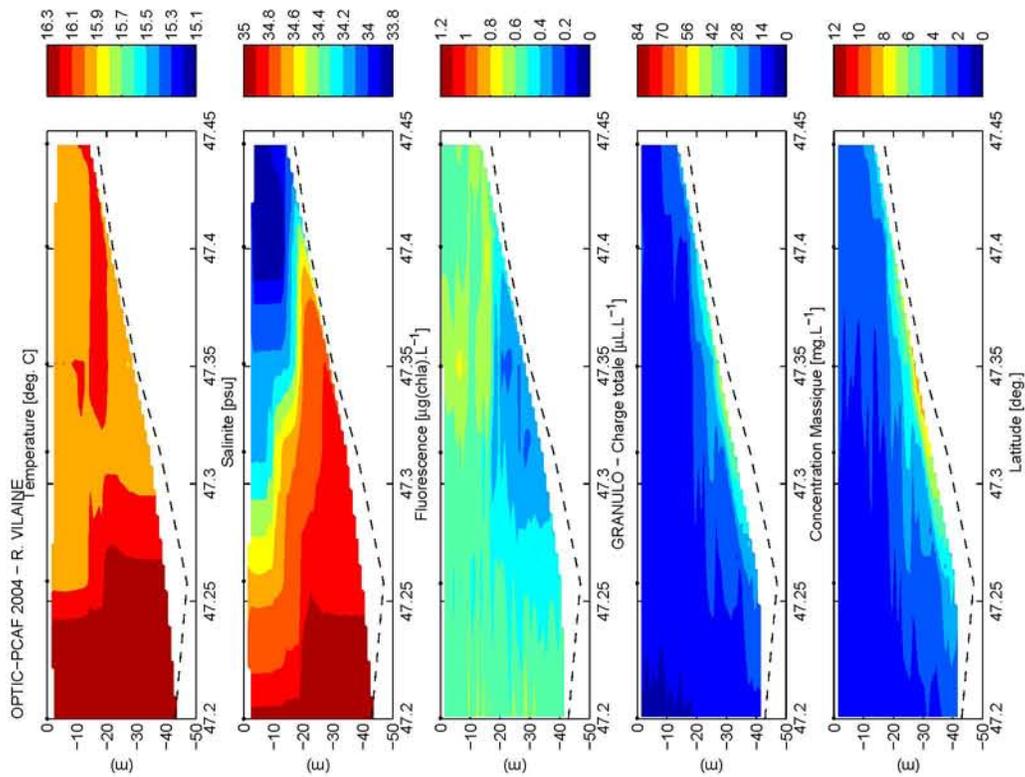


FIG. 3.33 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale VILAINE 13/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.

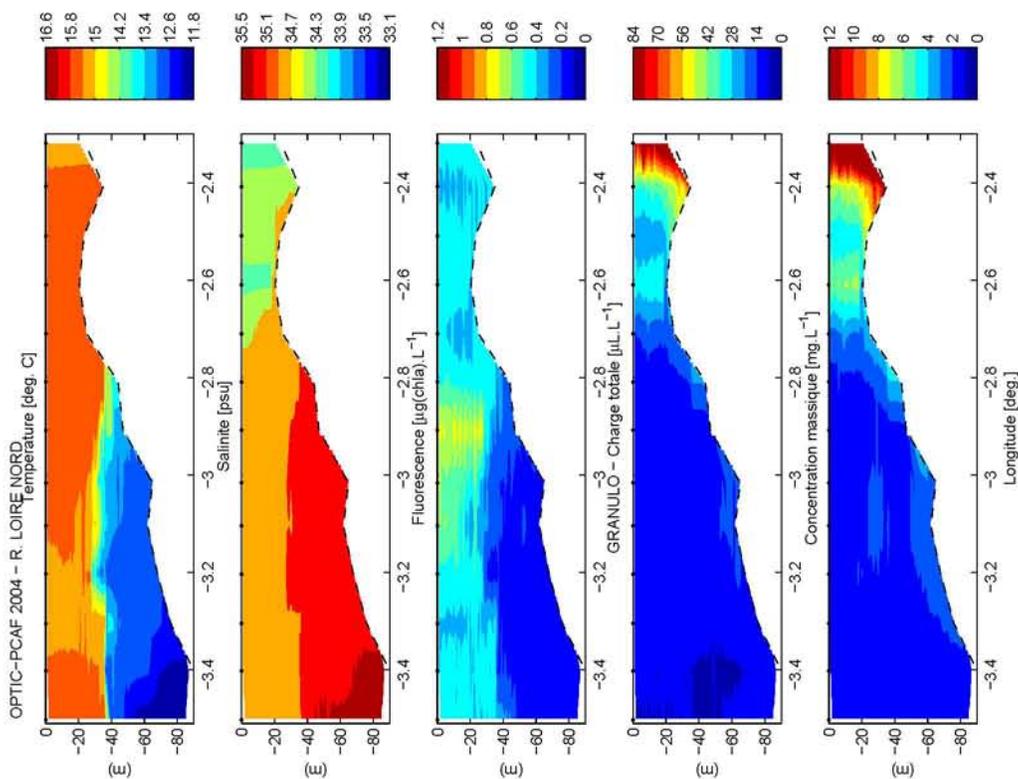


FIG. 3.34 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale LOIRE NORD 16/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration de la charge totale du granulomètre laser in-situ.

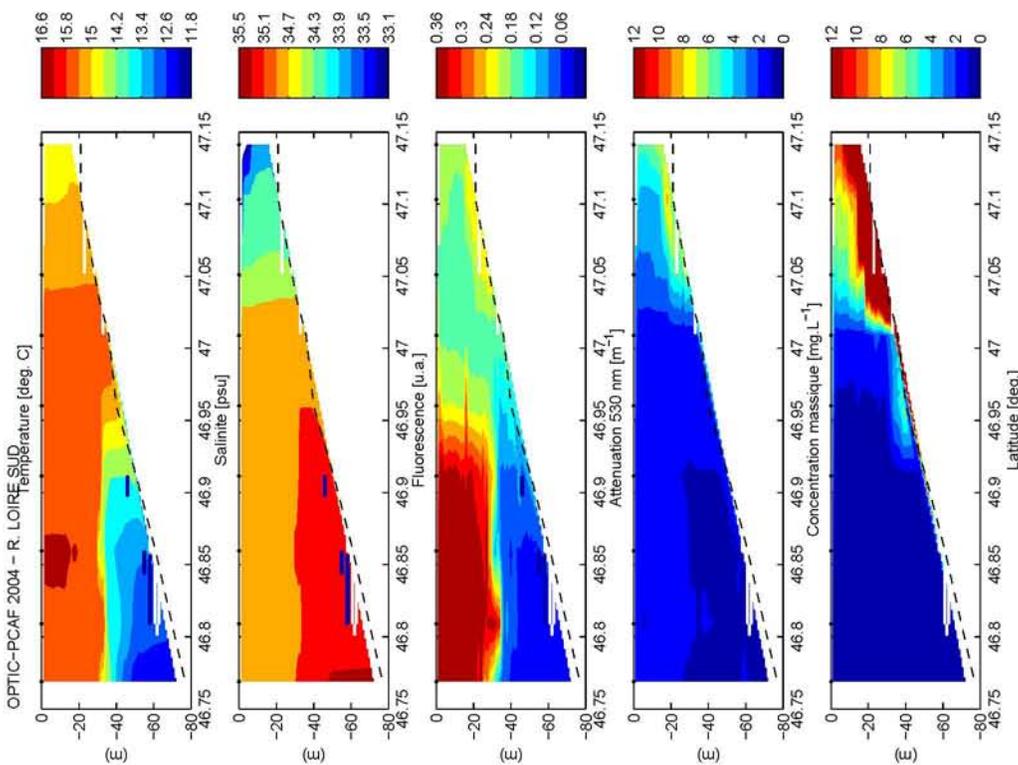


FIG. 3.35 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Radiale LOIRE SUD 17/10/2004. La concentration massique est obtenue par calibration du turbidimètre LSS.

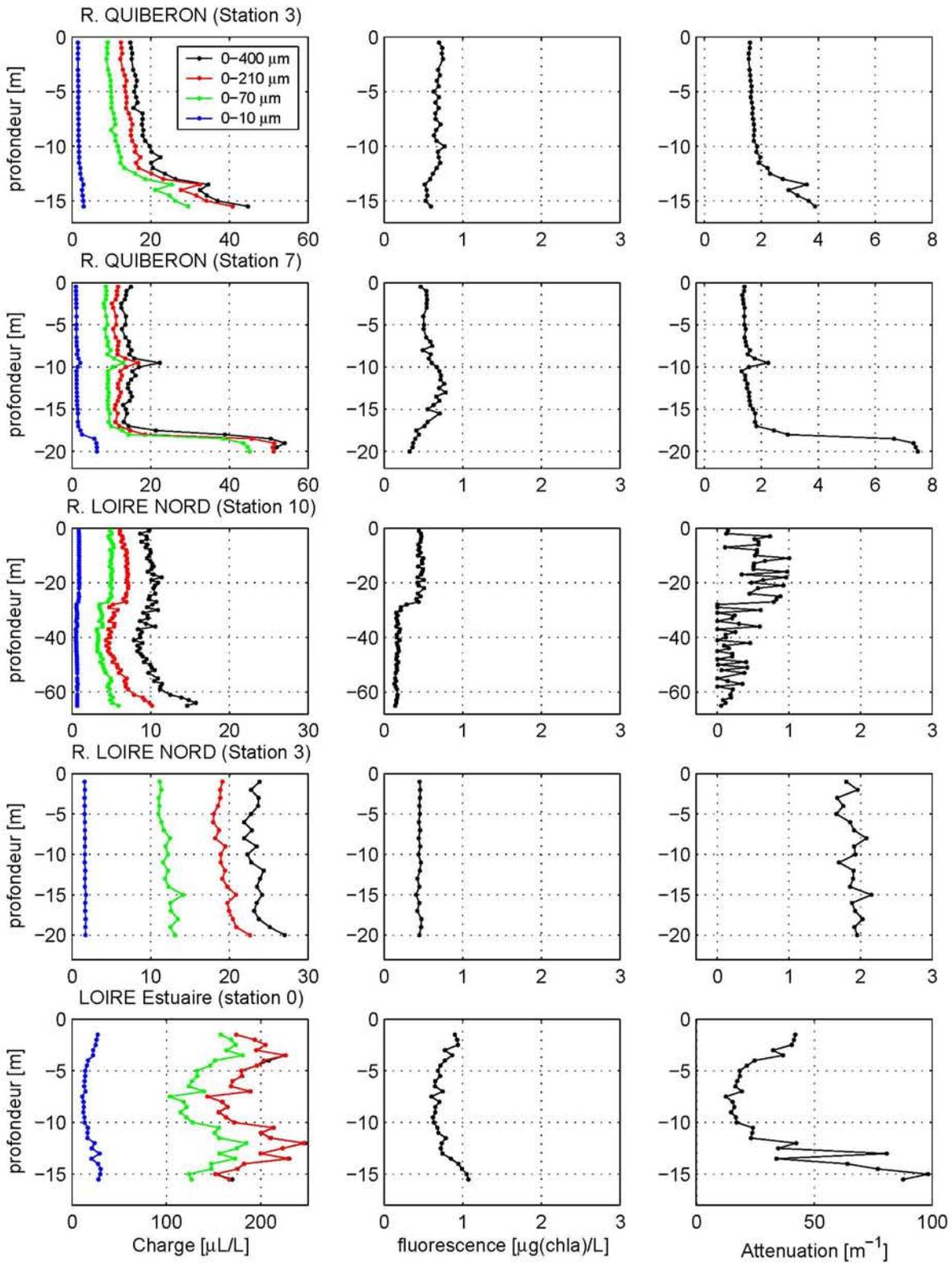


FIG. 3.36 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Profils de charge volumique (0-400, 0-210, 0-70 et 0-10 μm) mesurés avec le granulomètre laser in-situ, profils de fluorescence et de l'atténuation à 820 nm. Stations localisées sur la figure 3.29

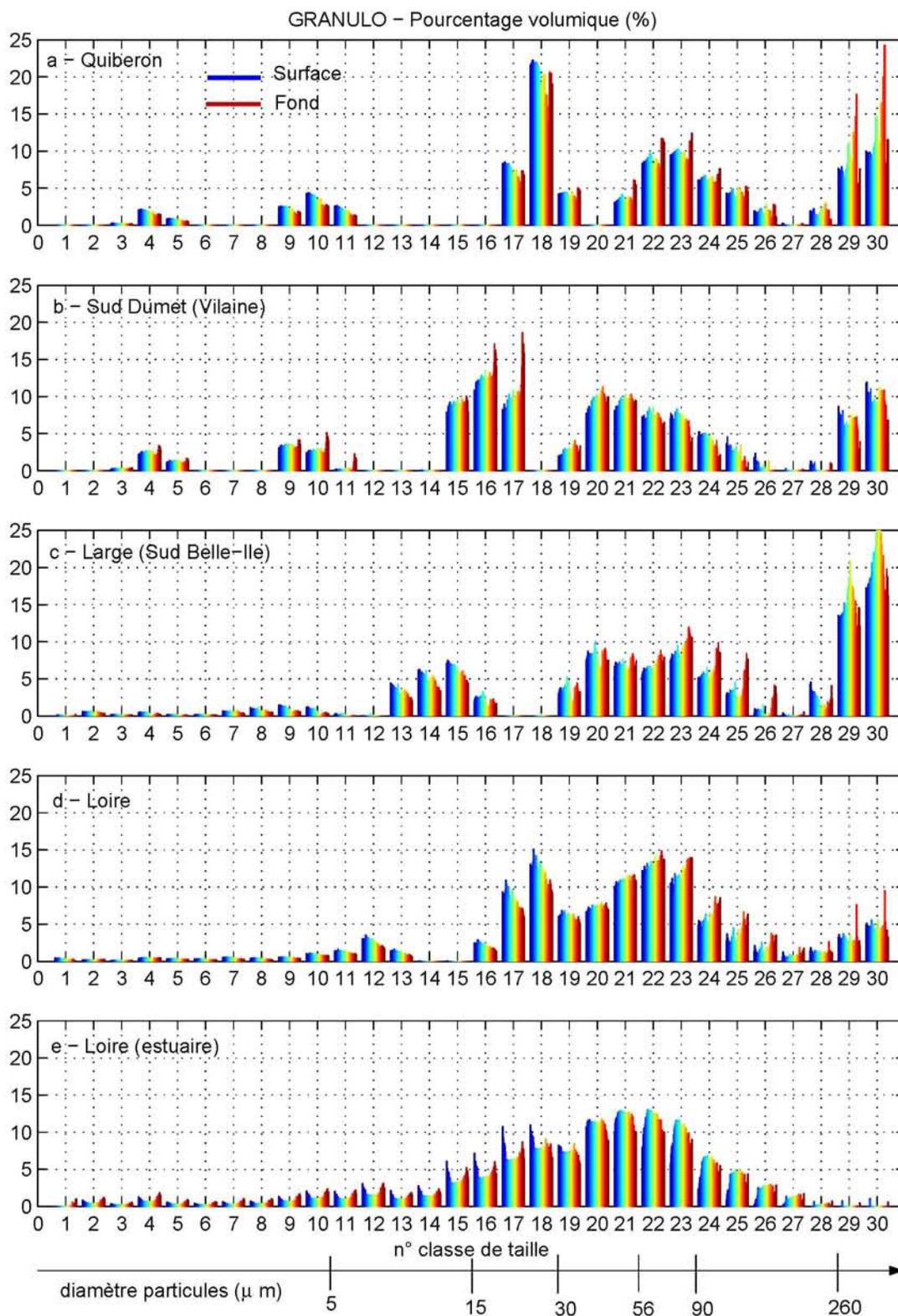


FIG. 3.37 : Campagne OPTIC-PCAF 2004. Pourcentages volumique de taille des particules mesurés par le granulomètre laser in-situ (CILAS-IFREMER). Présentation des spectres de taille à différents points (mêmes points figure 3.36), de la surface (bleu) au fond (rouge).

3.5 Synthèse des mesures *in-situ* de turbidité réalisées lors des campagnes en mer

L'analyse des mesures *in-situ* de turbidité des différentes campagnes en mer (section 3.3.2) a montré une grande variabilité des structures turbides, associée aux conditions hydrologiques et à la nature des particules présentes : cellules phytoplanctoniques, particules organiques détritiques ou particules d'origine minérale. Les mesures optiques de turbidité sont fortement liées à la variabilité saisonnière des efflorescences de phytoplancton et des flux détritiques associés. Les signaux au large sont donc essentiellement liés à ces processus, alors qu'à la côte ils comprennent également la variabilité des particules d'origine minérale, apportées par les fleuves ou remises en suspension par les houles.

La calibration des mesures de charge volumique ($\mu\text{l/l}$) réalisées avec le micro-granulomètre laser CILAS-IFREMER, avec les pesées de MES (mg/l) a été faite pour chaque campagne en mer. La figure 3.38 regroupe l'ensemble des points de mesure. Du fait de la grande variabilité de la nature des particules, tant au fond qu'en surface, la dissociation des signaux en fonction de la profondeur n'a pas été faite. Une dispersion des points est observée, mais deux relations principales peuvent être considérées : l'une pour des particules minérales (situation plus agitée de la campagne OPTIC-PCAF 2004), et l'autre pour des particules plutôt organiques (dont le phytoplancton, situation estivale de VILOIR 2003). Une charge volumique de $100 \mu\text{l/l}$ peut ainsi correspondre à une concentration de 10 ou 20 mg/l selon la densité des particules présentes dans le milieu. Ceci met en évidence la délicatesse des calibrations effectuées, même si elles sont faites à chaque campagne, puisque la variabilité spatiale et temporelle des particules ne permet pas vraiment d'utiliser une calibration unique. Pour une même campagne, certains points sont plus proches de la relation "Minéral" et d'autres points plus proches de la relation "Organique".

Excepté pendant les campagnes NUTRIGAS (2001), PREMOD (2003) et OPTIC-PCAF 2004, les mesures ont été réalisées en conditions hydrodynamiques calmes et les concentrations mesurées sont donc relativement faibles. La figure 3.39 donne les ordres de grandeur des concentrations mesurées par temps calme (a) et par temps agité (b). En termes de concentration massique, un gradient côte-large est observé, du fait de la signature plus marquée des particules minérales à la côte, en particulier dans la zone Loire-Vilaine, associée au panache de la Loire, aux remises en suspension par les houles dans les petits fonds et aux mélanges éventuels de la masse d'eau par les coups de vent. Au large, les concentrations restent faibles, en surface elles sont principalement d'origine biologique, et au fond, la couche turbide n'excède jamais 2 mg/l .

En été (campagne VILOIR), les développements de phytoplancton sont particulièrement importants à la côte dans la zone Loire-Vilaine. Les signaux de turbidité (charge volumique, atténuation) peuvent être élevés ($\sim 5\text{-}10 \text{ mg/l}$) mais essentiellement liés à ces particules présentes dans le panache de la Loire et plutôt à la base de la thermocline dans le reste de la zone. A cela s'ajoutent aussi les particules détritiques qui forment des agrégats organiques, composant la couche turbide de fond. En concentration massique, les signaux au fond restent faibles, de l'ordre de 5 mg/l au fond en Vilaine et 1 mg/l au large.

Au printemps, la masse d'eau est stratifiée en salinité, du fait des importants débits des fleuves (principalement la Loire) en hiver. L'isohaline 34 psu peut s'étendre sur le plateau jusqu'à l'isobathe 100 m (campagne NUTRIGAS). Le phytoplancton peut se développer en bordure du panache dessalé, assez au large (NUTRIGAS, GASPROD) mais également plus à la côte dans la zone Loire-Vilaine (GASPROD, MODYCOT 2003). Les flux détritiques associés à ces développements alimentent des couches néphéloïdes de fond au large. A l'embouchure de la Loire, les turbidités d'origine minérale peuvent atteindre les 20-25 mg/l (NUTRIGAS). Les remises en suspension par les houles peuvent entretenir les couches turbides de fond (notamment autour des Iles de Glénan, de l'ordre de 2 mg/l).

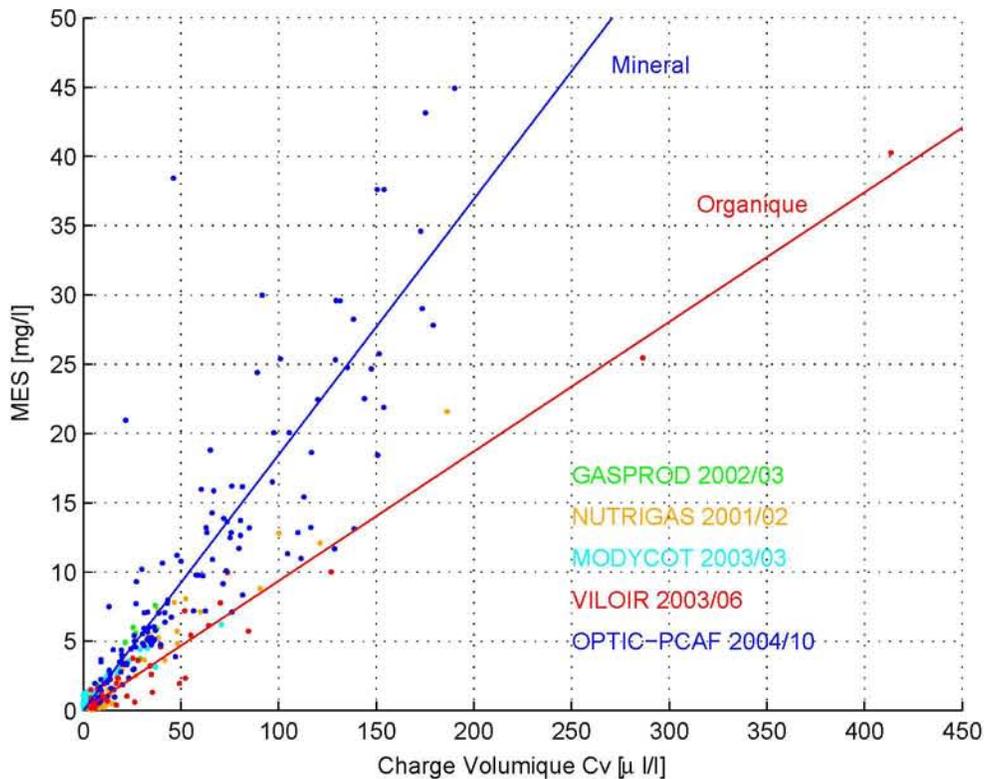


FIG. 3.38 : Concentration massique (MES) en fonction de la charge volumique totale (C_v) mesurée par le granulomètre laser *in-situ*, pour cinq campagnes en mer.

A l'automne, les débits des fleuves sont faibles et les coups de vent approfondissent la couche de mélange, jusqu'à détruire les stratifications dans la zone peu profonde (OPTIC-PCAF 2004). Les agrégats détritiques provenant de la décroissance des cellules phytoplanctoniques sont remis en suspension par les houles, qui font croître les concentrations dans les couches de fond, jusqu'à 20 mg/l au large de l'embouchure de la Loire en octobre 2004.

L'allure des profils de turbidité peut particulièrement varier. Elle est associée aux stratifications thermohalines (panaches fluviaux ou réchauffement superficiel), à l'importance de la couche limite de fond et à la vitesse de chute des particules. Dans la couche de surface, le profil dépend de la position dans la colonne d'eau des espèces phytoplanctoniques, avec un maximum en subsurface ou au niveau de la thermocline. Au fond, il dépend de l'importance des flux particulaires détritiques (associés aux développements de phytoplancton et zooplancton) ou minéraux (à l'embouchure de la Loire), de la vitesse de chute des particules mais aussi des conditions hydrodynamiques qui conditionnent l'épaisseur de la couche limite de fond. Sur les stations du large, une couche néphéloïde de fond, composée de particules détritiques, est souvent observée, d'épaisseur variable de 10 à 30 % de la hauteur d'eau, mais représentant en concentration massique seulement 1 mg/l. A la côte, par contre, les mesures estivales de la campagne VILOIR (juin 2003) ont montré des valeurs de 4 mg/l dans la couche turbide de fond dans le Mor-Bras, au niveau de l'intersection des isopycnes avec le fond. De plus, l'effet des remises en suspension par les houles dans les petits fonds a été observé lors de la campagne OPTIC-PCAF 2004 (augmentation de la turbidité au fond et homogénéisation des profils par le vent et la marée de vive-eau). Ces mesures en conditions agitées restent cependant rares.

L'étude rapide de toutes ces mesures ne permet pas d'identifier précisément la part des

différents processus créant les couches turbides de fond. Seul l'examen détaillé des conditions hydrodynamiques pour chaque profil pourrait permettre d'envisager les processus concernés mais des ambiguïtés entre transferts verticaux (décantation, resuspension) et l'advection horizontale demeureraient.

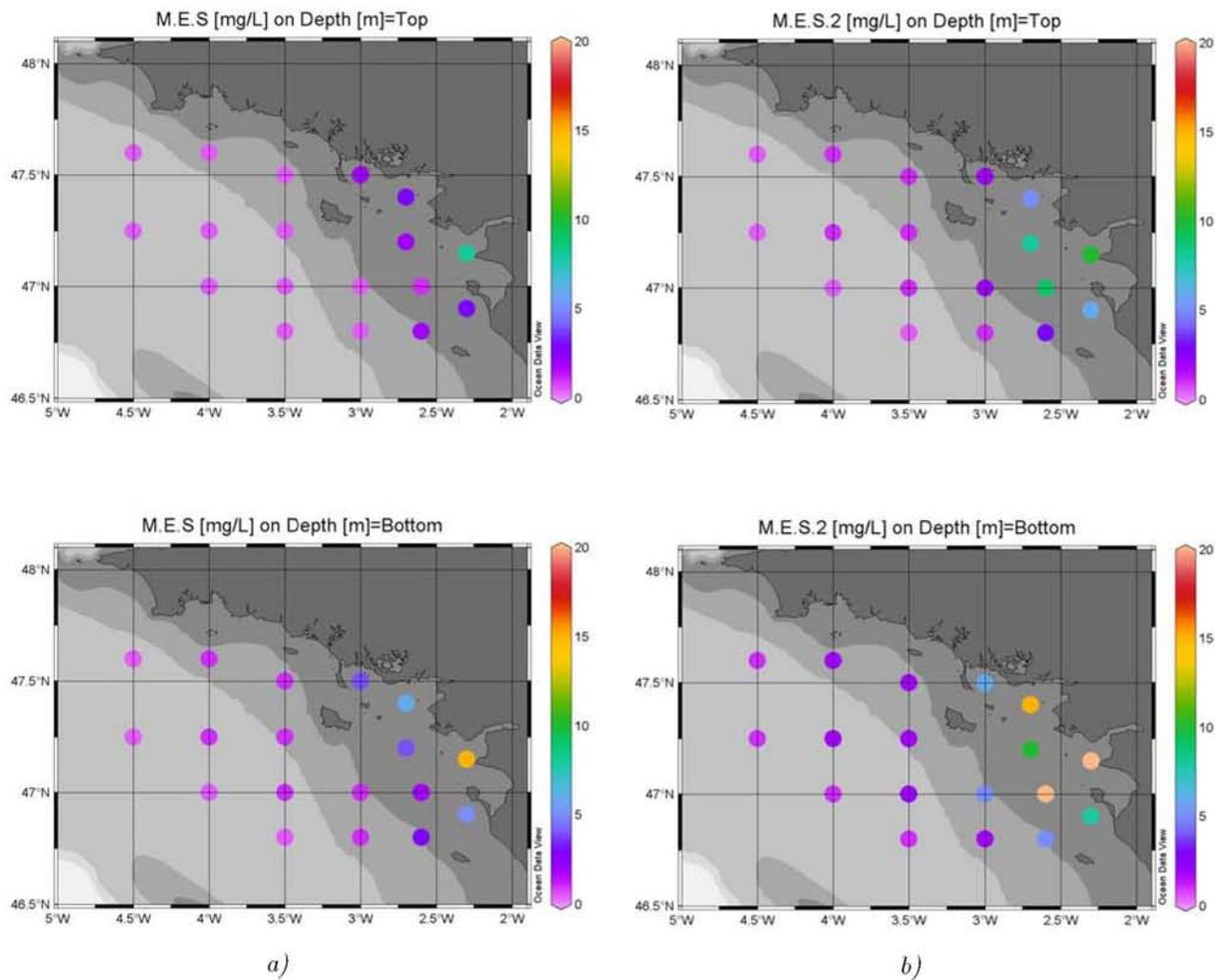


FIG. 3.39 : Concentrations massiques moyennes mesurées lors des campagnes en mer 2000-2004. a) conditions calmes b) conditions agitées

3.6 Apport des mouillages instrumentaux de longue durée

Les mouillages instrumentaux au point fixe permettent d'obtenir des séries de mesures en continu, afin d'étudier plus précisément la dynamique et les variabilités des turbidités.

Dans le chapitre 2, nous avons vu de plus l'intérêt d'utiliser des profileurs acoustiques, pour mesurer la turbidité dans toute la colonne d'eau, et avec un bien moindre risque d'encrassement que les turbidimètres optiques. Les méthodologies sont présentées dans le chapitre précédent, nous présentons ici uniquement les résultats obtenus en concentration massique avec les séries de 2003, 2004 et 2005, pour donner un aperçu de la variabilité des turbidités en relation avec les forçages locaux. La position des mouillages est rappelée sur la figure 3.40.

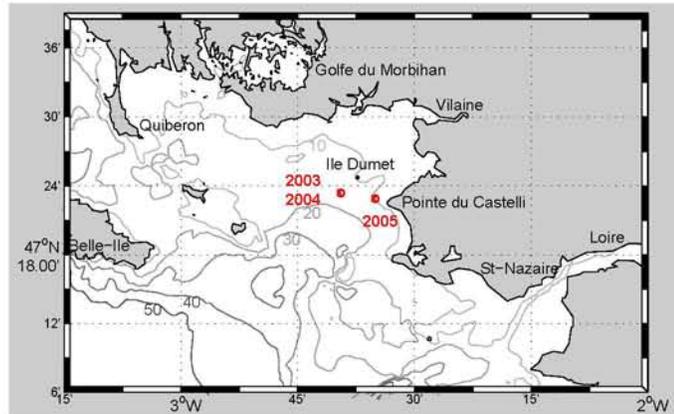


FIG. 3.40 : Position des mouillages ADCP de 2003, 2004 et 2005 dans le Mor-Bras.

3.6.1 Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : printemps 2003

Le mouillage MODYCOT-TURBI 2003 a permis d'obtenir des mesures pendant près de trois mois, de fin mars à début juillet 2003, avec des turbidimètres optiques et des ADCP 300 et 500 kHz (section 2.8.4). Du fait de la présence de phytoplancton dans la zone, les mesures optiques ont subi des encrassements importants, et les mesures acoustiques basses fréquences ont mesuré la dynamique des organismes biologiques, et assez peu celle des particules fines. Une information "turbidité" a pu être obtenue par le calcul du coefficient de rétrodiffusion volumique (dB ref. 1m³), donnant l'importance de l'ensemble des particules biologiques et minérales présentes dans la colonne d'eau (section 2.8.2). Seuls, les résultats proches du fond ont été calibrés en concentration massique et confrontés aux forçages pendant la période des mesures.

Conditions de houles et de vent :

Les mesures de houle dans le Mor-Bras (houlographe Le Croisic) étant assez éparées, seules les données de houle de la bouée GASCOGNE de METEO-FRANCE peuvent donner une évolution temporelle des houles à cette période. Cette bouée (omnidirectionnelle) est située au centre du Golfe de Gascogne mais la corrélation avec la bouée Vilaine (SHOM/CETMEF) est assez bonne pour les quelques évènements observés dans le Mor-Bras, aux jours 101, 103 et 181, avec un petit décalage temporel, de l'ordre de la dizaine d'heures. De plus, les mesures de hauteur de houle mesurées par altimétrie ² (Queffeuou 2004) ont été extraites aux alentours de la bouée Gascogne et aux alentours du point (47.2N ; -4W), situé au Sud-Ouest de Belle-Ile (figure 3.41). La durée des cycles, temps au bout duquel le satellite repasse au même point, varie de 10 à 35 jours selon le satellite. Les données sont donc éparées mais elles confirment quelques pics de houles arrivant en Bretagne Sud (points verts de la figure 3.41), de hauteur souvent légèrement plus faible qu'à la bouée Gascogne. Les mesures dans le Mor-Bras (points rouges) montrent

²Les données d'altimétrie (Geophysical Data Records, GDR) sont distribuées par les agences spatiales et fournies par IFREMER/CERSAT. Les données proviennent des satellites : ERS-2 (ESA Radar altimeter Ocean Product, CERSAT (1996)), TOPEX (Merged-GDR, AVISO (1996)), GEOSAT Follow-On (GFO) (GDR, GEOSAT (2002)) et ENVISAT (ESA RA-2 GDR, ENVISAT (2002)).

la forte atténuation de la hauteur de houle par rapport aux mesures au large (1-2 m dans le Mor-Bras pour des houles au large de 4-5 m).

L'hodographe du vent trihoraire à Belle-Ile (figure 3.42) montre plusieurs périodes de vent de Sud-Ouest : du 24 avril au 3 mai (113-122), du 15 au 18 mai (134-138), du 2 au 11 juin (152-161) et du 29 au 3 juillet (179-182). Ces périodes sont associées à des pics de houle à la bouée GASCOGNE. La période 101-104 repérée par deux pics de houle est une période de vent de Sud-Sud-Est. Avant cet épisode, le vent provient plutôt du secteur Est/Nord/Nord-Est.

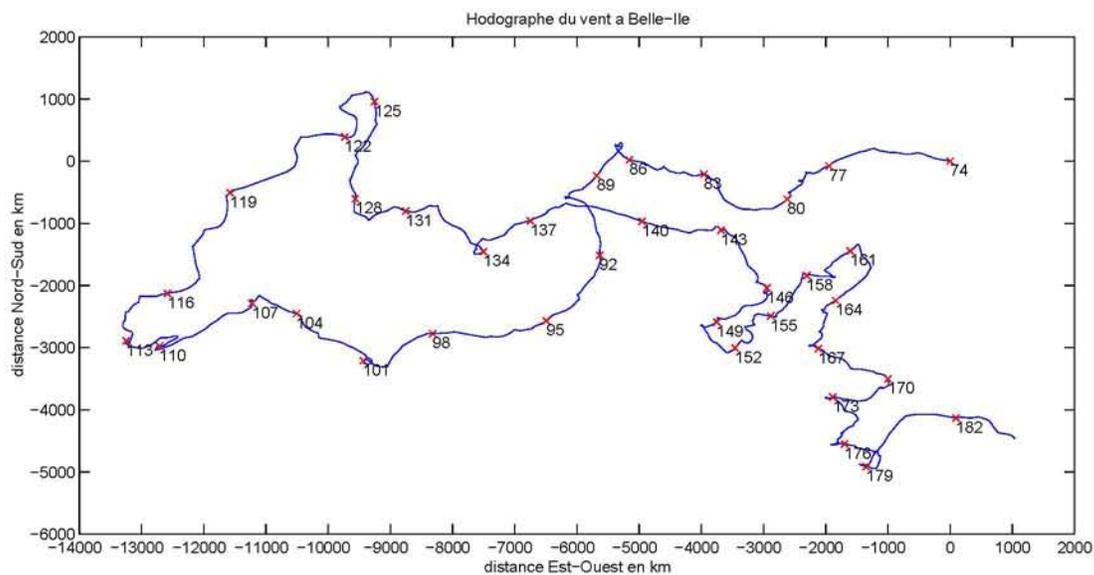
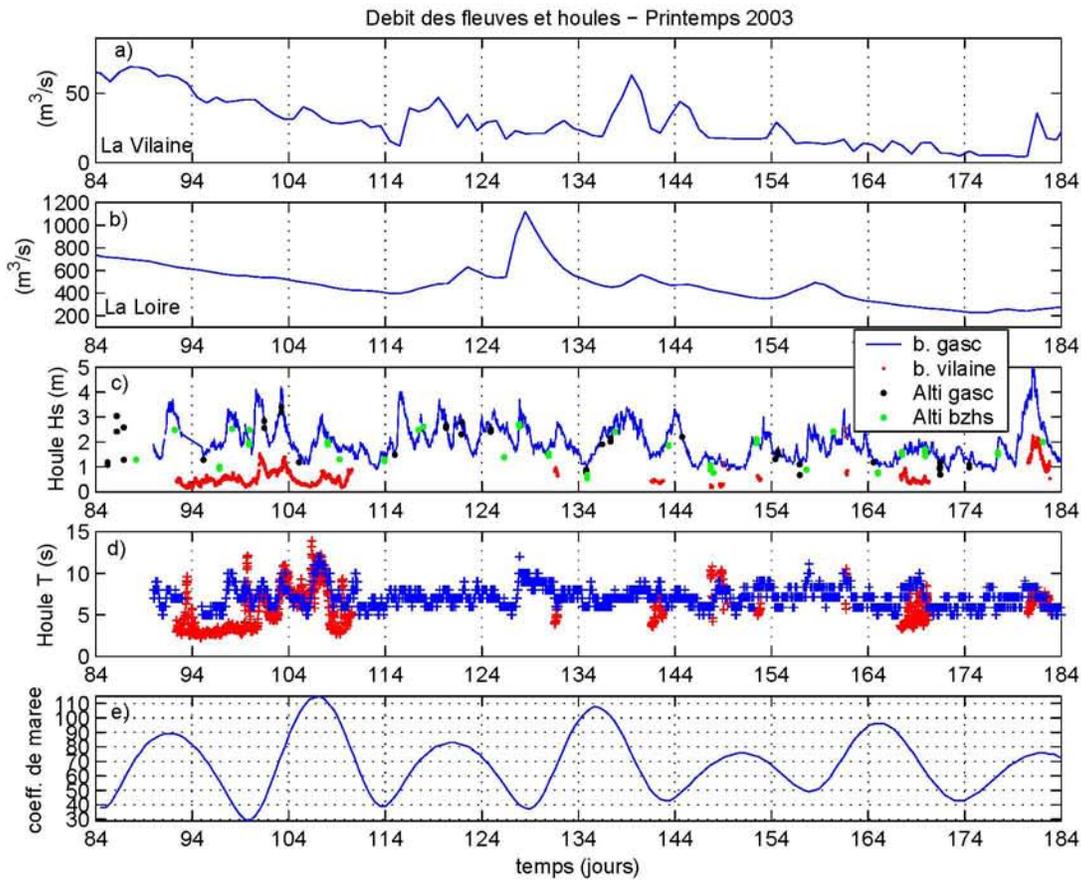
Conditions hydrologiques :

Le printemps 2003 est caractérisé par une sécheresse exceptionnelle. Le débit de la Vilaine décroît de 70 à moins de 10 m³.s⁻¹ de mars à juillet 2003 (figure 3.41). Quelques pics (de 40 à 60 m³.s⁻¹) sont observables en avril (jours 116-120), en mai (jour 138-140 et 144) et en juillet (jour 181). Pour la Loire, les débits vont globalement de 800 m³.s⁻¹ (équivalent au débit moyen) à 200 m³.s⁻¹ (étiage), avec un pic majeur début mai (jours 128-130) de l'ordre de 1000 m³.s⁻¹, ce qui reste faible par rapport aux années passées. Les mesures en continu de température et salinité (figure 2.20) mettent en évidence plusieurs périodes. A partir de mi-avril, une stratification thermique s'installe avec un gradient de 2-3 degrés entre la surface et le fond fin avril, atteignant 7 degrés en juin. Cette stratification est momentanément rompue, par les coups de vent de Sud-Ouest qui tendent à homogénéiser la colonne d'eau fin mai (jours 135-144) et début juillet (jour 180). Les apports fluviaux dans la zone sont mis en évidence par les baisses de salinité en surface, favorisées par les vents des jours précédents, pouvant pousser les panaches de la Vilaine ou de la Loire : vents de secteur N-NE (jour 90), SE (jour 104) et NW (jour 139). En termes de turbidité, les indices de rétrodiffusion obtenus à ces dates peuvent difficilement être corrélés à ces événements.

Evolution des turbidités (concentrations massiques) au fond :

La série temporelle de concentration massique à 4 m du fond, obtenue avec l'ADP NORTEK 500 kHz, est présentée sur la figure 3.43 avec les forçages de vent, houle et le courant à 4 et 14 mètres du fond. Les hauteurs d'eau varient en ce point de 16 à 22 mètres en vive-eau. Le forçage par la marée est mis en évidence par les fluctuations diurnes du signal brut de concentration, corrélées aux pics du courant brut horizontal, qui sont en général maximum en flot, mais parfois aussi en jusant. Les spectres d'énergie (figure 3.44) montrent aussi une forte composante quart-diurne (6h) et sixième-diurne (4h) des courants et de la concentration. De plus, les plus fortes concentrations sont observées en période de vive-eau (pics à 15.7 jours), lorsque le mélange est plus important. Les concentrations à 4 m du fond sont de l'ordre de 15-20 mg/l pour des courants de 30 cm/s (mais les houles influent sans doute aussi). La corrélation croisée des signaux de courant et de concentration donne un décalage de 1h50' entre le courant et la concentration en vive-eau (figure 3.45), mettant en évidence le retard sur le forçage du signal de turbidité.

Les courants résiduels ont aussi été calculés en utilisant un filtre de Demerliac (Demerliac 1973). Les résultats à 4 et 14 mètres du fond sont aussi présentés sur la figure 3.43. Les signaux montrent un découplage presque systématique des couches de surface et de fond. Leur variabilité dépend des chronologies de vent et sera étudiée plus en détail dans le chapitre 5, en comparaison avec les résultats du modèle numérique. Ces courants résiduels atteignent 10 cm/s et sont dirigés préférentiellement vers le NE et le NW au fond, pouvant induire un transport résiduel des particules fines vers la baie de Vilaine et la baie de Quiberon. Les courants bruts dépendent fortement des circulations liées au vent, et les fortes asymétries de marée observées sont en effet souvent expliquées par l'influence des courants liés au vent, intensifiant parfois le jusant, parfois le flot, en surface ou au fond. On peut remarquer également l'influence de pics de courants isolés



sur les signaux de concentration, ce qui n'est pas pour autant systématique.

En outre, les houles jouent sans doute un rôle dominant dans les remises en suspension, mais leur influence est difficilement quantifiable ici du fait du manque de données dans la zone. Au cours des jours 136-138 par exemple, les concentrations sont plus élevées que les jours précédents (20/10 mg/l), alors que les courants horizontaux sont du même ordre de grandeur (30 cm/s, vive-eau des jours 133-137). Or des houles ont été observées à la bouée Gascogne (METEO-FRANCE) les jours 136-140, pouvant expliquer les plus fortes concentrations des jours 136-138, en générant des remises en suspension mélangées dans la couche de fond par la marée de vive-eau. En effet, la diminution de la concentration à partir du jour 138 est corrélée à une diminution des courants (plus faibles coefficients de marée). Les effets des houles et de la marée sur les concentrations sont ainsi fortement couplés et seule la modélisation peut permettre d'analyser plus finement les résultats.

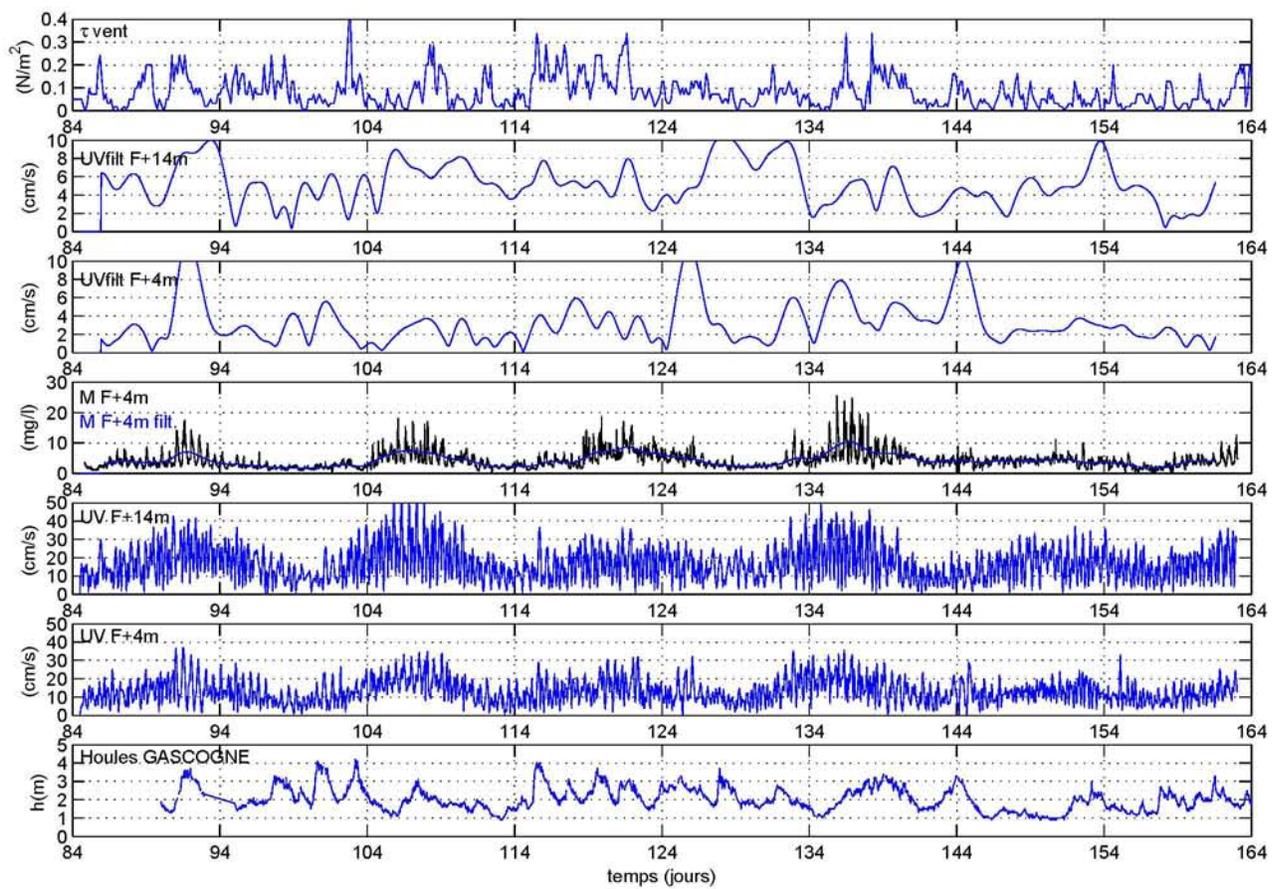


FIG. 3.43 : Séries temporelles de tension de vent (N/m^2), vitesse du courant filtré de la marée à F+14m et à F+4m, concentration massique (mg/l), vitesse du courant à F+14m et F+4m, hauteur de houle à la bouée Gascogne (m).

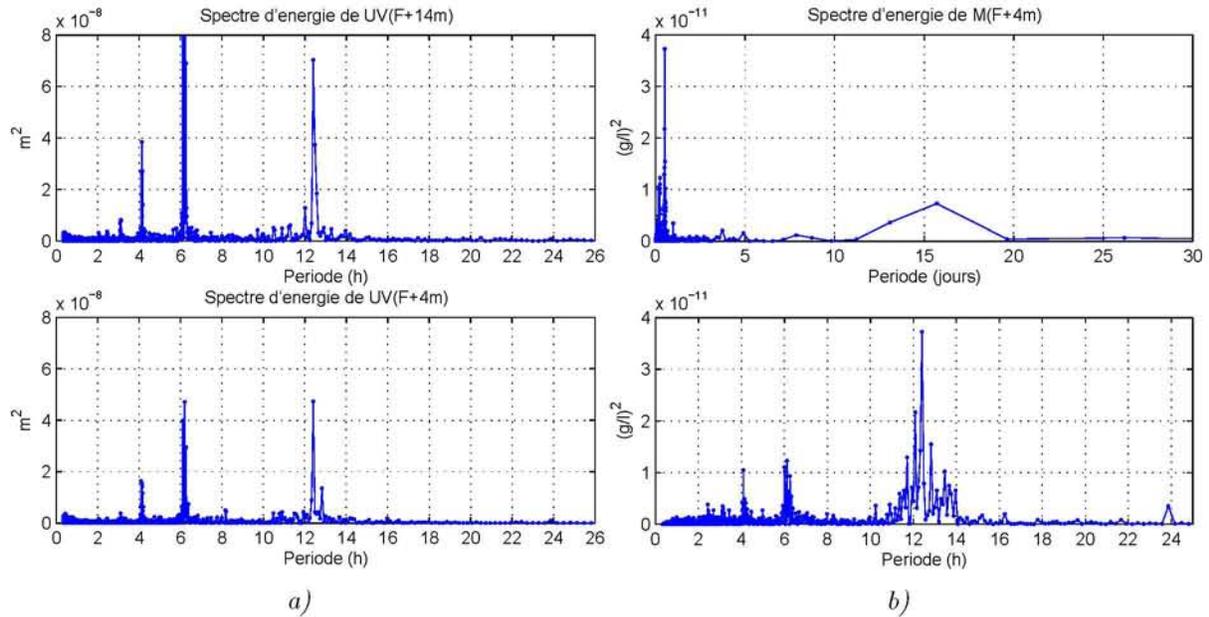


FIG. 3.44 : MODYCOT 2003 - a) Spectres d'énergie des courants horizontaux bruts à 14 m et à 4 m du fond - b) Spectres d'énergie des concentrations à 4 m du fond

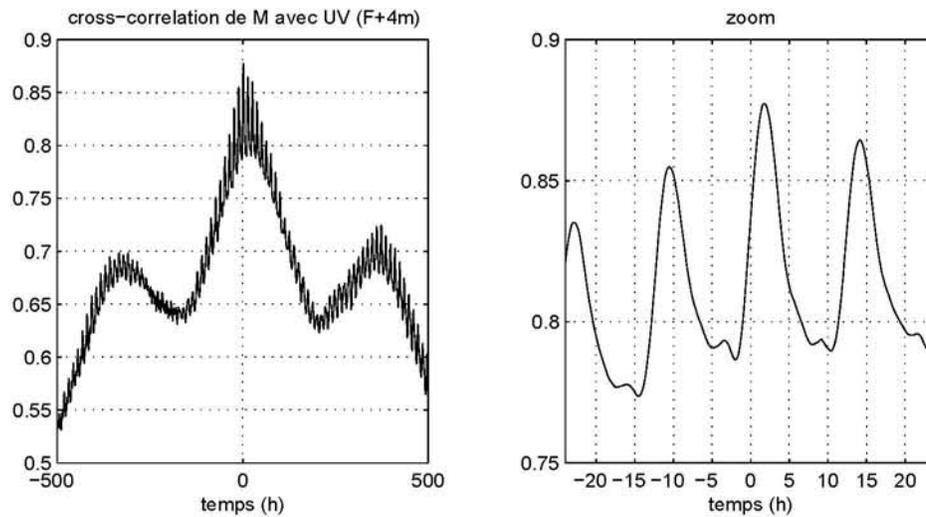


FIG. 3.45 : MODYCOT 2003 - Autocorrelation du courant avec la concentration massique à 4 m du fond (zoom à droite).

3.6.2 Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : octobre 2004

Le mouillage OPTIC-PCAF 2004 a eu lieu du 13 au 22 octobre 2004 (jours 286-295). Il était situé dans le Mor-Bras au même point que le mouillage de 2003, mais les hauteurs d'eau étaient un peu plus importantes, variant de 18 à 23 mètres. Les paramètres présentés ici ont tous été obtenus à partir des mesures ADCP 1200 kHz : la hauteur d'eau (pression), les courants, les concentrations massiques (à partir de l'intensité rétrodiffusée), et les vagues.

Conditions hydrodynamiques :

Les paramètres de vagues sont estimés de trois façons différentes, à partir des spectres à 2 Hz pendant 10 mn des variations de : la pression, l'écho de la surface libre et les vitesses orbitales à 3 niveaux différents, le long des quatre faisceaux (logiciel WavesMon, RDI). La figure 3.47 présente les séries temporelles de hauteur significative, période de pic et direction du pic. Les houles au point de mouillage viennent principalement du secteur Ouest/Sud-Ouest. Elles atteignent 2 m les 14 et 21 octobre (jours 287 et 294), pour des périodes variant de 4 à 10 s. Le courant moyen sur la verticale et les variations de hauteur d'eau sont aussi indiquées. Les mesures couvrent un cycle de vive-eau/morte-eau, les courants moyens à mi-marée sont de 30-40 cm/s en vive-eau et de 15-20 cm/s en morte-eau. En fin de période (jour 294) la forte asymétrie observée (flot uniquement) est induite par un fort coup de vent de Sud/Sud-Ouest de 15 m/s générant un courant résiduel vers le Nord-Ouest sur plus de la moitié de la colonne d'eau. Ceci sera présenté dans le chapitre 5, en comparaison avec les résultats du modèle.

Evolution des turbidités :

La figure 3.46 montre l'évolution de la concentration massique sur toute la colonne d'eau, estimée à partir de l'intensité rétrodiffusée des ADCP. Elle varie de 5 à 50 mg/l à 2 m au dessus du fond, et peut atteindre les 20 mg/l dans le haut de la colonne d'eau. On observe que la concentration fluctue avec la marée mais aussi en fonction de la présence de houles ou pas (figure 3.47). Les concentrations dans la colonne d'eau sont plus fortes en vive-eau (jours 287-289) mais la marée module aussi l'effet des houles, par les variations de hauteur d'eau. Ceci est visible les jours 287-288, où les concentrations croient dans la colonne d'eau, particulièrement à basse mer. La part d'advection dans ce signal est sans doute aussi non négligeable. Le mélange dans la colonne d'eau semble aussi fortement lié aux coups de vent. En fin de période (jour 294), le pic de concentration est corrélé à un pic de houle mais il est aussi concomittant au coup de vent de Sud-Ouest.

Ces mesures serviront à calibrer et valider le modèle hydro-sédimentaire, qui en retour permettra d'expliquer les mécanismes en trois dimensions (chapitres 4 et 5).

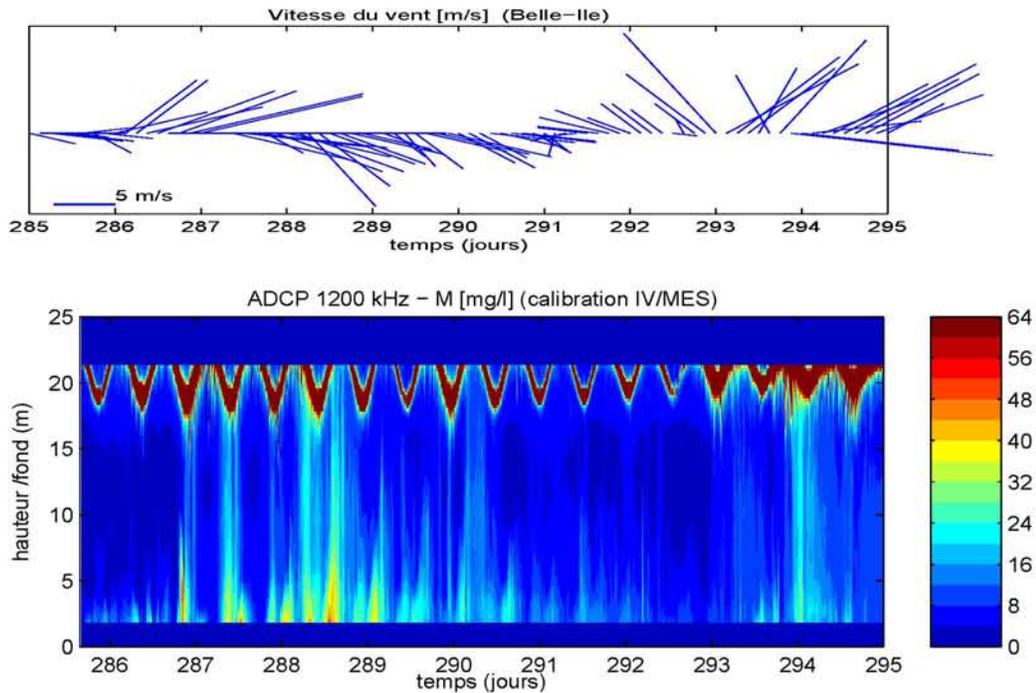


FIG. 3.46 : OPTIC-PCAF 2004 - haut : Vent mesuré à Belle-Ile (direction vers où il souffle) - bas : Concentration massique (mg/l) obtenue par calibration de l'indice de rétrodiffusion de l'ADCP 1200 kHz.

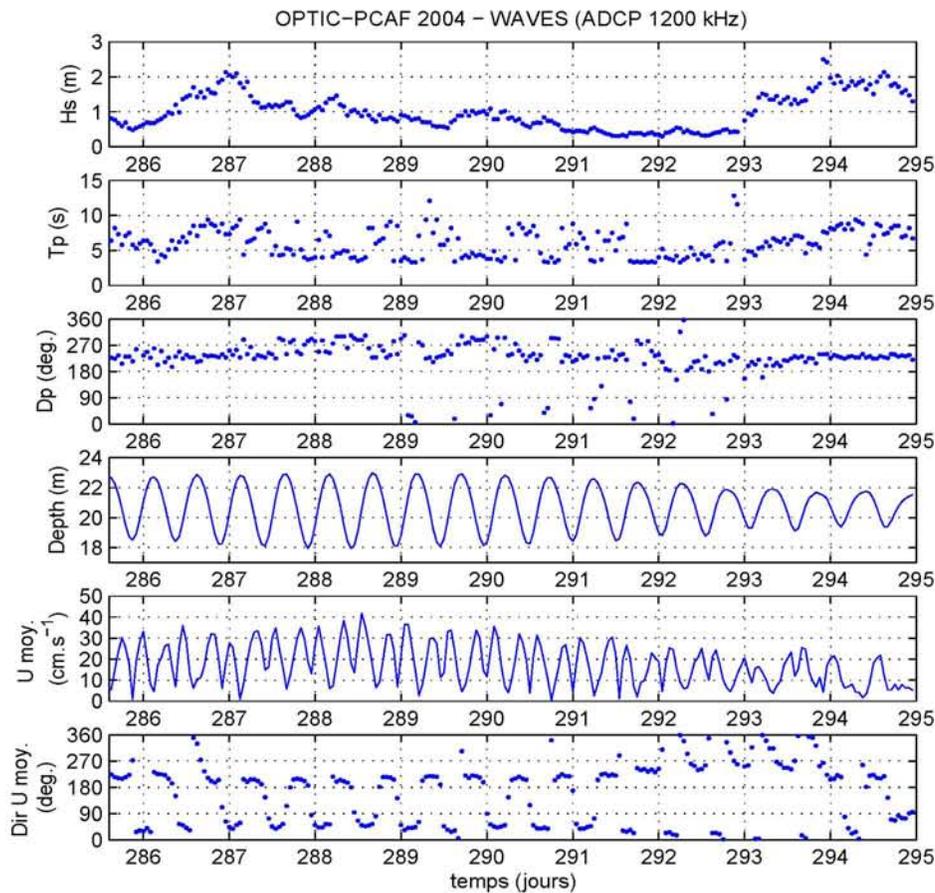


FIG. 3.47 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Paramètres des vagues mesurées : hauteur significative (m), période du pic (s), direction de provenance (degrés) - Hauteur d'eau (m), intensité du courant moyenné sur la verticale (cm/s), direction du courant moyen (degrés).

3.6.3 Turbidités mesurées au point fixe dans le Mor-Bras : février 2005

Le mouillage a été mis en place à l'Ouest de la pointe du Castelli, du 5 au 18 Février 2005 (jours 35 à 48), sur des fonds meubles vaseux. La hauteur d'eau varie en ce point de 16 à 22 m selon les conditions de marée. De même que précédemment, les paramètres de courants, houles et de concentration massique ont été estimés à partir des mesures ADCP 1200 kHz.

Conditions hydrodynamiques :

Le passage entre l'Île Dumet et la côte induit une intensification des courants de marée dans cette zone, avec des vitesses au fond pouvant dépasser 50 cm/s en vive-eau. Une forte asymétrie de marée est observée avec des courants de flot plus forts dans le bas de la colonne d'eau, et des courants de jusant intensifiés en surface. Ceux-ci sont aussi particulièrement intensifiés en fin de période par un vent de Nord-Ouest à Nord. Seuls les courants moyens sont ici présentés (figure 3.49), atteignant 50 cm/s en vive-eau. Les courants résiduels sont étudiés dans le chapitre 5.

De plus, l'effet de cap concentre l'énergie des houles du large. Des houles longues de faible hauteur significative (<1 m) arrivent à la côte le 9 février (jour 39), puis des houles plus courtes mais atteignant 2 m de hauteur significative persistent plusieurs jours, associé au passage d'une perturbation, avec des vents de 10 à 17 m/s tournant de Sud-Ouest à Nord-Ouest.

Evolution des turbidités :

Le signal de turbidité montre une dynamique semi-diurne, corrélée aux périodes de flot. A l'arrivée des houles longues le jour 39, la concentration passe de 20 à 40 mg/l à 1.50 m du fond, puis atteint 100 mg/l pendant la période de houles. Dans la colonne d'eau elle augmente jusqu'à 25 mg/l à 10 m du fond, puis décroît progressivement après la fin de la période de houles et la diminution des coefficients de marée.

Les concentrations ici sont plus élevées qu'en 2004 pour un même forçage de houles. Ceci peut être attribué à un état de compaction moindre du sédiment en ce point (confirmé par les plongeurs).

De même que précédemment, ces mesures vont être utilisées pour calibrer le modèle numérique, et celui-ci permettra d'analyser les processus en jeu (chapitres 4 et 5).

3.6.4 Conclusion

Les mouillages de longue durée ont permis de mesurer la dynamique des turbidités sur la colonne d'eau et leur variabilité temporelle. Les concentrations maximales mesurées ici sont au moins deux fois plus fortes que celles mesurées ponctuellement lors des campagnes en mer. L'influence des houles sur les signaux est notable, générant des remises en suspension. Les concentrations mesurées ont cependant une dynamique semi-diurne montrant également l'influence de la marée. La périodicité liée au cycle des vive-eau/morte-eau est aussi bien visible, les marées de vive-eau favorisant le mélange dans la colonne d'eau des particules. En fonction des conjonctions des forçages de houle et de marée, les turbidités induites peuvent donc avoir une grande variabilité. Cependant, les mesures au point fixe ne permettent pas une analyse 3D des processus, et un doute subsiste en particulier sur la contribution des phénomènes d'advection sur les signaux mesurés. Seule la modélisation peut apporter des éléments pour comprendre les parts relatives des différents processus. Néanmoins, en ce qui concerne les remises en suspension, l'estimation des contraintes sur le fond induites par les houles et les courants mesurés peut permettre de quantifier leur influence relative.

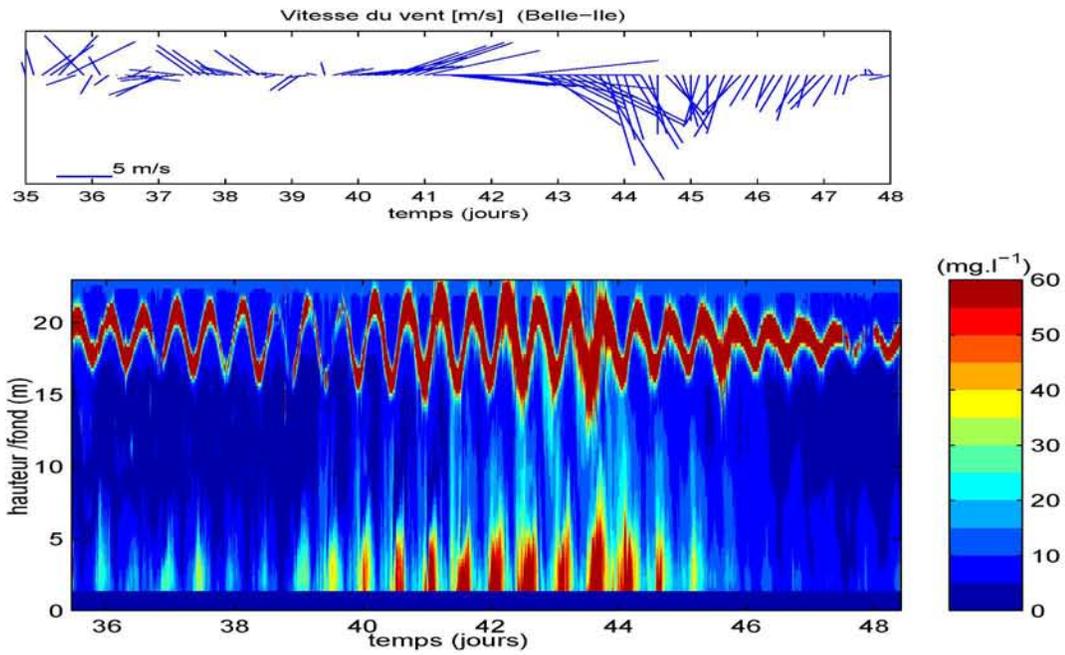


FIG. 3.48 : OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Concentration massique (mg/l) obtenue par calibration de l'indice de rétrodiffusion.

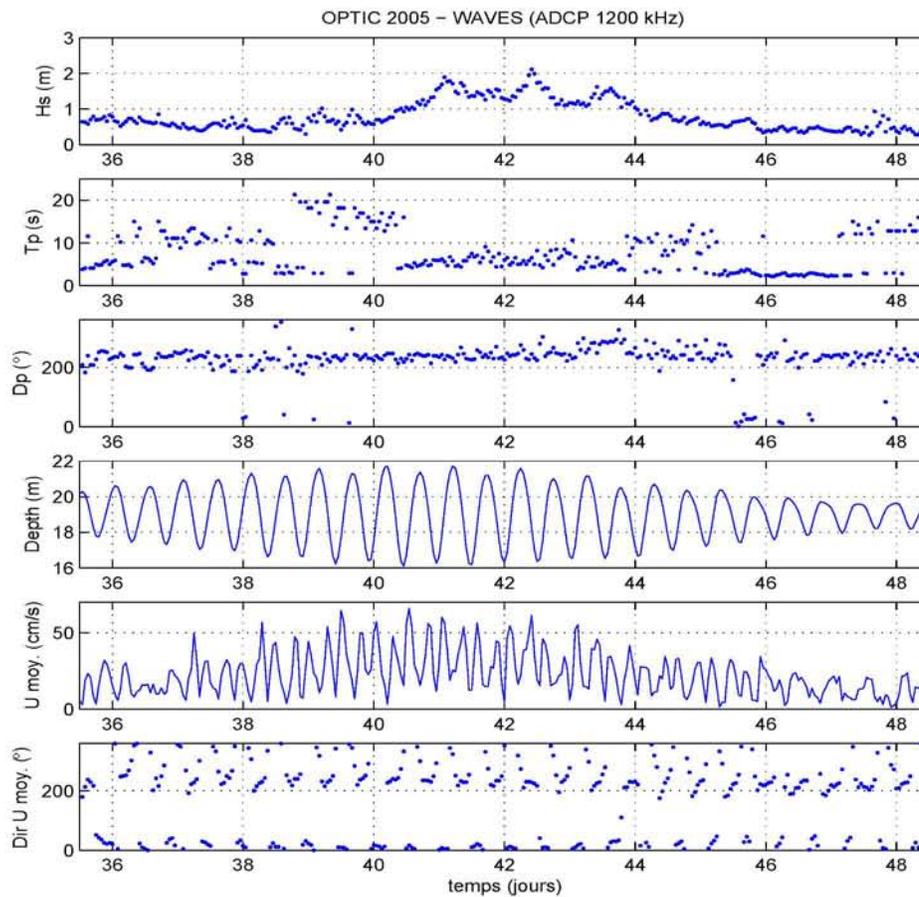


FIG. 3.49 : OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Paramètres des vagues mesurées : hauteur significative (m), période du pic (s), direction de provenance (degrés) - Hauteur d'eau (m), intensité du courant moyenné sur la verticale (cm/s), direction du courant moyen (degrés).

3.7 Estimation des contraintes au fond

Le remaniement des sédiments fait appel à une estimation fine des contraintes générées par les vagues et les courants. Ces contraintes dépendent des caractéristiques hydrodynamiques et de la rugosité du fond, en général mal connue. Les mesures ADCP de courant et de houle acquises dans le Mor-Bras en 2004 et 2005, permettent de quantifier ces contraintes, en particulier en considérant le spectre fréquentiel des vagues, mais à condition de se donner une rugosité du fond. Après la présentation des méthodes de calculs (3.7.1, 3.7.2), les résultats des contraintes de houles sont discutés pour les deux séries de mesures (3.7.3,3.7.4). Les contraintes totales sont ensuite présentées pour deux valeurs de rugosité (3.7.5).

3.7.1 Contraintes liées au courant : rappel théorique

La contrainte liée au courant de marée τ_c est estimée au delà d'une éventuelle sous-couche visqueuse à partir du concept de longueur de mélange (théorie de Prandtl).

Les tensions de Reynolds résultant des vitesses turbulentes horizontales u' et verticales w' , s'écrivent selon l'hypothèse de Boussinesq :

$$\tau_c = -\rho_0 \overline{u'w'} = \rho_0 N_z \frac{\partial u}{\partial z}$$

Le coefficient de diffusion turbulente N_z peut s'exprimer en fonction d'une longueur de mélange l , représentative de la taille des mouvements turbulents, et d'une échelle des vitesses turbulentes V , dépendante de l et des gradients de vitesses moyennes :

$$N_z = l V = l \left(l \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

En première approche, Prandtl fait l'hypothèse que l croît linéairement avec la distance à la paroi : $l = \kappa z$ avec $\kappa = 0.4$ la constante de von Karman.

La vitesse de frottement $u_* = \sqrt{\tau_c/\rho_0}$ s'écrit donc :

$$u_* = \kappa z \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

et l'intégration sur la verticale donne un profil logarithmique des vitesses, fonction d'une longueur de rugosité z_0 :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \log \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

Finalement, la contrainte liée au courant peut se calculer selon :

$$\tau_c = \rho_0 u_*^2 \quad \text{avec} \quad u_* = \kappa u(z) / \log(z/z_0) \quad (3.1)$$

ρ_0 est la masse volumique de l'eau, κ est la constante de von Karman, $u(z)$ la vitesse du courant à la hauteur z du fond et z_0 la longueur de rugosité. L'estimation a été faite à partir des mesures de vitesses du courant de la première cellule ADCP à 1.60 m (resp. 1.50 m) du fond en 2004 (resp. 2005).

z_0 est la distance par rapport au fond pour laquelle la vitesse est nulle. Elle dépend de la nature du fond sédimentaire et des éventuelles rides. Pour un fond uniformément rugueux, elle s'exprime en fonction du coefficient de Nikuradse k_s (appelé aussi rugosité équivalente), tel que $z_0 = k_s/30$. Dans la réalité, le paramètre k_s est difficile à déterminer.

3.7.2 Contraintes liées aux houles : éléments théoriques

La contrainte liée aux houles, généralement quadratique en fonction de la vitesse orbitale au fond U_b , est paramétrisée à l'aide d'un facteur de frottement f_w (Jonsson, 1966) :

$$\tau_w = 0.5 f_w \rho_0 U_b^2 \quad (3.2)$$

Le facteur de frottement f_w dépend du régime de l'écoulement, et en particulier de la rugosité relative du fond, en régime turbulent. Le diagramme de la figure 3.50 (in (Dyer 1986)), proposé par Jonsson (1966), montre la variabilité de f_w en fonction du nombre de Reynolds R_w et de l'excursion relative des particules A/k_s , k_s étant la rugosité équivalente du fond ($k_s \sim 3D$).

Le nombre de Reynolds lié aux vagues peut être défini comme suit :

$$R_w = U_b A / \nu \quad (3.3)$$

où A est l'excursion orbitale près du fond et ν la viscosité du fluide.

Les relations considérées pour le facteur de frottement sont les suivantes :

– régime laminaire :

$$f_{wL} = 2 R_w^{-0.5} \quad (3.4)$$

– régime turbulent rugueux (RT : Rough Turbulent) :

$$f_{wRT} = 1.39 (A/z_0)^{-0.52} \quad (\text{Soulsby } et al. 1993) \quad (3.5)$$

– régime turbulent lisse (ST : Smooth Turbulent) :

$$f_{wST1} = 0.0521 R_w^{-0.187} \quad (\text{Soulsby } et al. 1993) \quad (3.6)$$

$$f_{wST2} = 0.0450 R_w^{-0.175} \quad (\text{Myrhaug } 1995) \quad (3.7)$$

f_{wST3} obtenu itérativement tel que (Myrhaug 1989) :

$$\frac{0.32}{f_{wST3}} = \left\{ \log(6.36 r f_w^{0.5}) - \log[1 - \exp(-0.0262 \frac{R_w f_w^{0.5}}{r})] + \frac{4.71 r}{R_w f_w^{0.5}} \right\}^2 + 1.64 \quad (3.8)$$

avec $r = A/k_s$.

Une forte incertitude existe sur les valeurs de f_w dans les régimes de transition, du laminaire au turbulent (rugueux ou lisse). Habituellement, c'est le maximum des différentes valeurs obtenues qui est retenu.

Il s'agit donc maintenant d'évaluer R_w et A/k_s , pour se situer sur le diagramme de Jonsson. A partir des mesures ADCP, on peut calculer U_b et A soit spectralement (à partir du spectre fréquentiel des houles) soit à partir des paramètres de houle calculés (période moyenne ou de pic, hauteur significative). Différents calculs ont été faits pour quantifier les écarts obtenus entre l'estimation "spectrale" et "paramétrique" de la contrainte.

Le facteur de frottement est en général celui utilisé pour exprimer la contrainte totale, celle qui dissipe l'énergie des vagues et est influencée par les irrégularités du fond. Dans la suite, nous avons fait l'hypothèse que les formulations ci-dessus étaient applicables pour la contrainte de peau (celle qui est pertinente pour la remise en suspension des sédiments) en prenant une rugosité nettement plus faible.

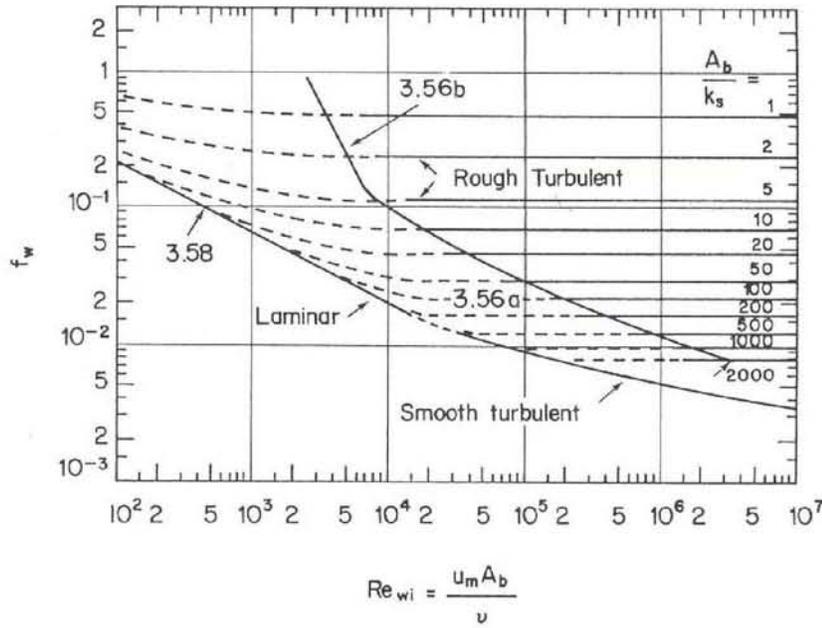


FIG. 3.50 : Variations du facteur de frottement lié aux vagues en fonction du nombre de Reynolds et de l'excursion relative des particules au fond A/k_s (d'après Jonsson 1966, in Dyer (1986)).

Estimation paramétrique

Pour une houle sinusoïdale, les vitesses orbitales et la demi-excursion des particules au fond s'expriment selon :

$$U_b = \frac{\pi H_s}{T \sinh(2\pi h/L)} \quad \text{et} \quad A = \frac{T U_b}{2\pi} \quad (3.9)$$

avec h la hauteur d'eau, H_s la hauteur significative des houles, T la période et L la longueur d'onde.

Il est apparu nécessaire de tester s'il fallait considérer la période du pic d'énergie ($T_p = 1/f_p$, avec f_p la fréquence correspondante au maximum d'énergie) ou la période moyenne (T_m), estimée à partir des moments d'ordre 0 et 1 du spectre fréquentiel :

$$T_{m01} = 2\pi \frac{m_0}{m_1} \quad \text{avec} \quad m_n = \int (2\pi f)^n E(f) df \quad (3.10)$$

$E(f)$ est la décomposition en fréquence de la variance de l'élévation de la surface (m^2/Hz), couramment appelée densité spectrale d'énergie (au facteur ρg près). Les longueurs d'onde correspondantes aux périodes moyenne et de pic (L_m et L_p) sont estimées itérativement selon :

$$L = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (3.11)$$

La hauteur significative, est calculable à partir du spectre fréquentiel des houles, en considérant que $\sqrt{2}E^{0.5}$ est une amplitude équivalente (la variance E équivaut à $a^2/2$ pour une houle sinusoïdale d'amplitude a). On a alors :

$$H_{rms} = 2\sqrt{2}E^{0.5}$$

$$H_s = \sqrt{2}H_{rms} = 4\sqrt{m_0}. \quad (3.12)$$

Estimation spectrale

Le spectre fréquentiel des houles peut être obtenu à l'aide du logiciel WavesMon (distribué par RDI) selon trois méthodes, à partir des variances des mesures à 2 Hz pendant 10 mn. Les mesures utilisées sont soit les vitesses dans la colonne d'eau à trois niveaux le long des quatre faisceaux, soit la pression, soit l'écho de la surface libre. Les trois calculs sont indépendants, permettant une validation des résultats obtenus³.

Les longueurs d'ondes correspondantes à chaque composante fréquentielle, sont calculées itérativement comme précédemment, en fonction du temps. Le calcul des vitesses orbitales et de l'excursion des particules près du fond, est réalisé spectralement comme suit, selon la théorie linéaire des houles (Myrhaug 1995; Ardhuin 2005) :

$$U_{b-spec}^2 = 2 U_{rms}^2 = 2 \sum_i \frac{4\pi^2 f_i^2}{\sinh^2(2\pi h/L_i)} E_i df_i \quad (3.13)$$

$$A_{spec}^2 = 2 A_{rms}^2 = 2 \sum_i \frac{1}{\sinh^2(2\pi h/L_i)} E_i df_i \quad (3.14)$$

A partir de ces grandeurs spectrales, une période caractéristique peut être estimée selon (Myrhaug 1995) :

$$T_{spec} = \frac{2\pi}{\omega_{spec}} = 2\pi \frac{A_{rms}}{U_{rms}} \quad (3.15)$$

3.7.3 Résultats en octobre 2004

Au cours du mouillage OPTIC-PCAF 2004 (13-22/10/2004), l'ADCP 1200 kHz a enregistré chaque heure, les mesures à 2 Hz pendant 10 mn de la pression, de l'écho de la surface libre et des vitesses brutes le long de chaque faisceau, dans les cellules 1 (F+1.60m), 16, 19, 21 et 27 (F+14m). Le calcul du spectre fréquentiel a été réalisé avec le logiciel WavesMon, à partir des variances de ces mesures, avec la priorité aux vitesses (des cellules 16, 19 et 21) et à la pression (fréquence de coupure plus basse). Le spectre obtenu est ici valide dans la gamme 0.1-0.3 Hz (figure 3.51), ce qui correspond à des périodes de 3-10 s.

Les différents paramètres ont ensuite été calculés comme précédemment développé, pour l'ensemble de la période de mesures. En particulier, les vitesses orbitales au fond et l'excursion des particules près du fond, ont été calculées pour la période de pic et la période moyenne, ainsi que spectralement (figure 3.52). Il apparaît que les résultats obtenus avec la période moyenne sont plus proches de l'estimation spectrale que ceux obtenus avec la période de pic, particulièrement lors des événements de houles. Ces différences se répercutent sur la tension de cisaillement sur le fond, calculée ici avec une rugosité équivalente de 3 mm (voir ci-dessous).

En dehors des événements de houle, l'étalement et la faible énergie du spectre induisent un désaccord important entre l'estimation spectrale et paramétrique de A et U_b . L'excursion des particules au fond est sous-estimée avec la période moyenne et la période de pic, par rapport à l'estimation spectrale. Ces erreurs concernent les faibles valeurs de tension, donc seront de moindre importance pour la dynamique des sédiments. Par ailleurs, on peut noter que la période obtenue spectralement (T_{spec}) semble trop grande par rapport à la zone valide du spectre, ceci est dû à la sensibilité du calcul aux faibles valeurs.

Les calculs des vitesses orbitales et des excursions des particules au fond ont été faits par la suite de manière spectrale.

³Le spectre exporté est discrétisé sur nf fréquences d'intervalle régulier df , $E_0(f)$ exprimé en $[\text{mm}/\sqrt{\text{Hz}}]$. Le spectre à considérer est donc la variance de l'élévation $E(f) = (E_0(f)/1000)^2 [\text{m}^2/\text{Hz}]$.

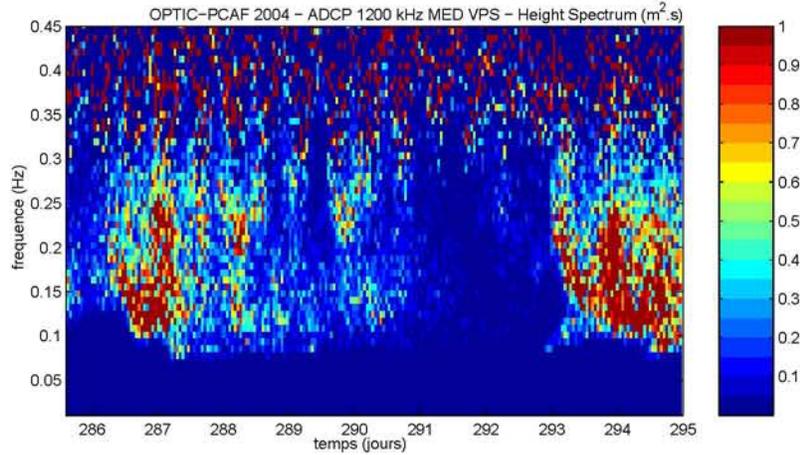


FIG. 3.51 : OPTIC-PCAF 2004 - HOULES - Evolution temporelle du spectre fréquentiel des élévations (m^2/Hz).

Le facteur de frottement dépendant du régime de l'écoulement, le nombre de Reynolds lié aux vagues a été calculé pour toute la période de mesure. De plus, l'excursion relative des particules au fond a été calculée pour deux valeurs de la rugosité relative du fond, compte tenu de l'incertitude sur ce paramètre (figure 3.53). Même si les sédiments du secteur de mesure sont composés de vase fine à plus de 80%, nous avons considéré des rugosités k_s de 3 mm ($z_0 = 0.1\text{mm}$) et de 1 mm ($z_0 = 0.033\text{mm}$). Il faut relever l'absence d'indications dans la littérature sur la rugosité de peau à prendre en compte dans un environnement naturel, rarement lisse.

Lors des événements de houles ($H_s \sim 2$ m), le nombre de Reynolds vaut ici $\sim 5 \cdot 10^4$, et A/k_s vaut ~ 100 (~ 300 pour $k_s = 1\text{mm}$), et lors des périodes hydrodynamiquement calmes, $R_w < 10^4$ et $A/k_s \sim 50$ (~ 150 pour $k_s = 1\text{mm}$). D'après le diagramme de Jonsson, on se situe en régime de transition, entre le laminaire et le turbulent rugueux, et les facteurs de frottement correspondants ont donc été calculés pour les deux valeurs de k_s (figure 3.53), à partir des spectres de houle.

On constate que lors des événements de houles, le facteur de frottement du régime turbulent rugueux est toujours plus grand que les autres. Il est de l'ordre de 0.02 (resp. 0.01) pour $k_s = 3$ mm (resp. 1 mm). Par contre, par période de calme, le facteur de frottement laminaire peut être plus fort que les facteurs de frottement turbulents, les petites orbitales de houle étant plus sensibles aux rugosités du fond, et A/k_s est faible. Ainsi, pour une même hauteur de vague au large ou à la côte, l'excursion des particules au fond sera plus faible par grande profondeur, et le régime pourra donc être laminaire, alors qu'à la côte il sera turbulent rugueux.

Enfin, les contraintes ont été estimées pour les deux valeurs de rugosité, pour le courant et les houles, en prenant le maximum des facteurs de frottement laminaire et turbulent rugueux (figure 3.53). Si on considère une rugosité de peau ($k_s = 1$ mm), proche de la rugosité de grain, les contraintes liées aux houles atteignent 0.3 Pa, lors des pics de houles de hauteur significative 2 m et période 7-8 s. A ce point de mesure (sud-ouest de l'Île Dumet), les contraintes maximales de courant de marée sont de l'ordre de 0.1 Pa en vive-eau. Le forçage lié aux houles apparaît ainsi bien plus important que celui lié aux courants pour les remises en suspension. Les différences induites par le changement de rugosité est discuté dans la section 3.7.5.

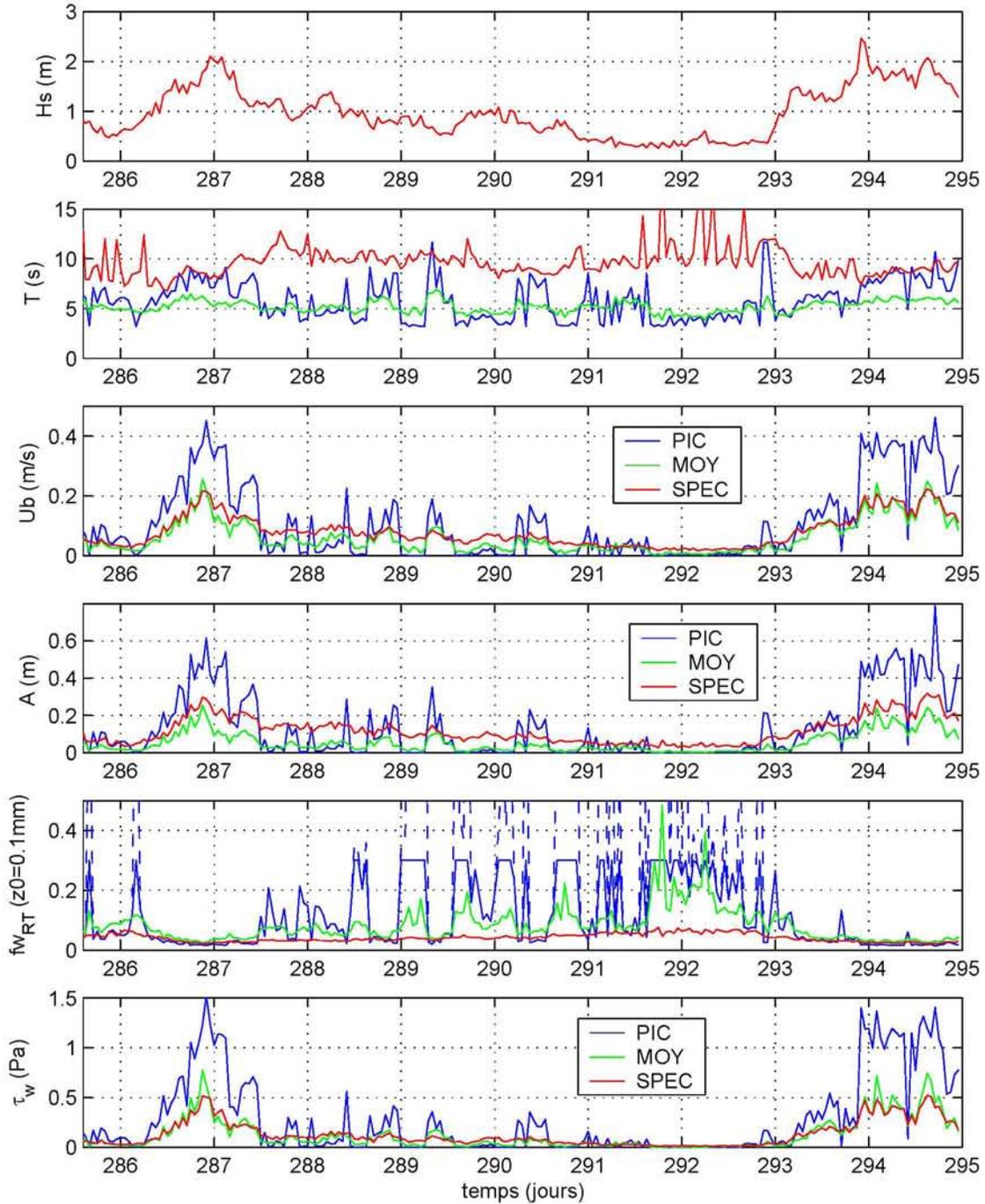


FIG. 3.52 : OPTIC-PCAF 2004 - HOULES - Hauteur significative (m), périodes (s), vitesses orbitales au fond (m/s), demi-excursion des particules au fond (m), facteur de frottement turbulent rugueux (fw_{RT} , Soulsby 1993, avec $k_s=3$ mm) et tension de fond des houles (Pa) : calculs à la période du pic (bleu), à la période moyenne (vert) et à partir du spectre fréquentiel des élévations (rouge).

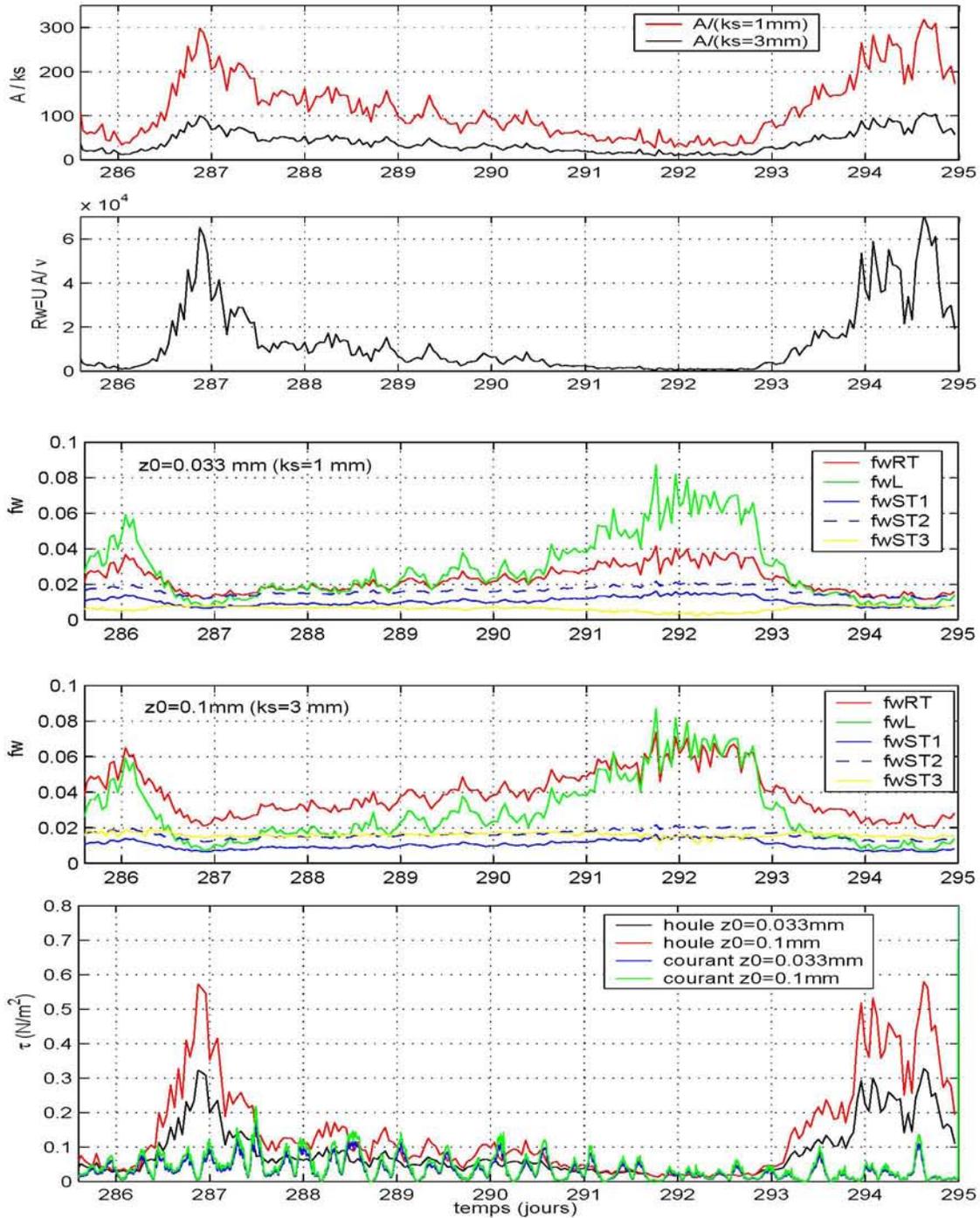


FIG. 3.53 : OPTIC-PCAF 2004 - Estimation spectrale de la demi-excursion relative des particules au fond A/k_s , du nombre de Reynolds lié aux vagues R_w - Calculs du facteur de frottement des houles ($k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm) pour les différents régimes d'écoulement (laminaire, turbulent rugueux et turbulent lisse) - Contraintes de cisaillement du courant et des houles (avec $f_w = \max(f_{wRT}, f_{wL})$) calculées pour $k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm.

3.7.4 Résultats en Février 2005

En février 2005, le spectre de houle montre clairement une arrivée de houles longues le jour 39 (09/02/2005) puis des houles de plus hautes fréquences les jours 41 à 44. Comme précédemment, les facteurs de frottement en régime laminaire et rugueux ont été calculés à partir des paramètres spectraux de vitesse orbitale U_{b-spec} et d'excursion des particules A_{spec} , et pour les deux valeurs de rugosité suivantes : $k_s = 1$ mm et $k_s = 3$ mm. (figure 3.53).

Lors des événements de houle, le nombre de Reynolds lié aux vagues varie de 2.10^4 à 5.10^4 , un peu plus faible qu'en octobre 2004, et l'excursion relative des particules au fond est de 50-100 (resp. 200-300) pour $k_s=1$ (resp. 3) mm. D'après le diagramme de Jonsson, l'écoulement est proche du laminaire, et les facteurs de frottement f_{wL} et f_{wRT} sont en effet très proches.

Les contraintes liées aux houles ont été estimées en prenant la valeur maximale des facteurs de frottement laminaire et rugueux. Pour une rugosité relative $k_s = 1mm$, elles sont de l'ordre de 0.2 N/m² lors des pics de houles. De plus, sur la figure 3.55 est présentée également la contrainte liée au courant de marée pour les deux rugosités considérées. On observe qu'en ce point de mesure (pointe du Castelli), les courants sont intensifiés, particulièrement au flot au fond, et la contrainte résultante est du même ordre de grandeur en vive-eau que celle des vagues.

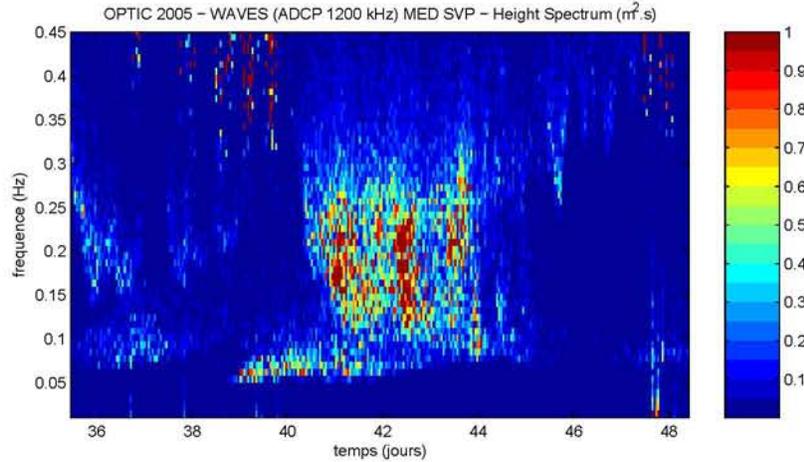


FIG. 3.54 : OPTIC 2005 - HOULES - Evolution temporelle du spectre fréquentiel des élévations (m²/Hz).

3.7.5 Contraintes totales - Synthèse des résultats

La figure 3.56 montre les résultats obtenus en 2004 et 2005 pour deux valeurs de rugosité du fond (k_s de 1 et 3 mm). Les contraintes de houles ont été estimées à partir des spectres fréquentiels de houle, en prenant le maximum des facteurs de frottement laminaire et rugueux. La contrainte liée au courant de marée est calculée à partir de la vitesse près du fond (F+1.50m), avec l'hypothèse d'un profil log et d'une longueur de mélange.

La contrainte totale "houle+courant" est estimée avec la formulation de Soulsby (1997) (définie à partir de mesures sur fond rugueux) :

$$\tau_{max} = [(\tau_m + \tau_w |\cos(\phi)|)^2 + (\tau_w \sin(\phi))^2]^{0.5} \quad \text{avec} \quad \tau_m = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (3.16)$$

ϕ étant l'angle entre la tension liée aux houles τ_w et celle liée au courant τ_c . Cette formulation donne des compositions houle+courant maximale (x 1.2) pour $\phi = 0$ et $r_\tau = \tau_c / (\tau_c + \tau_w) \sim 0.2$, et minimale (x 0.75) pour $\phi = \pi/2$ et $r_\tau \sim 0.6$. Pour comparaison, l'ancien modèle de Soulsby

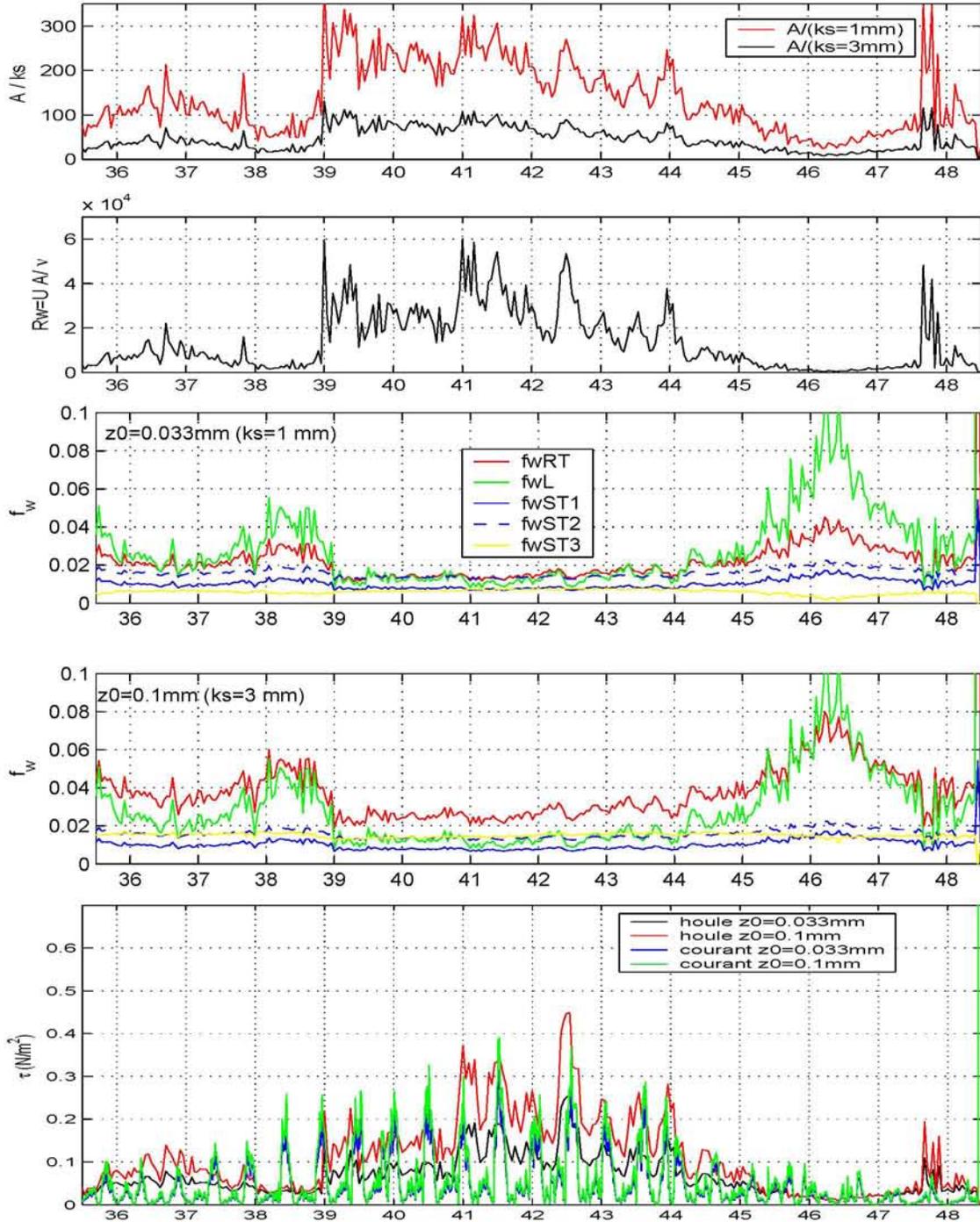


FIG. 3.55 : OPTIC 2005 - Estimation spectrale de la demi-excursion relative des particules au fond A/k_s , du nombre de Reynolds lié aux vagues R_w - Calculs du facteur de frottement des houles ($k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm) pour les différents régimes d'écoulement (laminaire, turbulent rugueux et turbulent lisse) - Contraintes de cisaillement du courant et des houles (avec $f_w = \max(f_{wRT}, f_{wL})$) calculées pour $k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm.

(1993), avec les paramètres de Fredsoe (1984) donnait un facteur maximal de 1.7 et un minimal de 0.9. Les contraintes calculées ici sont donc légèrement plus faibles qu'avec l'ancienne formulation (Soulsby *et al.* 1993).

Si on considère une rugosité relative $k_s=1$ mm, plus proche de la rugosité de grain, les contraintes de houles sont de l'ordre de 0.2 Pa pour des caractéristiques de hauteur significative 2 m et période de pic 7-8 s. Ces événements de houles sont observés en 2004 et 2005. Par contre, les mesures de 2005 ayant été faites à la pointe du Castelli, où le courant est intensifié par rapport au reste du Mor-bras, les contraintes liées au courant sont bien plus fortes qu'en 2004, et atteignent 0.2 Pa en vive-eau, du même ordre de grandeur que les contraintes de houle. La contrainte totale est donc fortement liée à celle du courant de marée, alors qu'en 2004, on observe une simple modulation de la contrainte de houle par la marée.

Le choix de la rugosité du fond joue sur la grandeur de la contrainte de fond calculée. Ces grandeurs sont assez mal connues et en absolu, cela n'est pas très important puisque la paramétrisation des processus d'érosion dans les modèles numériques permet de s'en affranchir. Cependant, les calculs présentés ici montrent que la part relative des houles et du courant sur les contraintes change entre les deux valeurs de rugosité. En 2004 par exemple (figure 3.56a), le rapport de la tension maximale de houles par rapport à celle du courant est de ~ 1.67 pour $k_s=1$ mm et de ~ 2.5 pour $k_s=3$ mm. L'effet du courant sur les remises en suspension est donc plus important pour les faibles valeurs de rugosité du fond. Pour la modélisation hydro-sédimentaire, cela est donc susceptible de jouer de modifier la répartition et la dynamique des turbidités.

De plus, le forçage de houle estimé dans un modèle hydro-sédimentaire 3D peut difficilement être spectral en tout point, du fait du volume important des données à stocker dans ce cas. L'information disponible sur les houles peut donc varier selon la méthodologie adoptée, et on se ramène souvent à des paramètres de houles simples. Pour un forçage de houles calculé par un modèle de vague de type SWAN, la vitesse orbitale au fond U_{bot} est estimée spectralement mais la demi-excursion des particules doit être estimée paramétriquement. La comparaison des estimations paramétriques et spectrales des contraintes a montré que les résultats étaient plus satisfaisants en considérant la période moyenne plutôt que la période de pic. C'est donc ce paramètre qui est retenu pour l'estimation des tensions de cisaillement vues par le sédiment dans le modèle hydro-sédimentaire.

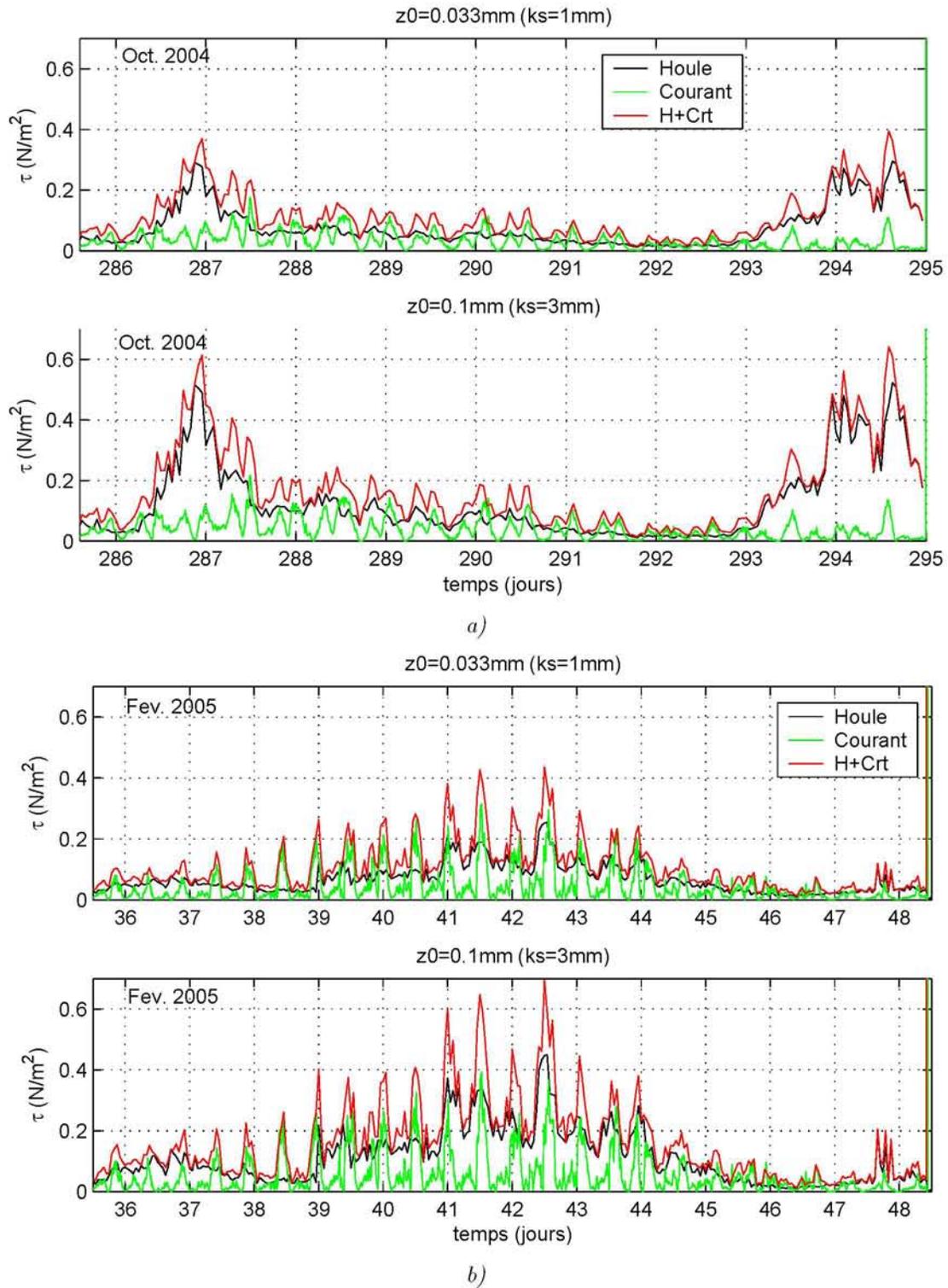


FIG. 3.56 : Evolution des contraintes au fond, liées aux houles (noir), au courant (vert) et totale (rouge), pour $ks=1mm$ (haut) et $ks=3mm$ (bas). a) Octobre 2004 b) Février 2005.

3.8 Conclusion du chapitre

Le domaine maritime de la Bretagne Sud a une géométrie complexe avec de nombreuses îles et hauts fonds, associés à une couverture sédimentaire diversifiée et un hydrodynamisme intensifié localement. Les courants de marée sont dans l'ensemble faibles, permettant une stratification thermique estivale et des circulations fortement liées aux vents et aux gradients de densité générés principalement par la Loire et la Vilaine. Le cycle saisonnier des houles induit une période hivernale d'hydrodynamisme intense, avec des hauteurs de houles au large de 2 à 6 m (périodes variables 8-15 s), dépassant les 7 m plusieurs jours par an.

Avec les images satellitales SeaWiFS (Gohin *et al.* 2005), l'estimation des turbidités de surface est possible sur toute la zone en simultané. Les moyennes mensuelles (Gohin, comm. pers.) montrent l'apparition en hiver d'une bande côtière turbide (2-5 mg/l) que l'on peut attribuer aux remises en suspension par les houles dans la zone peu profonde, et qui sont advectées ensuite par les courants. Entre la côte et l'isobathe 50 m, les concentrations moyennes décroissent de 15 à 2 mg/l, avec un maximum entre l'embouchure de la Loire et l'île de Noirmoutier, et des valeurs toujours < 2 – 3mg/l dans la partie Est du domaine.

L'analyse d'images haute résolution SPOT et MODIS sur l'embouchure de la Loire (Froidefond *et al.* 2003) permet de repérer des structures turbides fines, et met en évidence des concentrations bien plus fortes lors des événements de crue de la Loire. Lors de la crue de début janvier 2000, les concentrations à l'embouchure sont de l'ordre de 100-200 mg/l et de 50 mg/l à l'entrée du Mor-Bras. En général, les apports du fleuve sont plus faibles que les turbidités côtières générées par les vagues et sont souvent confondus.

Le bilan des mesures *in-situ* de turbidité réalisées lors des campagnes en mer (SHOM, IFREMER, CNRS) a montré une grande variabilité des structures turbides associée aux conditions hydrologiques et à la diversité des particules présentes. Au large, les concentrations ne dépassent pas les 2 mg/l tant au fond qu'en surface. Les profils dépendent des développements de phytoplancton dans la couche de surface, et des flux détritiques associés qui alimentent la couche néphéloïde de fond, pouvant atteindre 30% de la hauteur d'eau. A la côte, les concentrations sont plus fortes du fait de la présence des particules minérales (remises en suspension par les vagues et apports par les fleuves), mais les particules organiques peuvent également beaucoup contribuer aux signaux de turbidités. Les mesures en conditions agitées restent rares et les concentrations mesurées n'excèdent pas les 20-30 mg/l dans la zone Loire-Vilaine.

Les mouillages ADCP de longue durée ont permis de mesurer les dynamiques verticale et temporelle des turbidités au point fixe dans le Mor-Bras, ainsi que les forçages hydrodynamiques simultanés. En 2003, l'effet de la marée a clairement été observée sur l'évolution des concentrations à 4 m du fond (signal semi-diurne corrélé au flot et concentrations plus fortes en vive-eau). Les mesures réalisées en octobre 2004 et février 2005 ont montré l'influence des remises en suspensions par les houles, qui peuvent atteindre 2 m de hauteur significative aux points de mesure. Les concentrations sont au moins deux fois plus élevées que les mesures des campagnes en mer, variant de 5 à 50 mg/l à 2 m au dessus du fond au centre du Mor-Bras et atteignant 100 mg/l à la pointe du Castelli pour les mêmes conditions de houle. Un probable mélange par la marée de vive-eau et par le vent est observé, mais la part d'advection reste incertaine. Ces mesures vont permettre la calibration et la validation du modèle numérique hydro-sédimentaire qui pourra en retour aider à la compréhension des processus agissant dans les 3 dimensions de l'espace.

Néanmoins, les mesures ADCP effectuées en 2004 et 2005 ont permis d'estimer les contraintes respectives des courants et des houles, pour deux rugosités du fond $k_s=1$ mm et $k_s=3$ mm (étant

donné l'incertitude sur ce paramètre). Pour la première valeur, les contraintes induites par des houles de 2 m et 7-8 s sont de l'ordre de 0.2-0.3 Pa, alors que les contraintes liées aux courants (en vive-eau) sont de 0.1 Pa en 2004 et 0.2 Pa en 2005. A la pointe du Castelli (2005), la contrainte totale dépend fortement du courant de marée alors qu'au centre du Mor-Bras (2004), une simple modulation de la contrainte de houle par le courant est observée. La diminution de la rugosité du fond fait diminuer le rapport de la contrainte maximale de houle par rapport à celle du courant. Le choix de ce paramètre dans le modèle numérique influe donc sur la part relative des houles et des courants sur les remises en suspension, ce qui est susceptible de modifier les turbidités simulées.

Chapitre 4

Modélisation hydro-sédimentaire en Bretagne Sud : mise en place, validation et sensibilités

Sommaire

4.1	Le modèle de circulation	162
4.1.1	Les équations	162
4.1.2	Conditions aux limites	164
4.1.3	Fermeture turbulente	166
4.1.4	Principes de résolution	168
4.2	Le modèle sédimentaire	169
4.2.1	Transport	169
4.2.2	Erosion-Dépot	169
4.2.3	Vitesse de chute	170
4.2.4	Gestion des couches sédimentaires	171
4.3	Configuration du modèle Bretagne Sud	172
4.3.1	Maillage et bathymétrie	172
4.3.2	Les forçages atmosphériques	172
4.3.3	Les apports par les fleuves	174
4.3.4	Initialisation du fond sédimentaire	177
4.3.5	Paramétrisation du modèle	177
4.3.6	Calcul des contraintes de fond	178
4.4	Le modèle de vagues	179
4.4.1	Présentation du modèle SWAN	179
4.4.2	Configuration et paramétrisation	179
4.4.3	Résolution	180
4.4.4	Conditions à la limite ouverte	180
4.4.5	Validation du modèle SWAN	183
4.5	Validation et sensibilités du modèle hydrodynamique : marée et structure hydrologique	187
4.5.1	Élévation de la surface libre	187
4.5.2	Courants et structure hydrologique	189
4.6	Validation et sensibilité des turbidités modélisées	195
4.6.1	Sensibilité à la structure hydrologique	196
4.6.2	Sensibilité au paramétrage sédimentaire	199
4.7	Conclusion du chapitre	205

Introduction

Les mesures analysées dans le chapitre précédent ont montré la complexité des phénomènes régissant la variabilité des turbidités dans la zone Bretagne Sud. La modélisation numérique a pour but d'aider à leur compréhension mais aussi à leur quantification au regard des différents forçages : les apports par les fleuves, les remises en suspension par les houles et le transport par la marée ou les circulations liées au vent. De plus, l'analyse des mouillages ADCP de longue durée a permis de mesurer plus particulièrement la dynamique des matières en suspension dans la colonne d'eau en réponse à ces forçages et c'est cette nouvelle capacité d'observation qu'il s'agit d'exploiter pour calibrer les modèles et évaluer leur capacité à reproduire les turbidités en zone côtière, et en particulier dans la zone Bretagne Sud.

Le modèle numérique utilisé pour cette étude est le modèle MARS-3D (développé à l'IFREMER), qui permet de calculer l'hydrodynamique, l'hydrologie et le transport d'éléments dissous ou particuliers dans une zone définie. Les applications hydrodynamiques de ce modèle sont nombreuses, à des échelles spatiales allant de la façade maritime à l'échelle locale (Lazure et Salomon 1991a; Lazure et Jegou 1998; Andre *et al.* 2005; Douillet *et al.* 2001; Pous 2005). La modélisation des cycles biogéochimiques et de la production primaire a aussi été intégrée et fait l'objet d'études sur le Golfe de Gascogne (Chapelle *et al.* 1994; Loyer 2001; Huret 2005), la Manche (Vanhoutte-Brunier *et al.* 2004) et les étangs méditerranéens (Chapelle *et al.* 2001). De plus, le couplage avec un modèle de dynamique sédimentaire a été possible grâce à l'incorporation des routines du modèle SiAM-3D (Cugier et Le Hir 2000; Le Hir *et al.* 2001), gérant les érosion-dépôts de sédiments multicouches avec tassement, développé notamment sur l'estuaire et la baie de Seine (Brenon 1997; Le Hir *et al.* 2001; Cugier et Le Hir 2002; Waeles 2005).

La configuration Bretagne Sud a été construite à partir de celle du plateau Golfe de Gascogne de Huret (2005), utilisé pour la modélisation de la production primaire. C'est donc une version comprenant les modules de biogéochimie, de biologie et de dynamique sédimentaire, qui a été implantée sur la zone Bretagne Sud. La turbidité comprenant une part minérale et organique (phytoplancton vivant et part détritique), l'objectif est de pouvoir, à terme, coupler les deux sources pour une meilleure estimation des paramètres optiques et une meilleure modélisation des développements de phytoplancton. (La turbidité minérale est elle-même un facteur restrictif des développements de phytoplancton et des macrophytes, et est étroitement liée aux flux verticaux de matière, notamment comme vecteur d'agrégation des particules et d'adsorption des éléments chimiques comme les phosphates).

Cependant, ici on s'est limité à la dynamique des sédiments fins d'origine minérale dans la zone Bretagne Sud, et seules les variables sédimentaires sont donc considérées. Les turbidités reproduites par le modèle sont exprimées en concentration massique. D'autre part, des adaptations du code ont été faites, notamment pour pouvoir travailler avec des mailles irrégulières, afin d'augmenter la résolution dans certaines zones, sans accroître pour autant le coût de calcul. De plus, le forçage par les houles a été pris en compte à partir de simulations du modèle de houle SWAN, configuré sur le même domaine que le modèle hydro-sédimentaire. Auparavant, la non prise en compte de ce forçage induisait une sous-estimation des turbidités d'origine minérale de telle sorte que Huret (2005) avait été amené à forcer cette variable du modèle biologique par les estimations faites en surface à partir des images satellites de couleur de l'eau (Huret *et al.* 2005). L'objectif est ici de palier à ce manque et d'étudier les variabilités spatio-temporelles des turbidités en Bretagne Sud, par la mise en place de simulations quasi-réalistes, prenant en compte des forçages météorologiques et hydrodynamiques réalistes.

Ce chapitre présente donc les modèles numériques utilisés, le modèle hydro-sédimentaire MARS-3D et le modèle de vagues SWAN, et précise leur configuration sur la Bretagne Sud. Leur calibration est faite principalement avec les mesures ADCP (houles, courants et turbidités). La sensibilité des modèles est également discutée.

4.1 Le modèle de circulation

Le modèle MARS-3D est un modèle en différences finies et à surface libre, résolvant les équations primitives de la dynamique des fluides géophysiques. Il est basé sur la méthode de séparation des modes interne (mouvements et structures de densités internes) et externe (propagation de l'onde de marée barotrope) (Blumberg et Mellor 1987). La spécificité est l'utilisation d'un même pas de temps pour la résolution des deux modes avec une méthode itérative contrôlant la convergence (Lazure et Dumas 2006).

4.1.1 Les équations

La résolution des équations dans le modèle MARS est faite en coordonnées sphériques, pour pouvoir prendre en compte la sphéricité de la terre et la variabilité du paramètre de Coriolis. Cependant dans notre application à une zone d'étude restreinte, l'hypothèse du plan tangent est faite, les mailles sont orthogonales et le paramètre de Coriolis est pris constant. Les équations présentées ici sont donc celles obtenues dans un repère cartésien (x,y,σ) , pour plus de lisibilité.

Les coordonnées réduites σ :

Le modèle MARS utilise le système de coordonnées verticales "sigma", qui a l'avantage de suivre la topographie du fond, afin de mieux représenter les écoulements sur le fond. Les coordonnées "sigma" sont ainsi définies telles que :

$$\sigma = \frac{z + H}{\zeta + H} \quad (4.1)$$

où H est la profondeur (référéncée par rapport au zéro des cartes marines), z la profondeur du niveau sigma et ζ l'élévation de la surface. Les niveaux sont librement choisis entre 0 et 1 suivant la zone de raffinement souhaitée. La figure suivante 4.1 illustre ce changement de système de coordonnées. Le nombre de niveaux est identique quel que soit la hauteur d'eau mais les épaisseurs des couches varient. Cette transformation permet de représenter un domaine de forme quelconque par un domaine parallélépipédique.

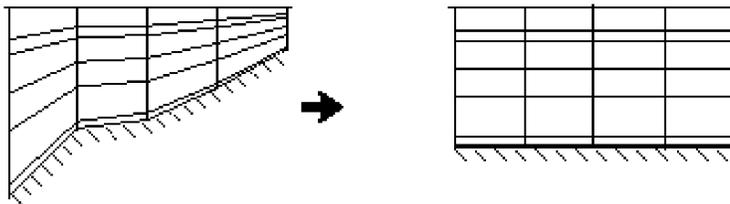


FIG. 4.1 : Transformation en coordonnées sigma (Salomon et Lazure 1988).

Equations du mode interne

Le modèle MARS résout les équations de Navier-Stokes avec l'approximation de Boussinesq (Eq.4.2 et 4.3), l'équation de continuité (Eq.4.5), et fait l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique (Eq.4.4). Les équations du mouvement s'expriment en coordonnées sigma selon :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \pi_x + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + F_x \quad (4.2)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_1 + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma}}_2 + \underbrace{fu}_3 = \underbrace{-g \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_4 - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y}}_5 + \underbrace{\pi_y}_6 + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)}_7 + \underbrace{Fy}_8 \quad (4.3)$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} = \rho_0 b \quad (4.4)$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{D} \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial Dw^*}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.5)$$

avec w^* la vitesse verticale dans le nouveau système de coordonnées :

$$w^* = \frac{1}{D} \left(w - \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial x} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial x} \right) - v \left(\sigma \frac{\partial \zeta}{\partial y} + (\sigma - 1) \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right) \quad (4.6)$$

Les différents termes de l'équation du mouvement correspondent à :

- (1) l'évolution
- (2) l'advection
- (3) la force de Coriolis
- (4) le gradient de pression induit par la pente de la surface libre (barotrope)
- (5) le gradient de pression atmosphérique (barotrope)
- (6) le gradient de pression interne :

$$\pi_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad \pi_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (4.7)$$

- (7) la diffusion verticale turbulente
- (8) la diffusion horizontale turbulente qui s'exprime de la manière simplifiée suivante (Smagorinsky 1963) :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (4.8)$$

Avec :

- u, v, w^* les trois composantes de la vitesse dans les trois dimensions de l'espace (x,y, σ),
- $D(= H + \zeta)$ la hauteur de la colonne d'eau,
- S, T, p la salinité, la température et la pression,
- P_a la pression atmosphérique,
- g l'accélération de la gravité,
- f le paramètre de Coriolis,
- $\rho = \rho(S, T, p)$ la masse volumique de l'eau (équation d'état de Mellor (1991)),
- ρ_0 la masse volumique de référence de l'eau,
- $b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$ la flottabilité,
- $p' = -\rho_0 \int_0^1 b \, d\sigma$ l'anomalie de pression,
- N_z le coefficient de viscosité turbulente verticale,
- ν_x et ν_y les coefficients de viscosité turbulente horizontale, estimés en chaque maille et à chaque pas de temps, en fonction de la taille des mailles du tenseur de déformation des vitesses (Smagorinsky 1963).

La température de l'eau de mer dans le modèle est résolue par l'équation de la chaleur suivante :

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{\partial D(uT - K_x \frac{\partial T}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vT - K_y \frac{\partial T}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*T - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \times Q_T \quad (4.9)$$

Q_T est le terme source de chaleur évalué dans chaque couche du modèle, à partir du flux radiatif net incident, pénétrant dans la colonne d'eau. Les pertes sont intégrées dans la condition limite en surface. Les coefficients de diffusion turbulente horizontale sont constants ($K_x = K_y$). K_z est le coefficient de diffusion turbulente verticale.

L'équation de la salinité résolue est la suivante :

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial D(uS - K_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vS - K_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*S - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.10)$$

Le transport des variables dissoutes est résolue par l'équation d'advection-dispersion suivante :

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial D(uC - K_x \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vC - K_y \frac{\partial C}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*C - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial C}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = S - P \quad (4.11)$$

avec S et P, les termes de source et puits de la variable considérée.

Equations du mode externe

En intégrant de la surface au fond les équations des moments horizontaux et de la continuité (4.2, 4.3 et 4.5) on obtient dans le système (x,y, σ) :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial D\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial D\bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^x - \tau_{fond}^x) + \int_0^1 [-L(u) + \pi_x + F_x] d\sigma \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f\bar{u} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 D} (\tau_{surf}^y - \tau_{fond}^y) + \int_0^1 [-L(v) + \pi_y + F_y] d\sigma \quad (4.14)$$

Les courants moyens sont définis par :

$$(\bar{u}, \bar{v}) = \int_0^1 (u, v) d\sigma$$

et :

$$L(A = (u, v)) = u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w^* \frac{\partial A}{\partial \sigma}$$

4.1.2 Conditions aux limites

Conditions en surface et au fond

Les conditions à la limite en surface ($\sigma = 1$), prenant en compte les flux de chaleurs et la friction due au vent, sont :

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{surf}^x / \rho_0 \quad (4.15)$$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{surf}^y / \rho_0 \quad (4.16)$$

$$\frac{K_z}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{F}{\rho_0 C_p} \quad (4.17)$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.18)$$

$$w^* = 0 \quad (4.19)$$

Avec F le bilan des flux de chaleur de surface (flux solaire incident, rayonnement infrarouge, et flux de chaleur latente et sensible), C_p le coefficient de chaleur spécifique de l'eau de mer, τ_{surf}^x et τ_{surf}^y les composantes de la friction de surface due au vent :

$$\tau_{surf}^x = \rho_a C_{da} u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (4.20)$$

$$\tau_{surf}^y = \rho_a C_{da} v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (4.21)$$

$C_{da} = 0.016$ s.u. est le coefficient de frottement, $\rho_a = 1.25 \text{ kg.m}^{-3}$ la densité de l'air et (u_w, v_w) les composantes de la vitesse du vent à 10 m.

Les conditions à la limite au fond ($\sigma = 0$) sont :

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_{fond}^x / \rho_0 \quad (4.22)$$

$$\frac{N_z}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_{fond}^y / \rho_0 \quad (4.23)$$

$$K_z \frac{\partial T}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.24)$$

$$K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.25)$$

$$w^* = 0 \quad (4.26)$$

$$\tau_{fond}^x = \rho_0 C_D u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.27)$$

$$\tau_{fond}^y = \rho_0 C_D v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.28)$$

τ_{fond}^x et τ_{fond}^y sont les composantes de la tension de cisaillement sur le fond qui sont paramétrées par une relation quadratique de la vitesse.

C_D est le coefficient de frottement défini par : $C_D = \left(\frac{\kappa}{\log \frac{D}{z_{0h}}} \right)^2$, où κ est la constante de Karman, D est la hauteur totale de la colonne d'eau et z_{0h} une longueur de rugosité qui caractérise l'intensité du frottement en fonction des propriétés physiques du sol. Ce frottement est un frottement global, influant la propagation de la marée et les courants, et qui intègre notamment l'effet des rides éventuelles des sédiments. La rugosité considérée est donc une rugosité de forme globale, qui est plus grande que celle considérée pour le calcul des contraintes "de peau" sur le fond liées aux courants et aux houles, estimées pour la remise en suspension des sédiments (cf section 3.7 et section 4.3.6).

Les limites ouvertes

A la limite ouverte, l'élévation de la surface libre est imposée, résultante de la propagation de l'onde de marée et des forçages atmosphériques. Elle est calculée indépendamment par le modèle barotrope MARS-2D de grande emprise (Atlantique Nord - Manche, résolution de 5 km), prenant en compte la propagation de l'onde de marée et les effets atmosphériques de vent et de pression. Ce modèle est forcé à ses limites par les huit composantes principales de marée à partir du modèle FES99 (Finite Element Solution, (Lefèvre *et al.* 2002)). La prise en compte du forçage atmosphérique est essentielle pour reproduire les surcotes et décotes à la côte.

Les conditions aux limites ouvertes en température et salinité sont issues des climatologies Reynaud (1998) (profils verticaux moyens saisonniers). Une condition radiative est utilisée pour les courants (couche éponge).

Le modèle peut également être forcé en niveau par un modèle 3D d'emprise intermédiaire, tel que celui implanté par Huret (2005) sur le golfe de Gascogne.

Les apports fluviaux

L'apport d'eau douce par les fleuves est pris en compte en injectant en surface, dans la maille de rejet, la quantité d'eau nécessaire, à chaque pas de temps : $\Delta\zeta = \frac{Q}{Surf} \Delta t$, Q étant le débit du fleuve et $Surf$ la surface de la maille. Il se crée un gradient de pression barotrope, équilibré par l'équation de continuité intégrée.

Les quantités d'éléments apportés par les fleuves entre deux pas de temps ($\phi = C Q \Delta t$) sont intégrées au modèle dans la couche de surface (d'épaisseur Δep) de la maille du rejet, dans le second membre de l'équation de transport ($\phi/\Delta ep/surf$).

4.1.3 Fermeture turbulente

Les processus d'échanges verticaux de petite échelle, non résolues par le modèle (sous mailles) sont paramétrisés par la fermeture turbulente. Il existe différents modèles de fermeture turbulente plus ou moins complexes, allant des simples fonctions du nombre de Richardson (Pacanowski et Philander 1981), au modèle KPP (K-Profile Parametrization) (Large *et al.* 1994), en passant par les modèles TKE (Turbulent Kinetic Energy).

Deux modèles de fermeture turbulente ont ici été testés, celui de Luyten *et al.* (1996) et celui de Gaspar *et al.* (1990). Ces deux modèles sont de type k-l, ils utilisent une équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente et des échelles de longueur de mélange (estimées différemment) pour estimer les coefficients de viscosité turbulente N_z et de diffusion verticale turbulente K_z , qui paramétrisent les processus de petite échelle.

Modèle de Luyten *et al.* 1996 (KEPS-1)

Le transport de l'énergie cinétique turbulente k s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + w^* \frac{\partial k}{\partial \sigma} = \frac{1}{D^2} \frac{\partial(N_z \frac{\partial k}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} + P + A - e \quad (4.29)$$

P représente le terme de production d'énergie turbulente par le cisaillement vertical de courant :

$$P = \frac{N_z}{D^2} \left(\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right) \quad (4.30)$$

A est le terme de destruction d'énergie turbulente (amortissement par la stratification) :

$$A = -\frac{K_z}{D} \frac{\partial b}{\partial \sigma} \quad (4.31)$$

e est le terme de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, qui s'exprime en fonction de la longueur de mélange l_m :

$$e = \frac{C^{4/3} k^{3/2}}{l_m} \quad \text{avec} \quad C = 0.09 \quad (4.32)$$

La longueur de mélange utilisée ici est celle de Delhez (1995), de la forme suivante, avec κ la constante de von Karman :

$$l_m = \kappa \sigma D \sigma^{0.65} \sqrt{(1 - \sigma)} \quad (4.33)$$

La viscosité et la diffusion verticale s'écrivent alors :

$$N_z = S_u \frac{k^2}{\epsilon} ; \quad K_z = S_b \frac{k^2}{\epsilon} \quad (4.34)$$

avec S_u et S_b les fonctions de stabilité qui s'expriment en fonction de la stratification selon (Luyten *et al.* 1996) :

$$S_u = \frac{0.108 + 0.0229\alpha_N}{1.0 + 0.471\alpha_N + 0.0275\alpha_N^2} \quad \text{et} \quad S_b = \frac{0.177}{1.0 + 0.403\alpha_N} \quad (4.35)$$

Avec :

$$\alpha_N = \frac{k^2}{\epsilon^2} N^2 \quad (4.36)$$

N^2 est la fréquence de Brunt-Vaisala :

$$N^2 = \frac{\partial b}{\partial z} \quad (4.37)$$

Modèle de Gaspar *et al.* 1990

Ce modèle utilise la même équation prognostique pour l'énergie cinétique turbulente k et la même définition du taux de dissipation ϵ . La viscosité et la diffusion verticale turbulente sont dans ce cas reliées à l'énergie cinétique turbulente par la relation :

$$N_z = c_k l_k k^{\frac{1}{2}} \quad (4.38)$$

$$K_z = N_z / Prt \quad (4.39)$$

avec c_k une constante égale à 0.1. L'échelle de mélange l_k et la longueur de mélange (dissipation) l_m sont évaluées à chaque profondeur à partir des relations suivantes qui font intervenir les distances l_u et l_d qui sont les distances à parcourir vers le haut ou le bas par une particule fluide pour qu'elle convertisse son énergie cinétique turbulente en énergie potentielle :

$$l_m = (l_u l_d)^{\frac{1}{2}} \quad (4.40)$$

$$l_k = \min(l_u, l_d) \quad (4.41)$$

Les distances l_u et l_d sont évaluées à chaque profondeur à l'aide des formulations suivantes faisant intervenir k et la flottabilité b .

$$\int_z^{z+l_u(z)} (b(z') - b(z)) dz' = k(z) \quad (4.42)$$

$$\int_{z-l_d(z)}^z (b(z) - b(z')) dz' = k(z) \quad (4.43)$$

Gaspar considère $Prt=1$ mais ici, le nombre de Prandtl a été ajusté en fonction du nombre de Richardson :

$$Ri = \frac{\frac{\partial b}{\partial z}}{\left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|^2} \quad \text{et} \quad U = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4.44)$$

Pour $Ri < ri_1$: $Prt = 1.0$

Pour $ri_1 < Ri < ri_2$: $Prt = [1.0 * (ri_2 - Ri) + Prtmax * (Ri - ri_1)] / (ri_2 - ri_1)$

Pour $Ri > ri_2$: $Prt = Prtmax$

avec $ri_1 = 0.2$; $ri_2 = 2.0$ et $Prtmax = 5.0$

L'ajustement de $Prtmax$ a été fait pour améliorer les gradients de vitesse sur la verticale, et respecter la structure de densité (cf section 4.5.2).

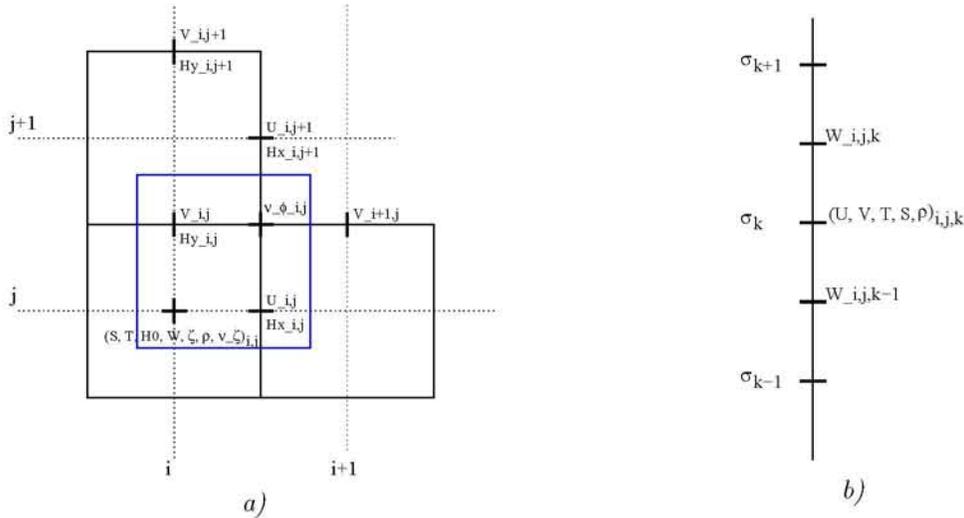


FIG. 4.2 : a) Position des variables dans la grille Arakawa C. b) Position des variables sur la verticale ($\sigma_1 = 0$ et $\sigma_{kmax} = 1$).

4.1.4 Principes de résolution

L'ensemble des équations différentielles est résolu par la technique des différences finies. La discrétisation des équations s'opère suivant une grille de type C (Arakawa et Lamb 1977). Dans celle-ci, les calculs de l'élévation de la surface libre et des concentrations en traceurs sont réalisés au centre des mailles, tandis que les composantes du courant le sont sur leurs bords (figure 4.2a). Sur la verticale, les vitesses horizontales et les concentrations sont calculées au niveau sigma (figure 4.2b).

Ce modèle est construit sur une séparation des modes internes et externes (Blumberg et Mellor 1987). Le mode externe consiste à calculer l'évolution de la surface libre et des courants moyens sur la verticale, alors que le mode interne opère une résolution complète du champ de courants et des traceurs considérés dans les trois dimensions. Les équations du mouvement selon les deux axes horizontaux sont découplées selon une méthode de type ADI (Alternating Direction Implicit (Leendertse et Gritton 1971)) : à un demi pas de temps, on résout les équations suivant l'axe Ox (ligne par ligne), au demi pas de temps suivant, on résout les équations suivant l'axe Oy (colonne par colonne).

La spécificité du modèle est d'utiliser un même pas de temps pour la résolution des modes interne et externe, avec un processus itératif permettant l'ajustement progressif des deux modes. Ceci permet d'impliciter certains termes (advection et frottement sur le fond). Le détail de la méthode de résolution est donné dans Lazure et Dumas (2006). Les dérivées verticales sont elles calculées de façon implicite centré dans l'espace. L'équation d'advection-diffusion, ainsi que celles utilisées pour la température et la salinité sont résolues à chaque demi-pas de temps. Cela est fait de manière implicite sur la verticale. Sur l'horizontale on utilise la méthode explicite Quick (Leonard 1979). Cette méthode est légèrement instable en présence de gradients importants, car elle n'est pas définie positive. Un décentrage amont est alors effectué dans ces cas précis (le critère est fait sur le rapport des gradients horizontaux et est choisi en fonction de la configuration du modèle). Le schéma d'advection est donc un schéma de type TVD (Total Variance Diminishing) utilisant le schéma Quick et le schéma décentré amont.

Le pas de temps est variable, il est ajusté selon la vitesse du courant horizontal maximum observé pendant une période définie, de façon à avoir un pas de temps maximal tout en respectant le critère de stabilité CFL, contrainte par le schéma d'advection horizontale explicite :

$$\Delta t < 0.5 \frac{\Delta X}{\max(u,v)}$$

4.2 Le modèle sédimentaire

Le modèle sédimentaire intégré à MARS-3D a été repris du modèle SiAM-3D, appliqué à l'étude de la Baie de Seine par Le Hir (2001), Brenon (1997), Cugier et Le Hir (2000, 2002) et Waeles (2005). C'est un modèle gérant un sédiment multi-couches (érosion, dépôt et consolidation) et le transport 3D de plusieurs classes de particules.

Dans notre configuration Bretagne Sud, les processus de tassement ne sont pas pris en compte, le matériel particulaire forme en se déposant une ou plusieurs couches de sédiment dont la concentration reste constante. De plus, on s'est intéressé uniquement à la dynamique des sédiments fins. Les processus spécifiques au transport de sable (Waeles 2005) ne sont donc pas considérés ici et les mélanges sable/vase sont représentés de façon simple. Les processus d'érosion et de dépôt sont donc ici paramétrés par des formulations empiriques classiquement utilisées pour la dynamique des particules fines.

L'érodabilité des sédiments dans le modèle est ici considérée identique pour chaque type de fonds sédimentaires quel que soit sa composition en sable et vase. C'est la vitesse de chute qui permet de distinguer les variables sédimentaires entre elles mais un même fond peut être enrichi ou appauvri de l'une ou l'autre des variables en fonction des successions d'érosion et de dépôts.

4.2.1 Transport

Les variables sédimentaires sont advectées et dispersées selon l'équation de transport 4.11 avec une vitesse de chute en plus, et des termes source et puits correspondant respectivement aux processus d'érosion et de dépôt dans la couche de fond. La résolution est faite au centre des mailles, avec un schéma explicite (TVD ou Quick) sur l'horizontale et avec un schéma implicite centré sur la verticale (cf section 4.1.4).

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial D(uC - K_x \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vC - K_y \frac{\partial C}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D[(w^* - \frac{w_c}{D})C - \frac{K_z}{D^2} \frac{\partial C}{\partial \sigma}]}{\partial \sigma} = 0 \quad (4.45)$$

avec C la concentration de la variable considérée, w_c la vitesse de chute orientée vers le bas et avec les conditions limites en surface ($\sigma=1$) et au fond ($\sigma=0$) :

$$\left(-\frac{K_z}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - w_c C \right)_{surface} = 0 \quad (4.46)$$

$$\left(-\frac{K_z}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - w_c C \right)_{fond} = E - D_e \quad (4.47)$$

E et D_e sont respectivement les flux d'érosion et de dépôt ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).

A la limite ouverte, une concentration constante de 0.1 mg/l de particules fines entre lorsque les courants sont orientés vers l'intérieur du domaine.

4.2.2 Erosion-Dépôt

Deux formules d'érosion ont été testées, celle de Partheniades (1962) et une seconde loi linéaire en fonction de l'excès de cisaillement. Ces deux formulations sont cependant équivalentes si la contrainte critique d'érosion est identique sur tout le domaine, ce qui est le cas finalement dans les calibrations retenues.

- La formule de Partheniades exprime le flux d'érosion E ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) en fonction de l'excès de cisaillement adimensionnel, de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \text{(loi 1)} \quad E &= E_0 \times \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1 \right) \quad \text{si } \tau \geq \tau_{ce} \\ E &= 0 \quad \text{si } \tau < \tau_{ce} \end{aligned} \quad (4.48)$$

avec τ la tension sur le fond, τ_{ce} la tension critique d'érosion, et E_0 le taux d'érosion ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). Les deux derniers paramètres sont dépendants de l'état de consolidation du sédiment, que l'on choisit constant ici, avec une concentration du sédiment fixe. La contrainte critique d'érosion τ_{ce} est donc également constante.

- La formulation linéaire suivante a aussi été testée, reliant directement le flux d'érosion à l'excès de cisaillement :

$$\begin{aligned} \text{(loi 2)} \quad E &= E_1 \times (\tau - \tau_{ce}) \quad \text{si } \tau \geq \tau_{ce} \\ E &= 0 \quad \text{si } \tau < \tau_{ce} \end{aligned} \quad (4.49)$$

avec E_1 la constante d'érosion (s.m^{-1}). Cette formulation conduit à des remises en suspension moins sensibles à la contrainte critique d'érosion (si elle est non uniforme) lorsque la contrainte réelle s'en éloigne et est autant justifiée que celle de Parthéniades par les mesures d'éroditérie (Le Hir comm. pers.).

Le flux de dépôt D_e ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est exprimé selon la formule de Krone (1962) :

$$\begin{aligned} D_e &= W_s \times C \times \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right) \quad \text{si } \tau_{cd} \geq \tau \\ D_e &= 0 \quad \tau_{cd} < \tau \end{aligned} \quad (4.50)$$

avec τ_{cd} la tension critique de dépôt, W_s la vitesse de chute des particules, et C la concentration en particules dans l'eau.

4.2.3 Vitesse de chute

La formulation multi-variables de l'équation d'advection-dispersion permet de prendre en compte le transport de plusieurs variables particulières, différenciées par des vitesses de chute spécifiques. Pour les sédiments cohésifs, les processus de flocculation peuvent augmenter cette vitesse de chute. Ils dépendent notamment de la salinité et de la turbulence dans la colonne d'eau. Ici, ces processus sont pas considérés explicitement. En fait, les variations de la vitesse de chute avec la concentration sont prises en compte selon la formulation de Le Hir *et al.* (2001) :

$$C \leq C_{W_{max}} \quad W_s = W_{min}(1 + \alpha_1 C + \alpha_2 C^2) \quad (4.51)$$

$$C_{W_{max}} \leq C \leq C_{cr} \quad W_s = (1 - \beta_1 C^{\beta_2})^{4.65} R \quad (4.52)$$

$$\text{avec } R = \frac{W_{min}(1 + \alpha_1 C_{W_{max}} + \alpha_2 C_{W_{max}}^2)}{(1 - \beta_1 C_{W_{max}}^{\beta_2})^{4.65}} \quad (4.53)$$

avec $C_{cr}=60$ g/l, $\beta_1=0.085$ et $\beta_2=0.5$.

$C_{W_{max}}$ est la concentration pour laquelle la vitesse de chute est maximale. Les paramètres α_1 et α_2 sont des fonctions de $C_{W_{max}}$ et des vitesses de chute minimale W_{min} et maximale W_{max} . Au delà de $C_{W_{max}}$, la vitesse de chute est diminuée par entravement.

La figure 4.3 donne les résultats obtenus pour les différentes paramétrisations de $C_{W_{max}}$, W_{max} et W_{min} considérées dans les simulations du modèle Bretagne Sud (pour la classe des particules fines uniquement).

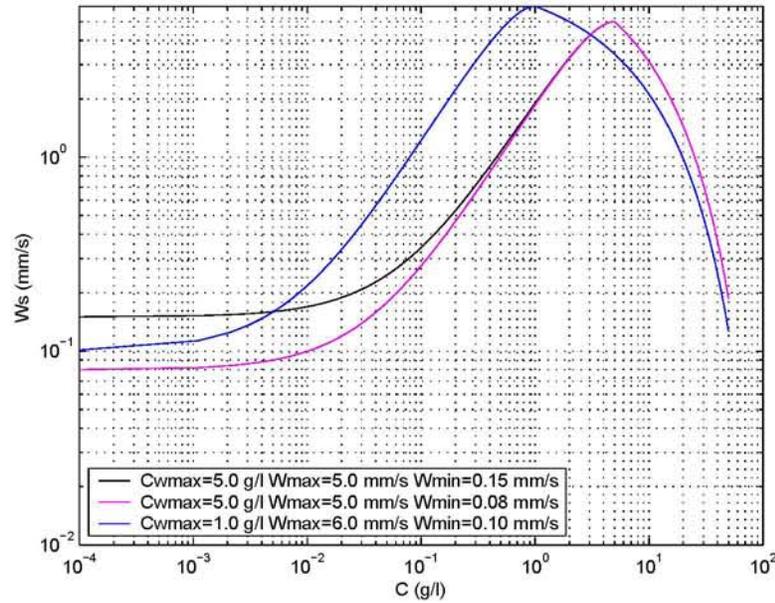


FIG. 4.3 : Vitesse de chute W_s (mm/s) en fonction de la concentration C (g/l) pour plusieurs paramétrisations.

4.2.4 Gestion des couches sédimentaires

Les couches sédimentaires formées par dépôt sont gérées par un modèle multi-couches unidimensionnel vertical, qui résout une équation de conservation de la masse dans le sédiment pour chaque variable particulaire et à chaque maille de la grille du modèle 3D. Le sédiment est discrétisé en plusieurs couches d'épaisseurs variables et dont le nombre peut varier en fonction des processus d'érosion, dépôt et consolidation. Dans le cas où le tassement est considéré, les mouvements verticaux dans le sédiment sont pris en compte et consistent en une sédimentation lente des particules, compensée par un mouvement ascendant de la phase liquide (expulsion d'eau interstitielle). Dans notre configuration, le choix a été fait de ne pas considérer, en premier lieu, les processus de consolidation, dans un souci de simplification et d'économie de temps de calcul. Le matériel se déposant forme donc une ou plusieurs couches dont la concentration reste constante. L'épaisseur et le nombre des couches sont limités, mais si le dépôt est très important, de telle sorte qu'il dépasse l'épaisseur totale de sédiment discrétisable, c'est l'épaisseur de la couche inférieure qui est augmentée.

4.3 Configuration du modèle Bretagne Sud

4.3.1 Maillage et bathymétrie

Le modèle MARS-3D a été configuré sur un domaine s'étendant de la pointe de Penmarch' à l'île d'Yeu, avec un maillage irrégulier orienté à 30° par rapport au Nord géographique, et limité au plateau continental. Il y a 8 niveaux sigma sur la verticale ([0.1 0.25 0.4 0.55 0.7 0.8 0.9 0.95]).

Une bathymétrie du domaine a été reconstituée sur la zone avec le logiciel ISATIS, à partir des cartes SHOM numérisées et de données sonar haute résolution (SHOM). Ce Modèle Numérique de Terrain (MNT) de base a été construit en Lambert II centré sur une grille régulière de 2300×1000 mailles à une résolution de 100 m, correspondant aux données de plus grandes échelles (zone baie de Vilaine-baie de Bourgneuf). Le reste de la zone a une résolution de 500 m. L'orientation a été choisie à 30° par rapport au Nord, pour faciliter la construction de la grille de calcul, que l'on a choisie dans la direction des gradients de vitesses les plus forts (passage de La Teignouse, entrée du golfe du Morbihan, chenal de l'estuaire de la Loire). Du fait de la présence des îles et de la configuration complexe de la côte, le trait de côte (au 1/25000) a été défini comme "faible", afin d'optimiser les interpolations. Celles-ci ont d'autre part été faites en donnant une priorité aux données de plus grande résolution. La figure 4.4 montre le résultat final. Cette donnée a été transmise et référencée au centre de données SISMER (<http://www.ifremer.fr/sismer>).

Le maillage irrégulier du modèle a ensuite été construit après plusieurs tests, de manière à limiter le coût de calcul et à dégrader le moins possible les structures bathymétriques complexes de la zone Loire-Vilaine, qui conditionnent fortement la dynamique sédimentaire. Les mailles sont finalement de 700 m x 700 m dans cette zone, et croissent progressivement jusqu'à 2000 m vers les frontières limites du domaine (figure 4.5). Cette grille finale comporte 141×98 mailles et est orientée de 30° par rapport au Nord.

La bathymétrie (H_x et H_y positionnés respectivement à droite et en haut de la maille, figure 4.2a) a été interpolée sur cette grille à leur position respective, à partir du MNT à 100 m précédemment décrit. De plus, un contrôle des mailles à la côte a été fait à la main afin d'éviter les pièges à sédiment (mailles à une seule entrée-sortie) pouvant apparaître à la suite de l'interpolation.

Enfin, les estuaires de la Loire et la Vilaine ont été complètement reconstruits en modifiant la bathymétrie et la dimension des mailles, de manière à respecter les sections d'écoulement à mi-marée et les structures principales (bancs découvrants, chenal).

4.3.2 Les forçages atmosphériques

Les forçages de vent et de pression atmosphérique, utilisés dans le modèle pour les simulations présentées, proviennent du modèle ARPEGE (Météo-France), à 0.25° de résolution avec une résolution temporelle de 6 heures. La température de l'air est aussi fournie par ce modèle. Ces forçages sont interpolés spatialement en chaque maille du domaine d'étude. Un forçage par le vent mesuré au sémaphore du Talut (à Belle-Ile) a aussi été testé, le vent est dans ce cas considéré comme étant uniforme sur la zone.

Les flux solaires incidents sont calculés en fonction de la latitude et du jour de l'année selon Luyten (1992). Les échanges thermiques air-mer (flux de chaleur sensible, de chaleur latente et infra-rouge) sont calculés (Luyten et De Mulder 1992) en fonction du vent, de la pression atmosphérique, de la température de l'air et de l'humidité relative de l'air, fournies par le modèle ARPEGE, et de la nébulosité (schématique, fonction du jour de l'année). Le flux d'eau est considéré nul à l'interface Océan-Atmosphère, les termes d'évaporation et de précipitation étant négligés devant les apports fluviaux en eau douce.

4.3. Configuration du modèle Bretagne Sud

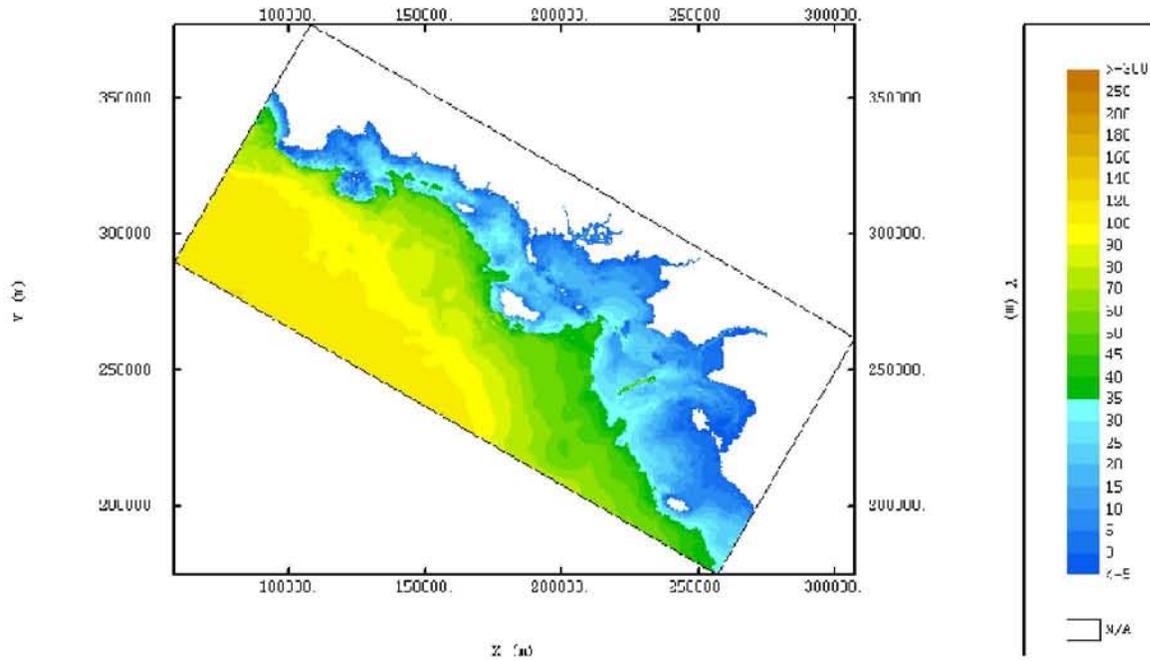


FIG. 4.4 : MNT de bathymétrie du domaine Bretagne Sud réalisé avec le logiciel Isatis à partir de cartes SHOM numérisées et de relevés sonar SHOM. La maille est ici de 100m x 100m et l'orientation de 30° par rapport au Nord.

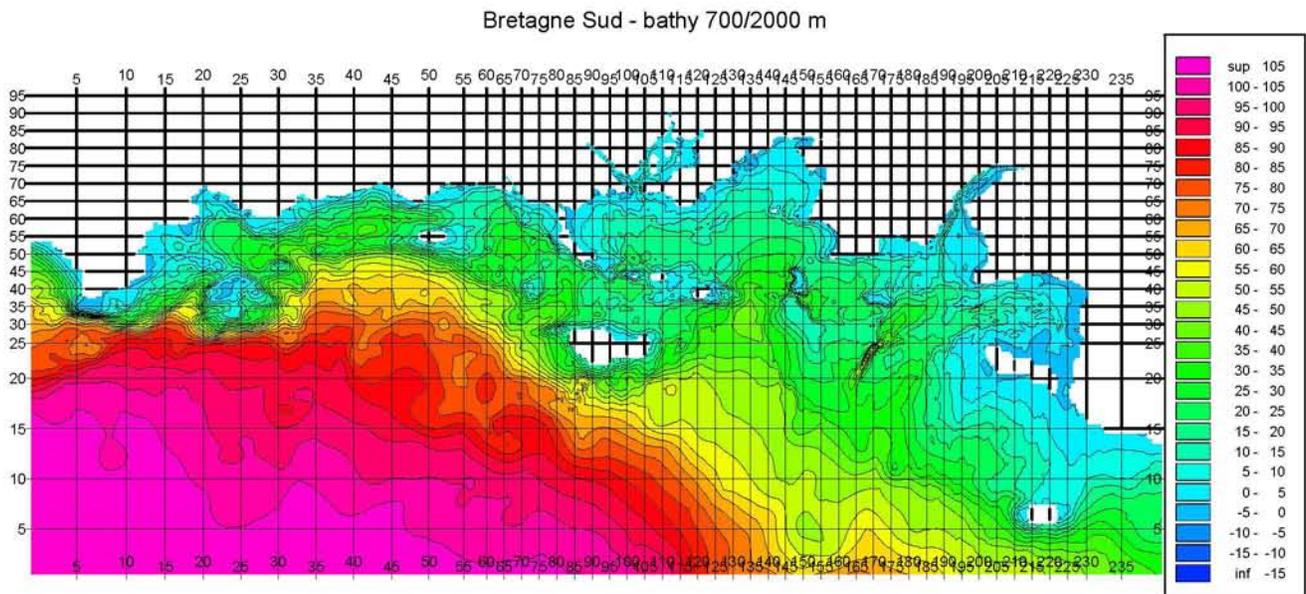


FIG. 4.5 : Grille de calcul de la configuration Bretagne Sud du modèle hydro-sédimentaire : mailles irrégulières 700-2000m (seuls des blocs de 5 x 5 mailles sont tracés ici) et orientation de 30° par rapport au Nord.

4.3.3 Les apports par les fleuves

Dans la zone, les principaux apports d'eau douce et de matière sont ceux de la Vilaine et de la Loire. Il a aussi été observé sur les images satellites que le panache de la Gironde pouvait parfois s'étendre jusqu'en Vendée, apportant de la matière supplémentaire dans la zone, qu'il serait nécessaire de considérer pour des évolutions sur le long terme, mais qui n'est pas prise en compte dans cette étude.

Le tableau suivant donne la surface des différents bassins versants et les débits caractéristiques des fleuves considérés (ils sont situés sur la carte 3.1 dans le chapitre 3). Aux apports de l'Odet sont ajoutés ceux du Steir et du Jet.

Fleuve	Surface B.V. (km ²)	Q moyen (m ³ /s)	Q étiage (m ³ /s)	Q crue (m ³ /s)
Odet	724	15.2	1.4	220
Aven	209	3	1	12
Laïta	930	16.3	1.6	213
Scorff	473	7	1	100
Blavet	2051	24	2.3	318
Loch	180	2.5	0.5	14
Vilaine	10400	73	4.3	826
Loire	118000	850	200	4000

TAB. 4.1 : Surface des bassins versants (B.V.) et débits moyens, d'étiage et de crue des fleuves considérés dans le modèle Bretagne Sud (Mortreux 1999).

Les débits journaliers des fleuves sont fournis par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB) et regroupés dans la base nationale HYDRO. Ceux de la Vilaine sont fournis par l'Institut d'Aménagement de la Vilaine (IAV), ils sont reconstitués à partir des volumes évacués au barrage d'Arzal. Ces mesures journalières sont interpolées à chaque pas de temps du modèle.

Les mesures de MES dans les fleuves du littoral sud-breton, fournies par l'AELB, sont en général peu nombreuses (mensuelles) et de ce fait pas forcément représentatives de ce qui est réellement apporté par les fleuves.

Les séries temporelles de MES disponibles pour Le Blavet, La laïta et le Scorff, sont indiquées sur la figure 4.6, avec le débit correspondant, et la relation entre les deux. On constate qu'il n'y a pas de relation claire entre le débit et les MES. Une valeur moyenne de 10 mg/l apparaît pour ces trois fleuves. Nous ne disposons pas de mesures pour l'Odet (+Steir+Jet), l'Aven et le Loch. Une valeur constante de 10 mg/l est considérée dans le modèle pour ces 6 fleuves.

Pour la Vilaine, des mesures de MES au barrage d'Arzal ont été faites de 1995 à 1997. La corrélation avec le débit (à Rieux) montre que l'on peut considérer la relation polynomiale suivante (figure 4.7) :

$$MES_{vil} = 20 + 0.0003 Q^2 \quad (\text{mg/l})$$

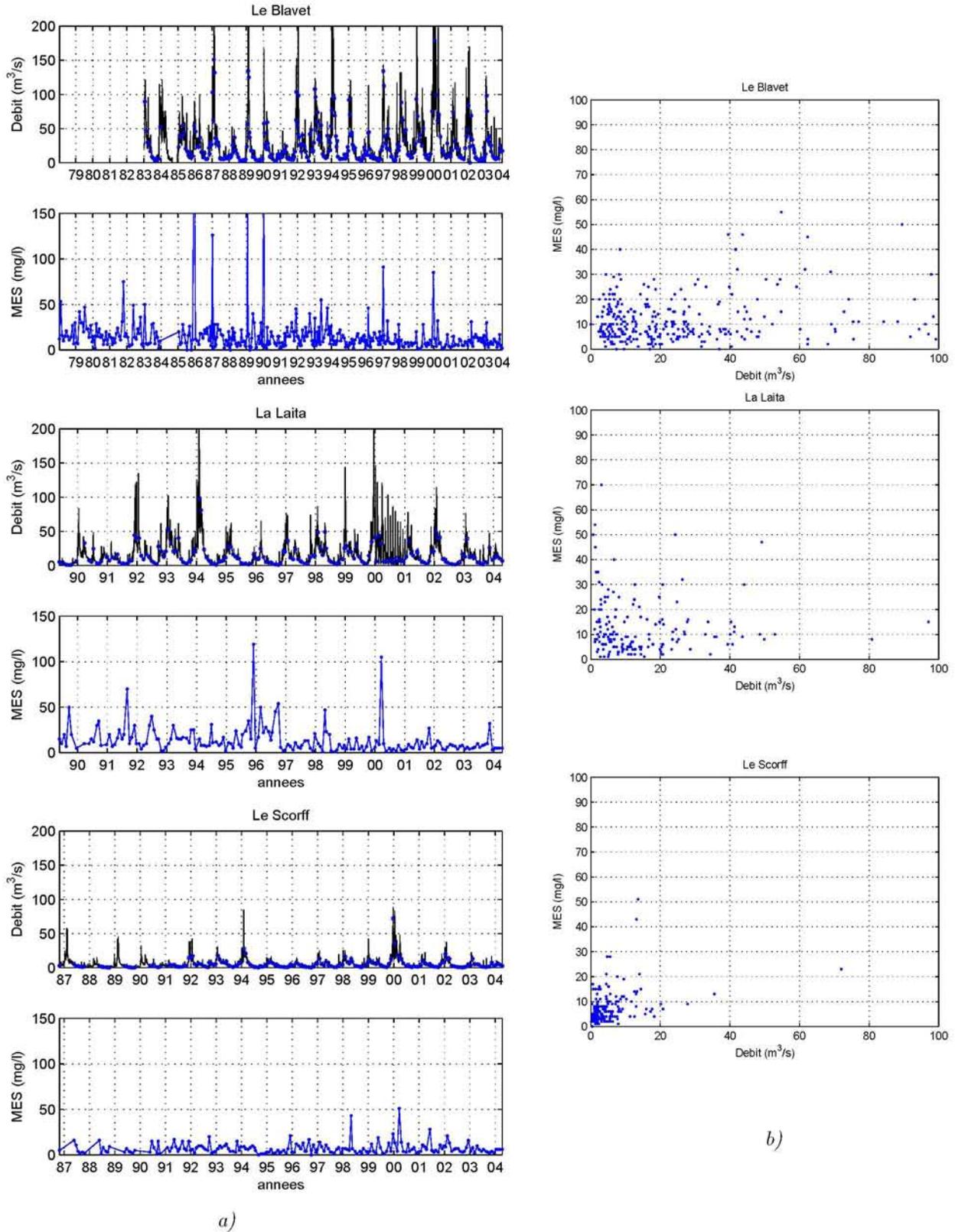


FIG. 4.6 : a) Séries temporelles des mesures de débit et de MES disponibles pour les fleuves Le Blavet, la Laita et le Scorff (source AELB). Les points bleus sur la courbe noire sont les débits moyennés sur 3 jours au moment des mesures de MES. b) Relations débit/MES pour les trois mêmes fleuves.

En ce qui concerne la Loire, les mesures disponibles (source AELB) faites à Ste-Luce (amont de Nantes) et à La Possonnière (entre Montjean et Angers) sont présentées sur la figure 4.7. On remarque que les valeurs de MES sont plus faibles en amont, et que les pics en crue sont de bien moindre amplitude qu'à Ste-Luce (le nombre de mesures à La Possonnière est augmenté artificiellement du fait d'une interpolation des mesures dans le fichier récupéré). Au vu de ces résultats, une relation linéaire entre les MES et le débit (Q) est considérée :

$$MES_{\text{Loire}} = 20 + 0.005 Q \quad (\text{mg/l})$$

Pour comparaison, la loi de Migniot (1994) est indiquée sur la figure. Les fortes valeurs de MES à faible débit sont attribuées à des effets locaux.

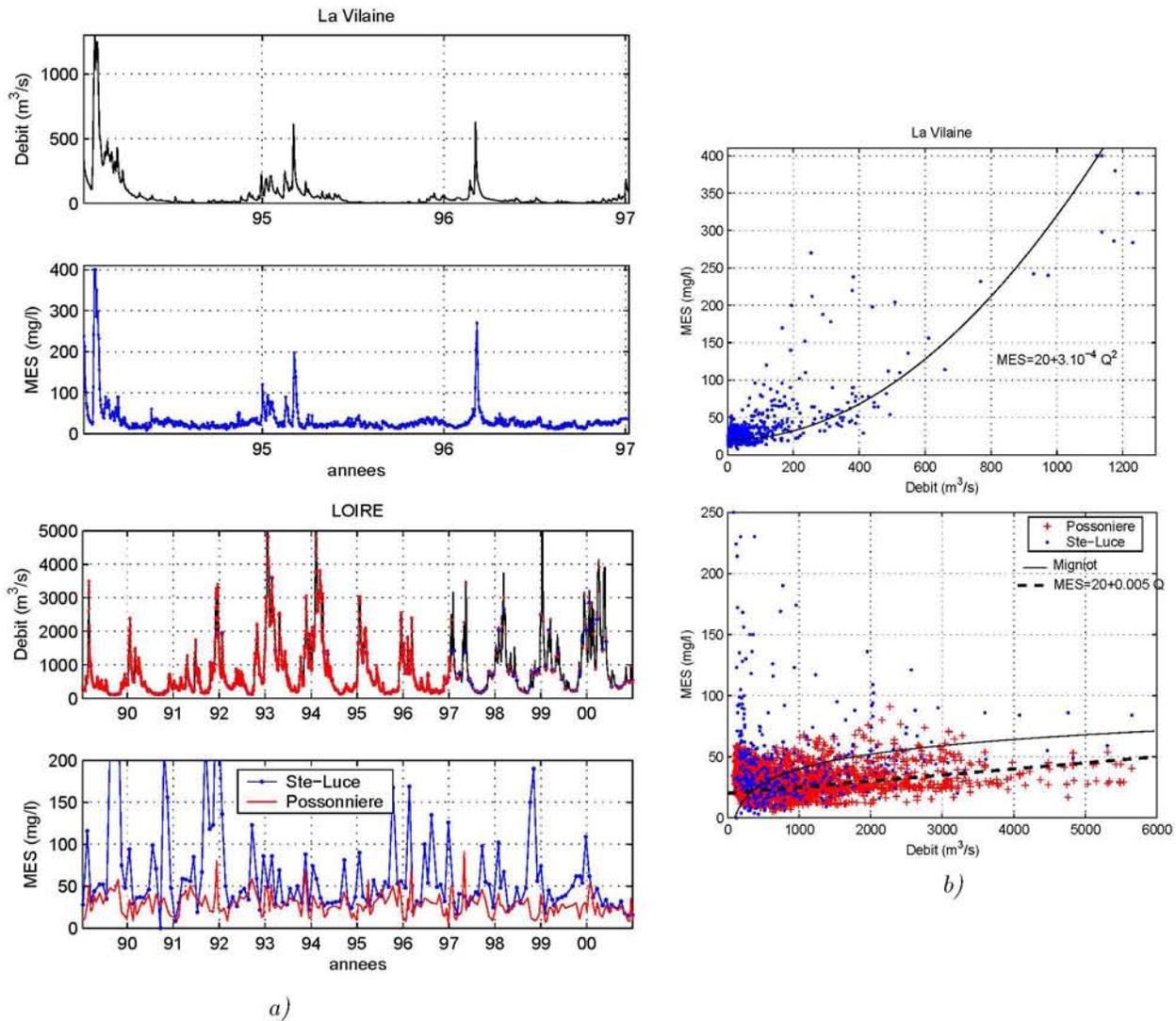


FIG. 4.7 : a) Séries temporelles des mesures de débit et de MES disponibles pour La Vilaine (sources IAV et AELB) et la Loire (source AELB). Les points sur la courbe noire sont les débits le jour des mesures de MES. b) Relations débit/MES pour les deux fleuves.

4.3.4 Initialisation du fond sédimentaire

A partir de la répartition des sédiments superficiels de la carte BRGM-IFREMER-SHOM (1/500000), les faciès sédimentaires ont été regroupés en huit faciès principaux présentés sur la figure 4.8. Le fond sédimentaire du modèle a été initialisé en associant à ces faciès une quantité respective des trois variables sédimentaires considérées dans le modèle : vases, sables fins et sables grossiers. Par exemple, les vases sableuses sont initialisées avec 60% de vase et 40% de sables fins. Les fonds rocheux ou composés de cailloutis ou graviers, sont initialisés sans sédiment. Les particules sédimentaires peuvent éventuellement s'y déposer mais en général, les contraintes de courant et de houles y sont si fortes que le sédiment n'y reste pas. Les épaisseurs maximales des couches ont été définies à 2 mm pour éviter de mélanger les dépôts successifs de sables et vases. Le nombre maximal de couches est de 50. Initialement, une couche homogène de 15 cm est définie partout là où il y a du sédiment. Dans la zone amont de la Loire (au delà de Paimboeuf), le sédiment a été initialisé avec une épaisseur de 1 m, afin de maintenir une masse en suspension suffisante sur le long terme, l'érosion étant plus forte dans ces mailles, par rapport au reste du domaine.

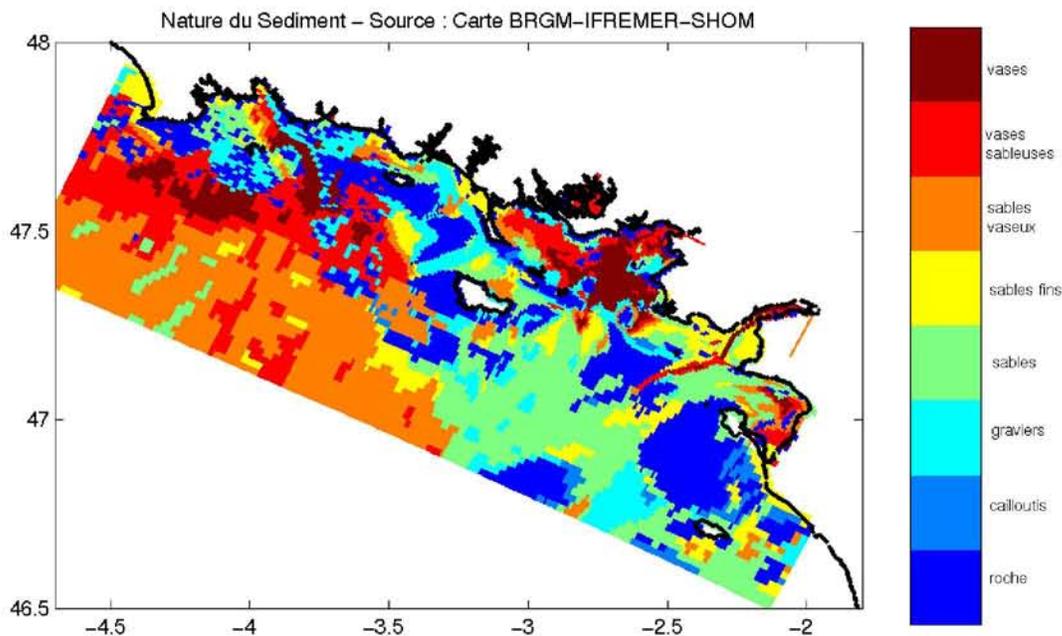


FIG. 4.8 : Composition des fonds sédimentaires, vue par le modèle (source carte BRGM-IFREMER-SHOM).

4.3.5 Paramétrisation du modèle

Paramètres numériques et hydrodynamiques

Dans la configuration Bretagne Sud, le pas de temps de calcul du modèle hydro-sédimentaire varie de 100 à 400 secondes, et la période d'observation du critère CFL est de 1 heure.

Le frottement sur le fond considéré pour le calcul hydrodynamique est fait avec une rugosité du fond $z_{0h} = 1$ mm. Pour respecter la propagation de la marée en Loire, la rugosité est augmenté progressivement de 1 à 10 mm jusqu'à Nantes, puis jusqu'à 40 mm à Ancenis.

Processus sédimentaires

Deux calibrations principales du modèle ont été faites pour la dynamique sédimentaire, les valeurs des paramètres utilisés pour chacune sont présentés dans le tableau 4.5 de la section 4.6. Seul l'inventaire des différents paramètres à considérer est ici précisé.

La paramétrisation des processus d'érosion et de dépôt des sédiments est faite par l'intermédiaire des tensions critiques d'érosion τ_{ce} et de dépôt τ_{cd} , que l'on prend habituellement égales. La loi d'érosion de Parthéniades, définie dans la section précédente, est utilisée avec une tension critique uniforme sur tout le domaine, mais la valeur du taux d'érosion est différente pour l'amont de l'estuaire de la Loire par rapport au reste du domaine.

La caractérisation de la loi de la vitesse de chute des particules fines dépend notamment des paramètres suivants (cf section 4.2.3) : vitesses de chute minimale W_{min} et maximale W_{max} , concentration de la vitesse de chute maximale $C_{W_{max}}$. Les valeurs diffèrent pour les deux calibrations du modèle. Les vitesses de chute des particules de sables fins et moyens sont fixées respectivement à 2 cm/s et 5 cm/s. Ces variables sédimentaires (sables) sont transportées uniquement dans la couche de fond.

Par ailleurs, la concentration du sédiment C_{seduni} est aussi à considérer, elle n'intervient pas dans le modèle de resuspension mais permet seulement d'évaluer les épaisseurs de sédiment érodé et déposé. Elle est prise égale à 800 kg/m³.

4.3.6 Calcul des contraintes de fond

Les contraintes de cisaillement sur le fond sont estimées en chaque maille du modèle à partir des courants calculés par le modèle MARS et à partir des paramètres de houles calculées par le modèle de vagues SWAN configuré sur la même grille de calcul (cf section 4.4).

Pour le courant, la contrainte est calculée selon :

$$\tau_c = \rho_0 u_*^2 \quad \text{avec} \quad u_* = \kappa u(z) / \log(z/z_0) \quad (4.54)$$

ρ_0 est la masse volumique de l'eau, κ est la constante de von Karman, $u(z)$ la vitesse du courant calculée dans la première couche sigma à la hauteur z du fond et z_0 est l'échelle de rugosité du fond.

Les mesures ADCP de 2004 et 2005 réalisées dans le Mor-Bras ont permis d'étudier notamment les différentes façons d'estimer la contrainte liée à la houle (chapitre 3, section 3.7) et d'orienter le choix des paramètres considérés pour le calcul dans le modèle hydro-sédimentaire. La contrainte liée à la houle est en effet calculée selon :

$$\tau_w = 0.5 f_{wRT} \rho_0 U_{b-spec}^2 \quad (4.55)$$

U_{b-spec} est la vitesse orbitale au fond calculée spectralement par le modèle SWAN. Le facteur de frottement est considéré en turbulent rugueux (Soulsby *et al.* 1993) :

$$f_{wRT} = 1.39 (A/z_0)^{-0.52} \quad (4.56)$$

A est la demi-excursion des particules au fond, elle n'est pas calculée spectralement par SWAN et est donc estimée selon :

$$A = \frac{T_{m01} U_{b-spec}}{2\pi} \quad (4.57)$$

avec T_{m01} la période moyenne (calculée par SWAN). Les mesures ADCP de 2004 et 2005 ont en effet montré que les résultats étaient plus proches de l'estimation spectrale en considérant la période moyenne plutôt que la période de pic (section 3.7).

La contrainte totale "houle+courant" est calculée selon Soulsby (1997) (cf section 3.7). La simulation 1 a été faite avec une rugosité $z_0=0.1$ mm et la simulation 2 a été faite avec une rugosité $z_0=0.033$ mm, afin d'augmenter l'influence relative des courants par rapport aux houles.

4.4 Le modèle de vagues

La modélisation des vagues sur la zone Bretagne Sud a été réalisée à l'aide du modèle SWAN (Simulating Waves Nearshore), forcé à la limite ouverte par des spectres de houle extraits de simulations de WAVEWATCH-III sur le Golfe de Gascogne (fournis par F. Ardhuin, SHOM). Le modèle SWAN a été choisi pour ses capacités à prendre en compte les processus par faible profondeur, tels que le déferlement bathymétrique.

4.4.1 Présentation du modèle SWAN

Le modèle SWAN est un modèle spectral de 3ème génération, développé à Delft Hydraulics (Booij *et al.* 1999). Il permet de décrire la génération et la propagation des vagues en milieu côtier lorsque les phénomènes de diffraction et réflexion sont faibles.

Dans SWAN, l'évolution des spectres des vagues est décrite par l'équation de conservation de la densité d'action $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)/\sigma$, où E est la densité spectrale d'énergie (non conservée en présence de courant) et σ la fréquence relative des vagues (dans le repère du courant moyen) :

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (4.58)$$

Le premier terme est le terme local d'évolution de la densité d'action, les second et troisième termes sont les termes de propagation de la densité d'action dans les directions x et y (avec les vitesses de propagation correspondantes c_x et c_y). Le quatrième terme représente le décalage en fréquences du spectre dû aux variations temporelles de courant et de hauteur d'eau (avec la vitesse de propagation dans l'espace des fréquences c_σ) et le cinquième représente la réfraction par les courants et la bathymétrie (avec la vitesse de propagation dans l'espace des directions c_θ).

Le terme de droite $S = S(\sigma, \theta)$ est le terme source prenant en compte :

- la génération par le vent (échanges vagues-vent)
- la dissipation (moutonnement, déferlement et friction sur le fond)
- les interactions non linéaires (échanges vagues-vagues)

4.4.2 Configuration et paramétrisation

Une configuration du modèle SWAN a été implantée sur la même grille du modèle hydro-sédimentaire, avec des mailles variant de 700 à 2000 mètres. Le calcul sur une grille à maille variable ne peut se faire qu'en mode curvilinéaire, en donnant la position de chaque centre de maille. Les coordonnées doivent, dans ce cas, être données en mètres, car la version actuelle de SWAN en curvilinéaire ne résout pas les équations en coordonnées sphériques (Ziljema, comm. pers.). Ici les coordonnées sont donc considérées en lambert 2 centré.

Les simulations ont été faites en mode INSTATIONNAIRE, en prenant en compte les variations du niveau d'eau et du courant ($\Delta T=1$ h, calculés préalablement par le modèle MARS-3D précédemment présenté).

La génération par le vent (ARPEGE $\Delta T=6h$) est faite à partir de la formulation exponentielle de Komen *et al.* (1984). La diffraction n'est pas prise en compte. La dissipation de l'énergie liée au moutonnement et au déferlement dans les petits fonds est considérée avec le paramétrage par défaut. Celle liée à la friction sur le fond est calculée avec la formulation de Madsen *et al.* (1988), en fonction de l'excursion relative des particules au fond (A/k_N). La rugosité équivalente k_N a été ajustée afin d'améliorer les résultats à la côte (cf section 4.4.5).

4.4.3 Résolution

La résolution est faite avec un schéma décentré amont du premier ordre (BSTP), valable pour les petites échelles (100 km), inconditionnellement stable et permettant donc de grands pas de temps. La résolution est faite en quatre étapes correspondant aux quatre quadrants directionnels du fait des possibles sens de propagation des ondes (c_x et $c_y > 0$ ou < 0). De plus, des itérations sont faites à chaque pas de temps pour assurer le transfert d'énergie entre les quatre quadrants.

Le pas de temps de calcul utilisé ici est de 30 mn, le nombre d'itérations maximales est définie à 20, mais en pratique dans notre configuration, il est de ~ 10 au premier pas de temps puis vaut $\sim 2 - 3$, en variant selon les conditions de houles. Pour ces paramètres, le temps de calcul est de 1h20mn pour 48h de simulation sur un processeur.

L'annexe G donne quelques erreurs cartographiées entre deux schémas numériques (1er ordre et 2nd ordre), pour plusieurs pas de temps et pour plusieurs facteurs de précision sur la convergence (avec la version 40.31 de SWAN).

4.4.4 Conditions à la limite ouverte

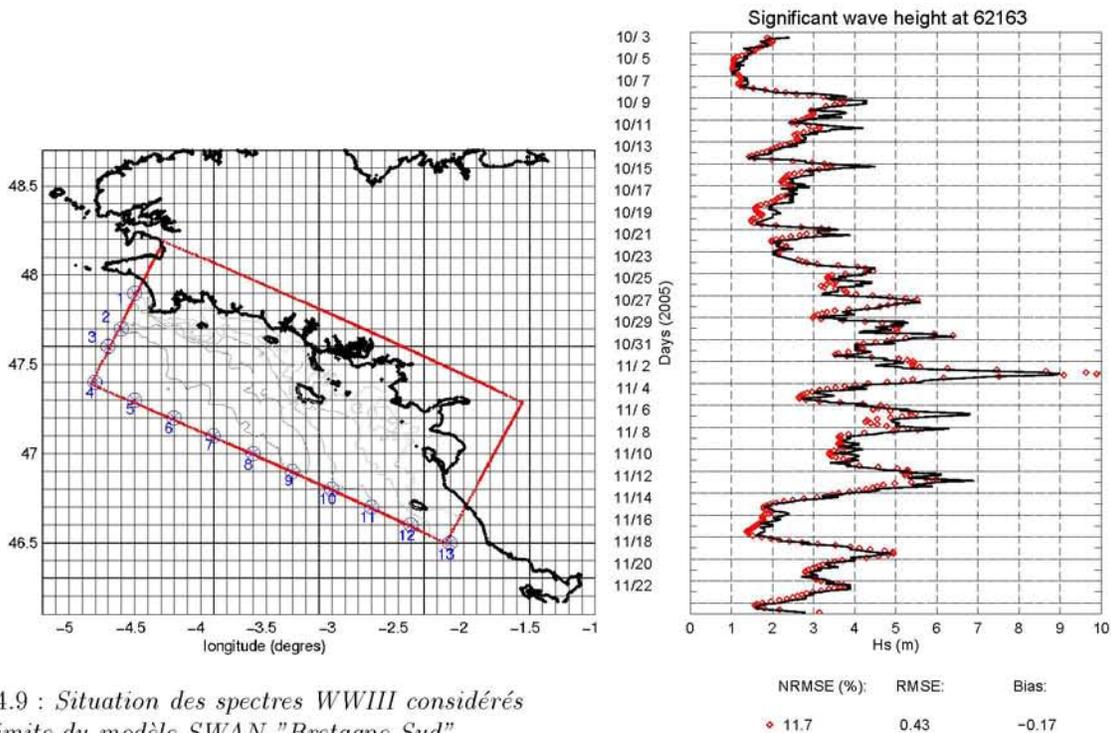


FIG. 4.9 : Situation des spectres WWIII considérés à la limite du modèle SWAN "Bretagne Sud".

FIG. 4.10 : Hauteurs significatives à la bouée Brittany (n° 62163) en 2005, mesures (noir) et simulations WWIII (rouge) (Ardhuin, comm. pers.).

Le modèle SWAN est forcé à la limite marine par des spectres 2D (en fréquence et direction) calculés par F. Ardhuin (SHOM) avec le modèle WAVEWATCH-III (noté par la suite WWIII), configuré sur le golfe de Gascogne à 0.1° de résolution. Ce modèle est lui-même emboîté dans une configuration Atlantique Nord à 0.5° , et un modèle global à 1° de résolution. WWIII est un modèle de 3ème génération développé par l'équipe de H. Tolman (1991, 2002) au NOAA/NCEP. Il a été modifié au SHOM afin d'améliorer la croissance des vagues (Ardhuin *et al.* 2006). Le nouveau paramétrage utilisé sur le golfe de Gascogne est celui nommé "BAJ", utilisé dans le modèle WAM cycle 4 (ECMWF) depuis avril 2005 (Janssen *et al.* 2005).

Deux simulations différentes du modèle WWIII ont été faites par F. Ardhuin. La première simulation a utilisé un forçage par le vent issu du modèle ALADIN (Météo-France, résolution de 0.1°) alors que la seconde simulation a été faite avec un forçage vent provenant des vents analysés d'ECMWF à 0.5° de résolution (archivés par le CERSAT). Pour cette dernière simulation, la comparaison aux mesures de la bouée Brittany (U.K. Met office) est présentée sur la figure 4.10, pour l'année 2005, en terme de hauteur significative. Les résultats donnent une erreur quadratique normalisée de 12% (Ardhuin, comm. pers.). La comparaison aux mesures des bouées Gascogne et Ouessant (Météo-france) donne également de très bonnes corrélations (Ardhuin, comm. pers.).

Au cours des simulations WWIII, 13 spectres ont donc été extraits à la limite du domaine du modèle "Bretagne Sud". Leur position est indiquée sur la figure 4.9. SWAN interpole ensuite les spectres le long de la frontière. Il a été vérifié que le forçage par des spectres complets améliore vraiment les résultats, par rapport à des spectres schématiques dépendant du paramètre de l'étalement directionnel, difficile à estimer par ailleurs, et dégradant l'information (en particulier l'information houle+mer de vent). Les paramètres de houle des points 04 et 13 sont représentés sur la figure 4.11 pour les deux simulations WWIII, ici du 25/08 au 04/12/2004. Les courbes en noir et bleu clair, indiquées "new", résultent de la dernière simulation effectuée avec les vents d'ECMWF analysés. La comparaison avec l'ancienne simulation montre des écarts sur certains pics de hauteur significative qui peuvent être supérieurs à 0.5 mètres (12-14/09/2004 et en particulier le 21/10/2004 au point 13 où deux pics de houle sont surestimés dans la nouvelle simulation). La sensibilité classique des modèles de houles au forçage vent est donc bien-sûr aussi à considérer dans les conditions aux limites du modèle de vagues SWAN "Bretagne Sud", et donc également sur les remises en suspension.

De plus, on peut voir sur cette figure l'importance de considérer une série de spectres différents le long de notre limite, les résultats étant en effet bien différents entre les deux points. Cela est en partie lié au fait que la limite ouverte du modèle Bretagne Sud n'est pas parallèle aux isobathes dans le sud du domaine. La direction préférentielle des houles étant Ouest / Nord-Ouest, l'effet de la réfraction se fait sentir le long de la limite. Des simulations précédentes ont montré que le nombre de points limites à considérer pouvait être réduit à 7 ou 8, sans que cela n'affecte trop les résultats.

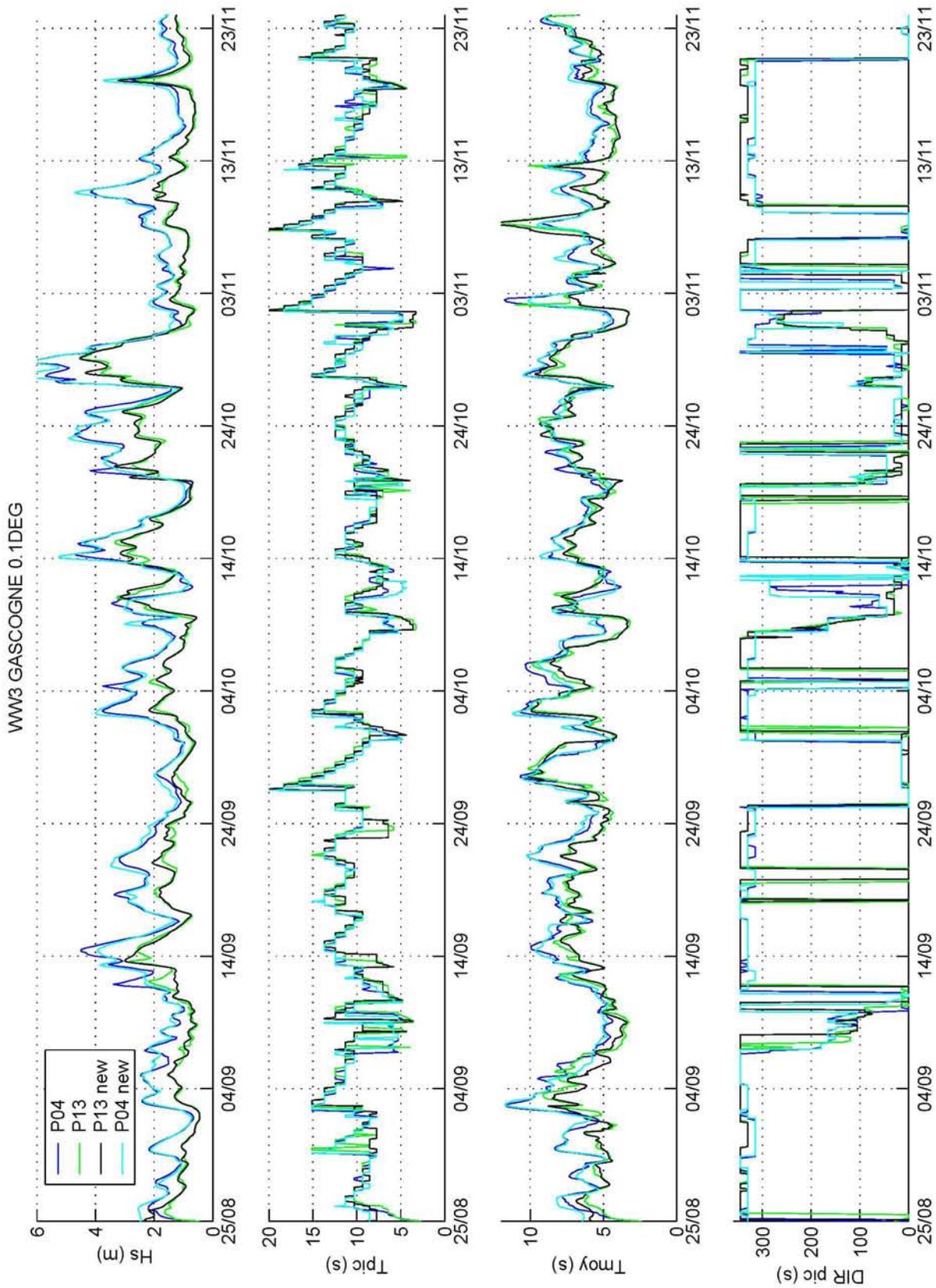


FIG. 4.11 : Séries temporelles des paramètres de houles évalués à partir des spectres WWIII aux points 04 et 13 pour les simulations WWIII réalisées avec les vents ALADIN (en bleu et vert) et les vents ECMWF analysés (en bleu clair et noir).

4.4.5 Validation du modèle SWAN

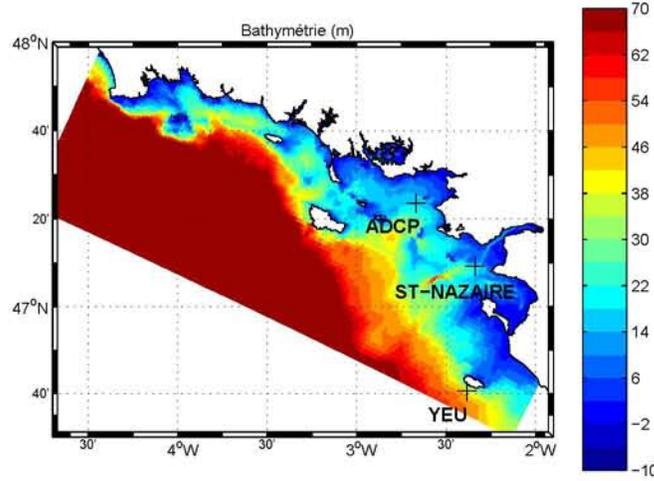


FIG. 4.12 : Position des points de mesures de houles.

Les résultats des simulations SWAN faites sur le mois d'octobre 2004 ont été comparés aux mesures de houles des bouées CETMEF de l'Île d'Yeu (n°08503) et de St-Nazaire (n°04401), ainsi qu'aux mesures ADCP réalisées dans le Mor-Bras (position des points sur la figure 4.12).

La figure 4.13 montre les comparaisons des hauteurs significatives et des périodes moyennes et de pic aux trois points de mesure. La comparaison à l'Île d'Yeu, du fait de la proximité de la limite, reflète surtout la bonne prise en compte des conditions limites et les valide.

Les résultats du modèle, en terme de hauteur significative, sont sensiblement améliorés à St-Nazaire et dans le Mor-Bras, en augmentant la rugosité équivalente du fond k_N de 0.05 m (valeur par défaut) à 0.3 m. Cette forte valeur peut s'expliquer par la prise en compte d'un frottement global, augmenté par la présence de rides sédimentaires et de plateaux rocheux dans la zone. Les périodes de pic et moyenne sont alors un peu moins proches des mesures mais les vitesses orbitales au fond résultantes (donc le frottement sur le fond) sont meilleures, d'après la comparaison avec celles estimées avec l'ADCP (figure 4.14). C'est donc ce paramétrage qui est retenu. Les différences sur les vitesses orbitales au fond sont naturellement importantes à la côte, dans les petits fonds (figure 4.14).

Les paramètres statistiques suivants sont évalués pour les deux simulations : le coefficient de corrélation (COR), le biais ($BIAIS$), l'erreur quadratique moyenne ($RMSE$) et cette erreur normalisée par la moyenne quadratique des observations ($NRMSE$). En considérant X_i et X_{m_i} les valeurs calculées et mesurées au temps i , on a :

$$COR = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_i)(X_{m_i} - \bar{X}_{m_i})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}_i)^2 \sum_{i=1}^N (X_{m_i} - \bar{X}_{m_i})^2}} \quad \text{et} \quad BIAIS = \bar{X}_i - \bar{X}_{m_i} \quad (4.59)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - X_{m_i})^2} \quad \text{et} \quad NRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - X_{m_i})^2}{\sum_{i=1}^N X_{m_i}^2}} \quad (4.60)$$

Les tableaux suivants (Tab. 4.2, 4.3 et 4.4) donnent les valeurs obtenues pour les deux simulations ($k_N = 0.05\text{m}$ et $k_N = 0.3\text{m}$).

Mor-Bras	$k_N=0.3\text{m}$			$k_N=0.05\text{m}$		
	Hs	Tpic	Tmoy	Hs	Tpic	Tmoy
<i>COR</i>	0.933	0.233	0.497	0.931	0.332	0.491
<i>BIAIS</i>	0.295	-0.787	-1.652	0.38	-0.568	-1.537
<i>RMSE</i>	0.363	2.151	1.745	0.454	2.026	1.652
<i>NRMSE</i>	0.322	0.339	0.334	0.404	0.32	0.316

TAB. 4.2 : Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec l'ADCP dans le Mor-Bras.

St-Nazaire	$k_N=0.3\text{m}$			$k_N=0.05\text{m}$		
	Hs	Tpic	Tmoy	Hs	Tpic	Tmoy
<i>COR</i>	0.955	0.402	0.836	0.959	0.777	0.883
<i>BIAIS</i>	0.0742	-2.056	-1.716	0.373	0.142	-1.256
<i>RMSE</i>	0.216	3.335	1.818	0.473	1.888	1.341
<i>NRMSE</i>	0.133	0.365	0.316	0.292	0.207	0.233

TAB. 4.3 : Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec la bouée CETMEF de St-Nazaire.

Yeu	$k_N=0.3\text{m}$			$k_N=0.05\text{m}$		
	Hs	Tpic	Tmoy	Hs	Tpic	Tmoy
<i>COR</i>	0.932	0.825	0.901	0.935	0.827	0.91
<i>BIAIS</i>	-0.067	0.251	-1.697	0.029	0.343	-1.538
<i>RMSE</i>	0.313	1.229	1.787	0.305	1.252	1.622
<i>NRMSE</i>	0.111	0.12	0.24	0.108	0.122	0.217

TAB. 4.4 : Paramètres statistiques de validation du modèle SWAN avec la bouée CETMEF de Yeu.

L'important biais sur les périodes moyennes résulte de la fréquence de coupure plus basse des mesures que dans le modèle : ~ 0.5 Hz pour les bouées, ~ 0.3 Hz ici pour l'ADCP et ~ 0.8 Hz pour le modèle qui extrapole le spectre aux hautes fréquences (en f^{-4}).

La surestimation par le modèle des Hs dans le Mor-Bras les 14-16 octobre pourrait être liée à une atténuation des houles dans la zone liée à la présence de fonds cohésifs. Cependant, la spatialisation de k_N , en augmentant fortement la valeur en Baie de Vilaine (jusqu'à $k_N=1\text{m}$), n'a pas été concluante. Pour vérification, des simulations ont été faites également en augmentant la discrétisation en direction ($\Delta\theta = 10^\circ$) et en diminuant le pas de temps de calcul à $dt = 10\text{mn}$. Les résultats sont vraiment très proches de la simulation de référence ($\Delta\theta = 15^\circ$ et $dt = 30\text{mn}$).

Etant donné la forte sensibilité au forçage vent, c'est également la paramétrisation de la génération des vagues par le vent qui reste à être testée, en particulier l'utilisation de la formulation de Janssen (1989, 1991) au lieu de celle de Komen *et al.* (1984) actuellement utilisée.

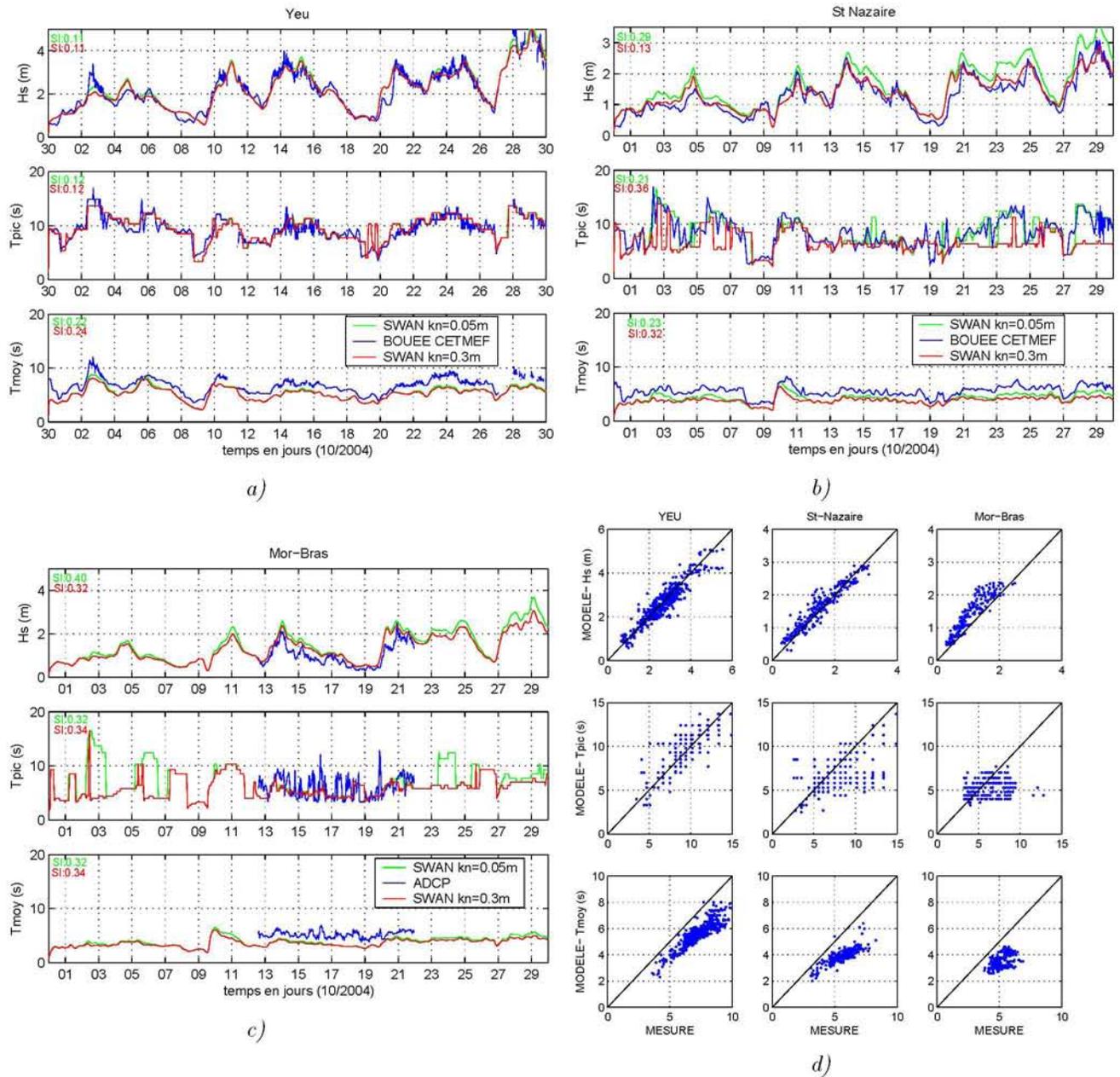


FIG. 4.13 : Séries temporelles (10/2004) des paramètres de houles (H_s , T_{pic} et T_{moy}) calculés par SWAN pour deux simulations (rugosité équivalente du fond $k_N = 0.05m$ en vert et $k_N = 0.3m$ en rouge) et mesurés en bleu a) à la bouée CETMEF de l'île d'YEU b) à la bouée CETMEF de St-Nazaire c) avec l'ADCP dans le Mor-Bras; [les valeurs de SI indiquées sont celles de NRMSE définies dans le texte] d) relations MESURE/MODELE ($k_N = 0.3m$) pour chaque paramètre de houle aux trois points de mesure.

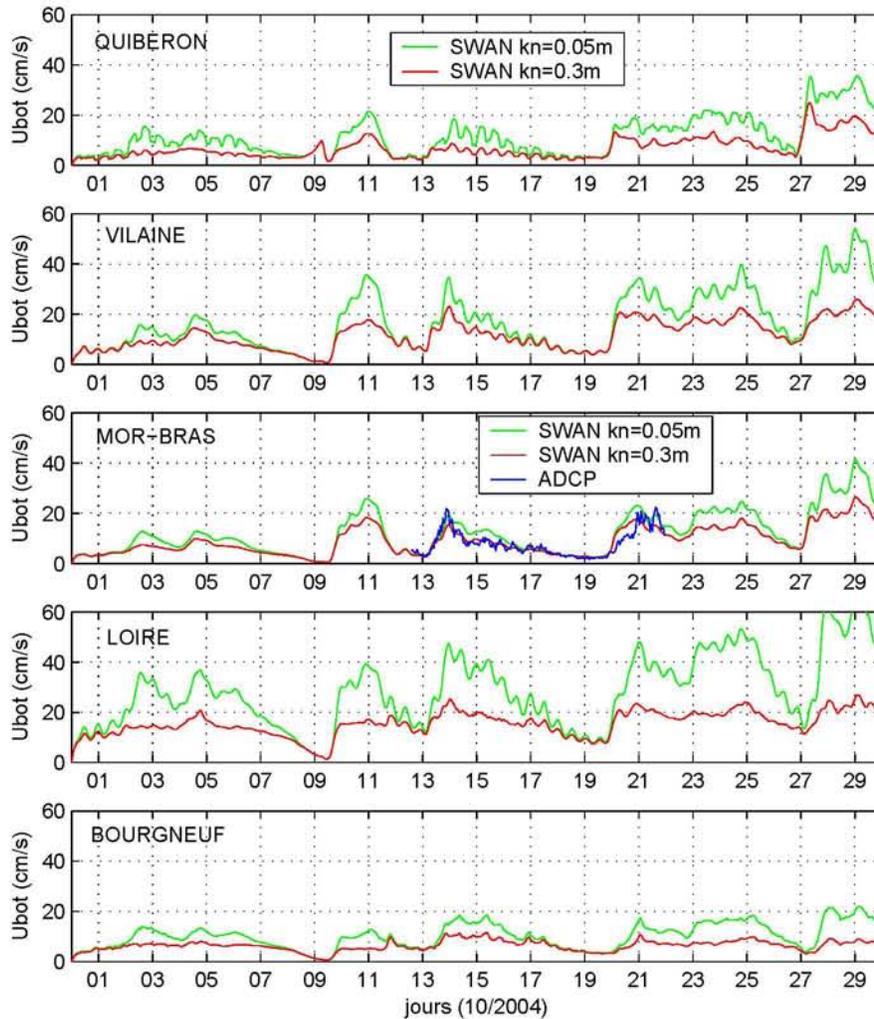


FIG. 4.14 : Evolution temporelle des vitesses orbitales au fond en cinq points à la côte. Simulations SWAN en instationnaire sur le mois d'octobre 2004, avec une rugosité équivalente $k_N = 0.05m$ (vert) et $k_N = 0.3m$ (rouge). Dans le Mor-Bras, est également tracée en bleu l'évolution des vitesses orbitales au fond calculées à partir du spectre de houles mesuré par l'ADCP.

4.5 Validation et sensibilités du modèle hydrodynamique : marée et structure hydrologique

Les simulations du modèle hydro-sédimentaire ont été faites sur la période d'août 2004 à Février 2005, en raison des mesures disponibles ADCP des campagnes OPTIC-PCAF 2004 et OPTIC 2005 (cf chapitre 3). L'année 2003 n'a pas été simulée, à cause du manque de mesures de turbidité et de conditions aux limites pour le modèle de vagues. Cependant, une simulation d'initialisation de la masse d'eau est nécessaire pour obtenir une structure hydrologique réaliste, elle a été faite sur la période de novembre 2003 à août 2004, pour prendre en compte les apports hivernaux d'eau douce par les fleuves.

La morphologie de la côte et la bathymétrie complexe du domaine Bretagne Sud, font que la dynamique 3D dans la zone est particulièrement variable et résulte à la fois de la marée, des courants de densité et du vent, tous ces processus étant fortement couplés entre eux (Lazure et Salomon 1991a). La variabilité aléatoire de ces forçages renforce également cette complexité. Les simulations du modèle ont montré que la turbidité, dans sa répartition horizontale et sa dynamique verticale, était extrêmement sensible à la structure hydrologique et à l'hydrodynamique complexe associée. La dynamique des particules fines va donc dépendre fortement de la façon dont cette dynamique est reproduite par le modèle et notamment de la fermeture turbulente.

4.5.1 Elévation de la surface libre

Afin de contrôler la propagation de la marée, une simulation du modèle MARS-3D a été réalisée avec le seul forçage par la marée, sans vent et sans apport par les fleuves, avec une masse d'eau homogène. Cependant, la condition à la limite en élévation provient d'une simulation du modèle MARS-2D ayant tourné avec forçage par le vent. Elle contient donc des surcotes et décotes éventuelles, qui se propagent dans le domaine. Les différences induites peuvent aller jusqu'à 50 cm sur plusieurs jours (Herry *et al.* 2006).

La comparaison des résultats avec le modèle CST-France (SHOM) a été faite à Concarneau, Port-Tudy, Port-Navalo et St-Nazaire. Sur la période de septembre à décembre 2004, les résultats montrent des écarts aux pleines mers et basses mers qui peuvent atteindre 40 cm mais qui ne sont pas systématiques, et qui semblent ainsi liées aux surcotes/décotes présentes dans le modèle MARS par la condition à la limite. La précision du modèle MARS est de l'ordre de 10% en amplitude et des écarts de phase de 15 mn peuvent être observés. Les niveaux d'eau, par rapport au zéro hydrographique local, sont présentés, pour la période du mois de novembre, sur la figure 4.15. On constate ici que les niveaux concordent bien en vive-eau et un peu moins bien en morte-eau. Les élévations de la surface libre sur un cycle de marée de vive-eau (15/11/2004) sont présentées pour les quatre points sur la figure 4.16. Les heures de pleine mer et basse mer sont proches de celles du modèle CST et de l'annuaire de marée SHOM, excepté à St-Nazaire où un déphasage de 20mn est observé. Pour cette marée là, les niveaux de basse mer sont plus bas de 40 cm par rapport au modèle CST, à Concarneau et Port-Tudy. Ces écarts ne sont pas systématiques et les surcotes peuvent en être la cause. Ils sont aussi de l'ordre de grandeur des erreurs dues au forçage par 8 ondes de marée seulement et à la non prise en compte du potentiel générateur (Pous 2004). Cependant, des améliorations pourraient être apportées. D'une part dans le modèle MARS-2D, Pous (2004) a montré que l'augmentation du coefficient de Strickler à 40 (au lieu de 25 actuellement) limitait les erreurs. D'autre part, pour améliorer les résultats dans le modèle 3D, Herry (2006) a développé une méthode pour forcer un modèle 3D côtier par les élévations calculées par le modèle CST-France, tout en gardant le forçage du modèle 2D de grande emprise pour assurer la génération à grande échelle des surcotes et décotes.

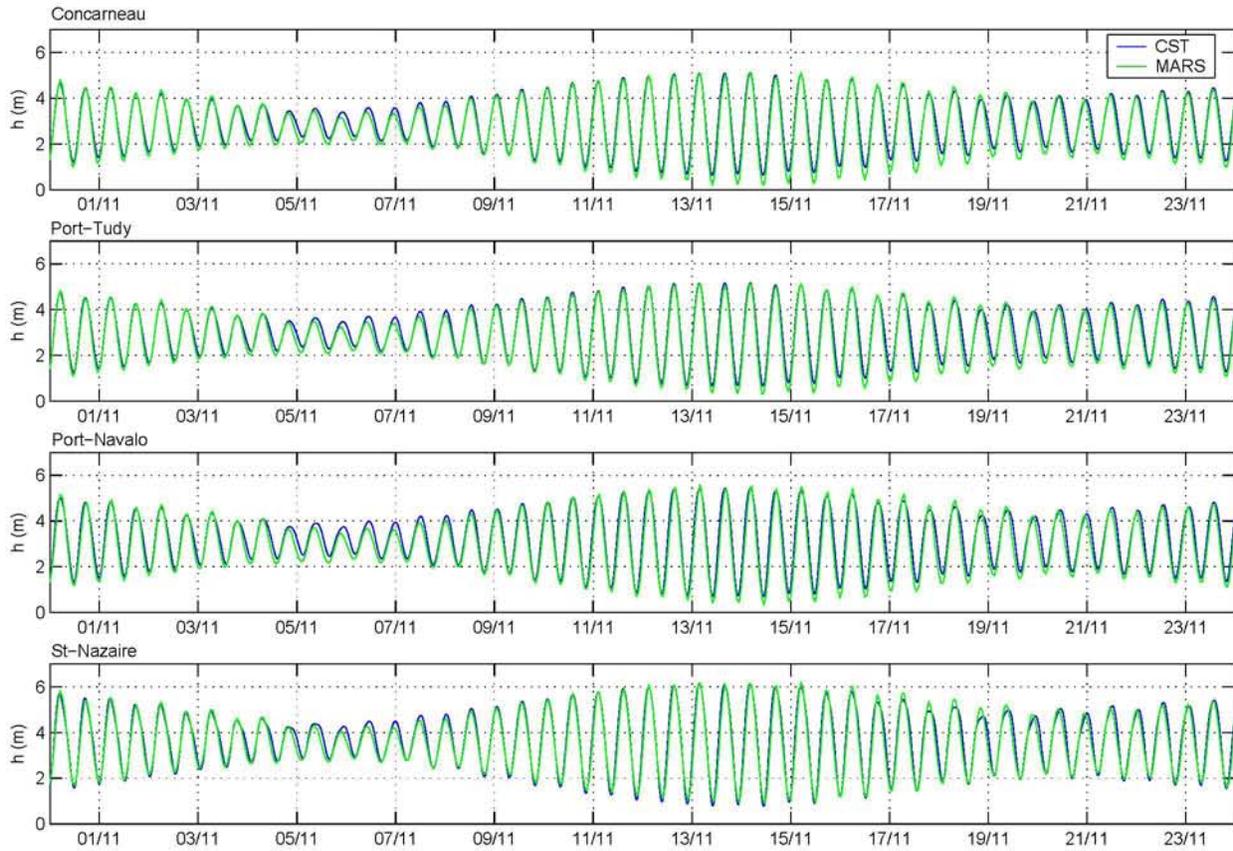


FIG. 4.15 : Niveaux d'eau (m) par rapport au zéro hydrographique local à Concarneau, Port-Tudy, Port-Navalo et St-Nazaire(modèle CST France et modèle MARS).

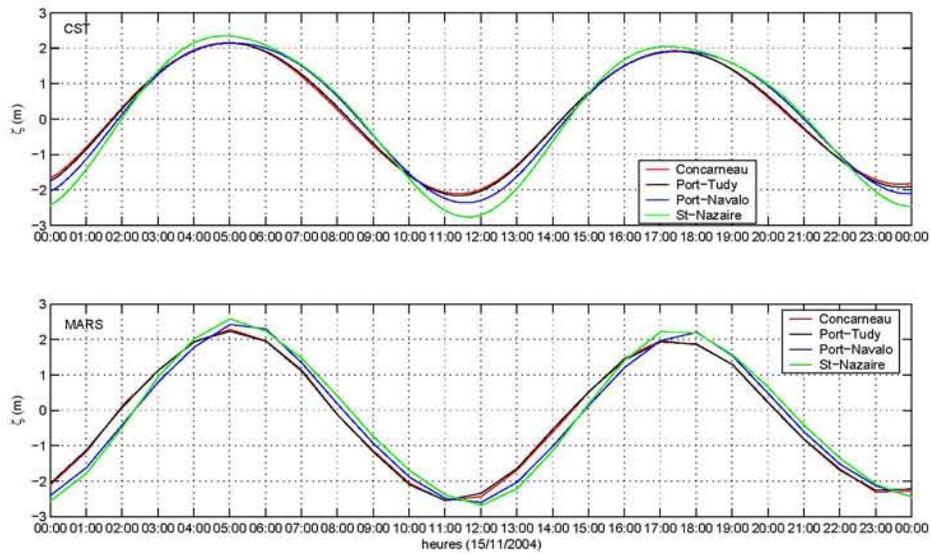


FIG. 4.16 : Elévations de la surface libre à Concarneau, Port-Tudy, Port-Navalo et St-Nazaire (modèle CST France et modèle MARS).

4.5.2 Courants et structure hydrologique

Les vitesses maximales de courant barotrope calculées par le modèle MARS-3D sur la zone Bretagne Sud sont présentées sur la figure 4.17, pour une vive-eau de coefficient 100. On retrouve la forte intensité des courants de marée aux abords des îles et des caps, comme au passage de La Teignouse, à l'entrée du Golfe du Morbihan et aux pointes Nord et Sud de Belle-île, où ils atteignent 1.5 m/s. Des vitesses fortes sont également retrouvées dans les estuaires de la Loire et de la Vilaine. De plus, les courants de marée sont particulièrement importants à l'entrée de la baie de Bourgneuf et particulièrement faibles entre les Glénans et l'Île de Groix (< 0.2 m/s), au droit de la vasière Sud-Glénan. Dans le Mor-Bras, les vitesses du courant moyen sur la verticale ne dépassent pas les 0.5 m/s (1 noeud). Ces vitesses sont en accord avec celles calculées par le SHOM (2002, 2005).

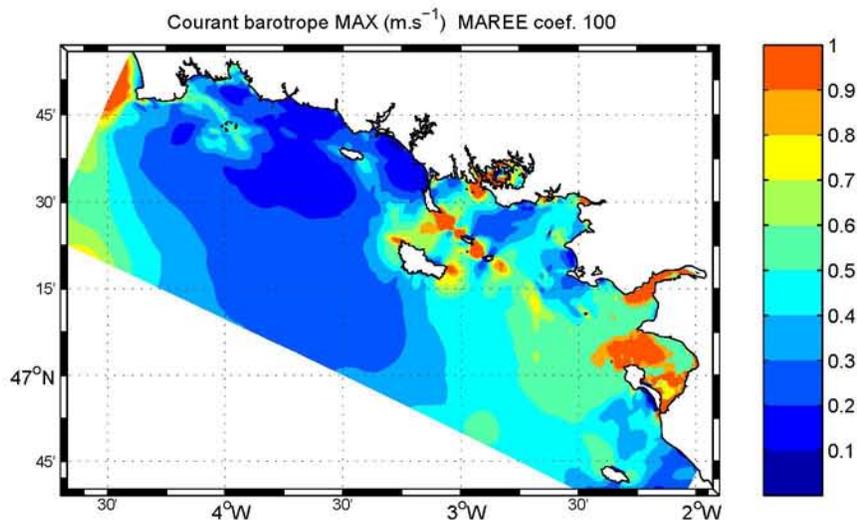


FIG. 4.17 : Vitesse maximale (m/s) du courant moyenné sur la verticale, pour une marée de vive-eau de coefficient 100.

Les vitesses de courant ont été comparées aux mesures ADCP réalisées en octobre 2004 dans le Mor-Bras (cf chapitres 2 et 3). Il est apparu que les gradients de vitesses n'étaient pas bien reproduits dans le modèle avec la fermeture turbulente d'origine, celle de Luyten *et al.* (1996). En particulier, les vitesses au fond sont dans ce cas sous-estimées, et celles de surface sur-estimées, le profil étant quasi-linéaire. La sensibilité à la rugosité du fond s'est révélée faible et pour améliorer les résultats, nous avons testé la fermeture turbulente de Gaspar (1990), tout en contrôlant l'influence de ce changement sur la structure hydrologique du modèle. La formulation de base qui considère un nombre de Prantl de 1 ($N_z = K_z$), a montré une trop forte stratification des courants lorsque la masse d'eau était stratifiée. Le nombre de Prantl ($Pr_t = N_z/K_z$) a donc été ajusté de façon à augmenter le mélange de la quantité de mouvement, lorsque le nombre de Richardson est grand (cf section 4.1.3).

D'autre part, du fait du couplage important entre les coefficients de viscosité et de diffusion turbulente verticale, N_z et K_z , il a fallu trouver un nombre de Prantl maximum qui permettait d'obtenir à la fois une structure hydrologique réaliste et des profils de vitesse corrects. La valeur maximale de 5 a été retenue.

La figure 4.18 montre la comparaison des vitesses de courant mesurées par l'ADCP à plusieurs cotes du fond et simulées par le modèle MARS, pour trois paramétrisations différentes de la turbulence. La turbulence de Luyten donne des vitesses de courant trop faibles au fond et trop importantes en surface. La turbulence de Gaspar permet de retrouver des vitesses au fond

plus réalistes à condition d'augmenter le nombre de Prantl maximal. Avec le nombre de Prantl maximal de 5, les courants au fond sont corrects mais on observe encore une surestimation en surface. Avec un nombre de Prantl maximal de 15, l'intensité des courants est plus proche des mesures en surface mais est légèrement trop forte au fond.

D'autre part, la structure hydrologique est comparée aux mesures réalisées lors de la campagne OPTIC-PCAF 2004 : radiale VILAINE (figure 4.21a) et radiale LOIRE SUD (figure 4.21b). Les radiales du modèle sont extraites à une heure instantanée de la simulation, alors que les mesures ont été réalisées sur plusieurs heures (~ 4 et 5 heures). On constate que la radiale VILAINE est mal reproduite, la dessalure de surface étant trop importante par rapport aux mesures. Les distributions horizontales montrent que ce panache est celui de la Loire, qui est entraîné vers la baie de Quiberon, quelques jours auparavant, par un vent de Sud-Est. Du fait de cette stratification trop importante, il est donc cohérent de trouver des courants de surface intensifiés par rapport aux mesures. Le choix de la fermeture turbulente de Gaspar, avec un nombre de Prantl maximal de 5 est donc très satisfaisant puisqu'il reproduit par ailleurs très bien les vitesses de courant au fond et la radiale LOIRE SUD. On observe également que la turbulence de Luyten, pour laquelle le courant est trop stratifié, induit un mélange trop important à la côte qui exporte le panache de la Loire trop au large. Il en est de même avec un nombre de Prantl maximal de 15 (turbulence de Gaspar), le panache de la Loire n'est pas maintenu à la côte. En ce qui concerne la température, elle est supérieure de 1 degré aux mesures à cette période, sur toute la bande côtière. Cela peut être lié d'une part au forçage schématisé des flux de chaleur et d'autre part à l'estimation peu précise de la température des fleuves, une interpolation étant faite entre les mesures mensuelles disponibles.

La sensibilité des courants au vent et à la structure hydrologique est également mise en évidence sur la figure 4.19. La simulation de référence (en bleu) est faite avec la fermeture turbulente de Gaspar et un nombre de Prantl maximal de 5. La simulation sans vent (en vert) montre des écarts de vitesse non seulement en surface mais également sur toute la colonne d'eau, atteignant 10 cm/s sur certains pics de jusants au fond (14 et 15/10/2004). On peut voir également le 21/10 l'effet du vent qui annule presque le courant de jusant en surface. Notons, cependant que la masse d'eau est ici un peu plus stratifiée en salinité (couche de surface dessalée) car le panache de la Loire qui s'écoule quand-même vers la baie de Vilaine malgré l'absence de vent (du fait de la force de Coriolis), est moins mélangé (figure 4.23).

Une simulation réalisée avec une masse d'eau homogène sans vent ni apports par les fleuves (donc marée seule, en rouge), montre de plus faibles gradients verticaux des vitesses du courant, la masse d'eau homogène permettant une dynamique plus barotrope. Les vitesses en surface sont ainsi plus proches des mesures où la masse d'eau est moins stratifiée que dans le modèle.

Ces tests confirment ainsi la forte sensibilité de l'hydrodynamique à la structure hydrologique de la masse d'eau, le découplage des couches étant favorisé par les stratifications thermohalines, contrôlées par la fermeture turbulente et fortement dépendantes du vent. Le vent joue en effet un rôle important sur le devenir des panaches, en particulier celui de la Loire qui s'écoule naturellement vers la Baie de Vilaine. Cependant, cette forte sensibilité est sans doute amplifiée par le fait que le modèle 3D comporte seulement huit niveaux sur la verticale. Le choix résultait en effet d'un compromis entre le coût de calcul et l'influence sur les profils de concentration, le modèle étant prévu au départ pour intégrer de nombreuses variables biologiques. Par manque de temps, nous n'avons pas pu revenir sur ce choix, ni tester plus précisément la sensibilité à cette discrétisation verticale.

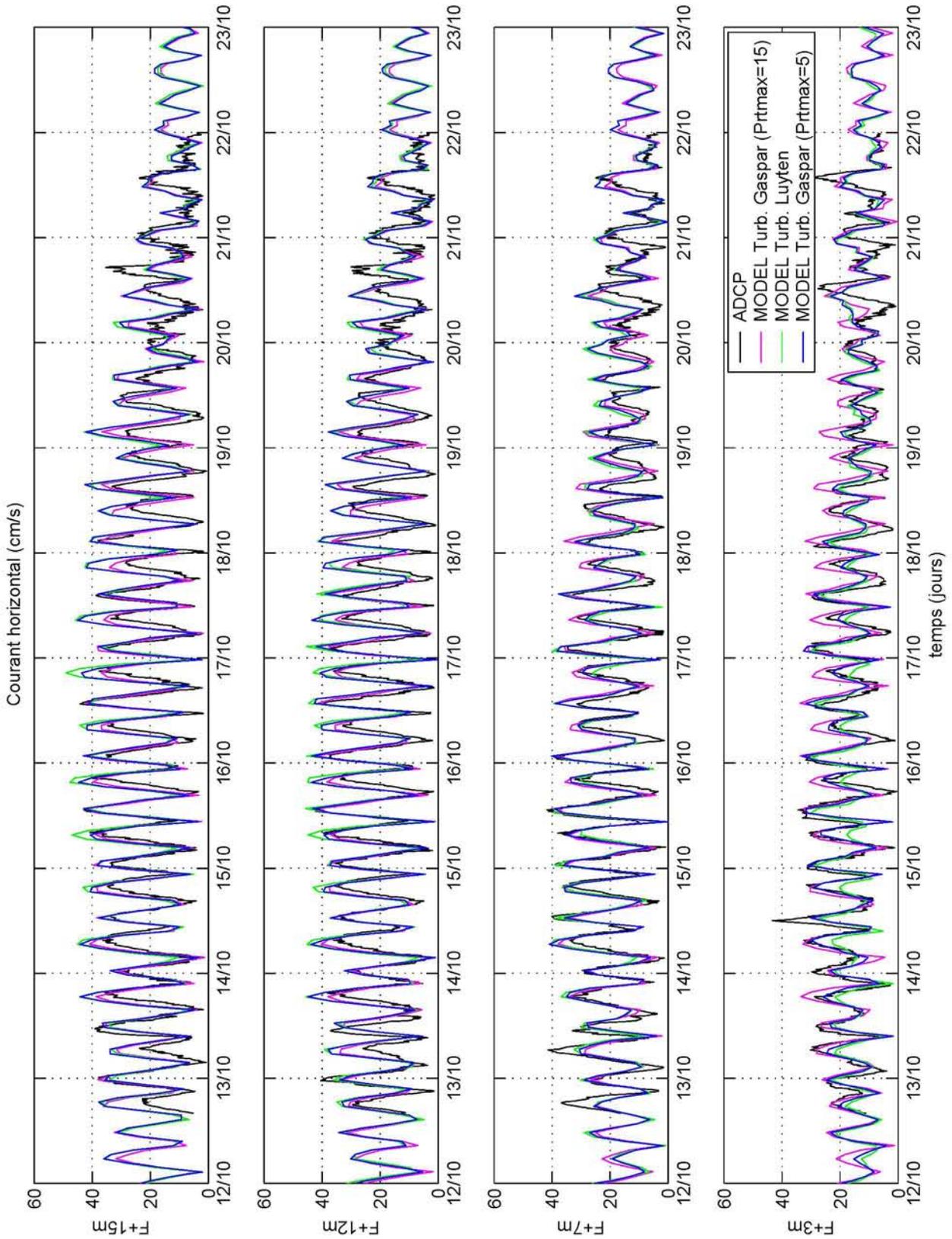


FIG. 4.18 : Comparaison des vitesses de courant mesurées par l'ADCP à plusieurs cotes du fond et calculées par le modèle MARS, pour trois paramétrisations différentes de la turbulence : fermeture de Luyten et al.(1996) (vert), fermeture de Gaspar (1990) avec Prtm=15 (rouge) et avec Prtm=5 (bleu).

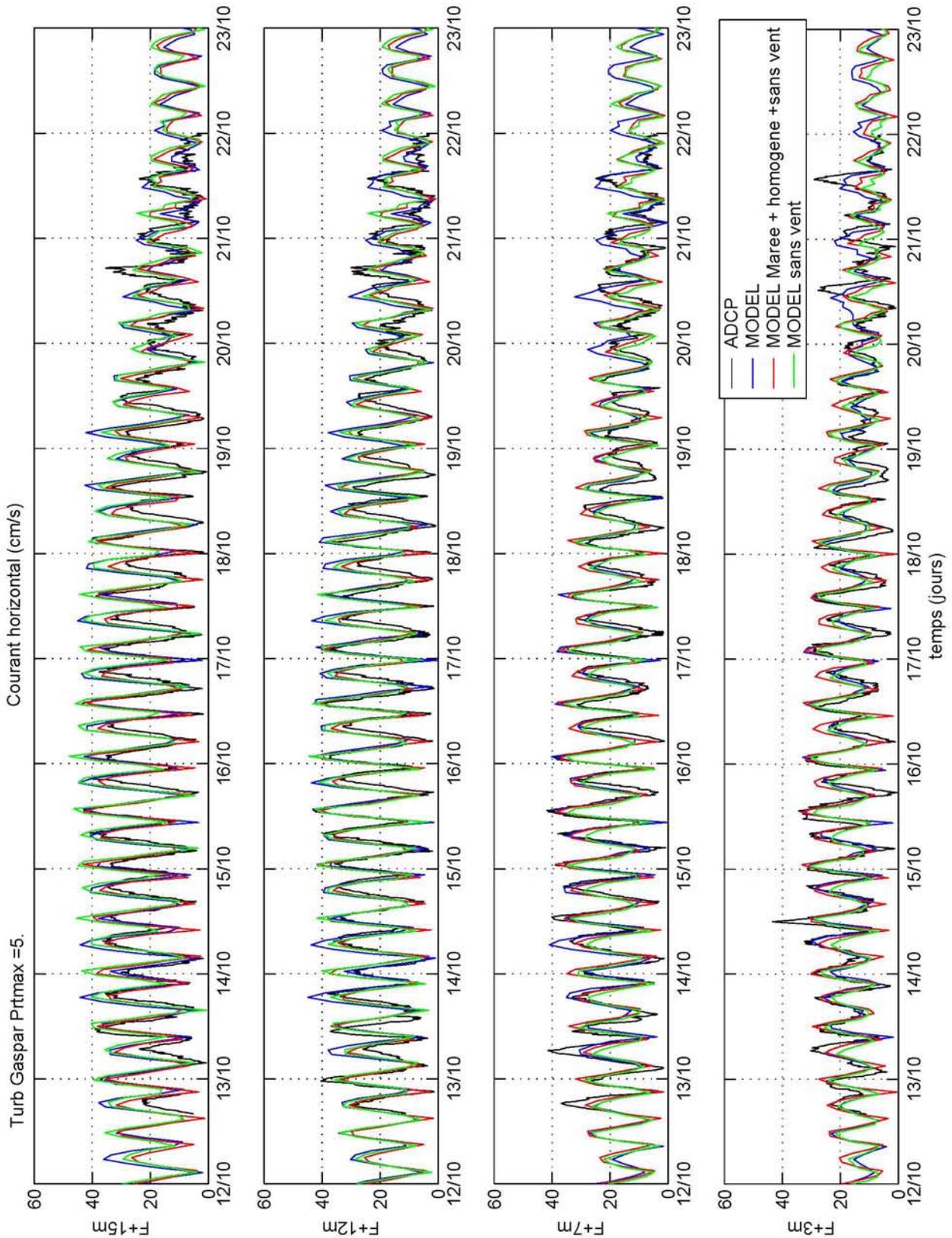


FIG. 4.19 : Comparaison des vitesses de courant mesurées par l'ADCP à plusieurs cotes du fond et calculées par le modèle MARS, en simulation réaliste de référence (bleu), sans vent (vert) et marée seule avec une masse d'eau homogène (rouge).

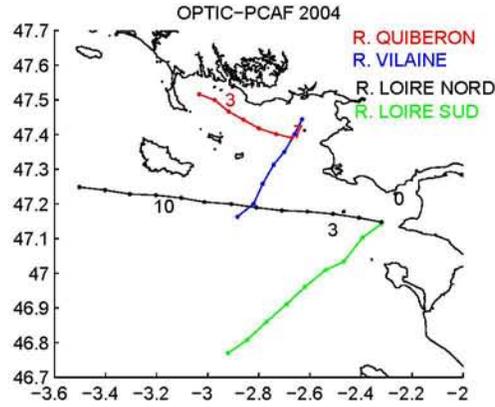


FIG. 4.20 : Situation des radiales effectuées lors de la campagne OPTIC-PCAF octobre 2004.

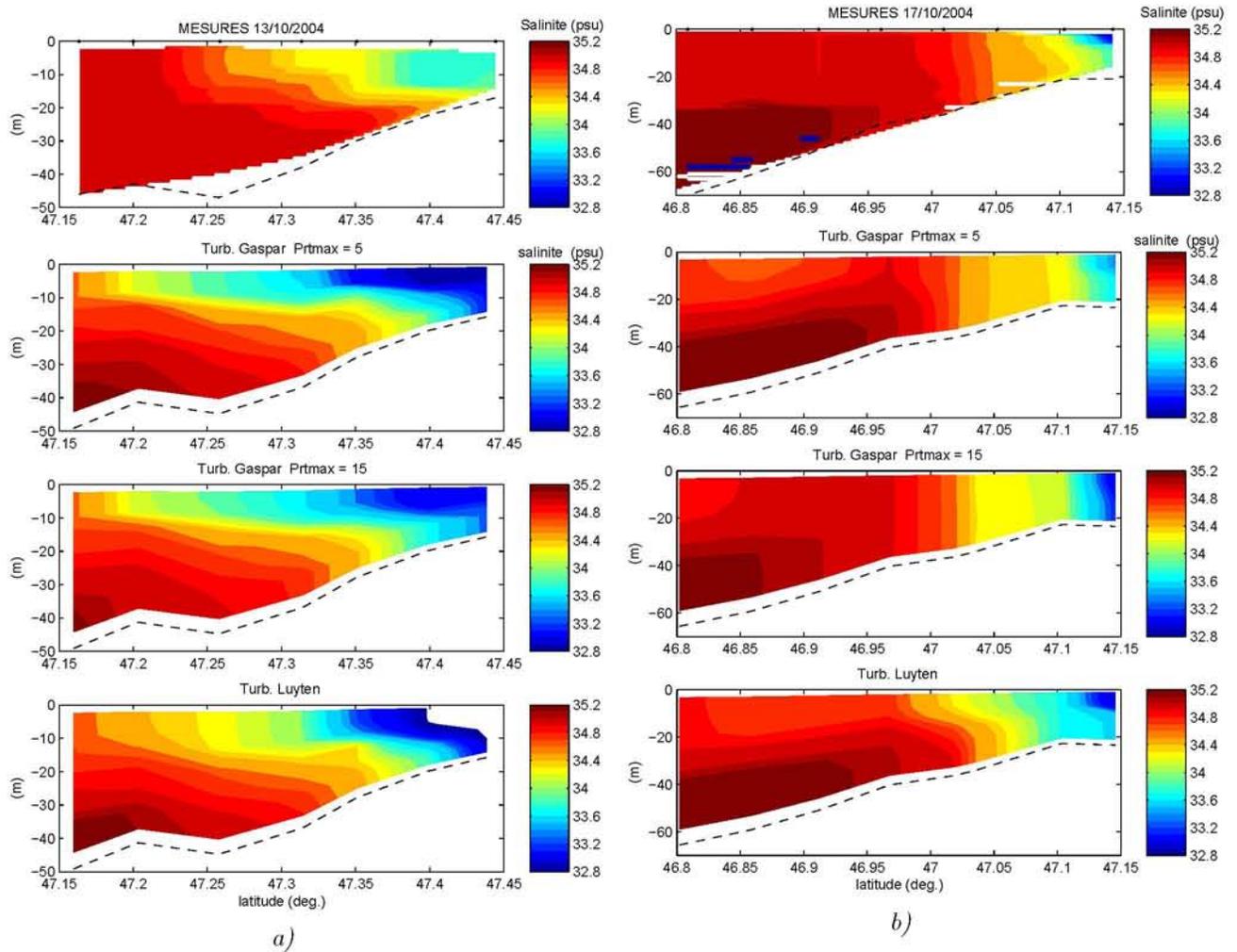


FIG. 4.21 : a) Radiale VILAINE 13/10/2004 - Mesures (haut) - Modèle (dessous).
 b) Radiale LOIRE SUD 17/10/2004 - Mesures (haut) - Modèle (dessous).

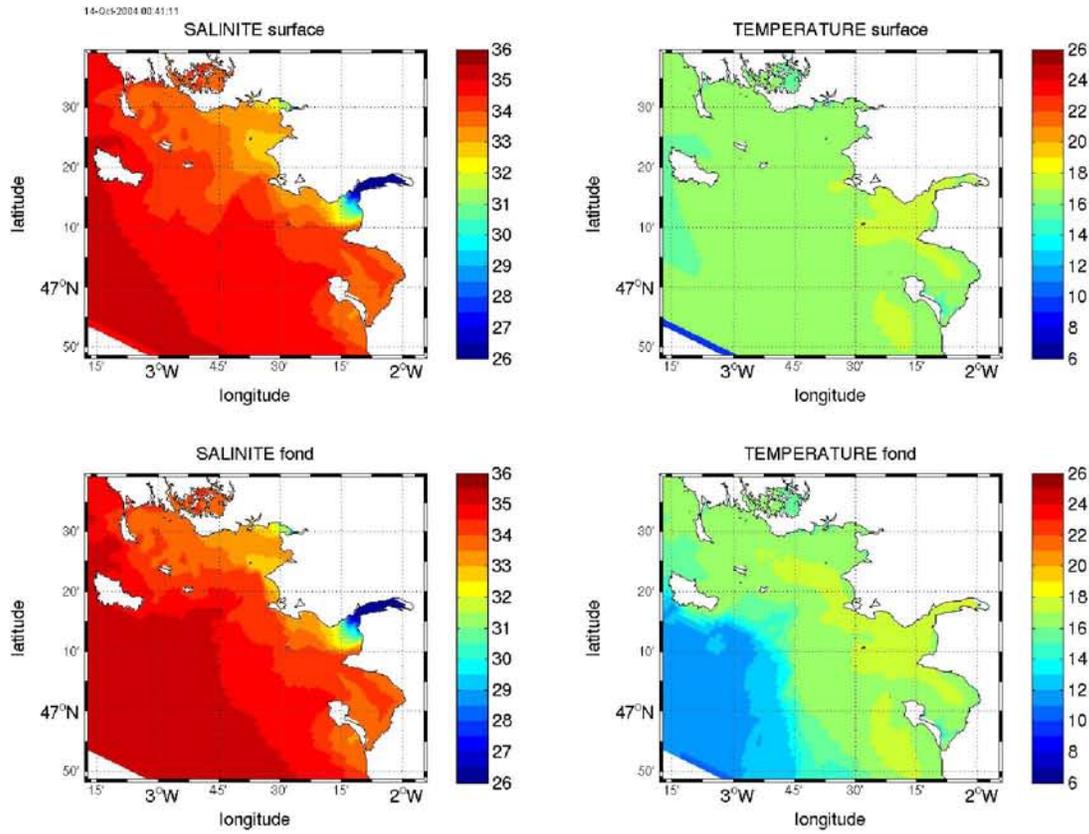


FIG. 4.22 : Modèle MARS : distribution en surface et au fond des températures et salinités le 14/10/2004 à 00h40. Simulation de référence.

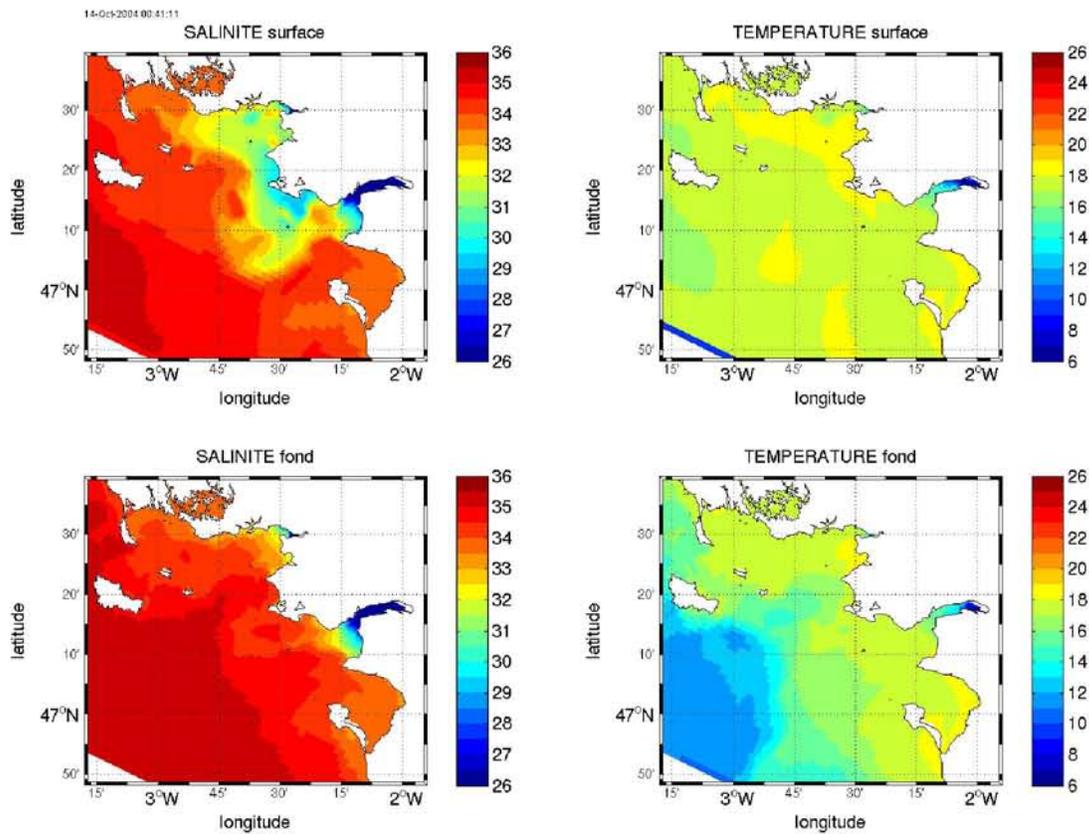


FIG. 4.23 : Modèle MARS : distribution en surface et au fond des températures et salinités le 14/10/2004 à 00h40. Simulation SANS VENT.

4.6 Validation et sensibilité des turbidités modélisées

Une première calibration du modèle sédimentaire a été faite en comparant les résultats aux mesures ADCP d'octobre 2004, acquises au point fixe dans le Mor-Bras. Les contraintes ont été calculées en prenant une rugosité du fond de 0.1 mm (correspondant à une rugosité équivalente de Nikuradse $k_s = 3$ mm) et les paramètres retenus pour la loi d'érosion, le dépôt et la vitesse de chute sont donnés dans le tableau 4.5.

La comparaison aux mesures ADCP de 2005 a montré que la première calibration n'était pas satisfaisante, le signal des concentrations étant alors beaucoup trop faible au point de mesure de février 2005 (Pointe du Castelli). Une seconde calibration de la dynamique sédimentaire a donc été faite, en diminuant la rugosité équivalente du fond k_s à 1 mm, se rapprochant un peu plus des valeurs classiques de rugosité de peau des sédiments cohésifs. L'estimation des contraintes sur le fond faite à partir des mesures ADCP (section 3.7) a montré en effet que le forçage par le courant de marée pouvait être augmenté, par rapport à celui des houles, en diminuant l'échelle de rugosité du fond. Les paramètres sédimentaires retenus alors sont indiqués dans le tableau 4.5. Ils résultent d'un compromis entre la dynamique observée au point de mesure de 2004, celle au point de mesure de 2005 mais également de la dynamique estuarienne de la Loire.

Cependant, les hétérogénéités de l'érodabilité des sédiments et la limitation à une seule classe de taille des particules fines dans le modèle, rendent très difficile l'obtention d'une calibration unique sur tout le domaine. Le flux d'érosion en Loire (seulement en amont de Paimboeuf) a ainsi dû être augmenté en particulier pour tenter de reproduire la dynamique de la crème de vase.

symbole	paramètre	simulation 1	simulation 2	unité
		$z_0(\text{sed})=0.1$ mm	$z_0(\text{sed})=0.033$ mm	
W_{min}	Vit. de chute des vases (min)	0.1	0.15	mm.s ⁻¹
W_{max}	Vit. de chute des vases (max)	6.	5.	mm.s ⁻¹
$C_{W_{max}}$	Conc. de la vit. de chute max.	1.	5.	g.l ⁻¹
τ_{cd}	Tension critique de dépôt	0.25	0.10	N.m ⁻²
τ_{ce}	Tension critique d'érosion	0.25	0.10	N.m ⁻²
E_0	Taux d'érosion	$1.3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	kg.m ⁻² .s ⁻¹
E_0 Loire	Taux d'érosion (amont Loire)	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	kg.m ⁻² .s ⁻¹
C_{seduni}	Conc. du sédiment déposé	800	800	kg.m ⁻³

TAB. 4.5 : Paramètres utilisés pour les calibrations 1 ($z_0=0.1$ mm) et 2 ($z_0=0.033$ mm) du modèle sédimentaire. Les lois d'érosion sont présentées dans la section 4.2.2

Les vitesses de chute des particules de sables fins et moyens sont fixés respectivement à 2 cm/s et 5 cm/s pour les deux calibrations. Ces variables (sables) sont transportés uniquement dans la couche de fond.

Les tests de sensibilité des résultats en concentration massique ont été réalisés pendant la phase de calibration et n'ont donc pas été faits pour une même simulation de référence : le test de sensibilité à l'hydrologie a été fait avec la première calibration, le test de sensibilité au paramétrage sédimentaire est présenté ici avec la seconde calibration.

4.6.1 Sensibilité à la structure hydrologique

La première calibration du modèle en terme de dynamique sédimentaire a été faite par comparaison aux mesures ADCP acquises du 13 au 21 octobre 2004 dans le Mor-Bras. Ces mesures ont permis, après calibration (cf chapitre 2), d’obtenir les concentrations massiques sur la verticale pendant toute cette période.

Les résultats du modèle ont montré une forte sensibilité de la dynamique des matières en suspension aux structures hydrologiques. La comparaison avec la mesure est présentée sur la figure 4.24, pour 4 simulations différentes. La simulation de référence (fig. 4.24c) est faite avec la fermeture turbulente de Gaspar (avec un nombre de Prantl maximal de 5) et avec les vents issus du modèle ARPEGE. En premier lieu, on remarque que les contraintes totales ”houle + courant” (4.24a) ne sont pas toujours en parfait accord avec celles estimées d’après les mesures ADCP (cf section 3.7 pour le calcul), les houles étant sur-estimées par le modèle les 15 et 20 octobre.

On observe que le signal de turbidité est reproduit dans l’ensemble avec un bon ordre de grandeur, atteignant les 50 mg/l à 3 m du fond. Les principales structures sont retrouvées : une remise en suspension par les houles autour des 14 et 21 octobre, et entre les deux un mélange par la marée de vive-eau. Les concentrations sont ainsi plus importantes dans la colonne d’eau qu’en début de période où la masse d’eau est stratifiée, la matière étant alors bloquée dans les couches de fond. On observe également un retard des concentrations par rapport aux deux principaux pics des contraintes (du 14 et 21 octobre), plus marqué dans le modèle que dans les mesures, qui montre une part d’advection dans le signal. La concentration est aussi plus importante à basse mer, les contraintes de houle au fond sont plus fortes par faible hauteur d’eau, mais cela peut également souligner une probable advection de matière au jusant, venant de l’intérieur de la baie. Les simulations ont en effet montré que les houles qui se propagent dans la zone, génèrent des contraintes non négligeables dans les petits fonds de la baie de Vilaine plus au Nord, et remettent donc en suspension les sédiments cohésifs, transportés ensuite par les courants. La figure 4.26 montre les distributions en surface et au fond des concentrations massiques dans la zone, le 16 octobre. Les turbidités générées par la houle sont facilement transportées par les courants. On constate ainsi que le point de mesure est situé en limite Sud de cette turbidité côtière, et on comprend donc que la capacité du modèle à reproduire les mesures soit très sensible aux moindres modulations des paramétrages et des forçages du modèle.

La circulation 3D de la zone étant dépendante des vents et des gradients de densité, les simulations montrent en effet la forte sensibilité des turbidités aux structures hydrologiques, contrôlées dans le modèle par la fermeture turbulente et le vent. On peut voir ainsi qu’avec la fermeture turbulente de Luyten (1996), sur la figure 4.24b, la concentration de matières est plus concentrée dans la couche de fond, du fait de la plus grande stratification en courant, que dans la simulation de référence. Les particules remises en suspension sont donc moins mélangées dans la colonne d’eau. De plus, une simulation a été faite avec un vent homogène résultant de la mesure au sémaphore Le Talut à Belle-Ile (au lieu du vent simulé par le modèle ARPEGE). Le résultat (figure 4.24d) montre des différences en fin de période, décalant le pic de concentration de presque un jour, mais les ordres de grandeurs des concentrations restent très proches des mesures. Enfin, la simulation sans vent (depuis le 25/09) (fig. 4.24f) montre des structures turbides bloquées dans le bas de la colonne d’eau, du fait de la stratification haline plus importante (figure 4.23).

Cette première calibration du modèle hydro-sédimentaire a ainsi permis d’obtenir de bons ordres de grandeur des turbidités simulées par rapport aux mesures. Les simulations ont montré que la turbidité au point de mesure est fortement influencée par l’advection de matières, venant des remises en suspension par les houles des fonds de la baie de Vilaine peu profonde. La

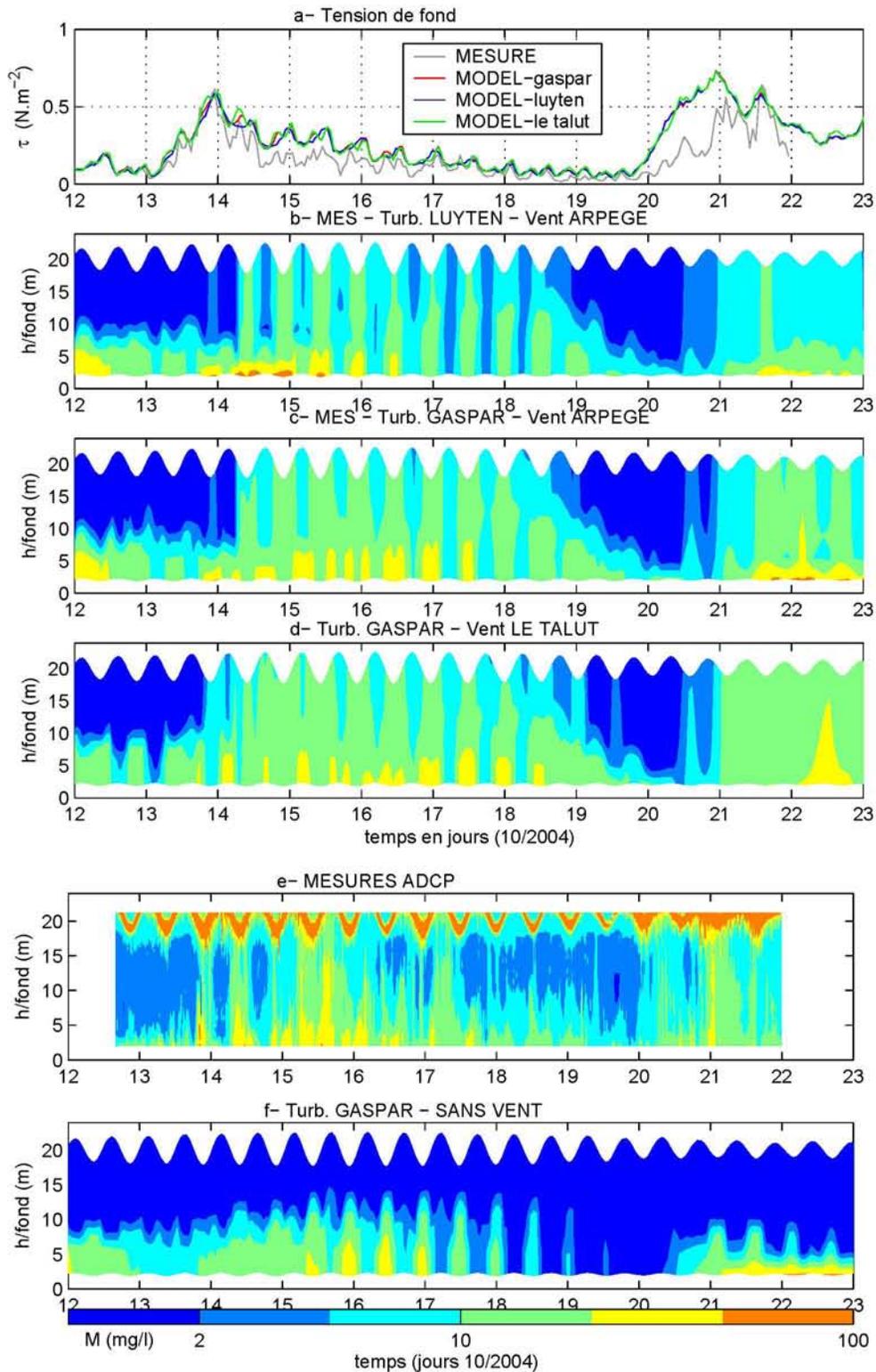


FIG. 4.24 : a) tension de fond "houle+courant" estimées avec les mesures et le modèle - b,c,d,f) Modèle MARS octobre 2004 - évolution des concentrations (mg/l) sur la verticale au centre du Mor-Bras (point de mesure ADCP 2004) pour b) Turb. LUYTEN et vent ARPEGE c) Turb. GASPAR et vent ARPEGE d) Turb. GASPAR et vent uniforme LE TALUT (Belle-Ile) f) Turb. GASPAR et SANS VENT - e) Mesures ADCP d'octobre 2004 - Concentration (mg/l) (le signal maximum en surface est lié à l'écho de la surface libre et n'est donc pas un signal de turbidité).

capacité du modèle à reproduire les mesures est donc très sensible au paramétrage et au forçage du modèle. En particulier, il a été mis en évidence la forte sensibilité au vent et à la structure hydrologique, contrôlée dans le modèle par la fermeture turbulente. Ici encore, il est possible que cette sensibilité soit diminuée en augmentant le nombre de niveaux sur la verticale, mais cela n'a pas été testé, par manque de temps et par contrainte de coût de calcul.

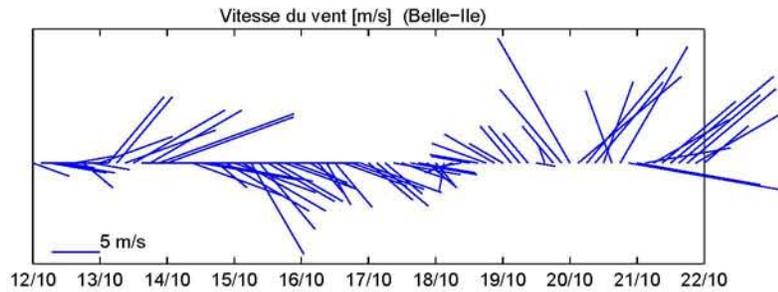


FIG. 4.25 : OPTIC-PCAF 2004 - Vent mesuré au sémaphore Le Talut à Belle-Ile (direction vers où il souffle).

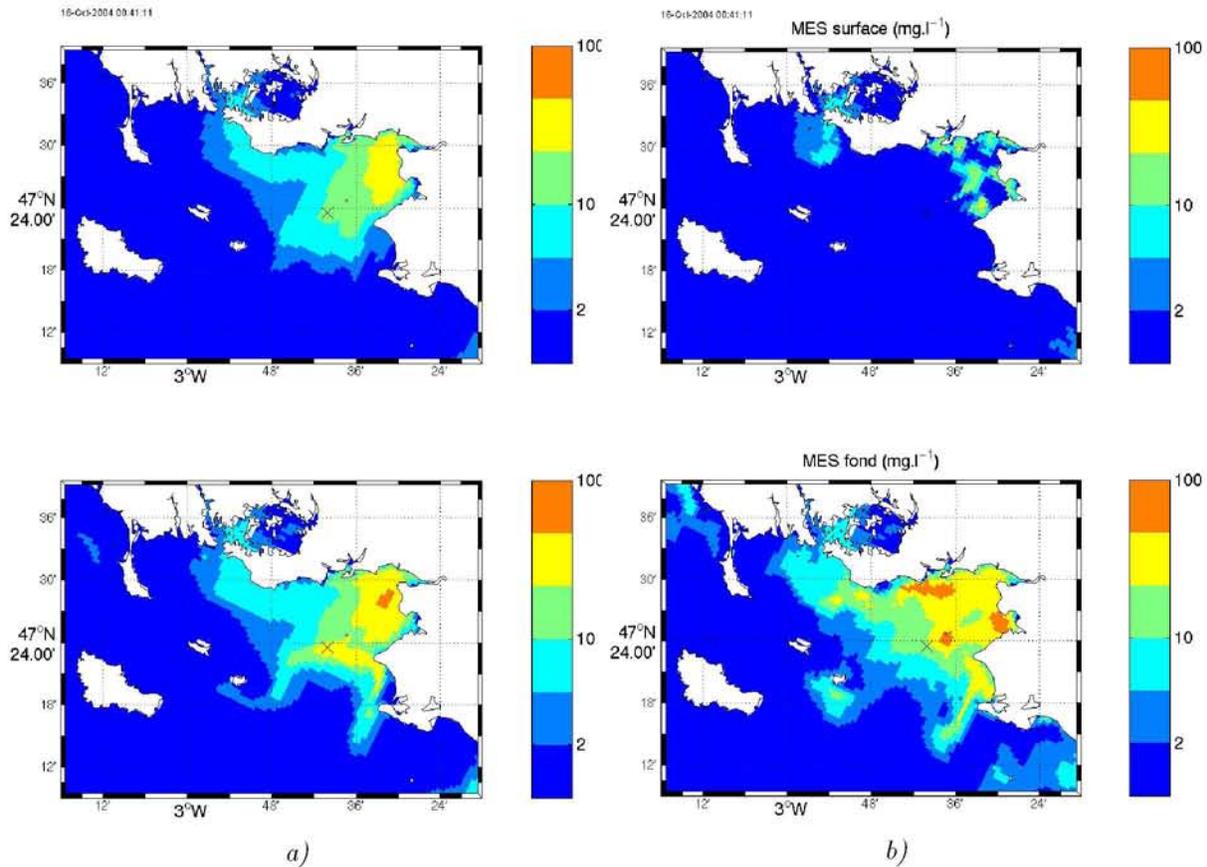


FIG. 4.26 : Modèle MARS (calibration 1) : distribution en surface et au fond des MES le 16/10/2004 à 00h40. a) Simulation de référence. b) Simulation SANS VENT. [la croix indique la position du point de mesures ADCP 2004.]

4.6.2 Sensibilité au paramétrage sédimentaire

La sensibilité au paramétrage sédimentaire reste naturellement prépondérante par rapport à la sensibilité à l'hydrologie précédemment décrite. Elle est présentée ici à partir de la seconde calibration du modèle ($z_0=0.033\mu\text{m}$, cf tableau 4.5).

Le paramétrage suivant a donc été retenu comme simulation de référence (calibration n°2) mais il résulte d'un compromis et les résultats sur les 5 mois simulés ont en effet mis en évidence ses limitations, qui seront discutées dans le chapitre 5. En particulier, les panaches de la Loire et de la Vilaine semblent trop peu chargés en particules. De plus, d'autres paramétrages peuvent encore améliorer certains résultats et ne sont donc pas à rejeter.

- Contrainte critique : $\tau_{ce} = \tau_{cd} = 0.1 \text{ N/m}^2$
- Tau d'érosion : $E_0 = 5. 10^{-7} \text{ (kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1})$
- Vitesse de chute minimale : $W_s = 0.15 \text{ mm/s}$

La sensibilité à ces trois paramètres est présentée ici à partir de cette nouvelle calibration pour les deux périodes de mesures, réalisées en octobre 2004 (figures 4.27 et 4.28) et février 2005 (figures 4.29 et 4.30). Les mesures de concentration massique, estimées à partir du signal rétrodiffusé des ADCP, ont été lissées avec une moyenne mobile sur une heure, pour faciliter la comparaison avec les sorties horaires du modèle. Les séries temporelles à 3, 7 et 15 mètres du fond sont présentées sur les figures, ainsi que les séries de hauteurs d'eau, courants au fond (F+1.50m) et contraintes sur le fond. La comparaison modèle/mesure de ces grandeurs rappelle, en premier lieu, que les contraintes estimées peuvent parfois différer fortement, ce qui est donc la première source d'erreur entre le modèle et les mesures en termes de concentration massique. D'une part cela vient du fait que le forçage houle n'est pas toujours exact : en particulier le 20 octobre 2004, le pic de contrainte est lié à un événement de houle sur-estimé dans le modèle (condition à la limite au large, cf section 4.4.4) par rapport aux mesures. D'autre part on observe qu'au point de mesure de février 2005 (fig. 4.29), le modèle ne reproduit pas bien la marée : les niveaux d'eau sont légèrement déphasés, et l'asymétrie flot/jusant du courant est beaucoup moins marquée dans le modèle, avec des pics du courant de flot de 20 cm/s au lieu de 40 cm/s. Ceci peut être attribué au fait que le point est situé proche de la côte, dans une zone à fort gradient bathymétrique que la résolution du modèle de 700m x 700m ne permet pas de restituer correctement. Les cotes du fond h_x et h_y de cette maille diffèrent en effet de plus d'un mètre.

Sur les contraintes estimées avec le modèle en 2005, on constate donc que l'effet du courant de marée est largement sous-estimé, ce qui ne permet pas de retrouver les pics induits sur la contrainte de fond. En particulier, entre le 7 et le 11 février, les pics de contraintes obtenues par la mesure sont de 0.2-0.25 N/m², alors qu'avec le modèle elles sont de 0.05-0.15 N/m². Au vu de ce problème, le signal de concentration massique modélisé est donc d'amplitude plus faible et d'allure assez différente de celui mesuré, mais la comparaison des signaux a quand-même apporté des éléments supplémentaires pour la calibration du modèle (en particulier, faible contrainte critique et faible constante d'érosion).

Par ailleurs, une difficulté importante dans cet exercice de calibration vient du fait que l'érodabilité des sédiments varie sans doute spatialement et que l'on ne prend pas en compte les phénomènes de consolidation et de liquéfaction des sédiments dans le modèle. Les prélèvements et les observations sur zone par plongeurs indiquent en effet une vase beaucoup plus molle au point de mesure de 2005 qu'au milieu du Mor-Bras (point 2004). Ceci pourrait être attribué à l'influence des houles, dont l'énergie est ici concentrée par effet de cap, et qui peuvent entretenir un état non consolidé des vases, et peut-être même provoquer des processus de liquéfaction.

Les signaux de concentration mesurés en 2004 et 2005 montrent également une forte dynamique temporelle corrélée, au fond, à la contrainte, elle-même dépendante des forçages hydrodynamiques (courant, houle et donc hauteur d'eau aussi). Ils semblent indiquer ainsi une forte

érodabilité locale, pouvant créer un stock disponible important de matière sous forme de couche turbide de fond, facilement remobilisable.

Toutes ces observations nous ont donc amené, à diminuer la contrainte critique d'érosion (et de dépôt) pour obtenir une bonne dynamique. La nécessité d'une faible constante d'érosion par rapport aux dynamiques estuariennes s'est aussi confirmé. Ici, avec une contrainte critique de 0.1 Pa, un taux d'érosion de $5 \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ est retenu. Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 4.27b et 4.29b. Le taux d'érosion influe surtout sur l'ordre de grandeur des concentrations, puisqu'en l'augmentant à $1 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ l'évolution du signal reste semblable, à un facteur d'échelle près (figures 4.27c et 4.29c). On remarque cependant que le facteur 2 entre les deux simulations n'est pas toujours retrouvé, et cela du fait d'une part d'advection dans le signal. Les simulations ont en effet montré que les remises en suspension dans la baie de Vilaine, plus au Nord des points de mesure, sont advectées vers le Sud, et peuvent perturber fortement le signal en surface si le flux d'érosion est trop important.

La vitesse de chute influe également sur la part de matière advectée, et donc sur les signaux de surface mais aussi sur les gradients surface-fond. Sa diminution à 0.08 mm/s (simulation 2bis) réduit les gradients verticaux, ce qui est assez satisfaisant pour la période de 2004 (figure 4.27c). Cependant, ceci augmente la part d'advection en surface, particulièrement en 2005 (figure 4.29c), où les concentrations de surface sont alors supérieures à celles au fond les 14 et 15 février. Dans les mesures, ce phénomène est de moindre importance. L'augmentation de la vitesse de chute, accroît les gradients verticaux de concentration et réduit le déphasage surface/fond. Avec 0.3 mm/s, la concentration au fond est augmentée d'un facteur 1.2 environ, alors qu'en surface les concentrations minimales sont presque deux fois plus faibles (figures 4.28a et 4.30a).

Enfin, une simulation a été faite en diminuant encore la tension critique d'érosion et en ajustant le flux d'érosion pour obtenir un bon ordre de grandeur des concentrations (figures 4.28c et 4.30c). Les signaux obtenus se rapprochent des mesures pour les deux périodes, mais ils ont montré une érosion un peu forte en baie de Vilaine sur les simulations longues, avec des piègeages de particules trop importants à la côte.

Finalement, la comparaison aux mesures de 2004 et 2005 a conduit à l'ajustement d'une nouvelle calibration du modèle sédimentaire, avec un paramétrage de référence (simulation n°2) qui permet d'obtenir des signaux de concentration d'un bon ordre de grandeur et cohérents avec les forçages reproduits par le modèle (figures 4.27b et 4.29b). Les tests de sensibilité ont montré que ce paramétrage pourrait être encore affiné, d'autant plus que l'érodabilité des sédiments n'est pas identique partout. De plus, la calibration n°2bis permet de mieux reproduire les panaches turbides des fleuves en diminuant la vitesse de chute (0.08 mm/s contre 0.15 mm/s). Cette calibration n°2bis est donc aussi utilisée pour l'exploitation du modèle, présentée dans le chapitre 5.

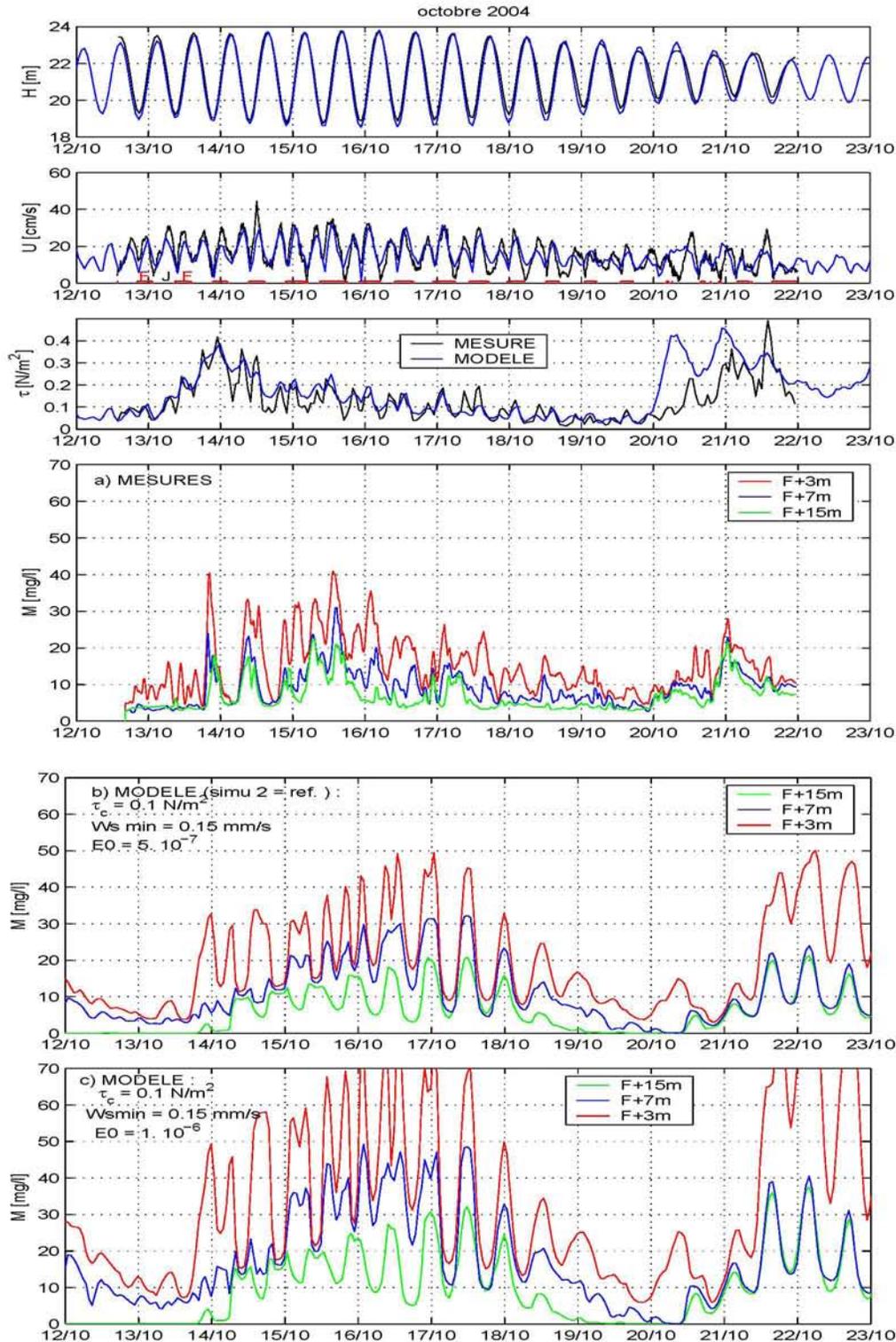


FIG. 4.27 : Octobre 2004 - Comparaison modèle (bleu)/ mesures (noir) : hauteurs d'eau, courant horizontal au fond et tension sur le fond - Concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m : a) Mesures ADCP. b) Modèle MARS simulation 2 de référence ($\tau_c = 0.1 N/m^2$, $W_{min} = 0.15 mm/s$, $E_0 = 5.10^{-7} kg.m^{-2}.s^{-1}$). c) Modèle MARS ($E_0 = 1.10^{-6} kg.m^{-2}.s^{-1}$).

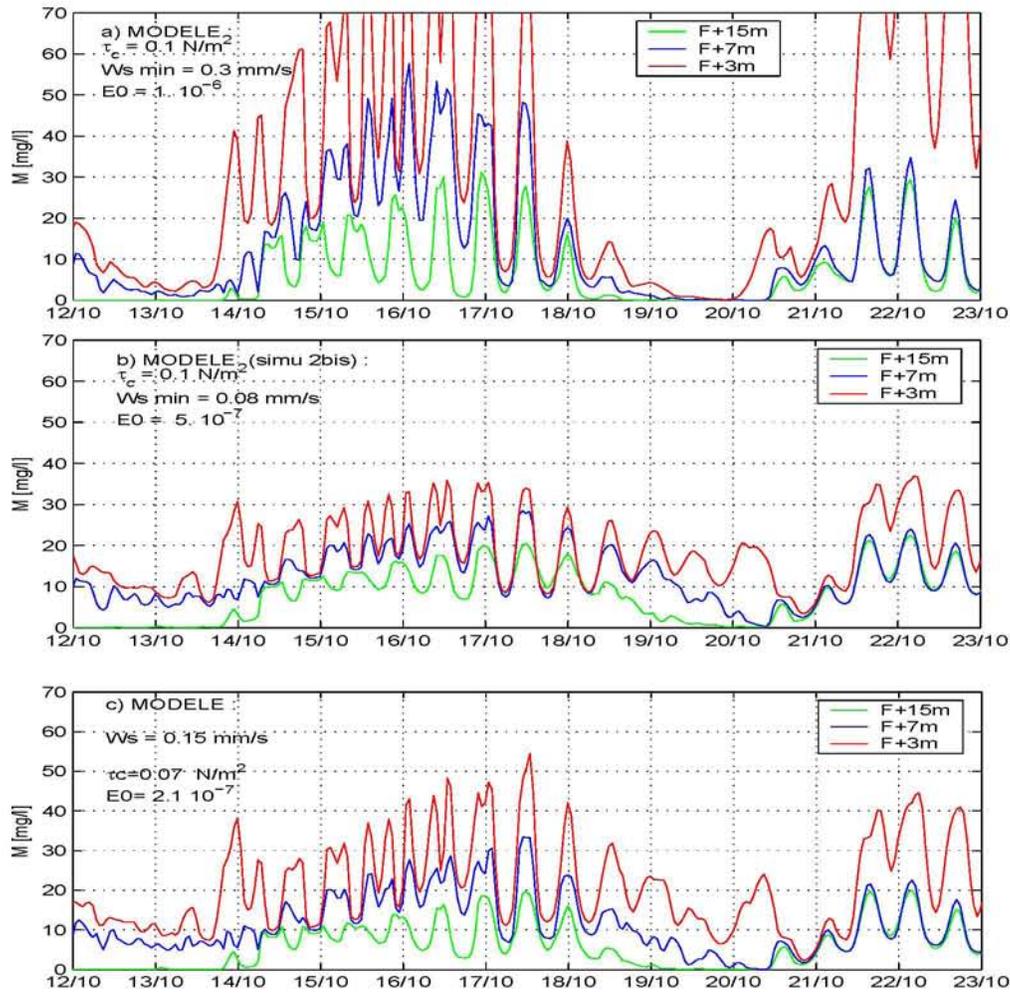


FIG. 4.28 : Octobre 2004 - Modèle MARS, concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m pour trois paramétrisations différentes :

- a) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{\text{min}} = 0.3 \text{ mm/s}$, $E_0 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$
- b) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{\text{min}} = 0.08 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5 \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (simu 2bis)
- c) $\tau_c = 0.07 \text{ N/m}^2$, $W_{\text{min}} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 3 \cdot 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

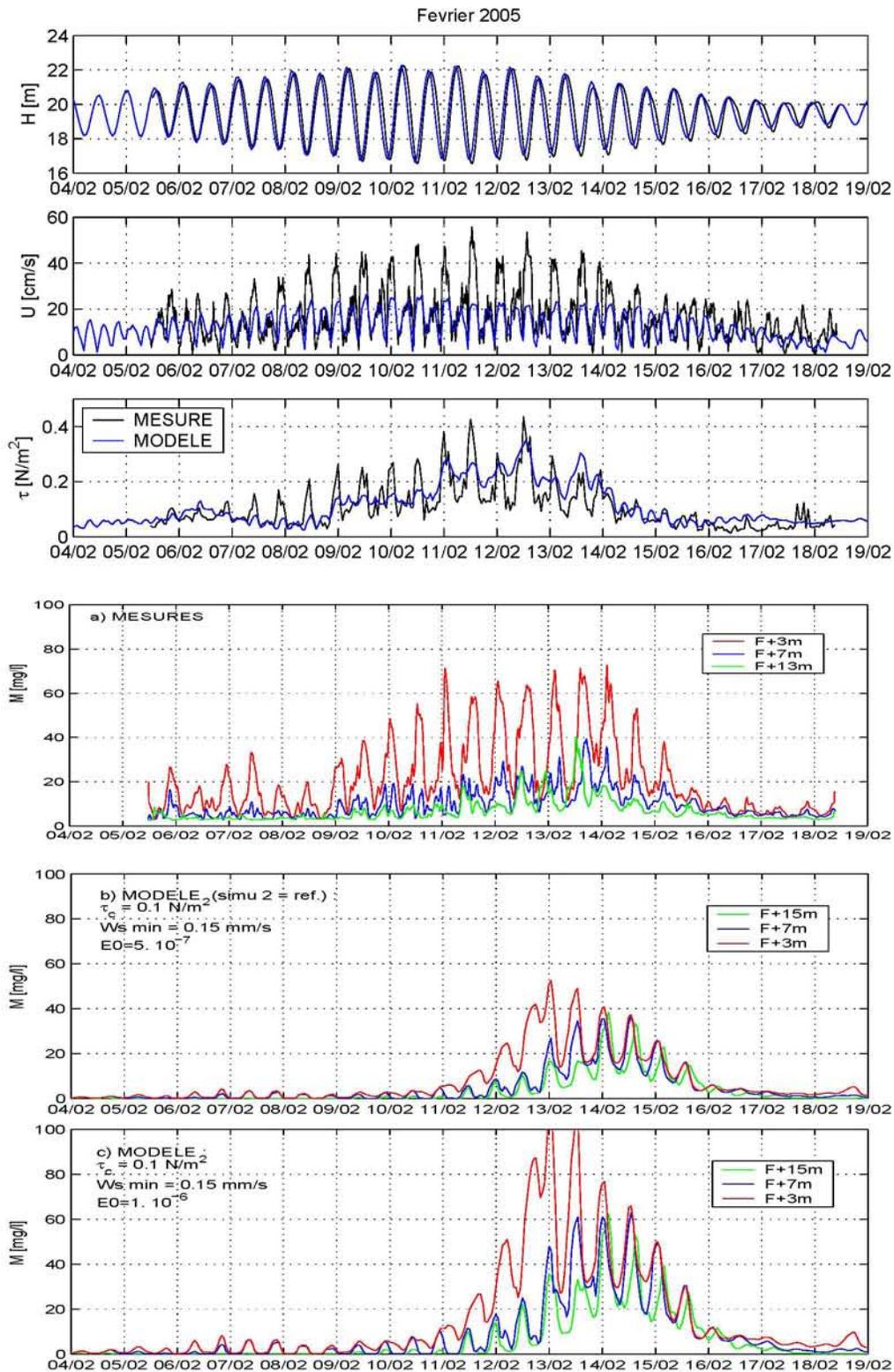


FIG. 4.29 : Février 2005 - Comparaison modèle (bleu)/ mesures (noir) : hauteurs d'eau, courant horizontal au fond et tension sur le fond - Concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m : a) Mesures ADCP b) Modèle MARS simulation 2 de référence ($\tau_c = 0.1$ N/m², $W_{\min} = 0.15$ mm/s, $E_0 = 5 \cdot 10^{-7}$ kg.m⁻².s⁻¹) c) Modèle MARS ($E_0 = 1 \cdot 10^{-6}$ kg.m⁻².s⁻¹).

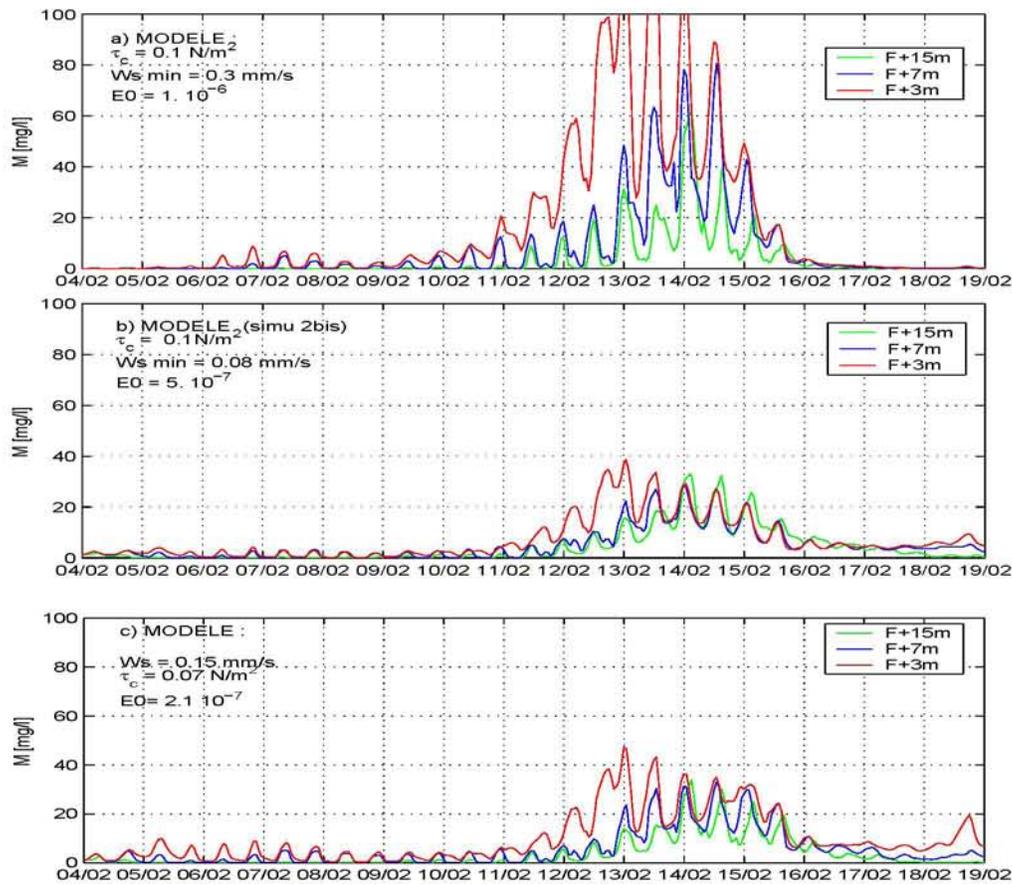


FIG. 4.30 : Février 2005 - Modèle MARS, concentrations massiques à Fond+3m, Fond+7m et Fond+15m pour trois paramétrisations différentes :

- a) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.3 \text{ mm/s}$, $E_0 = 1. 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$
- b) $\tau_c = 0.1 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.08 \text{ mm/s}$, $E_0 = 5. 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$ (simu 2bis)
- c) $\tau_c = 0.07 \text{ N/m}^2$, $W_{min} = 0.15 \text{ mm/s}$, $E_0 = 3. 10^{-7} \text{ kg.m}^{-2}.s^{-1}$.

4.7 Conclusion du chapitre

Le modèle hydro-sédimentaire MARS-3D et le modèle de vagues SWAN ont été implantés sur le domaine Bretagne Sud afin d'étudier et reproduire les variabilités spatio-temporelles des turbidités dans cette zone. Une configuration de type réaliste a été mise en place pour chacun des modèles, sur un même maillage irrégulier, raffiné dans la zone Loire-Vilaine à 700 m de résolution. Le forçage par la marée du modèle MARS-3D est assuré à la limite ouverte par les élévations de la surface libre calculées avec un modèle MARS-2D de plus grande emprise. Le forçage par le vent provient du modèle ARPEGE (Météo-France). Le modèle SWAN, configuré en instationnaire, est forcé à la limite ouverte par une série de spectres complets provenant du modèle WW3 (Ardhuin, SHOM) et prend en compte les variations de hauteur d'eau et des courants, calculés par le modèle MARS. Le modèle SWAN a été validé et calibré avec les mesures ADCP de houle dans le Mor-Bras de 2004 et les bouées CETMEF de Yeu et St-Nazaire. La dissipation par friction sur le fond a été augmentée pour améliorer les résultats à la côte, en prenant une rugosité de 0.3 m au lieu de la valeur par défaut de 0.05 m. Quelques événements de houles sont surestimés (20/10/2004) mais les erreurs moyennes sont plutôt faibles ($NRMSE \sim 12\%$).

La marée a été comparée au modèle CST France (SHOM) en plusieurs points, quelques déphasages apparaissent en morte-eau mais les résultats sont dans l'ensemble bons, les erreurs étant de l'ordre de la précision du modèle. La comparaison des courants du modèle MARS avec les mesures ADCP a montré que la fermeture turbulente de Gaspar (1990) améliorerait sensiblement les résultats, à condition d'ajuster le nombre de Prantl maximal, en contrôlant également les structures hydrologiques induites (par rapport aux mesures). Un nombre de Prantl maximal de 5 permet d'obtenir des profils de courant et des structures thermohalines très satisfaisantes. Le panache de la Loire est cependant légèrement trop étendu dans le Mor-Bras en octobre 2004 par rapport aux mesures, induisant une stratification plus forte qui intensifie le courant en surface. Les résultats des simulations sans vent ou avec une masse d'eau homogène ont en effet mis en évidence une forte sensibilité des courants aux conditions hydrologiques de la masse d'eau, ainsi qu'au vent, tous ces processus étant fortement couplés entre eux et contrôlés par la fermeture turbulente dans le modèle. Du fait du nombre réduit de 8 niveaux verticaux du modèle, cette sensibilité est peut-être amplifiée, et des tests restent à faire pour le déterminer.

Le modèle MARS-3D a été initialisé avec un fond sédimentaire quasi-réaliste, à partir des principaux faciès dans la zone, chaque maille pouvant comporter un mélange des trois variables considérées : vase, sable fin et sable moyen, chacune étant différenciées uniquement par leur vitesse de chute. Par souci de simplification une seule classe de particules fines (de vase) est donc considérée dans le modèle et le tassement des sédiments n'est pas pris en compte.

La paramétrisation des processus sédimentaires est faite de façon simple, sans considérer les processus propres aux mélanges sables/vases. Les contraintes sur le fond sont estimées à partir des paramètres de houles calculés par SWAN, et des courants calculés par MARS.

L'incertitude sur la rugosité du fond et la confrontation des résultats aux mesures ADCP de 2004 et 2005 (calibrées en concentration) a conduit à deux paramétrisations différentes des processus sédimentaires, avec une échelle de rugosité $z_0 = 0.1$ mm pour la première et $z_0 = 0.033$ mm pour la seconde. La diminution de la rugosité a pour effet d'augmenter la part relative du courant par rapport aux houles sur les remises en suspension. La seconde calibration résulte d'un compromis pour reproduire au mieux les deux séries de mesures. Le point de mesure de 2005 est apparu être situé trop près de la côte par rapport à la résolution du modèle, qui induit une sous-estimation des courants de flot et donc de la contrainte sur le fond et des concentrations.

Cependant, la calibration de référence obtenue (simulation n° 2) permet d'obtenir des signaux de concentration d'un bon ordre de grandeur et cohérents avec les forçages reproduits par le modèle : remises en suspension, mélange par la vive-eau, stratification bloquant les concentrations dans la couche de fond. Une part d'advection dans les signaux a aussi été identifiée comme venant des petits fonds de la baie de Vilaine plus au Nord, que les houles peuvent remettre en suspension et qui sont ensuite advectées par les courants. Le rôle de mélange du vent a été identifié par son influence sur la position des panaches salins, et leur état de stratification. Les résultats des simulations ont en effet montré une forte sensibilité des turbidités à la structure hydrologique, en plus de la classique sensibilité au paramétrage sédimentaire.

Les tests de sensibilité ont montré que cette calibration n°2 ($W_s \text{min}=0.15$ mm/s) pouvait être encore affinée, d'autant plus que la tentative de calibration unique sur toute la zone a échoué (les taux d'érosion en Loire ont été augmentés pour maintenir un bouchon vaseux). En particulier, les panaches turbides des fleuves sont mieux reproduits en diminuant la vitesse de chute et la calibration n°2bis ($W_s \text{min}=0.08$ mm/s) est donc aussi utilisée pour l'exploitation du modèle, présentée dans le chapitre 5.

Chapitre 5

Modélisation hydro-sédimentaire en Bretagne Sud : Résultats

Sommaire

5.1	Introduction	209
5.2	Propagation et génération des vagues sur le domaine	212
5.3	Schémas de circulation	217
5.3.1	Circulation résiduelle de marée	217
5.3.2	Courants de densité	217
5.3.3	Circulations résiduelles liées au vent	221
5.3.4	Courants résiduels : comparaison aux mesures ADCP au point fixe dans le Mor-Bras.	227
5.3.5	Conclusion	232
5.4	Influence des houles et des courants sur les structures sédimentaires	235
5.4.1	Tensions de fond maximales	235
5.4.2	Structure des dépôts	235
5.4.3	Concentrations maximales en surface et au fond	237
5.4.4	Dynamique des matières en suspension au point fixe	239
5.5	Evolution des turbidités sur la période d'Octobre 2004 à Février 2005	242
5.5.1	Analyse de la variabilité des turbidités au cours d'un épisode de tempête	242
5.5.2	Turbidités de surface : comparaison aux images satellites	244
5.5.3	Analyse des turbidités moyennes et des masses en suspension	247
5.5.4	Estimation des flux sédimentaires	252
5.6	Conclusion du chapitre	256

5.1 Introduction

Le chapitre précédent a mis en évidence la sensibilité des turbidités, générées principalement par les houles, aux processus physiques régissant le transport des particules dans la zone Bretagne Sud : la marée, le vent et les apports fluviaux conditionnent la structure hydrologique dont dépend fortement la répartition des turbidités dans la colonne d'eau. Dans ce chapitre, on s'intéresse à la répartition spatiale dans toute la zone des turbidités et aux différentes conditions de forçages les générant. La variabilité aléatoire des forçages et la complexité des circulations font supposer l'absence de situations stationnaires en termes de turbidités en Bretagne Sud, ce qui a motivé le choix de réaliser des simulations quasi-réalistes et non schématiques.

Des simulations du modèle de vagues SWAN et du modèle hydro-sédimentaire MARS-3D ont donc été réalisées sur plusieurs mois pour tenter de reproduire la variabilité des turbidités dans la zone. Les résultats obtenus sur la période d'octobre 2004 à février 2005 sont ici présentés, elles incluent les deux périodes de mesures ADCP dans le Mor-Bras.

Ces simulations quasi-réalistes s'appuient sur la prise en compte de forçages de houle, vent, débit des fleuves et marée, très variables, dont les séries temporelles sont présentées sur la figure 5.3. Cette figure est également reproduite sur un encart mobile pour faciliter l'analyse des résultats présentés dans ce chapitre. Une brève présentation des séries temporelles des forçages est faite ci-dessous.

La propagation des houles dans la zone est décrite à partir des résultats de simulation SWAN dans la section 5.2. Les schémas de circulations sont ensuite étudiés avec le modèle MARS : circulation résiduelle de marée, courants de densité et circulations liées au vent (section 5.3.3). Celles-ci sont comparées aux mesures ADCP acquises dans le Mor-Bras (section 5.3.4).

Les turbidités simulées par le modèle sont étudiées avec la seconde calibration du modèle (cf chapitre 4, tableau 4.5 : échelle de rugosité $z_0=0.033$ mm, contrainte critique $\tau_{cc} = 0.1$ N/m², vitesse de chute minimale de 0.15 mm/s), correspondante à la simulation n°2, et avec sa variante (simulation n°2bis) pour laquelle la vitesse de chute minimale est de 0.08 mm/s). Une autre simulation a été réalisée à partir de celle-ci, la simulation n°2ter, qui est la même que la 2bis mais sans le forçage par les vagues.

L'influence des houles et des courants sur les structures sédimentaires (répartition des dépôts, turbidités) est étudiée dans la section 5.4. En termes de dépôts sédimentaires, deux simulations schématiques ont aussi été réalisées, elles sont précisées dans la section 5.4.2.

L'évolution des turbidités sur la période simulée (octobre 2004 à février 2005) est analysée dans la section 5.5 : évolution au cours d'un épisode de tempête dans la zone Loire-Vilaine, turbidités de surface comparées aux images satellites et turbidités moyennes par secteurs bathymétriques. Les masses en suspension par secteurs sont aussi présentées. Enfin, les flux sédimentaires en plusieurs sections du domaine ont été estimés sur toute la période.

Présentation de la série temporelle des forçages d'Octobre 2004 à Février 2005

La série temporelle des forçages de marée, vent et houles, considérés pour les simulations d'octobre 2004 à février 2005 est présentée sur la figure 5.3. En début de période, le débit de la Loire est faible, de 400-500 m³/s jusqu'à fin décembre 2004. Un événement un peu plus fort que le débit moyen est observé du 4 au 15 novembre, de l'ordre de 1000-1200 m³/s. A partir du 20 décembre, un débit de 1000 m³/s se maintient jusqu'à la fin, avec une petite crue de 2000 m³/s fin janvier 2005. Le débit de la Vilaine est de l'ordre de 20-40 m³/s en début de période puis de 50-60 m³/s avec un pic à 80 m³/s fin janvier.

Dans les conditions de vent de cette période hivernale, on retrouve les schémas type de coups de vent tournant du secteur S au secteur NW, associés aux perturbations atmosphériques (par exemple : 13-16 octobre, 23-26 décembre). Les vents de plus de 8 m/s (force 5) viennent

essentiellement des secteurs SW et W-NW (figure 5.1b). Plusieurs événements de fort vent de secteur NE ont aussi lieu (mi-novembre, début décembre, fin février). Les vents de secteur Nord et Est sont en général d'intensité plus faible. La série simulée est ainsi bien représentative de la climatologie des vents présentées dans la section 3.1.2 (figure 3.4). C'est aussi la chronologie et la durée des événements qui va conditionner les circulations dans la zone.

Les houles les plus fortes sont en général associées aux coups de vent de secteur Ouest. Au sud de Belle-Ile, elles sont de l'ordre de 4-6 m de hauteur significative, 6-8 s de période moyenne et viennent essentiellement du NW-W pendant cette période (figure 5.2a), ce qui est représentatif de la climatologie au large (section 3.1.3). En octobre, des houles de SW sont observées pendant une dizaine de jours, avec des forts vents de S-SW. La période de mi-décembre à fin janvier est particulièrement énergétique, avec des fortes houles quasi-permanentes (de hauteur et période élevées) et la succession de plusieurs perturbations atmosphériques. Par vent de secteur NW à NE, les houles sont de plus faible hauteur et plus courte période, la longueur du fetch étant réduite. Des vagues de N-NE sont générées par un vent de secteur N-NE persistant plusieurs jours fin janvier. La géométrie du domaine Bretagne Sud et la réfraction des houles à l'approche de la côte font que les houles au centre du Mor-Bras viennent préférentiellement du SW (figure 5.2b).

La propagation des houles sur la zone d'étude est présentée dans la section suivante.

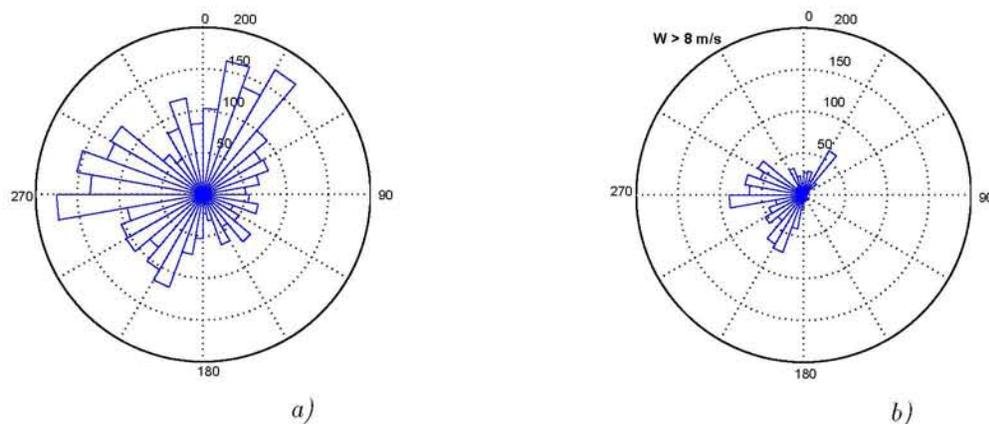


FIG. 5.1 : Roses de la provenance des vents (ARPEGE) vus par le modèle au centre du Mor-Bras d'octobre 2004 à février 2005. a) série complète. b) vents de vitesse > 8 m/s.

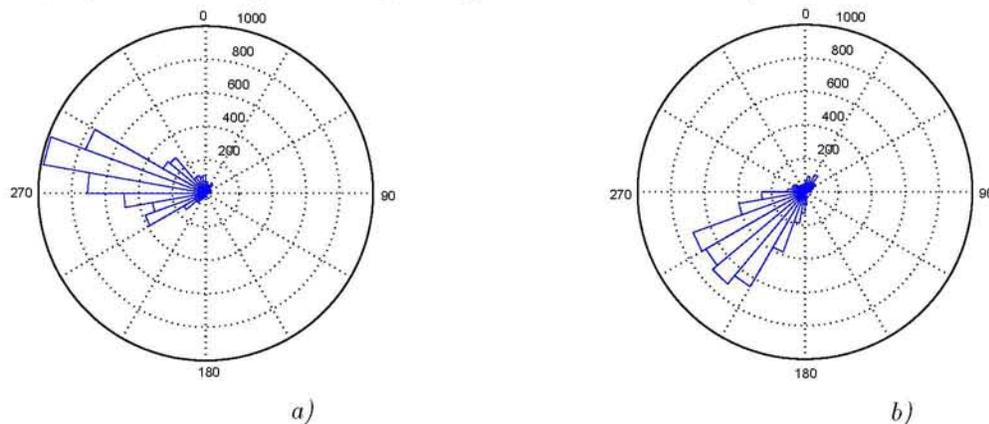


FIG. 5.2 : Roses de la provenance des houles calculées par SWAN d'octobre 2004 à février 2005 a) houles au large (Sud de Belle-Ile) b) houles au centre du Mor-Bras.

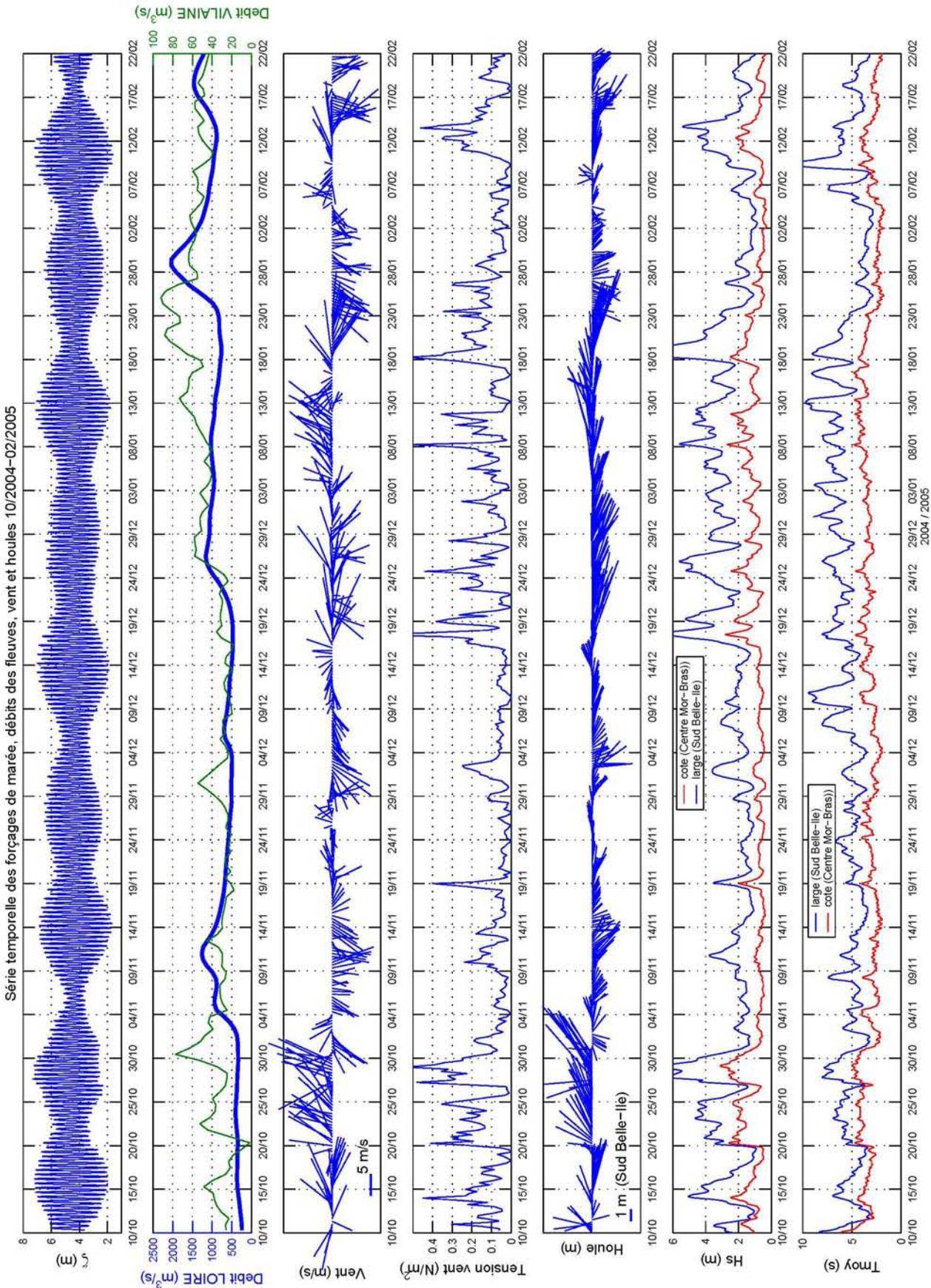


FIG. 5.3 : Séries temporelles des forçages de marée, débits des fleuves, vent et houles du 10/10/2004 au 22/02/2005.

5.2 Propagation et génération des vagues sur le domaine

Les simulations du modèle SWAN ont été faites en instationnaire sur la période d’Août 2004 à Mars 2005, en prenant en compte les variations de hauteur d’eau et de courant et en forçant à la limite ouverte avec des spectres complets (en fréquence et direction) issus du modèle WW3 (cf chapitre 4).

Les figures 5.4 à 5.8 illustrent la façon dont se propagent les houles de différents secteurs sur le domaine Bretagne Sud (hauteurs significatives et incidence des houles) :

- houles de Nord-Ouest (figure 5.4)
- houles d’Ouest (figure 5.5)
- houles de Sud-Ouest (figure 5.6)
- houles de Sud (vagues générées par un vent de Sud) (figure 5.7)
- vagues générées par un vent de NE (figure 5.8)

Les vitesses orbitales au fond générées par les houles sont également présentées sur les figures, elles permettent d’estimer le frottement induit sur le fond. Ces situations sont extraites à des moments précis de la simulation SWAN réalisée en instationnaire, les conditions à la limite ne sont donc pas forcément uniformes ni le forçage par le vent. Cependant, il faut aussi remarquer que la configuration du plateau, avec des fonds peu profonds à l’Est, génère des variations longitudinales des caractéristiques des houles à la limite. Ceci est visible sur toutes les figures.

La propagation des houles dans la zone dépend en effet essentiellement de la configuration de la bathymétrie, induisant un phénomène de réfraction, faisant s’orienter les houles dans la direction du gradient bathymétrique. De plus, l’énergie des houles diminue dans les baies alors qu’elle est concentrée au niveau des caps.

L’atténuation des houles du large vers la côte est clairement visible (diminution de la hauteur et de la période), de même que le rôle d’abri du Mor-Bras. La figure 5.9 montre également la plus faible variabilité des périodes et des hauteurs significatives dans le Mor-Bras par rapport à celles du large. Les vagues de hauteur inférieure à 1 m peuvent avoir des périodes assez longues (périodes moyennes ici de 2 à 5 s), ce sont les houles du large qui atteignent la baie (l’orientation passe de Ouest/Nord-Ouest à Sud-Ouest par réfraction). Notons que la période moyenne est inférieure à celle du pic (non représentée ici). Une relation quasi-linéaire est observée entre la hauteur significative au large et celle au centre du Mor-Bras.

L’effet des houles sur le fond croît cependant du large vers la côte, du fait de la diminution des hauteurs d’eau. Le frottement au fond est maximal le long de la bande côtière exposée aux houles du large. Les plateaux rocheux et les pointes rocheuses sont des zones très fortement énergétiques, et c’est pourquoi aucun sédiment ne s’y dépose.

Les houles provenant du secteur Sud-Ouest à Ouest sont les plus énergétiques sur le domaine, et en particulier dans le Mor-Bras, et jusqu’en baie de Vilaine, où les vitesses orbitales au fond induites sont supérieures à 25 cm/s. La baie de Quiberon peut également être touchée par les vagues de S-SE générées par le vent. C’est dans ces zones peu profondes où les sédiments fins cohésifs se trouvent, que l’action des vagues est susceptible de jouer un rôle particulièrement important dans la génération des turbidités. La baie de Bourgneuf, qui comporte également des sédiments vaseux, est plutôt bien protégée, sauf dans la partie Nord de la baie, où les vitesses orbitales peuvent atteindre 20 cm/s par houles d’Ouest et Sud-Ouest au large. De plus, l’embouchure de la Loire est particulièrement exposé et les vagues agissent clairement dans l’estuaire externe.

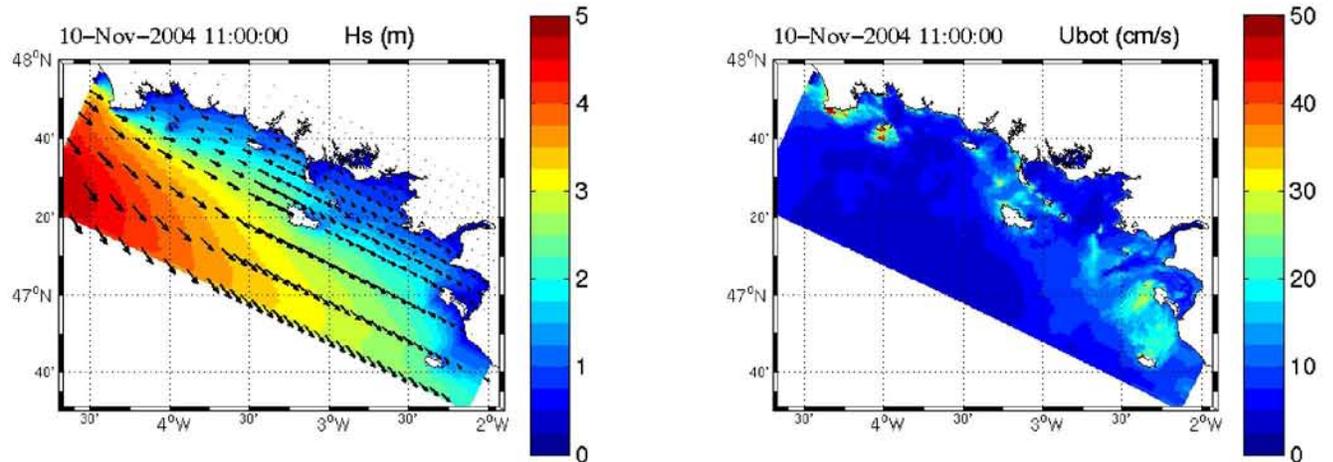


FIG. 5.4 : Simulation SWAN - Houles de Nord-Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).

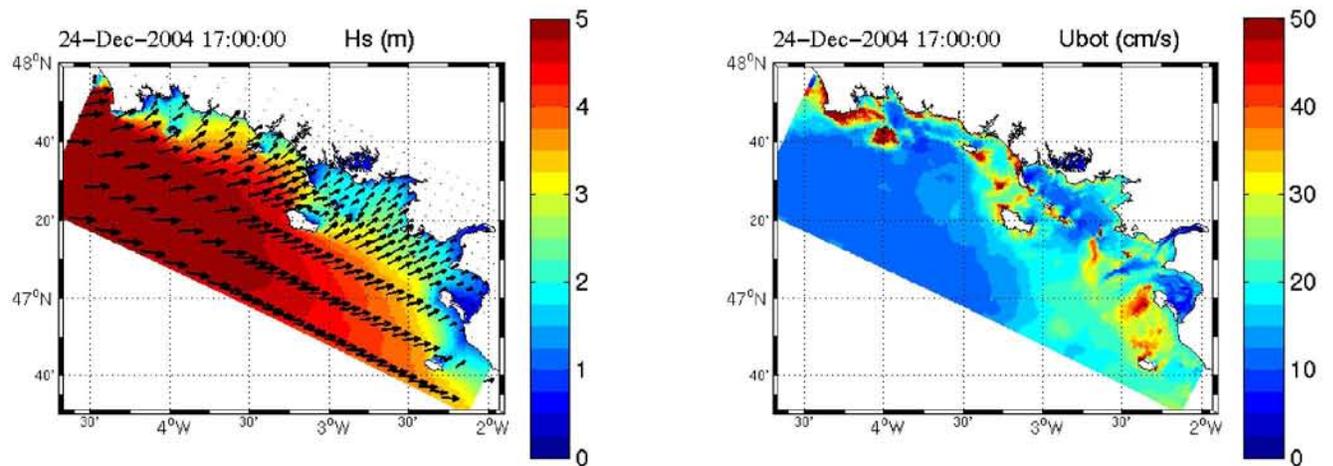


FIG. 5.5 : Simulation SWAN - Houles d'Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).

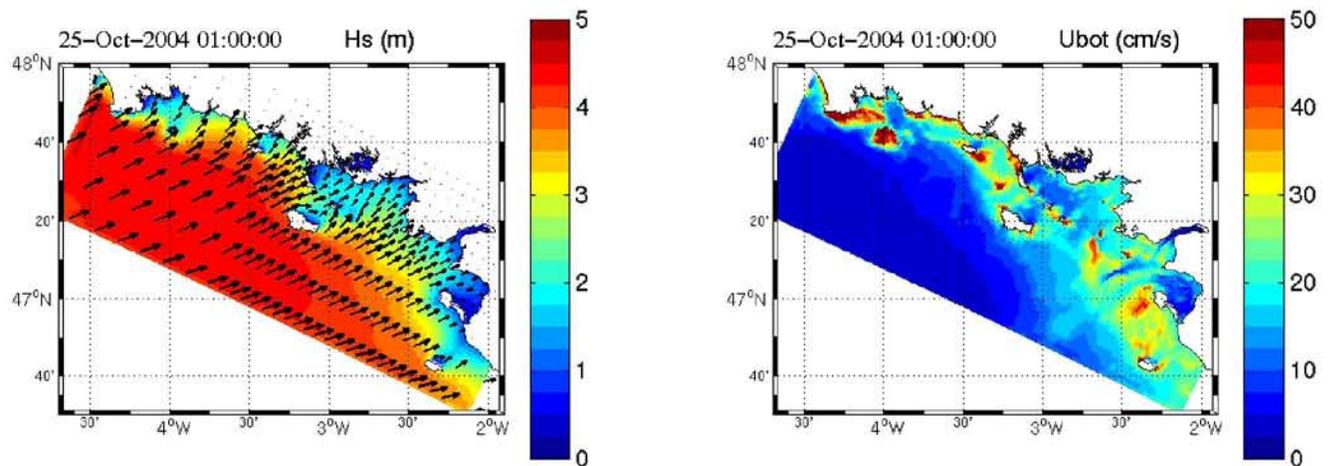


FIG. 5.6 : Simulation SWAN - Houles de Sud-Ouest au large - Hauteur significative (m) et vitesses orbitales au fond (cm/s).

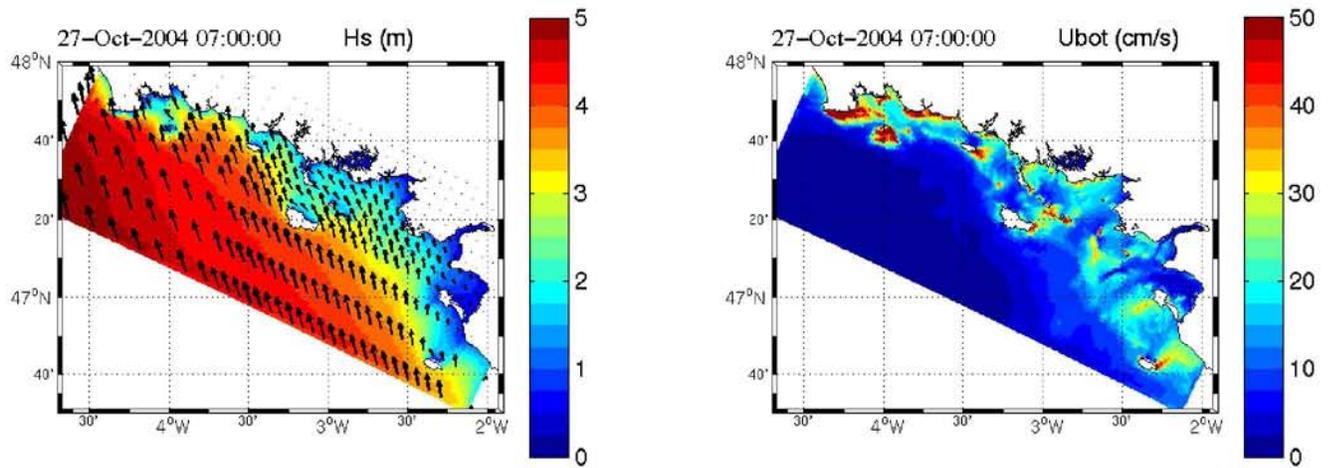


FIG. 5.7 : Simulation SWAN - Houles et vagues de Sud, générée par un vent de Sud-Est.

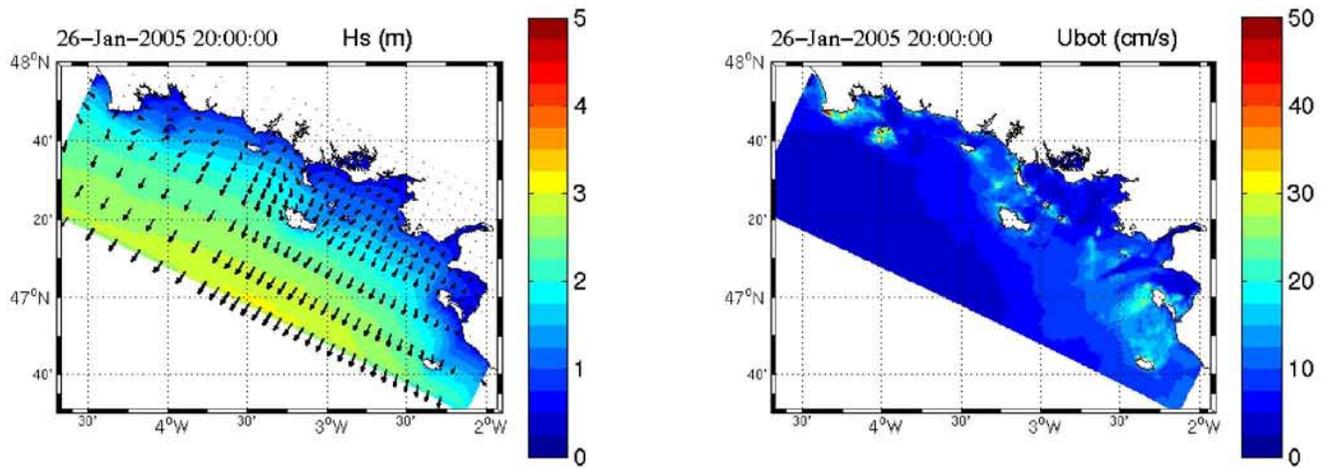


FIG. 5.8 : Simulation SWAN - Mer de vent générée par un vent de Nord-Est.

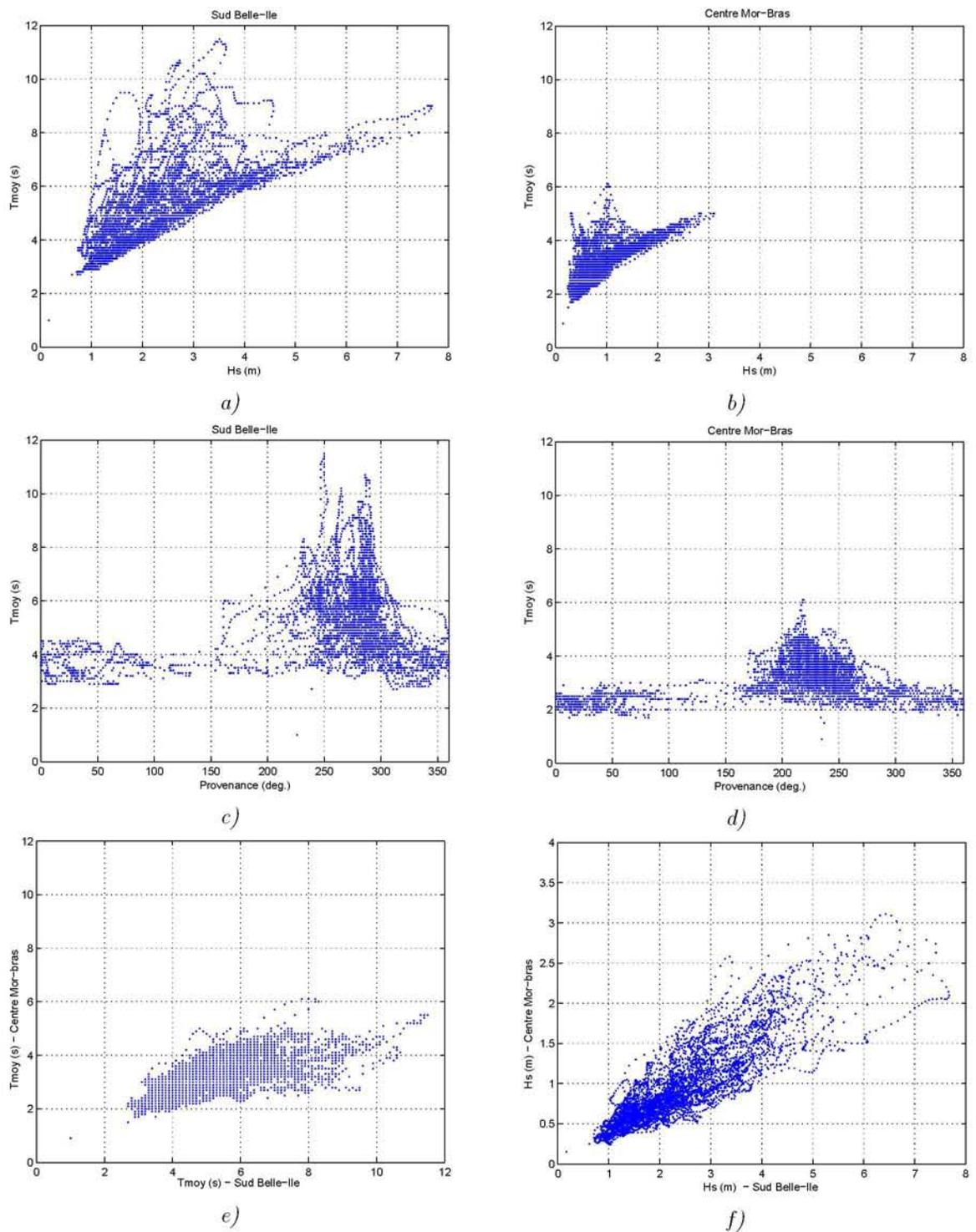


FIG. 5.9 : Simulation SWAN en instationnaire sur la période 08/2004-03/2005. a) Période moyenne en fonction de la hauteur significative, au sud de Belle-Ile. b) idem, au centre du Mor-Bras. c) Période moyenne en fonction de la direction de provenance des houles, au sud de Belle-Ile. d) idem, au centre du Mor-Bras. e) Période moyenne au centre du Mor-Bras en fonction de celle au Sud de Belle-Ile. f) Hauteur significative au centre du Mor-Bras en fonction de celle au Sud de Belle-Ile.

Les résultats du modèle sont très sensibles au forçage par le vent qui génère des vagues sur le domaine, cela est particulièrement visible par vent de NE, où des vagues de plus de 2 m de hauteur sont générées au large par un vent de NE de plus de 10 m/s pendant 3 jours (figure 5.8). L'influence du courant de marée sur les houles est faible dans la zone, mais les variations de hauteur d'eau liées à la marée (marnage de 4 à 5 m sur le domaine) ne sont pas négligeables dans les zones peu profondes (figure 5.10).

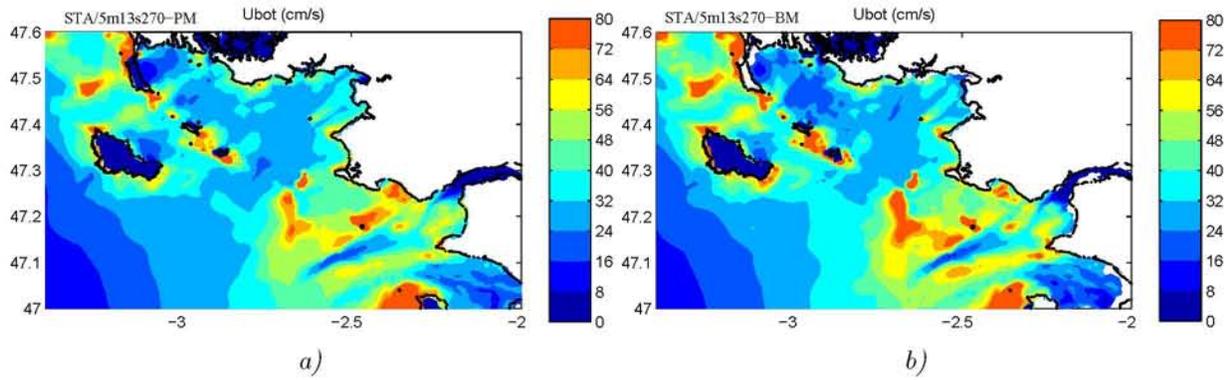


FIG. 5.10 : Simulation SWAN en stationnaire, sans vent - Vitesses orbitales au fond générées par une houle au large de hauteur significative 5m et période de pic 13s. a) à Pleine mer b) à Basse mer. Marée de vive-eau (coefficient 92).

5.3 Schémas de circulation

Les lieux cités ici sont situés sur la carte 3.1 dans le chapitre 3.

5.3.1 Circulation résiduelle de marée

Les courants résiduels liés à la marée ont été calculés en faisant une simulation sans vent et sans apports par les fleuves, avec une masse d'eau homogène. Les résultats ont été traités avec un filtre de Demerliac (1973), spécialement adapté au filtrage de la marée.

Les vitesses résiduelles sont importantes aux abords des îles et dans les passages, alors qu'elles sont très faibles dans le reste de la zone (figure 5.11). Elles peuvent être supérieures à 15 cm/s localement en vive-eau (ici coefficient 100). Autour des îles de Glénan, la circulation est anticyclonique, de l'ordre de 8 cm/s. Dans la zone Loire-Vilaine (figure 5.12), la circulation résiduelle de marée apparaît complexe, tourbillonnaire, contrainte par les plateaux rocheux et les accidents bathymétriques. Une circulation anticyclonique apparaît clairement autour de Belle-Ile, l'île d'Yeu et Noirmoutier. En baie de Quiberon, elle est cyclonique, alors qu'en baie de Vilaine, elle est anticyclonique. Un important flux sortant de la baie de Bourgneuf est observé au passage de fromentine, entre Noirmoutier et la côte. On retrouve ces mêmes structures en surface et au fond, avec des vitesses moins fortes au fond du fait du frottement. Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés par Lazure et Salomon (1991a) (section 3.1.1).

5.3.2 Courants de densité

Une simulation sans vent (et sans échanges de chaleur air-mer) a été réalisée, pour mettre en évidence les courants de densité générés par les panaches fluviaux et les circulations associées. Les résultats ont été filtrés de la marée par un filtre de Demerliac. Sur le mois simulé (25/09-25/10/2004), et le mois précédent, le débit de la Loire est faible et presque constant, de l'ordre de 300-400 m³/s. Or, on observe début octobre une forte stratification haline à l'embouchure de la Loire, avec un panache du fleuve s'écoulant en surface vers le Nord-Ouest jusqu'en baie de Vilaine (figure 5.13b). Du fait de la force de Coriolis, il longe en effet la côte et peut atteindre régulièrement la baie de Quiberon. Ici, l'expansion du panache n'est donc pas liée à un événement de crue, mais est favorisée par la stratification que permettent les faibles coefficients de marée.

Durant la vive-eau des jours précédents (fin septembre), le panache est en effet mélangé à l'embouchure et l'isohaline de 30 psu ne dépasse pas la ligne Pointe de Chemoulin-Pointe St-Gildas, en surface comme au fond (figure 5.13a). Les vitesses résiduelles sont donc ici influencées par la marée, mais on peut observer une intensification par les courants de densité, notamment dans le Mor-Bras où les courants sont dirigés vers la baie de Quiberon. De plus, entre Belle-Ile et Noirmoutier, une lentille d'eau dessalée est associée à une divergence des vitesses. En régime stationnaire, la circulation autour de ces lentilles s'ajusterait dans le sens anticyclonique par la force de Coriolis, mais la situation instationnaire ne le permet pas ici. Un tourbillon cyclonique est observé plus à l'Ouest.

Début octobre (figure 5.13b), le panache dessalé de la Loire génère des vitesses à l'embouchure, supérieures à 15 cm/s en surface et atteignant 10 cm/s au fond, où elles sont dirigées vers l'amont. C'est ce processus qui entretient le bouchon vaseux de l'estuaire de la Loire, situé plus en amont pour un débit de 400 m³/s. A l'extérieur, les vitesses induites par l'écoulement du panache sont de l'ordre de 10 cm/s en surface jusqu'à la pointe du Castelli. On observe également au fond, des vitesses de 5 cm/s entre le plateau de Guérande et la côte. Le panache de la Vilaine s'écoule le long de la côte Nord, générant des vitesses de 6 cm/s en surface et 3 cm/s au fond dirigées vers l'estuaire.

La vive-eau suivante (mi-octobre) provoque un mélange de la masse d'eau à l'embouchure de

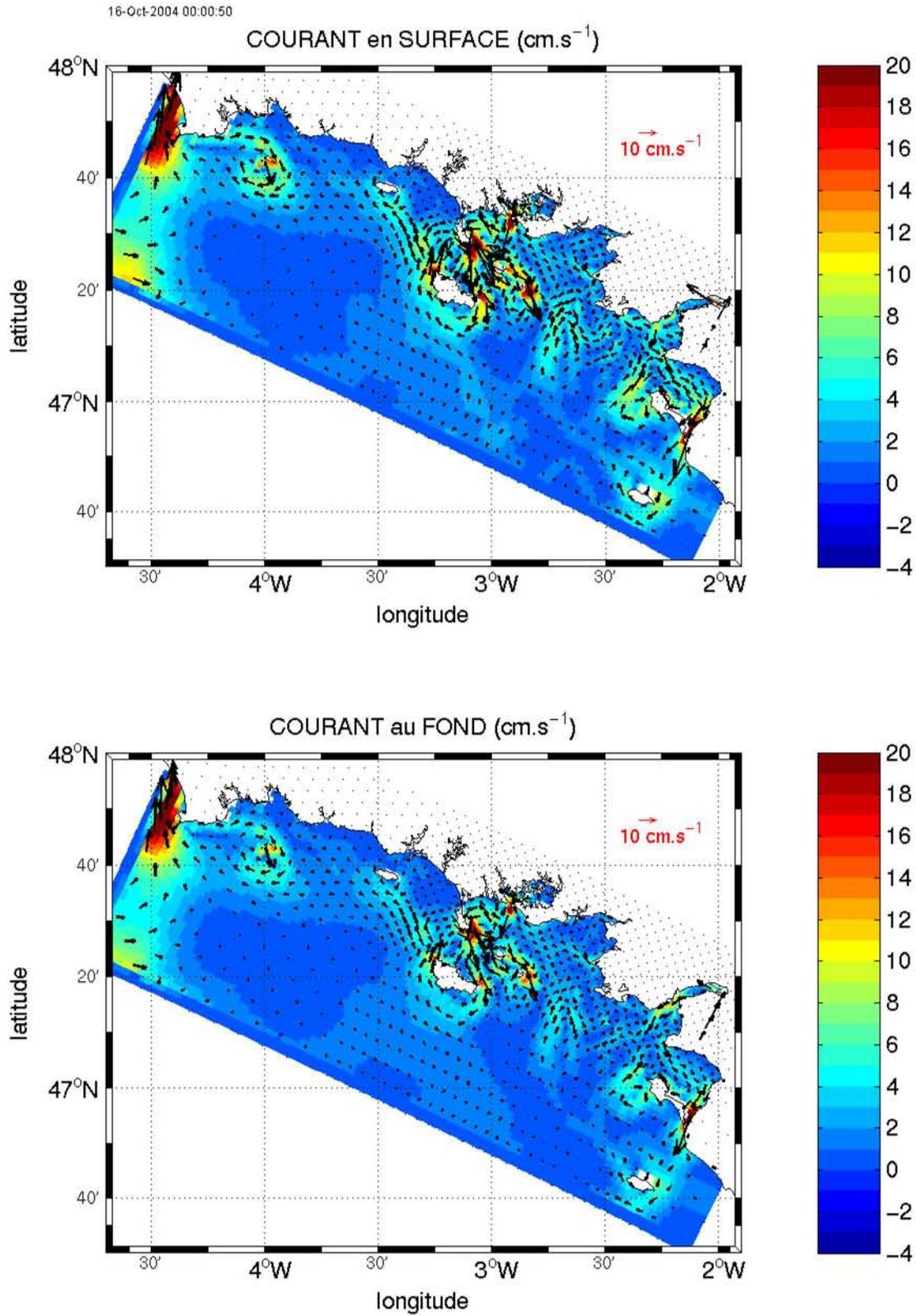


FIG. 5.11 : Modèle MARS (sans vent, masse d'eau homogène) : courants résiduels de marée (cm/s) en surface et au fond, calculés par filtrage de Demerliac, autour de la marée de vive-eau de coefficient 100 du 16/10/2004.

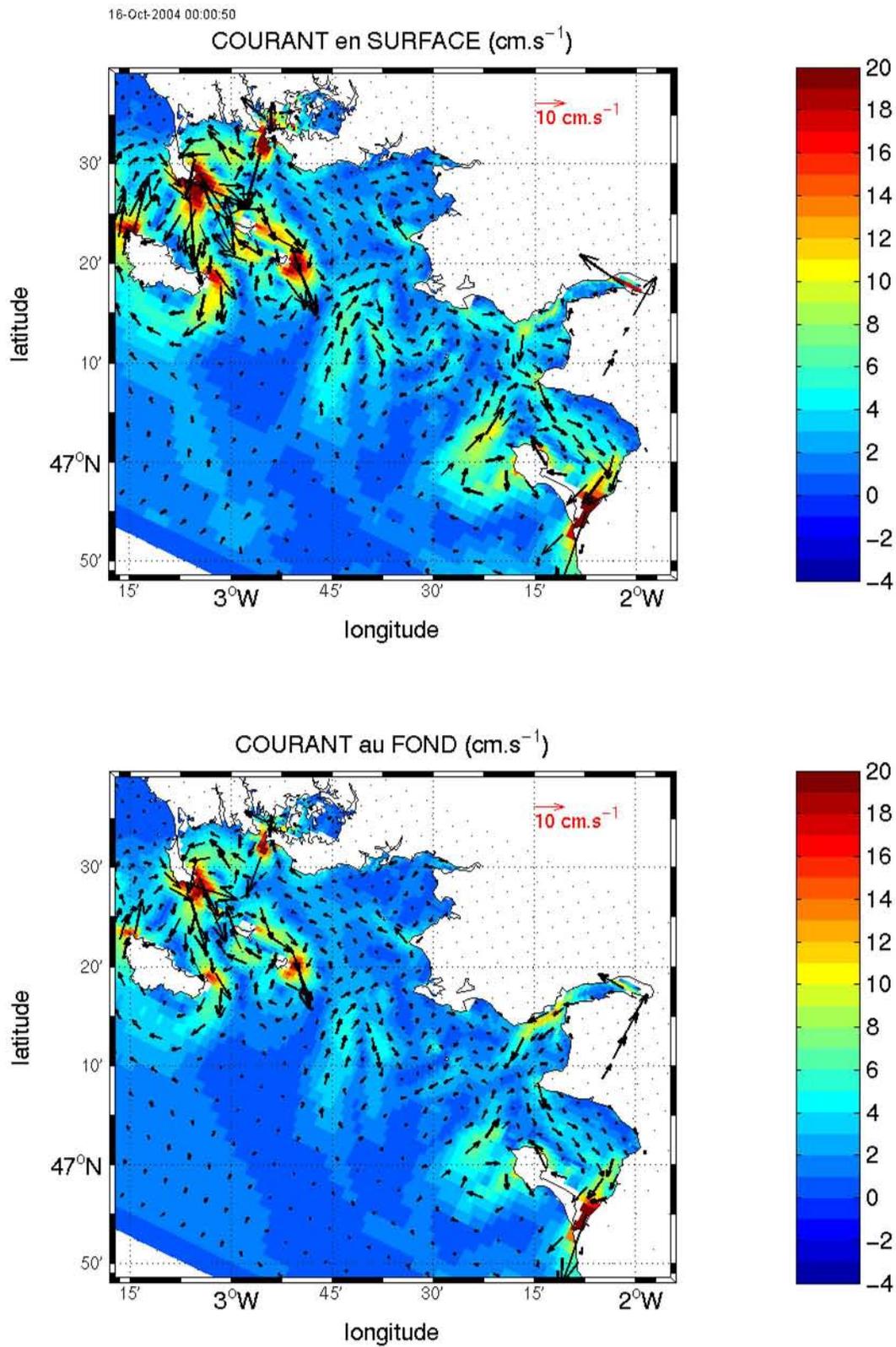


FIG. 5.12 : Modèle MARS (sans vent, masse d'eau homogène) : courants résiduels de marée (cm/s) en surface et au fond, calculés par filtrage de Demerliac, autour de la marée de vive-eau de coefficient 100 du 16/10/2004. Secteur Loire-Vilaine

la Loire, rompant le panache au sud de la baie de La Baule, et isolant encore ici une lentille d'eau dessalée à la pointe du Croisic. Ces lentilles seraient ainsi constituées selon un rythme vive-eau/morte-eau (tous les 15 jours). Leur exportation vers le large est ensuite dépendante des vents. Puillat et al. (2006) ont en effet montré que les vents de NW, générant des upwellings, favorisaient ce processus, par l'apport d'eau marine à la côte.

Les courants résiduels calculés ici intègrent également une part liée à la circulation grande échelle (induite par les courants de pente), la condition à la limite en élévation ayant été calculée avec un modèle de plateau prenant en compte le forçage par le vent. On observe en effet sur cette figure, un courant résiduel au large, au sud du domaine, de l'ordre de 10 cm/s au fond qui vient de la condition limite et dont on ne peut pas dire s'il est réaliste ou pas. En surface, cette circulation à la limite semble influencer les structures tourbillonnaires apparaissant au sud de la zone Loire-Vilaine.

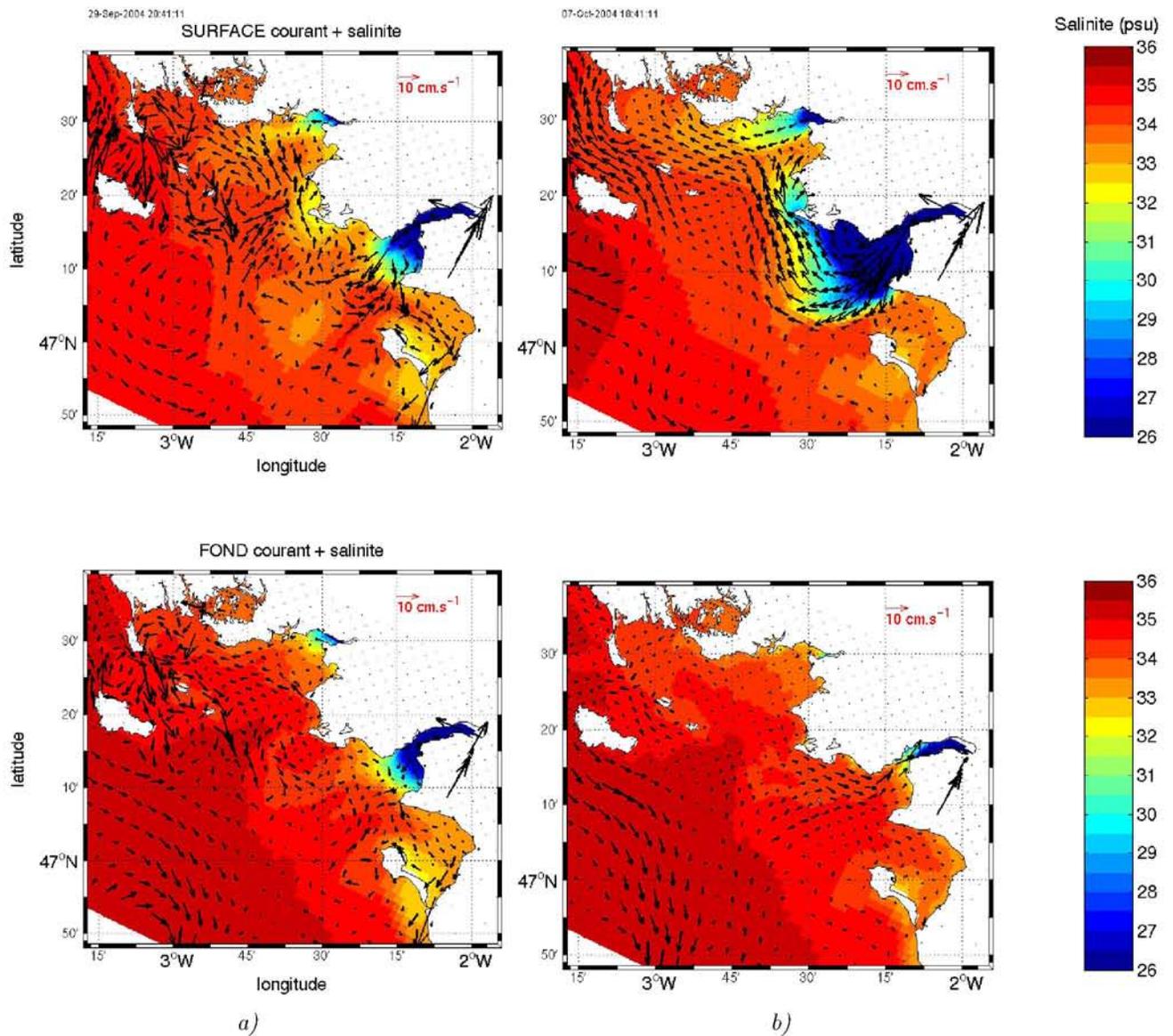


FIG. 5.13 : Modèle MARS (sans vent) : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 29/09/2004 (vive-eau) b) 07/10/2004 (morte-eau).

5.3.3 Circulations résiduelles liées au vent

L'analyse des simulations, filtrées de la marée (Demerliac 1973), a mis en évidence des circulations liées au vent qui influent sur la position des panaches et la structure hydrologique, mais qui peuvent également être perturbées par les courants de densité. Les figures suivantes présentent pour différentes conditions de vent, les distributions en surface (première couche sigma) et au fond (dernière couche sigma) des vecteurs vitesses, superposés aux champs de salinité.

En surface, la coupe étant faite au premier niveau sigma, les vitesses représentées au large sont situées à une profondeur plus importante qu'à la côte car cette profondeur dépend de la hauteur d'eau (5% de la hauteur d'eau ici). Or, au large, du fait de la formation de la spirale d'Ekman par le vent, les vecteurs vitesses s'orientent, vers la droite du vent, avec un angle de 45° en surface, augmentant en descendant dans la colonne d'eau. La représentation à un niveau fixe sigma induit donc un biais sur la visualisation des directions. A la côte, le courant de surface s'oriente généralement dans le sens du vent du fait des faibles profondeurs. Par très faibles profondeurs, les couches limites de surface et de fond sont en effet confondues et les vitesses sont orientées plutôt dans le sens du vent.

Les conditions de vent étudiées ici résultent de l'analyse des simulations sur la période d'octobre 2004 à février 2005, et sont plutôt représentatives de conditions hivernales.

Vent de Sud-Ouest (figure 5.14)

Le vent de secteur Sud-Ouest est souvent de forte intensité et peut durer plusieurs jours (3-5 jours). Il génère des courants de surface vers le Nord-Est à la côte, alors qu'au large ils sont dirigés vers le Sud-Est, du fait de la formation de la spirale d'Ekman. Par vent de plus de 15 m/s, établi sur plus de trois jours, les vitesses dépassent les 12 cm/s en surface (29/10/2004, non présenté ici). En janvier 2005, l'écoulement de densité lié aux panaches intensifie les courants à la côte vers l'Ouest (figure 5.14b). En baie de Vilaine, on constate l'apparition d'un fort courant de retour au fond, de presque 10 cm/s, qui joue un réel rôle de vidange au centre de la baie, induit par l'accumulation des eaux au fond de la baie. Il crée une veine d'eau dessalée, et s'oriente vers Belle-Ile à la sortie du Mor-Bras. On peut remarquer que ce courant de retour est très localisé et s'étend sur presque toute la colonne d'eau, modifiant l'écoulement en surface. Les vitesses sont en effet fortement ralenties à son aplomb, et même inversées localement par rapport au vent. Ces phénomènes sont typiques des bassins fermés soumis à l'action du vent, où se créent des circulations 2D résultantes de l'équilibre entre la force créée par la pente de la surface libre et celle liée à la tension de vent. Par faible profondeur, cette dernière est plus forte et domine les gradients de pression, créant un courant dans le sens du vent, alors qu'en zone plus profonde, le gradient de pression domine et induit un courant dans le sens inverse du vent (Csanady 1982; Pous 2005).

En baie de Bourgneuf, les eaux accumulées au nord de la baie plongent et créent une circulation de retour au fond, dirigée vers le passage de Fromentine, et contournant l'Île de Noirmoutier à l'extérieur de la baie. Notons, qu'autour du 8/01/2005, la baie de Bourgneuf est particulièrement dessalée. Cela est lié à l'apport des eaux de la Loire ayant eu lieu fin décembre par des vents de NW, concomitants à des débits de 1000 m³/s (alors que la marée est de vive-eau, le panache s'étend quand-même vers le large).

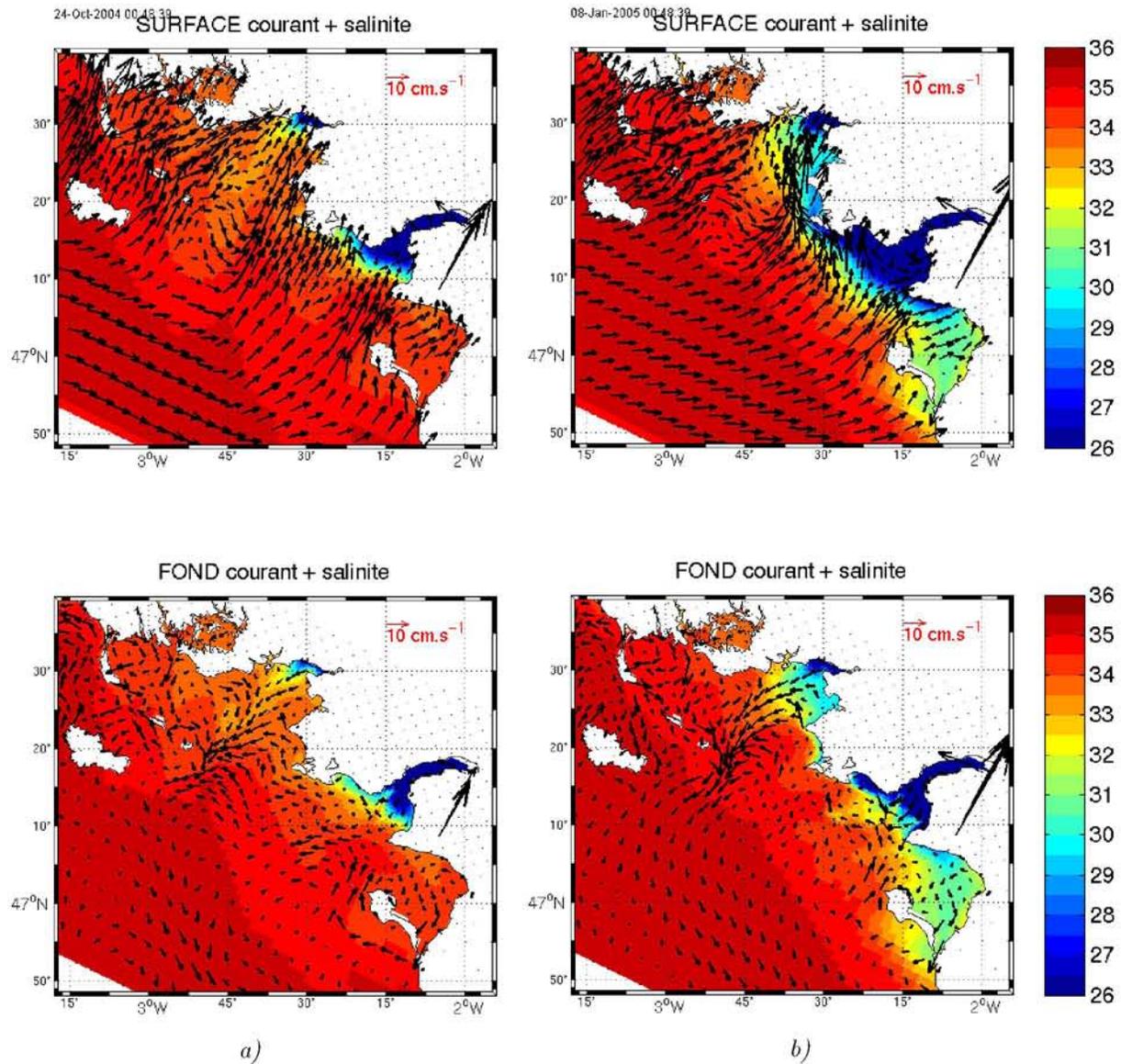


FIG. 5.14 : Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 24/10/2004 vent de SW $> 10 \text{ m/s}$, débit moyen, marée moyenne. b) 08/01/2005 vent de SW $> 15 \text{ m/s}$, crue, marée moyenne.

Vent de secteur Ouest (figure 5.15)

Les vents de secteur Ouest sont les vents dominants de la région. Au passage d'une perturbation atmosphérique (dépressionnaire) sur la Bretagne, les vents tournent du Sud-Ouest au Nord-Ouest en passant par l'Ouest. La circulation mise en évidence ici résulte donc d'une chronologie type des vents sur quelques jours pour les événements choisis (le passage de perturbations sur la Bretagne peut en effet parfois se faire en quelques heures).

Le courant s'oriente en surface vers l'Est-Sud-Est, du fait de la dérive d'Ekman et de la configuration de la côte qui contraint la circulation vers le Sud dans l'Est du domaine. Les courants au fond sont donc d'autant plus dirigés vers le Sud.

En baie de Vilaine, une circulation d'Ouest en Est s'établit, en longeant la côte (de la baie de Quiberon à la pointe du Croisic), presque barotrope entre la côte Nord et l'isobathe des 20 m. Dans le coureau de Belle-Ile, le courant est barotrope dirigé vers le Sud-Est. Au fond il contourne Hoëdic et tend à pénétrer dans le Mor-bras. En baie de Bourgneuf, les eaux entrent en surface et sortent au fond.

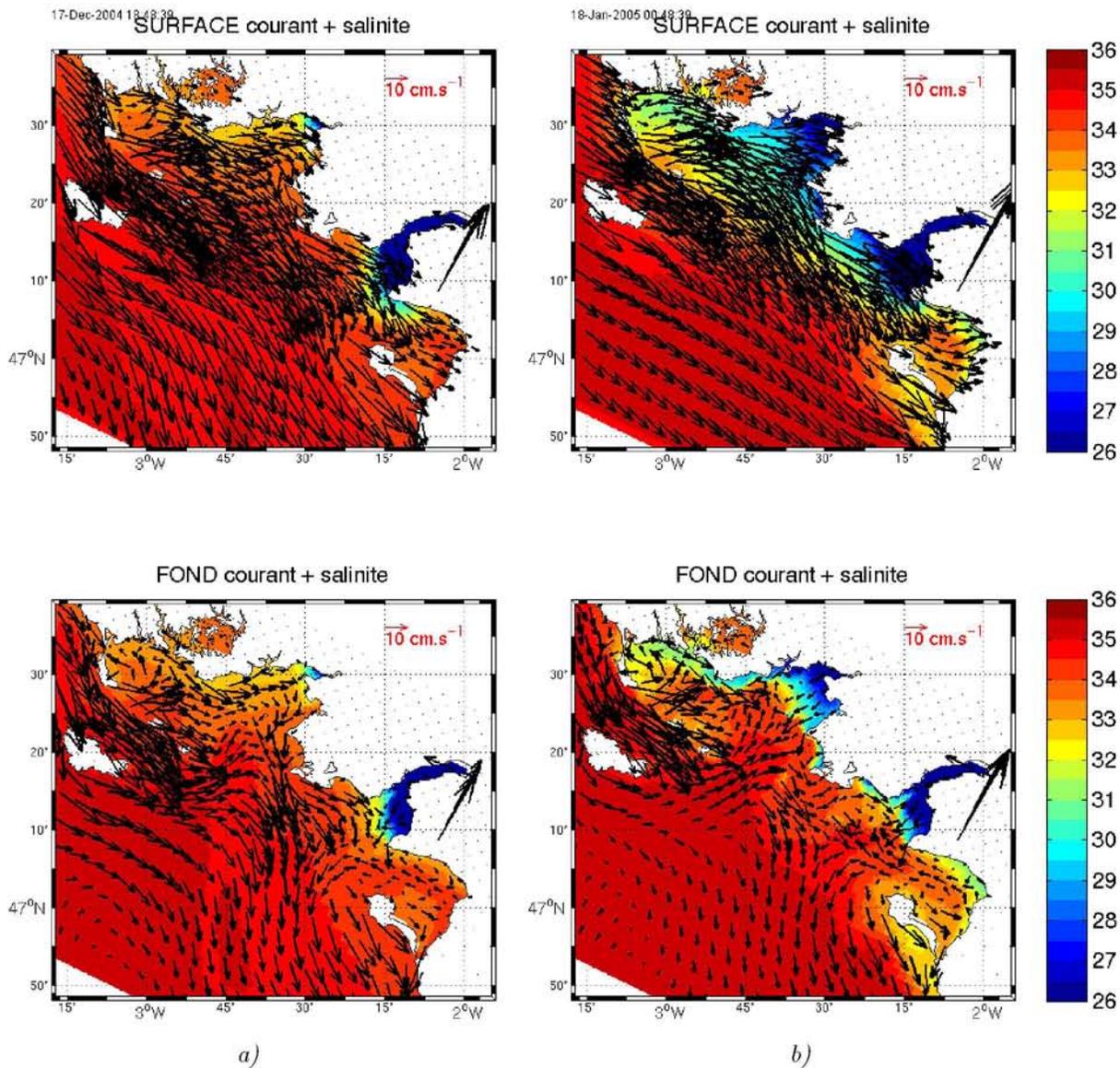


FIG. 5.15 : Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 17/12/2004 vent SW-W-NW >10m/s, maree de VE, débit moyen. b) 18/01/2005 vent SW-W-NW >15m/s, maree de ME, période de crue.

Vent de Nord-Ouest (figure 5.16)

En cette saison, le vent de Nord-Ouest apparaît souvent en fin de perturbation, pouvant durer quelques jours. Fin janvier 2005, par exemple, un vent de secteur NW de 15 m/s perdure pendant plus de trois jours, mais diminue d'intensité progressivement, jusqu'à 5 m/s. En cette période de crue, les panaches sont entraînés vers le Sud-Est, celui de la Loire pénètre largement en Baie de Bourgneuf. À l'Est de l'Île d'Hoëdic, le courant de compensation au fond, apparaît lors du coup de vent d'ouest, se maintient, remontant jusqu'au plateau de La Recherche. Dans la partie interne de la baie de Vilaine, toute la masse d'eau se dirige vers l'Est, et sort entre l'Île Dumet et la pointe du Castelli. En baie de Bourgneuf, la circulation est toujours entrante en surface et sortante au fond, par le Nord et par le passage de Fromentine.

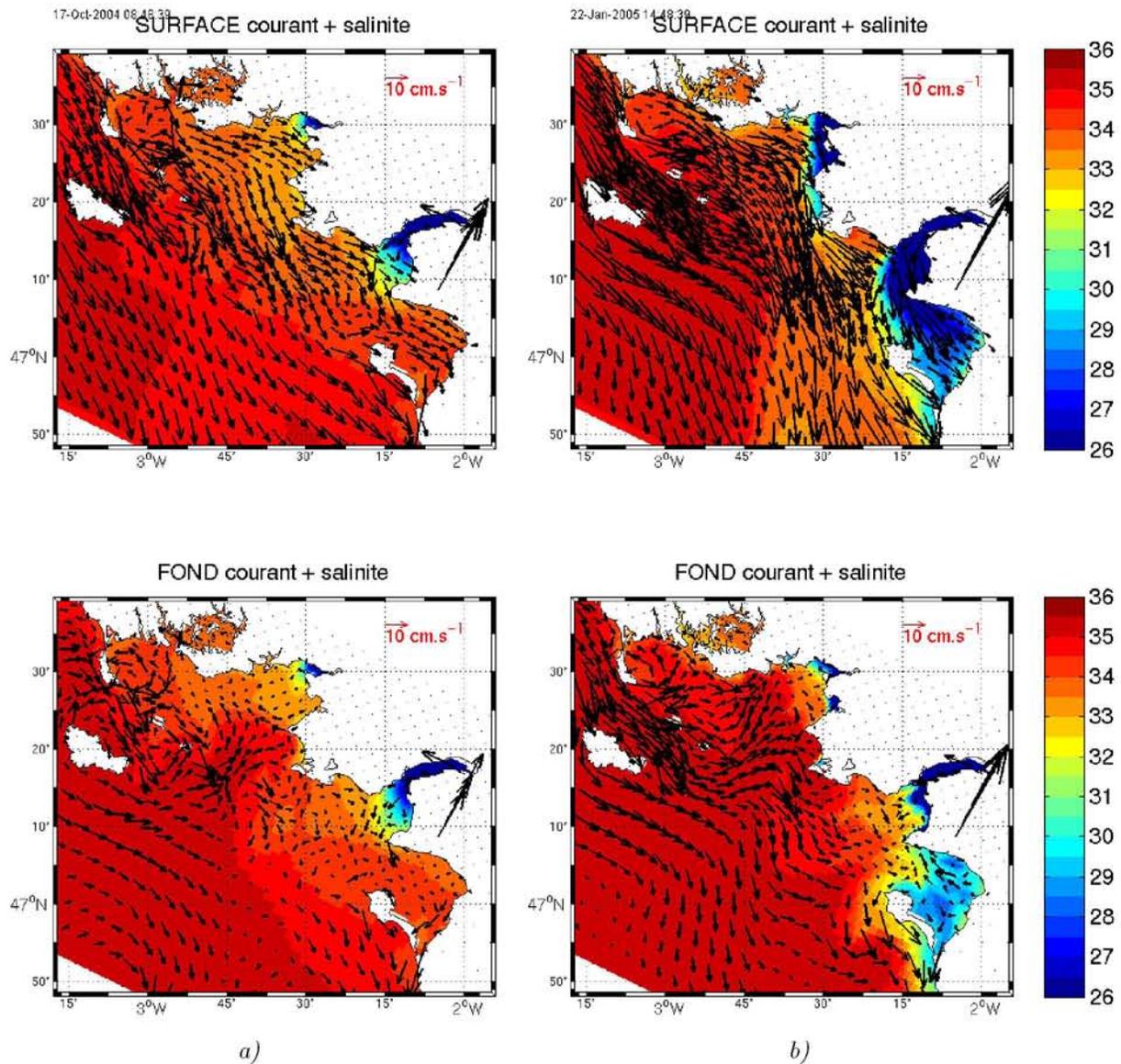


FIG. 5.16 : Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 17/10/2004 vent de NW > 5 m/s, marée de VE, débit moyen. b) 22/01/2005 vent de NW 15 à 5 m/s, marée de ME, période de crue.

Vent de Nord-Est (figure 5.17)

En hiver, les vents de NE sont généralement moins forts que les coups de vent d'ouest, mais ils peuvent quand-même être de l'ordre de 10 m/s et durer plusieurs jours. Ils ont donc une forte influence sur l'exportation des panaches fluviaux vers le large. Les courants résiduels sont alors fortement associés aux courants de densité. Début novembre en particulier, le panache de la Loire est décollé de la côte, et s'étend vers le large, mais la circulation induite dans la zone est surtout due aux gradients de densité. Le vent est faible et la marée de morte-eau favorise l'étalement du panache.

Autour du 15/11/2004 par contre, le vent est de 9 m/s pendant plusieurs jours, il étire le panache vers le large mais la marée de vive-eau limite son extension.

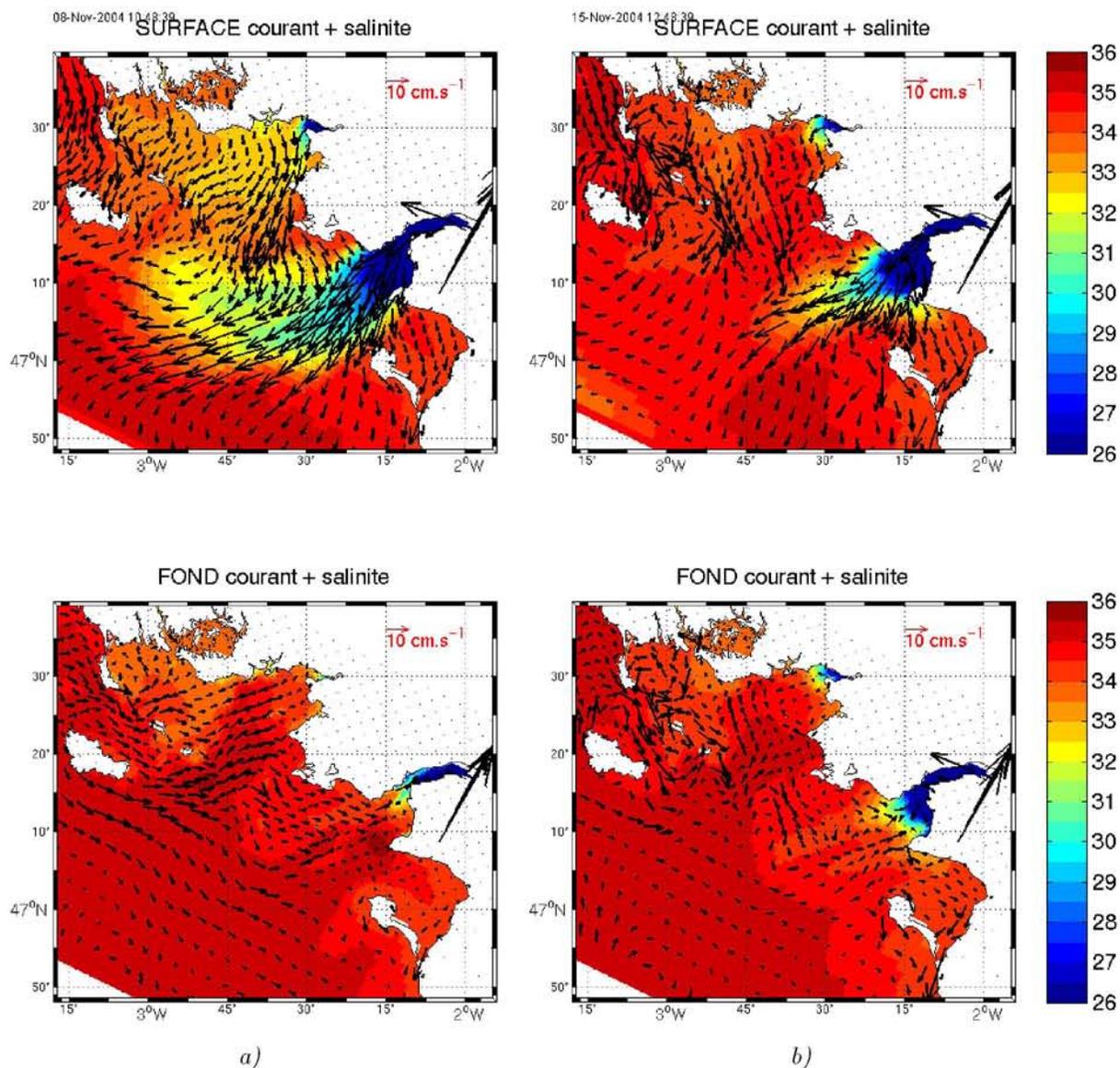


FIG. 5.17 : Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. a) 08/11/2004 vent de NE faible, < 5 m/s, marée de ME et crue. b) 15/11/2004 vent de NE 9 m/s, marée de VE et crue.

Vent de Sud-Est (figure 5.18)

Le vent de Sud-Est n'est pas très courant en cette saison et souvent de faible intensité, mais il favorise l'entrée du panache de la Loire en baie de Vilaine et intensifie le courant de surface de densité.

Un épisode d'un peu plus de 5 m/s est observé les 13-15/01/2005, en période de crue. Une circulation vers l'Ouest s'établit en surface, intensifiant l'apport d'eau dessalée du panache de la Loire jusqu'en baie de Quiberon (salinité de 29.5 psu à l'extrémité de la presqu'île de Ruys). Un courant de retour au fond apparaît en baie de Quiberon, dirigé vers la Teignouse et l'île d'Hoëdic.

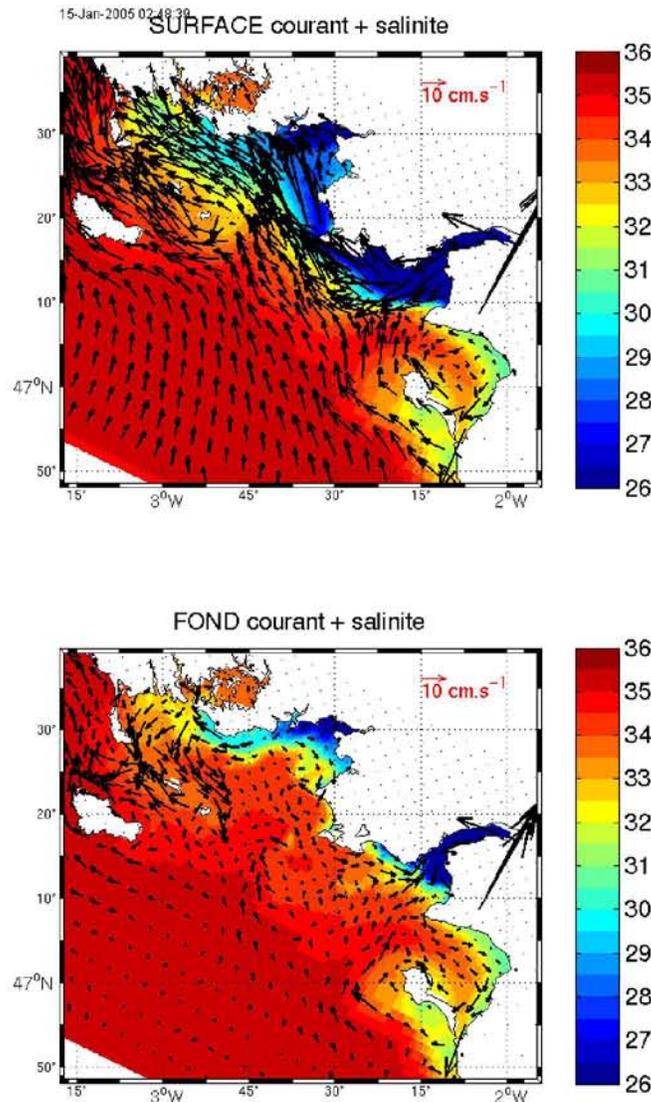


FIG. 5.18 : Modèle MARS : distributions en surface (haut) et au fond (bas) des courants résiduels (cm/s) et de la salinité (psu), calculés par filtrage de Demerliac. 15/01/2005 vent de SE 5 m/s, période de crue.

5.3.4 Courants résiduels : comparaison aux mesures ADCP au point fixe dans le Mor-Bras.

Les mesures de courant faites par ADCP en 2003, 2004 et 2005, dans le Mor-Bras, ont été filtrées de la marée avec un filtre de Demerliac (1973), après avoir été moyennées sur une heure (moyenne mobile). La simulation avec le modèle n'a pas été faite pour la période de 2003, mais l'analyse des mesures a mis en évidence des événements type, qui permettent de confirmer (en partie car cela reste une mesure au point fixe) les circulations type étudiées avec le modèle dans la section précédente.

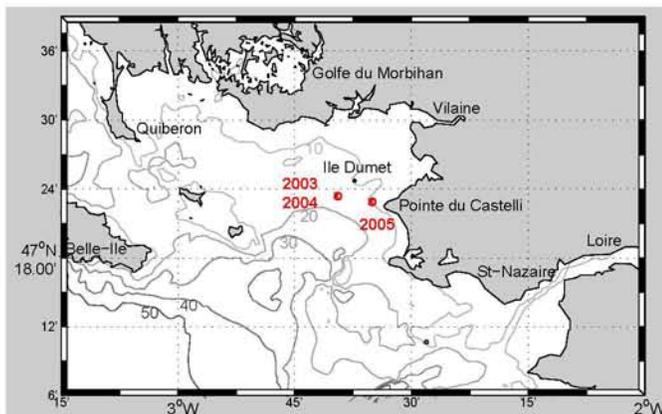


FIG. 5.19 : Position des mouillages ADCP de 2003, 2004 et 2005 dans le Mor-Bras.

Période de Mars à Juin 2003

Les mesures de courant réalisées avec l'ADP NORTEK de mars à juin 2003 sont présentées sur la figure 5.20. On observe que les courants résiduels sont très souvent découplés entre la surface et le fond. Cela est favorisé par la stratification thermohaline de la masse d'eau et montre une dynamique complexe de la circulation dans la zone, fortement influencée par le vent, et la géométrie du Mor-Bras. Aux effets du vent, s'ajoute bien-sûr celui des gradients de densité liés aux panaches de la Loire et la Vilaine.

Durant cette période de l'année, les vents dominants sont de secteur NW, les différents événements sont repérés en haut sur la figure 5.21, avec les séries temporelles du vent et des courants résiduels à 4 et 14 m du fond.

Malgré la grande variabilité, il apparaît que les courants résiduels au fond portent principalement vers le NE et l'W-NW, alors qu'en surface, les directions associées sont SE et NW. Il semble en effet que les vents de secteur NW à NE induisent des courants en surface vers le SE à SW et génèrent un contre courant au fond vers le NE, qui peut dépasser les 10 cm/s (autour des 4/04, 19/04, 7/05 et 27/05). Cette direction est cohérente avec la géométrie du domaine, le remplissage de la baie de vilaine se faisant alors par le fond dans la direction du gradient bathymétrique. De Nadaillac *et al.* (1986) ont aussi mis en évidence une circulation de ce type en Baie de Vilaine par vent de NE, à partir de mesures au point fixe. D'autre part, les coups de vent de S-SW (autour des 28/04, 18/05 et 5/06), induisent ici une circulation plus barotrope dirigée vers l'W-NW, donc vers la baie de Quiberon, qui s'inverse par le sud dès que le vent retourne au secteur N-NW. Le caractère plus barotrope est aussi favorisé par le fait que la masse d'eau est homogénéisée par le coup de vent. De Nadaillac *et al.* (1986) indiquent à l'ouest de l'Ile Dumet un flux entrant en baie de Vilaine, par vent de Sud-Ouest, que l'on n'observe pas au point du mouillage ADCP, situé un peu plus au Sud-Ouest de l'Ile. De plus, le passage du vent de NW à SW induit une rotation du courant résiduel de fond de NE à W-NW par le nord, alors qu'en surface, c'est par le sud que le courant tourne de SE à W-NW.

Un événement particulier est à noter début mai, avec un courant dirigé vers le Sud-Sud-Est sur presque toute la colonne d'eau, alors que le vent est lui-même de secteur Sud-Sud-Ouest pendant ces cinq jours. Le courant juste sous la surface, est quand-même orienté vers le Nord (figure 5.20). Ce scénario a été observé dans les résultats du modèle, montrant que par vent fort

de SW durant plusieurs jours, se met en place un courant de retour au centre de la baie dirigé dans le sens inverse du vent. Ce résultat est ainsi confirmé par la mesure.

Le tableau suivant récapitule les directions type du courant résiduel lié au vent observées au point de mesure :

Vent de secteur :	NE	NW	SE	S-SW	S-SW long
Courant F+14m :	SW	SE	NW	W-NW	S-SE
Courant F+4m :	NE	NE	N	W	S-SE

TAB. 5.1 : *MODYCOT 2003 - Orientation des courants résiduels en fonction de la provenance du vent.*

Période d'octobre 2004

Les mesures d'octobre 2004 ont été faites avec un ADCP RDI 1200 kHz. Elles couvrent un cycle de vive-eau/morte-eau (figure 5.23). Le filtrage de la marée avec un filtre de Demerliac (1973) met en évidence deux événements typiques qui ont déjà été observés en 2003. Le 14 octobre un courant résiduel de 7 cm/s vers le SE en surface est généré par un coup de vent de W-NW de 10-15 m/s, alors qu'un courant de retour vers l'E-NE de 5 cm/s apparaît au fond le jour suivant (figure 5.24). En fin de période, le vent passe au SE et induit un courant résiduel vers le NW sur plus de la moitié de la colonne d'eau, de l'ordre de 9 cm/s en surface.

Les courants résiduels issus de la simulation de référence du modèle MARS, sont présentés pour cette période sur la figure 5.26. Le modèle reproduit les fortes variabilités des courants résiduels entre la surface et le fond. Le coup de vent de NW (vent issu du modèle ARPEGE) a lieu un peu plus tard que dans les mesures (sémaphore à Belle-Ile) et suit une période de vent de SW et W un peu plus intense qu'observée. On retrouve en surface un courant vers le SE, de 6 cm/s. Au fond, il reste orienté vers le N-NW (3 cm/s). Le vent de SE des 19-20 octobre induit des courants résiduels de 8 cm/s en surface, vers le NW, et au fond, vers l'W-SW. Les écarts modèle/mesure peuvent être expliqués par des durées des épisodes de vent différentes et par des masses d'eau différentes. On a vu en effet précédemment que la stratification haline était plus forte dans le modèle.

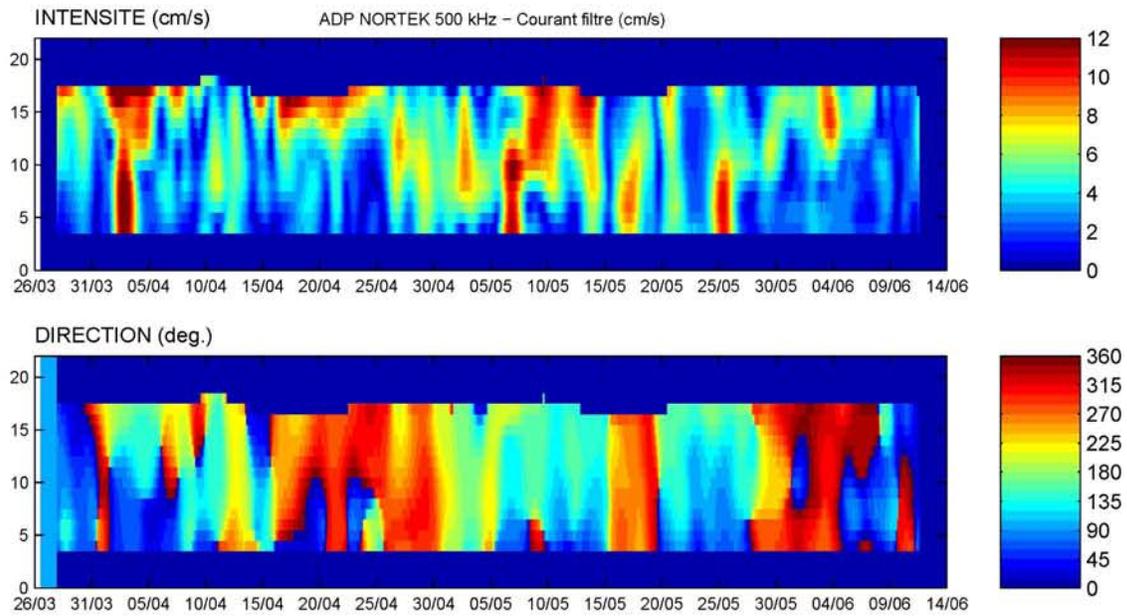


FIG. 5.20 : *MODYCOT 2003 - ADP NORTEK 500 kHz - Série temporelle du courant filtré de la marée (cm/s) en fonction de la hauteur par rapport au fond : vitesse (cm/s) et direction (degrés).*

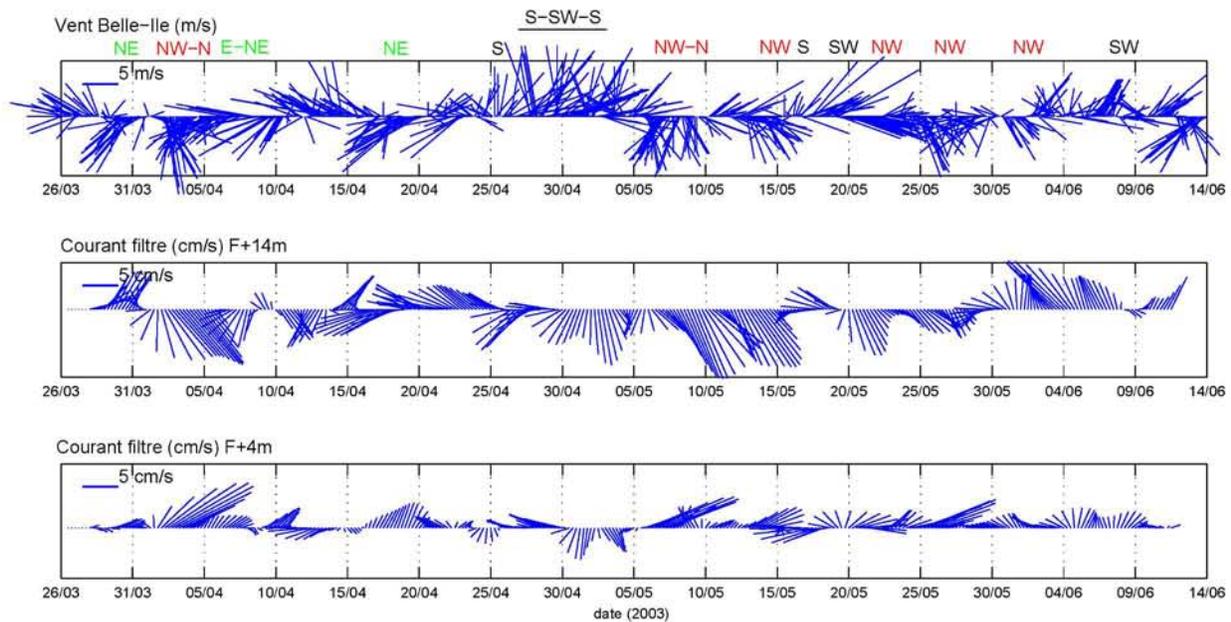


FIG. 5.21 : *MODYCOT 2003 - Séries temporelles de la vitesse du vent (m/s) à Belle-Ile et du courant filtré de la marée à 14 m et à 4 m du fond. Les événements type sont repérés en haut par les directions de provenance du vent : vent de secteur NE (vert), NW (rouge), S et SW (noir).*

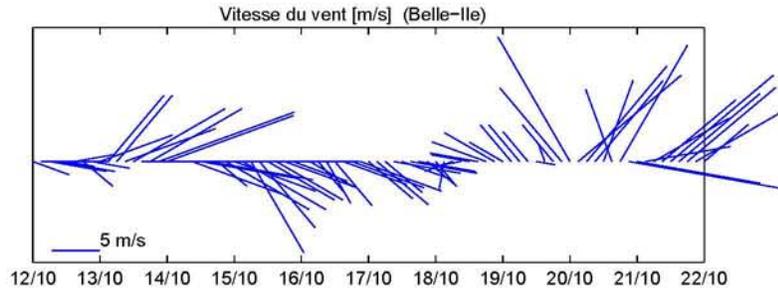


FIG. 5.22 : OPTIC-PCAF 2004 - Vent mesuré à Belle-Ile (direction vers où il souffle).

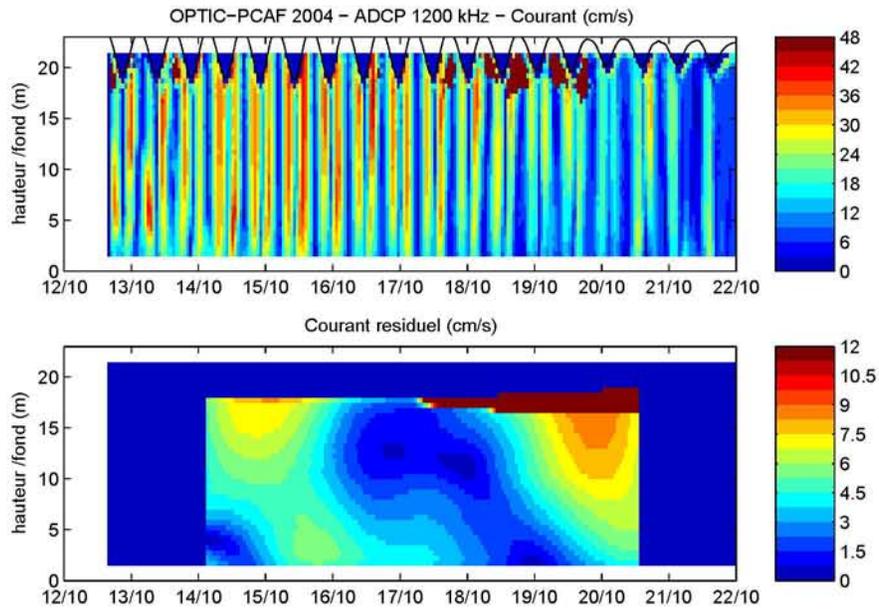


FIG. 5.23 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Evolution temporelle du courant horizontal (cm.s^{-1}) instantané (a) et résiduel (b) en fonction de la hauteur par rapport au fond.

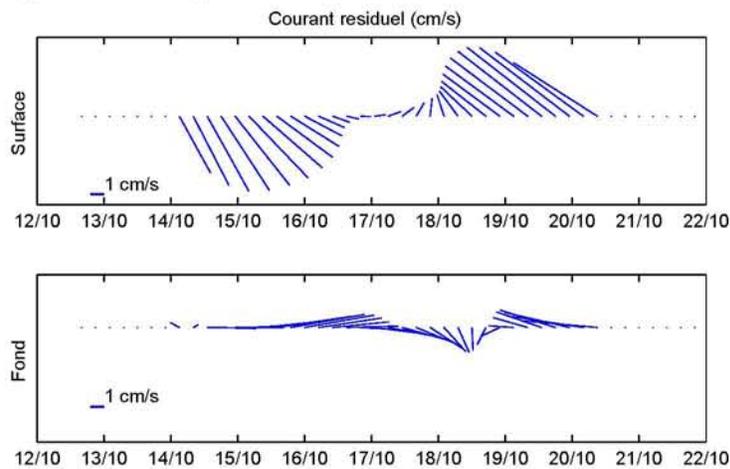


FIG. 5.24 : OPTIC-PCAF 2004 - ADCP RDI 1200kHz - Vecteurs vitesses du courant horizontal résiduel à $F+13\text{m}$ et à $F+3\text{m}$, en fonction du temps (cm.s^{-1})

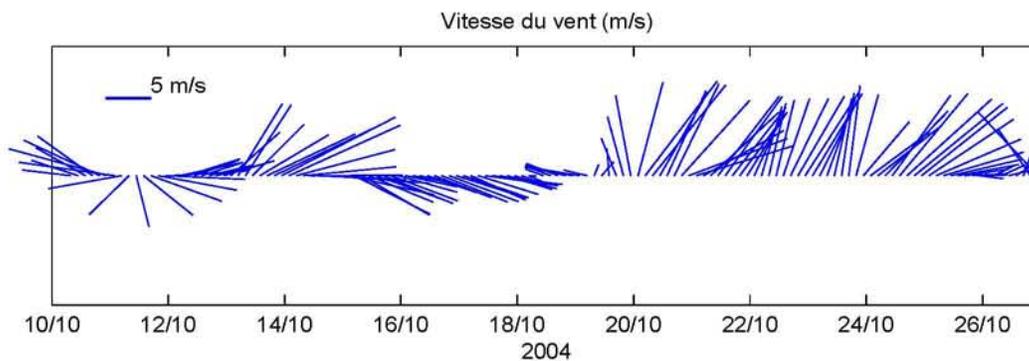


FIG. 5.25 : Simulation MARS - Vent ARPEGE dans le Mor-Bras 10/2004 (direction vers où il souffle).

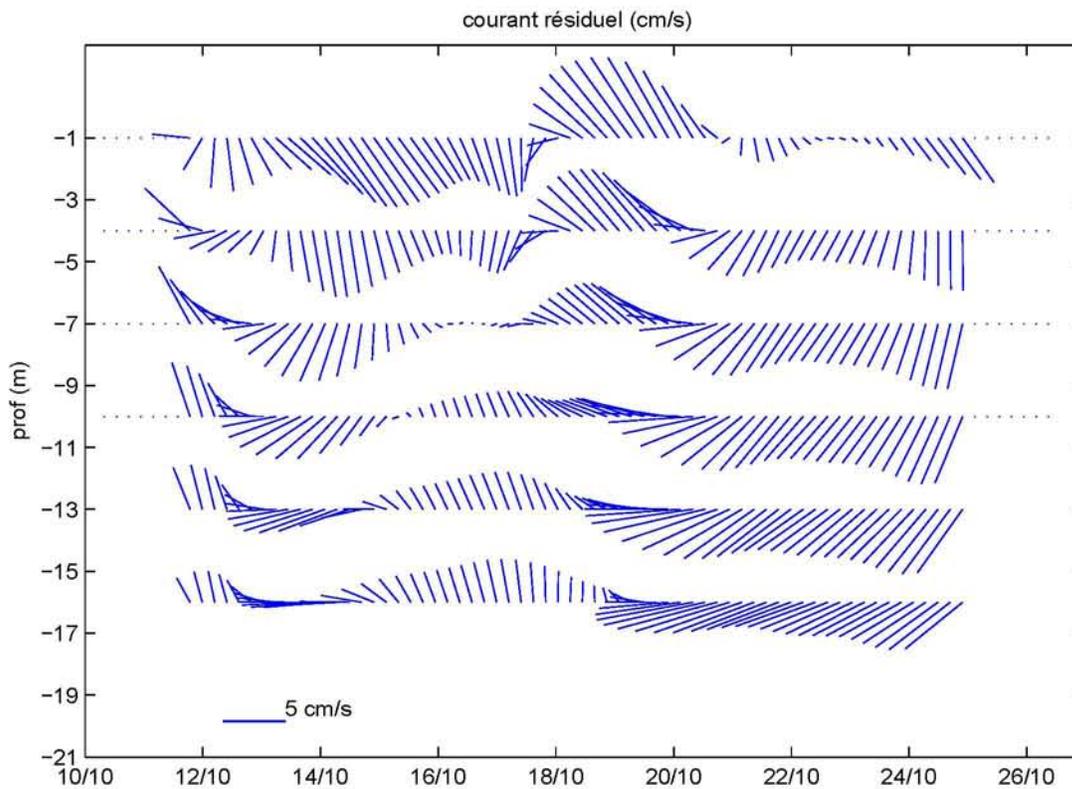


FIG. 5.26 : Simulation MARS - Evolution temporelle du courant résiduel à différentes profondeurs en octobre 2004.

Période de Février 2005

Les mesures de février 2005 ont été acquises au large de la pointe du Castelli, avec un ADCP RDI 1200 kHz. Le passage entre l'île Dumet et la côte induit une intensification des courants de marée dans cette zone, avec des vitesses au fond pouvant dépasser 50 cm/s en vive-eau. Un courant résiduel vers le NW de plus de 16 cm/s est observé en milieu de colonne d'eau, généré par un coup de vent de SE. La forte asymétrie flot/jusant du courant instantané laisse penser que ce courant résiduel est aussi liée à la marée, d'autant plus que son orientation correspond à la résiduelle de marée d'après le modèle (section 5.2.1). A partir du 12 février, le vent passe au SW puis W et NW, le courant résiduel de surface est très intense, de l'ordre de 15 cm/s, dirigé vers le SW et corrélé aux phases de jusant intensifiées dans la couche de surface. Au fond, le courant résiduel est orienté vers le Nord (N-NW et N-NE), de l'ordre de 7 cm/s, et tourne vers le SE en fin de période.

Avec le modèle MARS, on retrouve la même chronologie en surface et au fond, avec des vitesses un peu trop faibles au fond (figure 5.31).

5.3.5 Conclusion

L'analyse des cinq mois de simulations des courants résiduels 3D a permis de décrire les caractéristiques de circulations types associées à des régimes de vent distincts. Ces circulations influencent le devenir des panaches mais dépendent également elles-mêmes de la structure hydrologique. Les concordances quasi-aléatoires de débit et de marée font donc aussi fortement fluctuer ces circulations.

La comparaison aux mesures ADCP au point fixe au centre du Mor-Bras, a permis de confirmer la plupart des circulations mises en évidence par le modèle. La très forte sensibilité au vent (dynamique très rapide) peut faire croître les écarts entre modèle et mesures, du fait de la non exactitude du forçage vent dans le modèle. La finesse des structures hydrodynamiques dans la zone est aussi la raison pour laquelle la comparaison modèle/ADCP des turbidités au point fixe, peut être délicate. Cependant, en termes de flux moyens, les circulations reproduites par le modèle étant validées, les transports de matière semblent pouvoir être estimés.

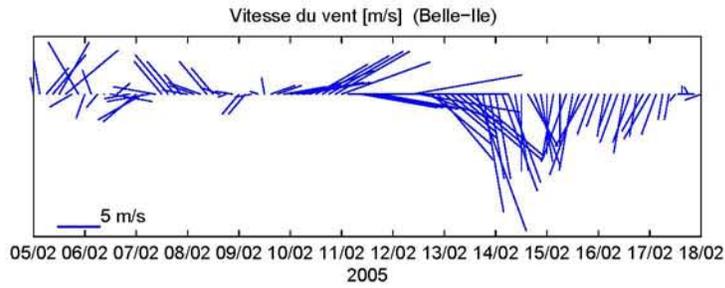


FIG. 5.27 : Vitesse du vent mesurée à Belle-Ile (direction vers où il souffle).

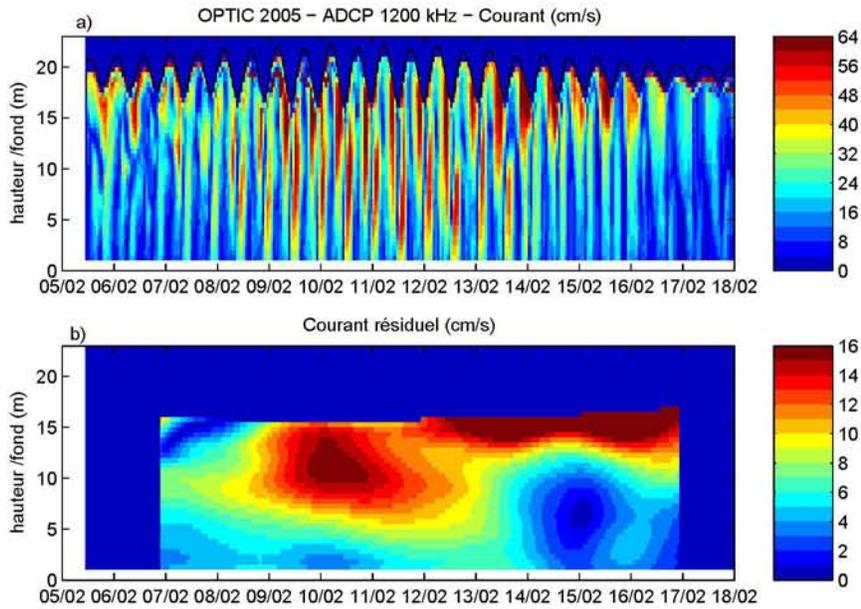


FIG. 5.28 : OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Evolution temporelle du courant horizontal (cm.s^{-1}) instantané (a) et résiduel (b) en fonction de la hauteur par rapport au fond.

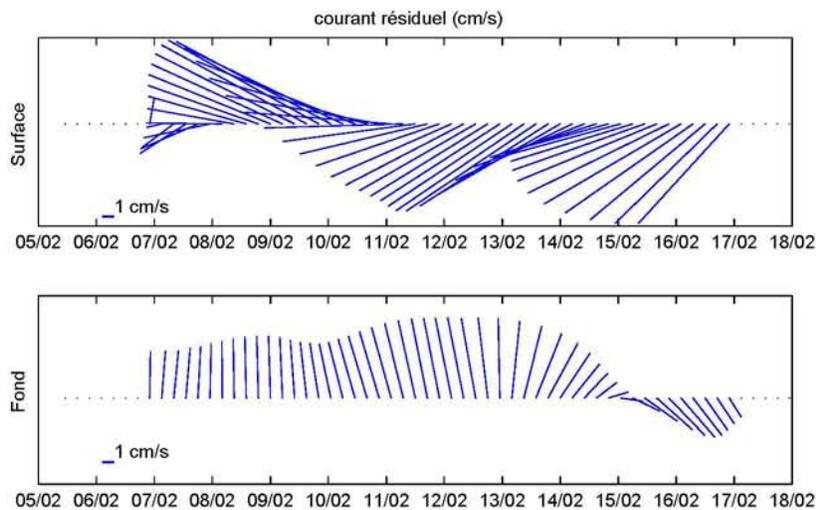


FIG. 5.29 : OPTIC 2005 - ADCP RDI 1200kHz - Vecteurs vitesses du courant horizontal résiduel à $F+13m$ et à $F+3m$, en fonction du temps (cm.s^{-1}).

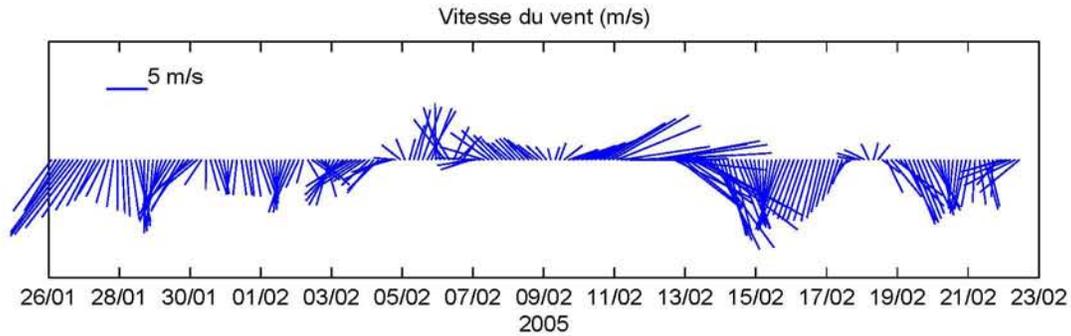


FIG. 5.30 : Simulation MARS - Vent ARPEGE dans le Mor-Bras 02/2005 (direction vers où il souffle).

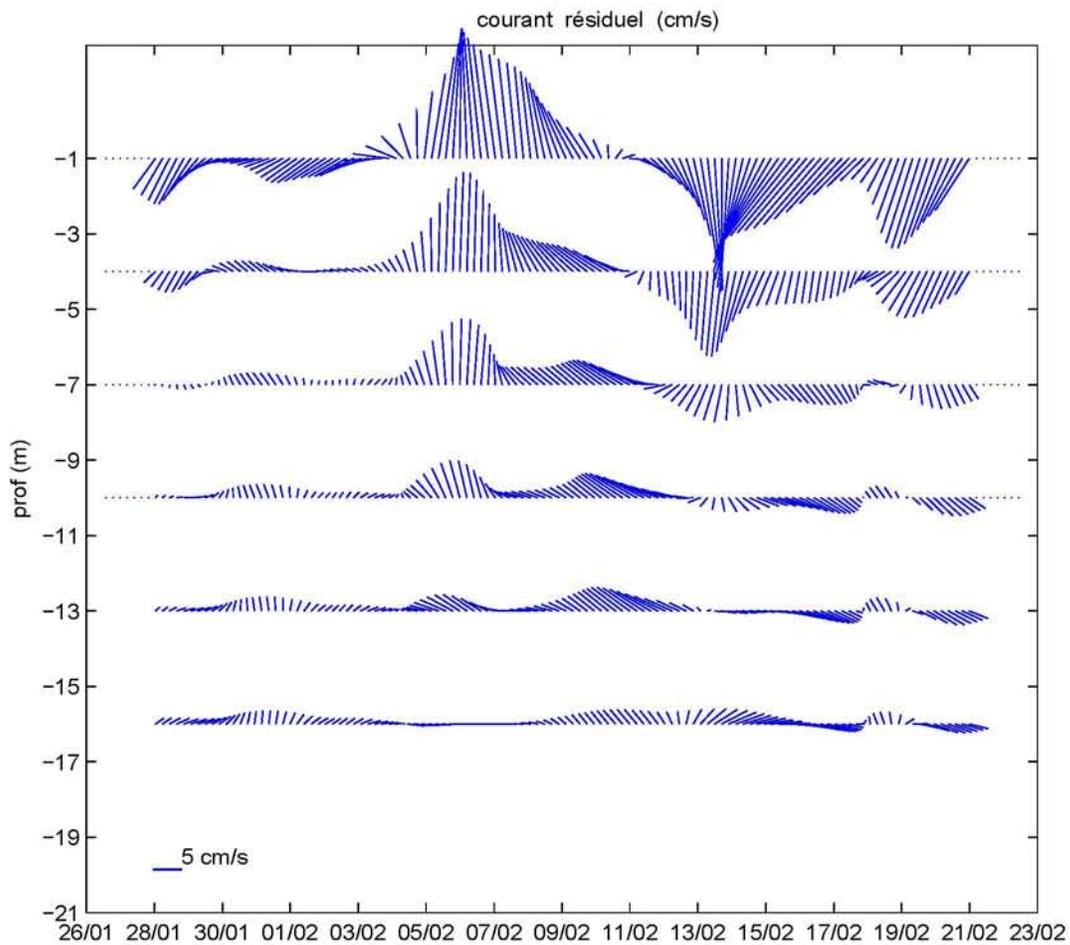


FIG. 5.31 : Simulation MARS - Evolution temporelle du courant résiduel à différentes profondeurs en février 2005.

5.4 Influence des houles et des courants sur les structures sédimentaires

5.4.1 Tensions de fond maximales

L'influence respective des houles et des courants a d'abord été considérée en termes de contraintes exercées sur le fond, générant les remises en suspension. Les tensions sur le fond maximales induites par les houles et les courants (cf section 4.3.6 pour le calcul des contraintes dans le modèle) ont été évaluées en tout point du domaine sur la période du 10 au 22 octobre 2004, au cours de la simulation 2bis ($z_0=0.033$ mm). Pendant cette période, deux événements de houles sont observés (14 et 21/10), venant du SW au large, avec des hauteurs de houle de 2 m dans le Mor-Bras. Les résultats sont cartographiés sur les figure 5.32a et b (zoom dans le secteur Loire-Vilaine). Les tensions maximales ont également été évaluées au cours de la simulation sans houle (2ter), pendant la même période, incluant une marée de vive-eau de coefficient 100 (figures 5.32c et 5.32d).

L'effet des houles est visible sur toute la bande côtière, alors que la marée a un effet très localisé, souvent là où il n'y a pas de sédiment (passage de la Teignouse, entrée du golfe du Morbihan, Pointe de Penmarch), mais aussi dans des zones plus intéressantes pour les turbidités, comme en baie de Bourgneuf et dans l'estuaire de la Loire (St-Nazaire).

Au cours de cette période les tensions de fond maximales (houles+courants) sont supérieures à 1.3 Pa localement, à la côte, autour des îles (Glénan, Groix, Belle-Ile) et sur les plateaux rocheux (plateaux de Guérande et du Four à l'entrée du Mor-Bras, plateau des Boeufs à l'Ouest de l'île de Noirmoutier, plateau des Birvideaux entre Belle-Ile et l'île de Groix).

Dans le Mor-Bras, les houles induisent des contraintes fortes autour des îles, et à la côte (>1.3 Pa), mais également en baie de Vilaine, où elles sont supérieures à 0.75 Pa. A l'embouchure de la Loire, les contraintes sont du même ordre de grandeur, doublant localement sur les appointements rocheux. La houle augmente légèrement les contraintes à l'entrée de la baie de Bourgneuf, mais c'est surtout la marée qui les génère ici (> 0.7 Pa).

5.4.2 Structure des dépôts

L'exercice suivant a été réalisé avec une simulation spécifique complètement indépendante des simulations quasi-réalistes faites sur 2004-2005. Il a pour but d'étudier l'influence des courants de marée et des houles sur les dépôts des matières en suspension.

A partir d'un fond sans aucun sédiment (épaisseur nulle initialement), la simulation a consisté en l'initialisation de la colonne d'eau, en tout point du domaine, par une même quantité de matières en suspension par unité de surface, de 10 kg/m^2 . Une seule classe de particules est considérée avec une vitesse constante de 0.1 mm/s et seul le forçage par la marée est pris en compte (ni vent, ni houle, ni fleuves). Les particules décantent et sont advectées par les courants de marée. Les dépôts obtenus au bout d'une quinzaine de jours (figure 5.33) montrent une répartition fortement liée aux contraintes de marée dans la zone (figure 5.32c) : le dépôt a lieu là où les vitesses sont faibles, c'est à dire dans le Mor-Bras, en baie de Bourgneuf, au Sud-Est de l'île d'Yeu, entre Quiberon et les îles de Glénan, devant Concarneau et au sud du domaine en limite de la grande vasière.

Ces secteurs sont effet les endroits principaux où se trouvent les sédiments fins cohésifs en Bretagne Sud. Le rôle de la marée sur le transport et les zones privilégiées de dépôts est ainsi mis en évidence.

La simulation précédente a été poursuivie en ajoutant un forçage permanent de petites houles de hauteur significative 2 m et période de pic 8 s venant alternativement de l'Ouest et du Nord-Ouest (changement toutes les 24 heures). Ces caractéristiques de houles sont observées presque

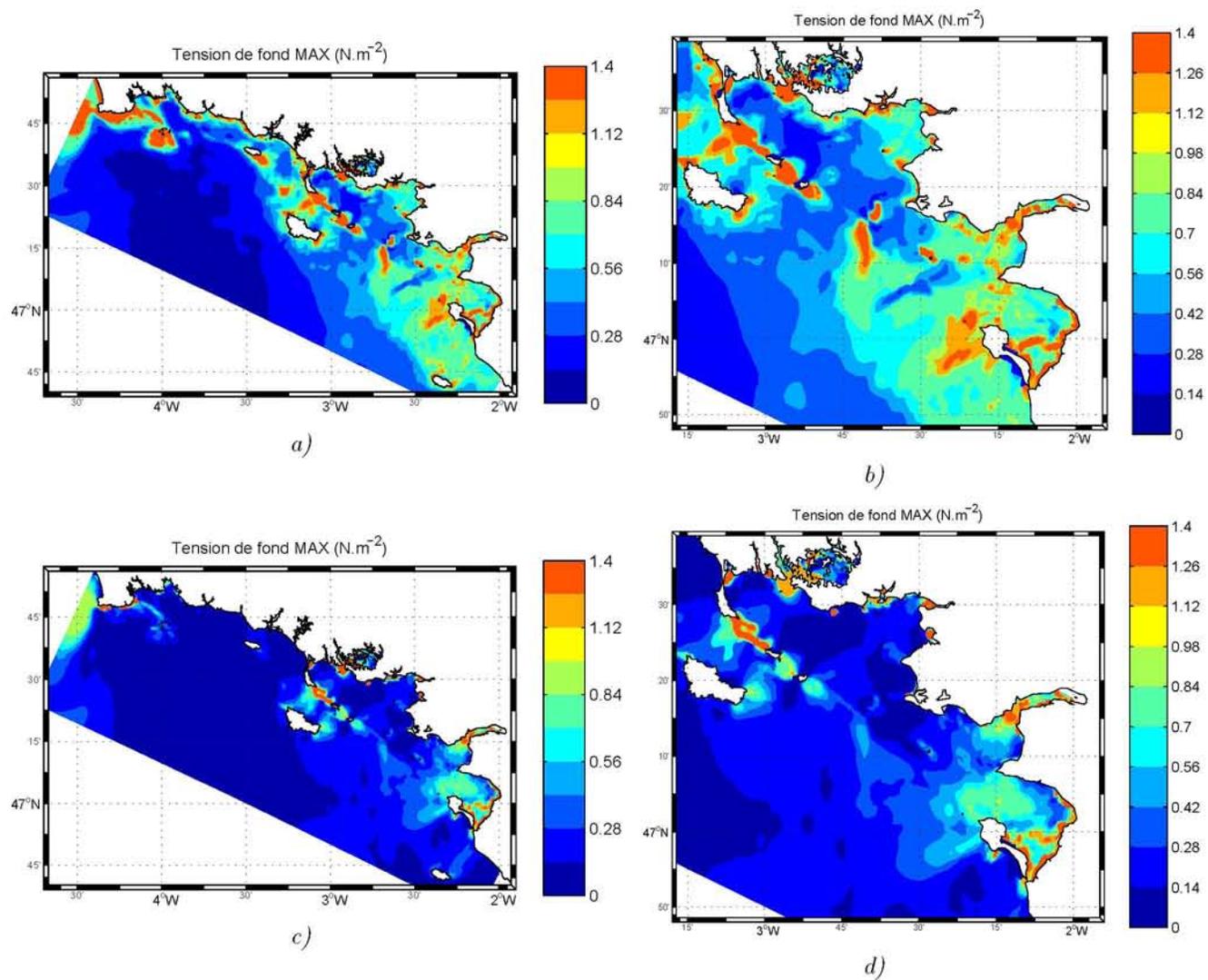


FIG. 5.32 : Modèle MARS - Tensions de fond maximales calculées sur la période du 10 au 22 octobre 2004. a) avec houles. b) avec houles, secteur Loire-Vilaine. c) sans houles. d) sans houles, secteur Loire-Vilaine.

la moitié du temps dans la climatologie. La propagation de ces houles sur le domaine a été calculée par SWAN en mode stationnaire pour des niveaux d'eau de basse mer et de pleine mer, et ces résultats ont été interpolés en fonction de la marée sur tout le domaine au cours de la simulation hydrosédimentaire schématique, pour estimer les contraintes induites. La figure 5.34 montre les résultats au bout d'un mois. La bande côtière a été dégagée de son sédiment déposé sous l'action de la marée seule, en particulier entre Quiberon et la pointe de Penmach. Les dépôts ont augmenté dans les zones abrités (baie de Concarneau, Mor-Bras, baie de Bourgneuf) mais également dans des zones en limite d'action de ces petites houles (vasière Sud-Glénan, sud de Groix), et où les faibles courants de marée permettent le dépôt. Devant l'embouchure de la Loire, les houles ont complètement remis en suspension les sédiments, excepté dans la fosse du Croisic, trop profonde pour subir leur l'action. Cet exercice montre ainsi les effets respectifs de la marée et des houles sur la répartition des dépôts sur le domaine.

Un exercice complémentaire a été fait en initialisant le fond avec un sédiment homogène d'épaisseur identique partout et une colonne d'eau sans aucune particule en suspension. En forçant d'abord uniquement avec la marée, les sédiments sont dégagés localement là où les contraintes liées à la marée sont fortes : passage de la Teignouse, entrée du Golfe du Morbihan, autour des îles du littoral, embouchure de la Loire, entre les îles Glénans et la pointe de Penmach. L'ajout d'un forçage par des houles d'Ouest de hauteur significative 5 m et période 13 s, représentatives de fortes houles hivernales, dégage toute la bande côtière jusqu'à l'isobathe 50 m, les sédiments se maintenant essentiellement dans les vasières d'abri du Mor-Bras et de la baie de Bourgneuf, et la vasière de Concarneau.

5.4.3 Concentrations maximales en surface et au fond

A partir des simulations quasi-réalistes sur 2004-2005, les concentrations maximales sur l'ensemble du domaine ont été calculées sur la période du 10 au 22 octobre 2004, pour la simulation de référence n°2 (avec une vitesse de chute minimale de 0.15 mm/s), et pour la simulation n°2bis (avec une vitesse de chute minimale de 0.08 mm/s). Les cartes correspondantes sont représentées sur les figures 5.35a et b. Durant cette période, les débits sont faibles, mais les remises en suspension par les houles importantes, en particulier les 14-15/10 et 20-21/10/2004.

Au fond, les valeurs sont très proches pour les deux simulations, alors qu'en surface, les turbidités sont plus fortes avec la plus petite vitesse de chute. Les structures spatiales sont très semblables dans les deux simulations, en surface comme au fond. Les concentrations au fond sont de l'ordre de 20-100 mg/l au centre du Mor-Bras et en baie de Vilaine, atteignant 200 mg/l à l'embouchure, alors qu'en surface elles sont de 20-50 mg/l et 100 mg/l à l'embouchure. En baie de Quiberon, les concentrations maximales sont de l'ordre de 10 mg/l, avec des valeurs un peu plus fortes au fond qu'en surface. A l'Ouest, elles varient de 5 à 10 mg/l au fond (et 1-2 mg/l en surface), entre la presqu'île de Quiberon et les Iles Glénan. Dans le secteur de la baie de Bourgneuf, les turbidités restent relativement faibles durant cette période, avec 10-20 mg/l au fond et 5-10 mg/l en surface. Enfin, les turbidités à l'embouchure de la Loire sont fortement influencées par les remises en suspension par les houles, en particulier le long de la rive Sud.

Ces résultats montrent des structures turbides dont l'étendue est cohérente avec les observations faites à partir des images satellites en surface. A cette période de l'année, le débit de la Loire est faible (500 m³/s) et le panache de la Loire est réduit, masqué par les remises en suspension. Les concentrations en baie de Bourgneuf semblent cependant trop faibles par rapport aux observations satellites et celles en baie de Vilaine semblent un peu trop fortes.

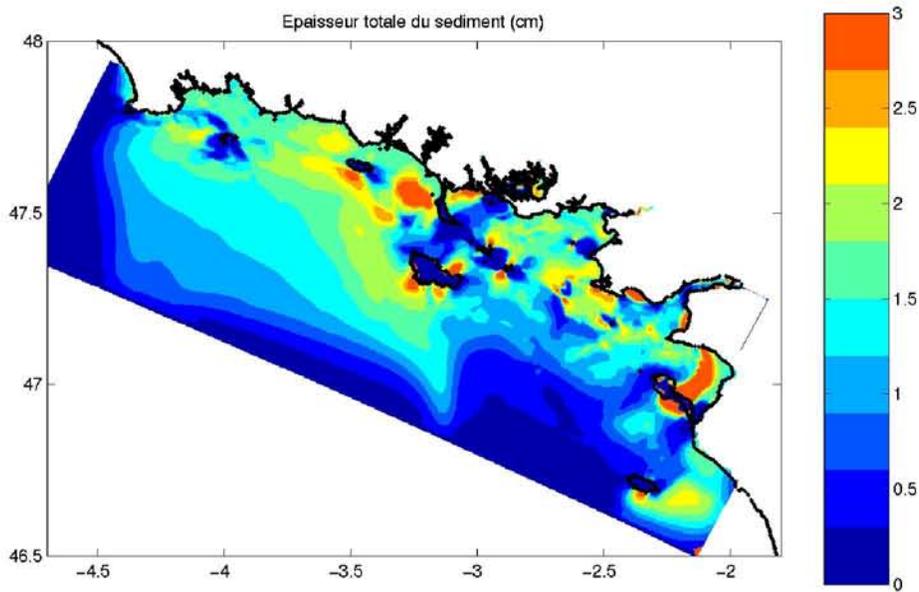


FIG. 5.33 : Simulation MARS - Dépôts (cm) des matières en suspension d'une masse d'eau initialement homogène en concentration par unité de surface (10 kg/m^2), soumis à l'action seule des courants de marée.

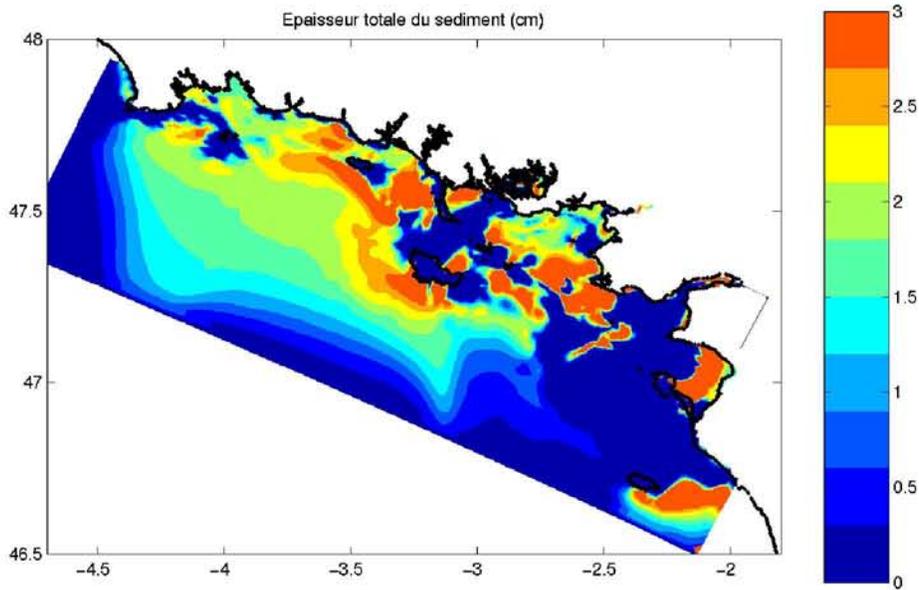


FIG. 5.34 : Simulation MARS - Effet des houles (2 m, 8s, W et NW) et de la marée sur les dépôts (cm) de matières en suspension d'une masse d'eau initialement homogène en concentration par unité de surface (10 kg/m^2).

Pour comparaison, les concentrations maximales obtenues sans prendre en compte le forçage par les houles sont d'un ordre de grandeur plus petit et beaucoup moins étendues (figure 5.35c). A l'embouchure de la Loire, les concentrations maximales estimées sont de 10 mg/l en surface, ce qui semble réaliste en période d'étiage (cf chapitre 3). On peut remarquer que les turbidités autour de Noirmoutier sont en effet liées aux courants de marée.

Enfin, le calcul des concentrations maximales sur 130 jours de simulations, du 10/10/2004 au 22/02/2005 (figure 5.35d) donne des valeurs bien plus élevées au fond que sur la période d'Octobre, du fait de la présence de fortes houles de mi-décembre à fin janvier.

Cependant, les signaux à l'embouchure de la Loire ne montrent pas vraiment de panache turbide en surface et les concentrations semblent un peu faibles par rapport aux mesures. Il est vrai que les débits du mois de janvier ne dépassent pas les 2000 m³/s, ce qui est une petite crue, mais la comparaison aux images satellites va en effet montrer un déficit des turbidités à l'embouchure et en baie de Bourgneuf (section 5.5.2).

5.4.4 Dynamique des matières en suspension au point fixe

La figure 5.36 montre l'évolution des concentrations sur toute la colonne d'eau du 10/10/2004 au 22/02/2005, simulée au centre du Mor-Bras (point de mesure ADCP de 2004), pour trois simulations : n°2 (W_s min = 0.15 mm/s), n°2bis (W_s min = 0.08 mm/s) et n°2ter (W_s min = 0.08 mm/s, sans houles). L'importance des houles sur les remises en suspension est clairement mise en évidence : les turbidités en ce point peuvent atteindre 200 mg/l au fond alors qu'elles ne dépassent pas 2 mg/l sans houle (essentiellement en vive-eau). Les épisodes de houles génèrent des turbidités élevées dans la zone, qui perdurent plusieurs jours. La période de mi-décembre à fin janvier est particulièrement turbide du fait de l'arrivée de houles longues quasi permanentes durant cette période.

On observe une grande variabilité des profils verticaux, conditionnés par la structure hydrologique et l'advection de matière. La stratification (surtout haline en cette saison, induite par les apports fluviaux) bloque dans la couche de fond les particules remises en suspension par les houles, et permet des concentrations plus élevées au fond que lorsque la masse d'eau est homogénéisée (par la marée ou les coups de vent). Les périodes de vive-eau montrent en effet des profils homogènes alors qu'en conditions de marée moyenne, la stratification réapparaît. Des profils homogènes par faible coefficient de marée sont aussi observées, qui peuvent être liés aux coups de vent ou à une advection induite par le vent.

La vitesse de chute influe également sur les profils obtenus. Son augmentation fait croître les gradients surface/fond. Les concentrations dans le haut de la colonne d'eau sont moins élevées et l'advection de matière est dans ce cas moins importante. Cela est particulièrement visible au mois de novembre, où les concentrations sont faibles (peu de houles).

La forte dynamique des signaux observés souligne la limitation des informations obtenues par les images satellites uniquement en surface et au mieux une fois par jour.

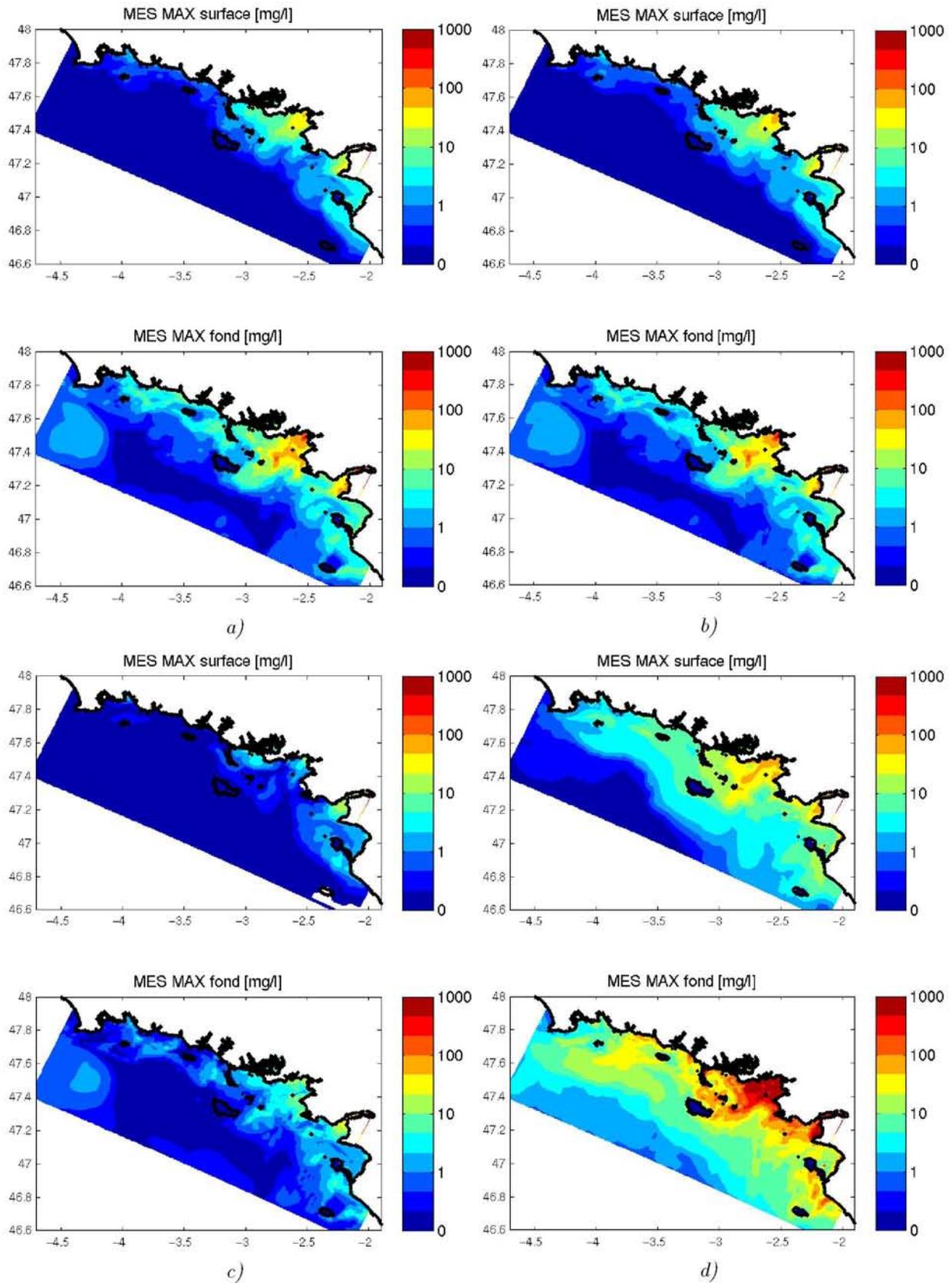


FIG. 5.35 : Modèle MARS - Concentrations maximales en surface et au fond, calculées pour a) b) et c) sur la période du 10 au 22 octobre 2004, et pour d) du 10/10/2004 au 22/02/2005.
 a) Simulation n°2 ($W_s \text{ min} = 0.15 \text{ mm/s}$). b) Simulation n°2bis ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$). c) Simulation n°2ter ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$, SANS houles). d) Simulation n°2 ($W_s \text{ min} = 0.15 \text{ mm/s}$), période du 10/10/2004 au 22/02/2005.

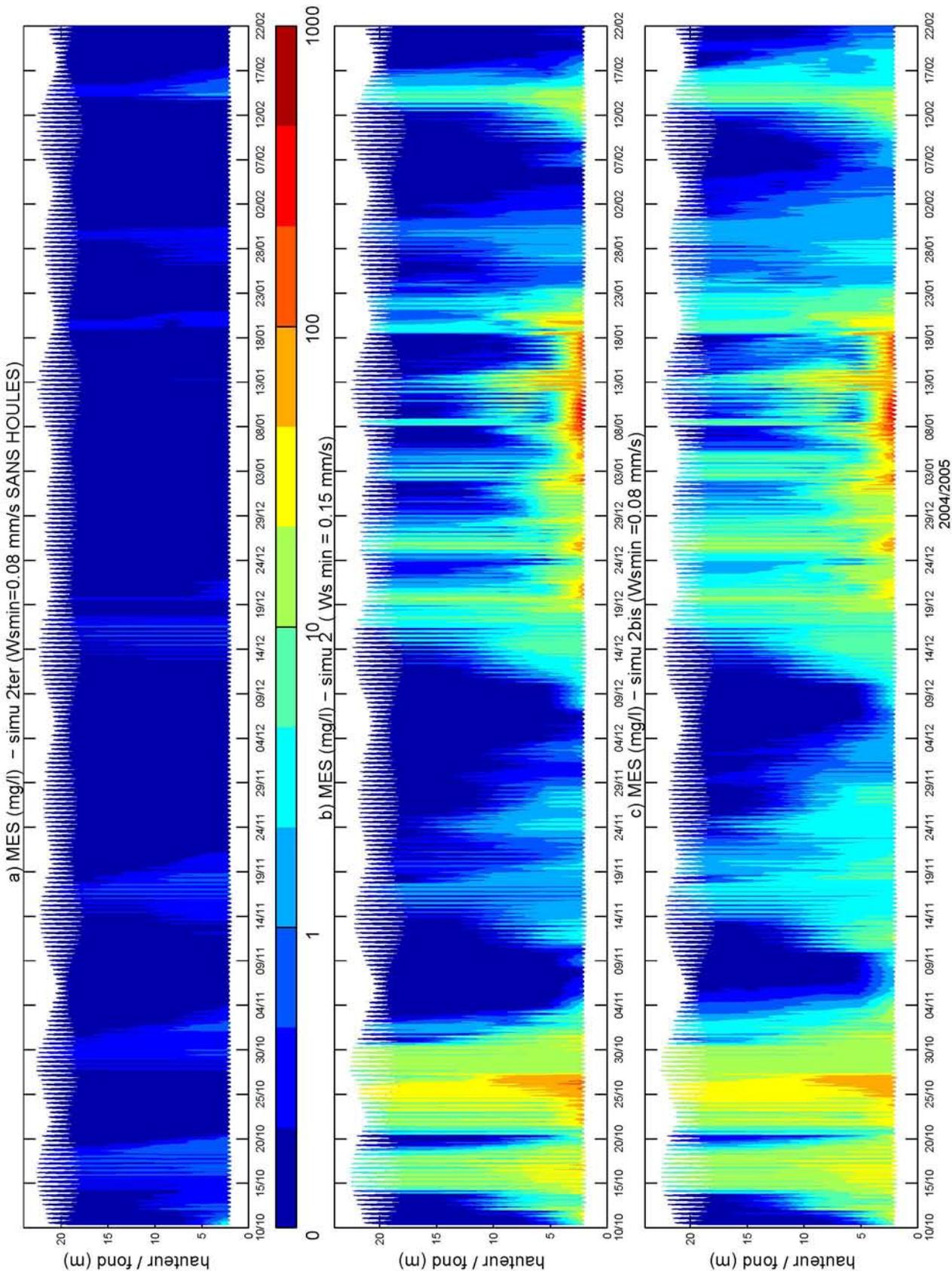


FIG. 5.36 : Modèle MARS - Evolution temporelle des profils de concentration (mg/l) du 10/10/2004 au 22/02/2005 au centre du Mor-Bras. a) Simulation n° 2ter (W_s min = 0.08 mm/s, SANS houles). b) Simulation n° 2 (W_s min = 0.15 mm/s). c) Simulation n° 2bis (W_s min = 0.08 mm/s).

5.5 Evolution des turbidités sur la période d'Octobre 2004 à Février 2005

5.5.1 Analyse de la variabilité des turbidités au cours d'un épisode de tempête

Les particules fines remises en suspension par les houles sont advectées par les courants de marée et les circulations résiduelles liées au vent. La variabilité aléatoire des circulations conduit à des structures turbides simulées également très variables, qui résultent de la chronologie des différents forçages concomittants.

La complexité des circulations dans le Mor-Bras induit une plus grande variabilité des turbidités dans ce secteur, par rapport au reste de la zone. La baie de Bourgneuf, en particulier, est moins profonde et la marée plus intense maintient des structures turbides plus homogènes. La période du 12 au 21 octobre 2004 est ici considérée, mais elle est décrite seulement à titre d'exemple du fait de cette grande variabilité observable sur la série complète 2004/2005.

Les résultats du modèle ont été filtrés de la marée (Demerliac 1973). Les distributions des concentrations en surface et au fond sont présentées sur la figure 5.37, pour plusieurs dates, avec le vecteur de la tension de vent correspondante.

Au début de cette période, le passage d'une perturbation atmosphérique crée des vents de SW, W et NW, associés à des houles du large de SW à W. Les remises en suspension par les houles ont lieu sur toute la bande côtière, et notamment en baie de Vilaine. Au début de cette période, des houles du large de SW à W génèrent des remises en suspension à la côte, particulièrement en baie de Vilaine, au nord de l'île Dumet. La marée de VE du 14-15/10 réduit les gradients de concentration sur la verticale, faisant apparaître des concentrations de surface allant de 10 à 50 mg/l, du Sud de Dumet à l'embouchure de la Vilaine. Le passage d'une perturbation atmosphérique crée des vents de SW, W puis NW qui entraînent en surface les particules vers le large, vers le S-SE. Au fond, la circulation résiduelle associée à cette chronologie de vent (figure 5.15) crée une zone de convergence au SE de l'île Dumet, les courants de la baie de Vilaine étant dirigés vers le SE alors que le courant est entrant dans la zone externe plus profonde. On constate en effet le 15/10 une zone de plus forte concentration entre l'île Dumet et la pointe du Castelli, de l'ordre de 20-50 mg/l. Le 17/10, on peut voir qu'au fond la structure turbide s'étire d'un côté vers la baie de Quiberon, et de l'autre vers le Croisic. A partir du 18/10, le vent tourne au SE et le panache turbide de surface est alors entraîné vers la baie de Quiberon. La persistance du vent de secteur Sud inverse ensuite la circulation de fond, créant une veine de courant sortant au centre du mor-Bras (figure 5.14), et entraînant les particules avec lui (19/10). Le signal de turbidité du 21/10 montre qu'en surface également le panache turbide est entraîné vers le centre de la baie.

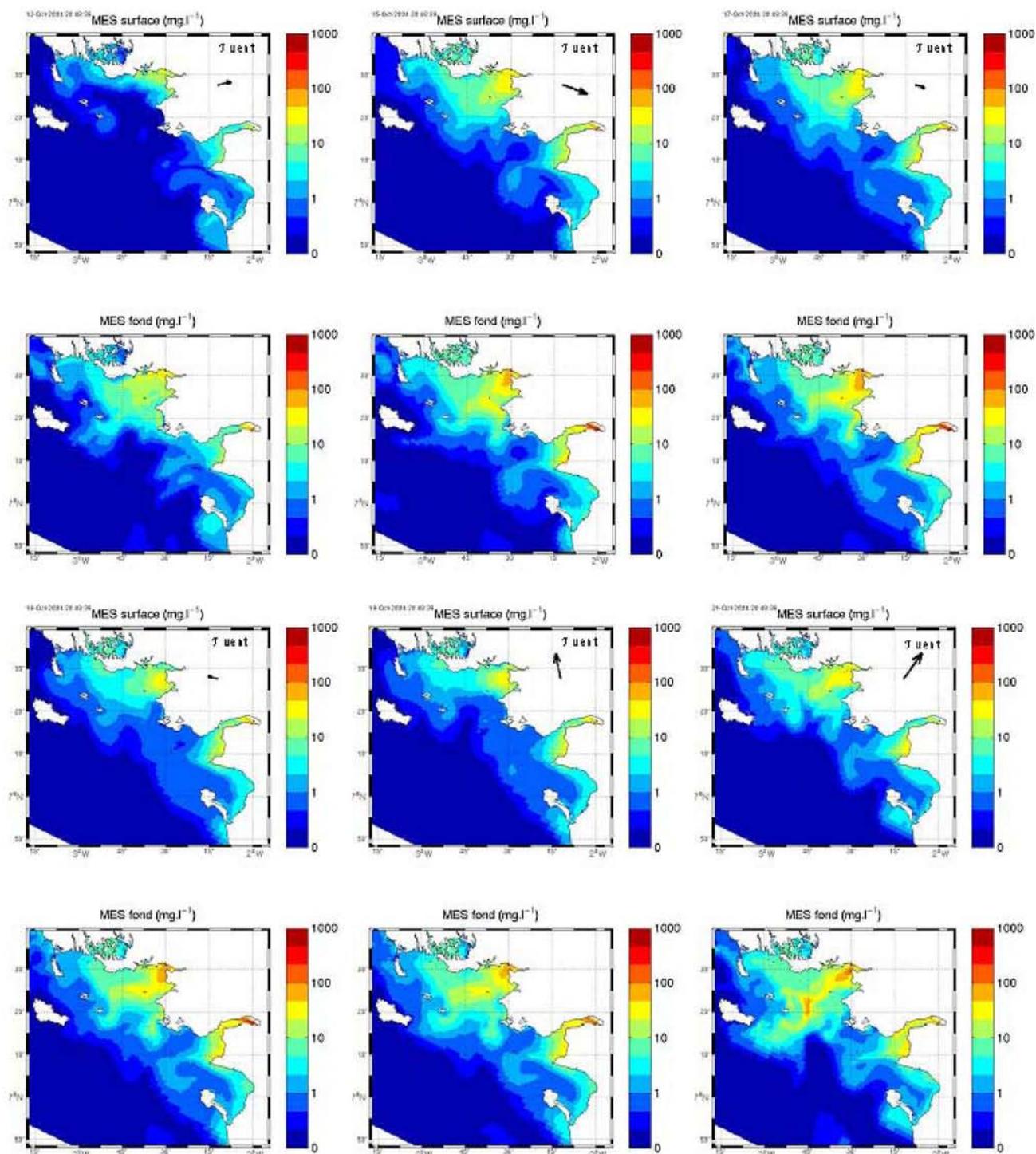


FIG. 5.37 : Modèle MARS - Répartitions en surface et au fond des concentrations (mg/l) les 12, 15, 17, 18, 19 et 21 octobre 2004 dans la zone Loire-Vilaine. L'orientation de la tension du vent est indiquée par le vecteur noir sur les distributions de surface.

5.5.2 Turbidités de surface : comparaison aux images satellites

Les images satellites SeaWiFS (NASA) et MODIS pour les plus récentes, permettent d'obtenir des cartes de concentration de surface (Gohin *et al.* 2005), téléchargeables à partir du serveur NAUSICAA (cf chapitre 3). Les images disponibles sur la période étudiée sont présentées sur les figures 5.38 et 5.39, en vis-à-vis des cartes de concentration de surface obtenues avec le modèle au même moment (paramétrisation n°2bis, avec une vitesse de chute minimale de 0.08 mm/s).

On constate que le modèle reproduit la plupart des structures observées, en particulier autour de Belle-Ile, de Noirmoutier et en baie de Vilaine. Les ordres de grandeur sont en général respectés mais les valeurs de concentration peuvent parfois différer d'un facteur 2 ou 3. En particulier, au niveau des panaches de la Loire et la Vilaine, on constate souvent une sous-estimation des turbidités qui peut expliquer la plupart des écarts entre le modèle et les observations satellite. En effet, il arrive que les panaches dessalés ne soient pas du tout chargés et les stratifications halines ne permettent pas d'obtenir de bonnes structures turbides dans la zone, bloquant les particules dans les couches de fond (le 3/01/2005 en particulier). Le panache turbide de la Loire n'est souvent pas différentiable des remises en suspensions induites par les houles à l'embouchure, celles-ci apparaissant souvent prépondérantes.

L'étendue des turbidités sur le plateau est en général retrouvée entre le modèle et les mesures. En janvier et février 2005, après la période de fortes houles, les turbidités s'étendent vers le large (03/01, 26/01, 14/02), alors qu'en novembre-décembre 2004 les turbidités restent côtières. Les structures turbides de la baie de Bourgneuf sont souvent bien reproduites, soit elles sont collées le long de la côte Nord et au fond de la baie (25/10/2004, 29/11/2004, 03/12/2004, 14/02/2005), soit elles sont étendues à l'entrée de la baie (26/01/2005, 08/02/2005), entretenues par les courants de marée.

Au sud de Noirmoutier, les turbidités observées le long de l'île sont en général reproduites mais parfois de plus faible étendue (29/11/2004, 03/01/2005, 08/02/2005). De même, le signal entre l'île d'Yeu et la côte peut-être décalé spatialement (26/01/2005) ou fortement atténué (03/12/2004, 03/01/2005). L'effet de la limite peut ici jouer, les apports éventuels venant du Sud n'étant pas pris en compte (apports des pertuis Bretons ou de la Gironde).

Le panache de la Vilaine est assez réduit et souvent peu différentiable des turbidités côtières induites par les houles : le 26/01/2005 un maximum de concentration est observé à la presqu'île de Ruys ; le 14/02/2005 le panache est dirigé vers le Sud-Est le long de la côte ; le 08/02/2005 il est plutôt limité à l'embouchure. Le 25/10/2004, l'exportation de matières en surface vers le centre de la baie (circulation de retour induite par les forts vents de SW) est apparemment surestimé par le modèle mais pas complètement faux, l'image satellite montrant également une veine de turbidité au Sud-Ouest de l'île Dumet.

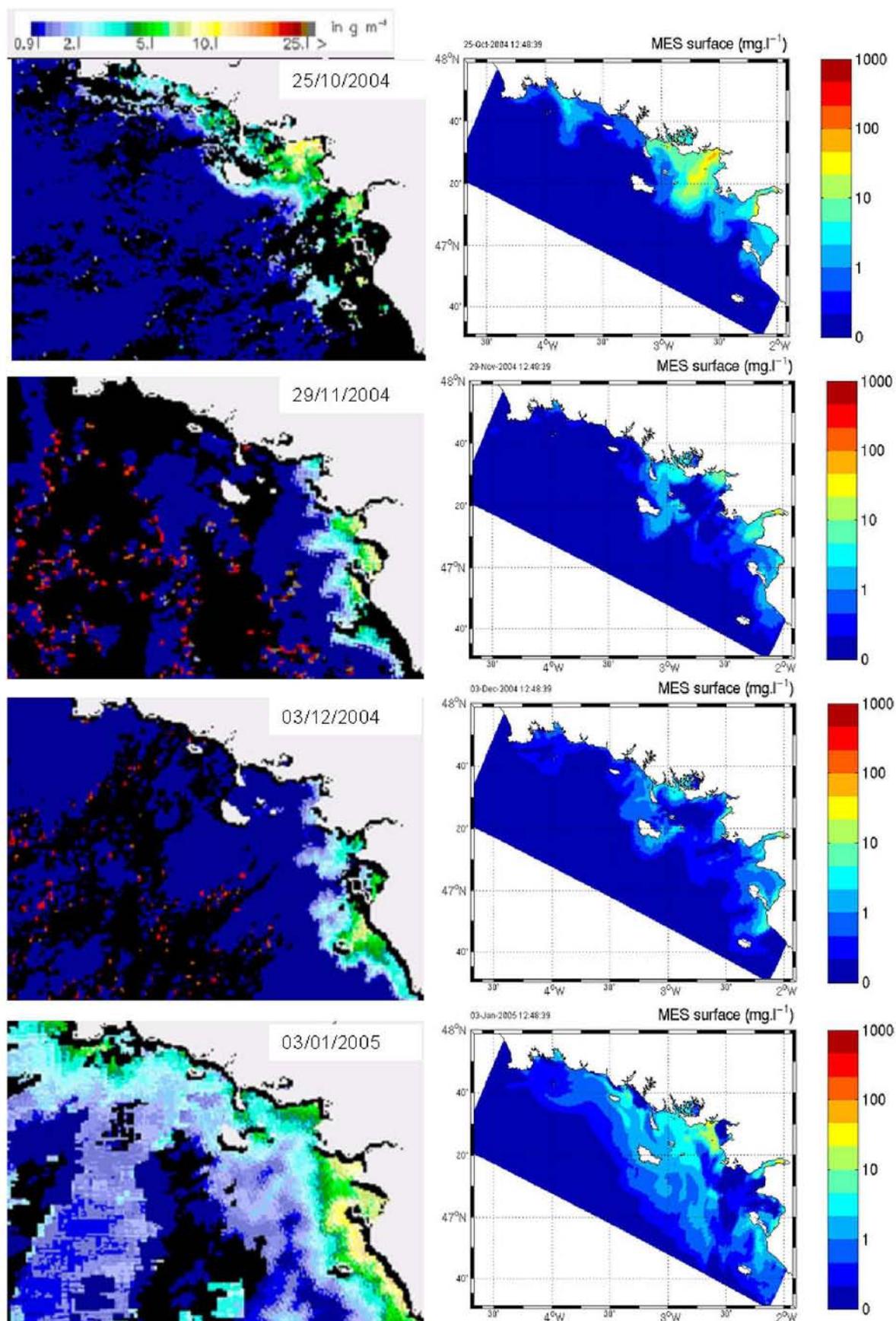


FIG. 5.38 : Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin et al. 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (1).

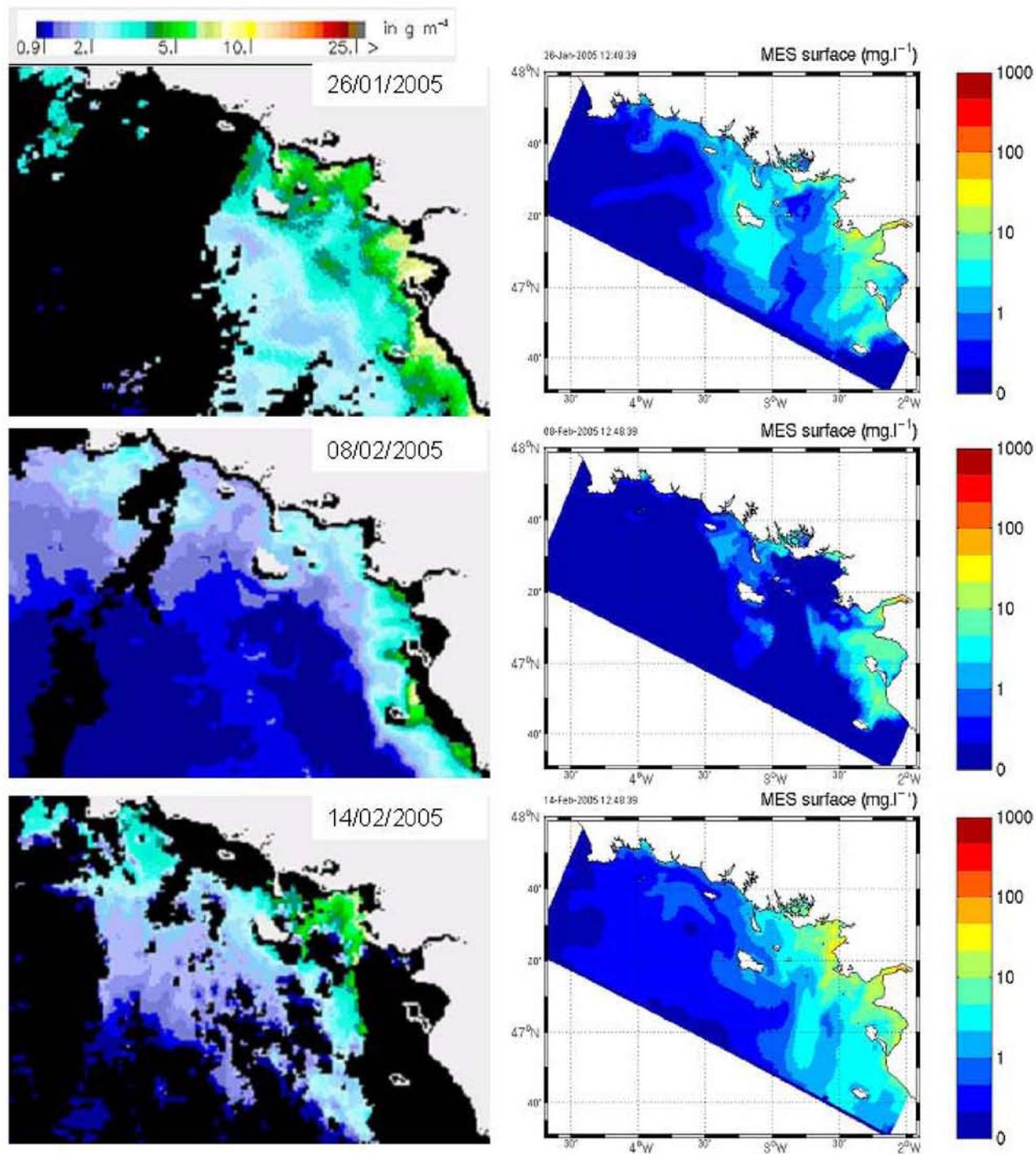


FIG. 5.39 : Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin et al. 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (2)

5.5.3 Analyse des turbidités moyennes et des masses en suspension

Les turbidités moyennes et les masses totales en suspension ont été calculées sur l'ensemble de la période, par secteurs bathymétriques et pour différents secteurs géographiques, définis sur la carte de la figure 5.40. L'ensemble des résultats est présenté dans l'annexe H. L'influence de la marée est particulièrement visible sur les signaux du Golfe du Morbihan, de l'estuaire de la Loire (fonds découvrants) et de la baie de Bourgneuf. Ailleurs, les signaux sont dans l'ensemble corrélés aux épisodes de houle. Cependant, une simple relation avec le forçage de houle n'est pas suffisante, puisque la structure hydrologique, les conditions de marée et les circulations liées au vent vont conditionner la répartition dans la colonne d'eau des particules remises en suspension par les houles.

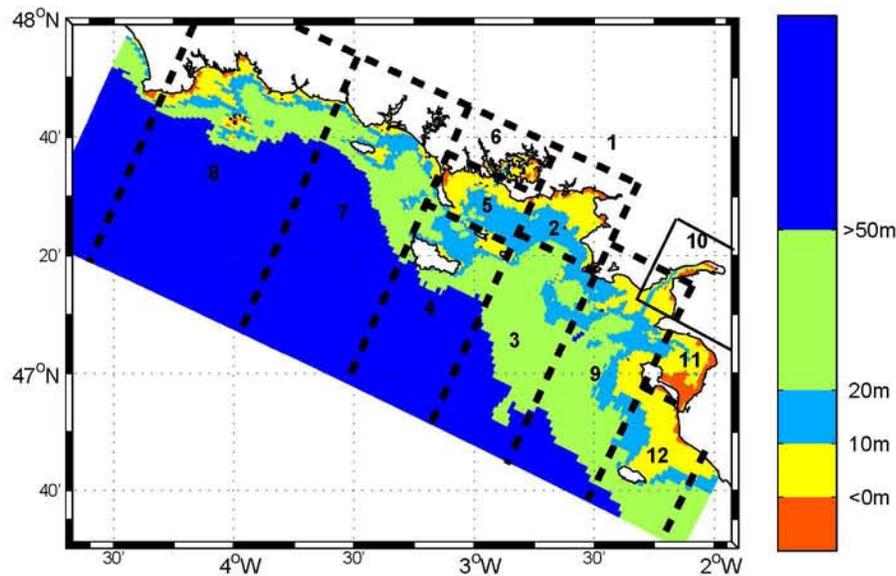


FIG. 5.40 : Délimitation des secteurs géographiques et des secteurs bathymétriques par rapport à la côte marine (C.M), pour le calcul des concentrations moyennes et des masses en suspension.

Dans la zone 1, prenant en compte la baie de Vilaine légèrement étendue (zone 2), et l'extension vers le large (zone 3), les concentrations moyennes sont en général plus élevées sur les fonds découvrants (<0 C.M.), constitués principalement des sédiments cohésifs de l'embouchure de la Vilaine. Cependant, les concentrations moyennes sont assez proches de celles obtenues dans la tranche 0-10 m C.M., qui concerne presque l'ensemble de la baie de Vilaine proprement dite (au Nord de l'île Dumet) : elles sont de l'ordre de 20 mg/l en surface lors des épisodes de houles (figure 5.41). Dans la partie plus profonde de la baie (10-20 m C.M.), les concentrations moyennes dépassent rarement les 10 mg/l sur cette période.

Au fond, les valeurs sont beaucoup plus variables, en fonction des caractéristiques des houles et de la structure hydrologique. En octobre, elles sont de l'ordre de 40 mg/l, sauf fin octobre, où a lieu un pic à 50-100 mg/l lié à une circulation intensifiée par un vent tournant au secteur SE. De décembre 2004 à janvier 2005, les nombreux épisodes de houle font croître les concentrations au fond de 30 à 300 mg/l dans les fonds inférieurs à 10 m C.M., et de 30 à 100 mg/l sur les fonds de 10-20 m C.M. On peut remarquer l'effet des houles longues dans les fonds de 10-20 m C.M., au sud de Dumet, induisant des concentrations moyennes plus importantes qu'à la côte. De plus, les concentrations de surface n'augmentent pas trop, cela est lié à la plus grande stratification de la masse d'eau qu'en octobre (apports fluviaux plus élevés).

Les masses totales de sédiment en suspension dans ce secteur sont durant ces deux mois de l'ordre de 200 000 à 300 000 tonnes de sédiment, et cette matière est principalement située entre 0 et 50 m. Elle représente environ la moitié de la masse totale en suspension estimée sur l'ensemble du domaine pour le secteur bathymétrique 0-50 m C.M. (figure 5.43). La sensibilité du modèle à la vitesse de chute, induit des écarts entre la simulation 2 réalisée avec une vitesse de chute minimale de 0.15 mm/s et la simulation 2bis, faite avec une valeur de 0.08 mm/s. Sur cette période l'erreur quadratique moyenne est de 80 000 tonnes pour les masses totales en suspension sur l'ensemble du domaine (400 000 à 600 000 tonnes), et une erreur normalisée inférieure à 10%. Sur les concentrations moyennes, l'incertitude sur la vitesse de chute, joue surtout sur les concentrations de surface. Dans le secteur Vilaine, l'erreur normalisée est de 10% dans la zone des 10-20 m C.M. et de 16% dans la zone des 20-50 m C.M. (figure 5.44).

Dans le secteur Concarneau-Iles de Glénan (n°8), les concentrations moyennes sont inférieures à 2 mg/l en surface et à 5 mg/l au fond (figure 5.42). On remarque que les concentrations peuvent être plus élevées dans les secteurs profonds que dans la zone des 0-10 m, du fait de la présence des vasières de Concarneau (20-50 m C.M.) et du Sud Glénan (>50 m C.M.). Les masses en suspension par période de houle sont de 30-50 000 tonnes dans le secteur 0-50 m, et dépassent les 100 000 tonnes dans la partie supérieure à 50 m, les surfaces étant bien plus importantes.

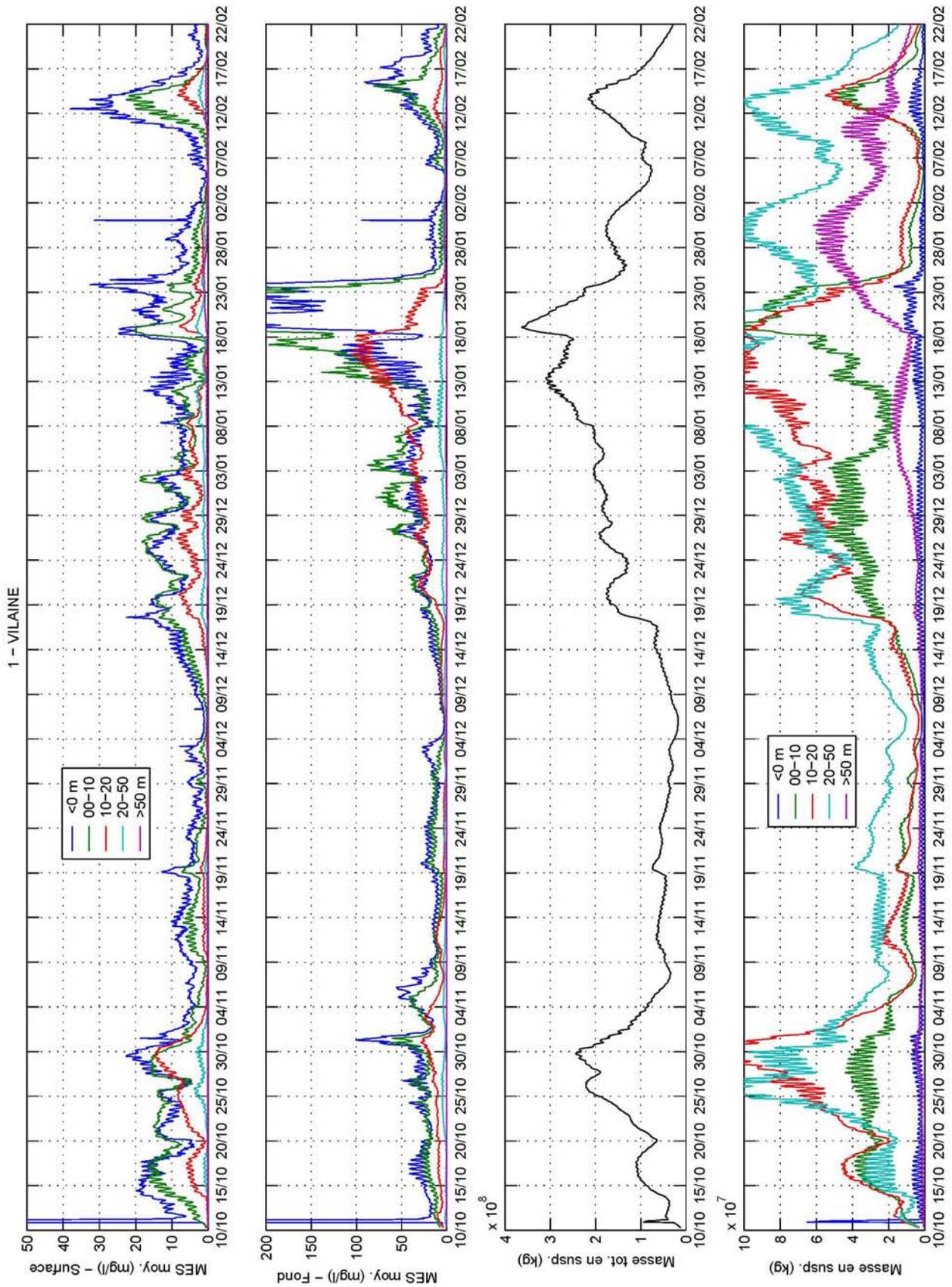


FIG. 5.41 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 1-Vilaine (cf carte 5.40).

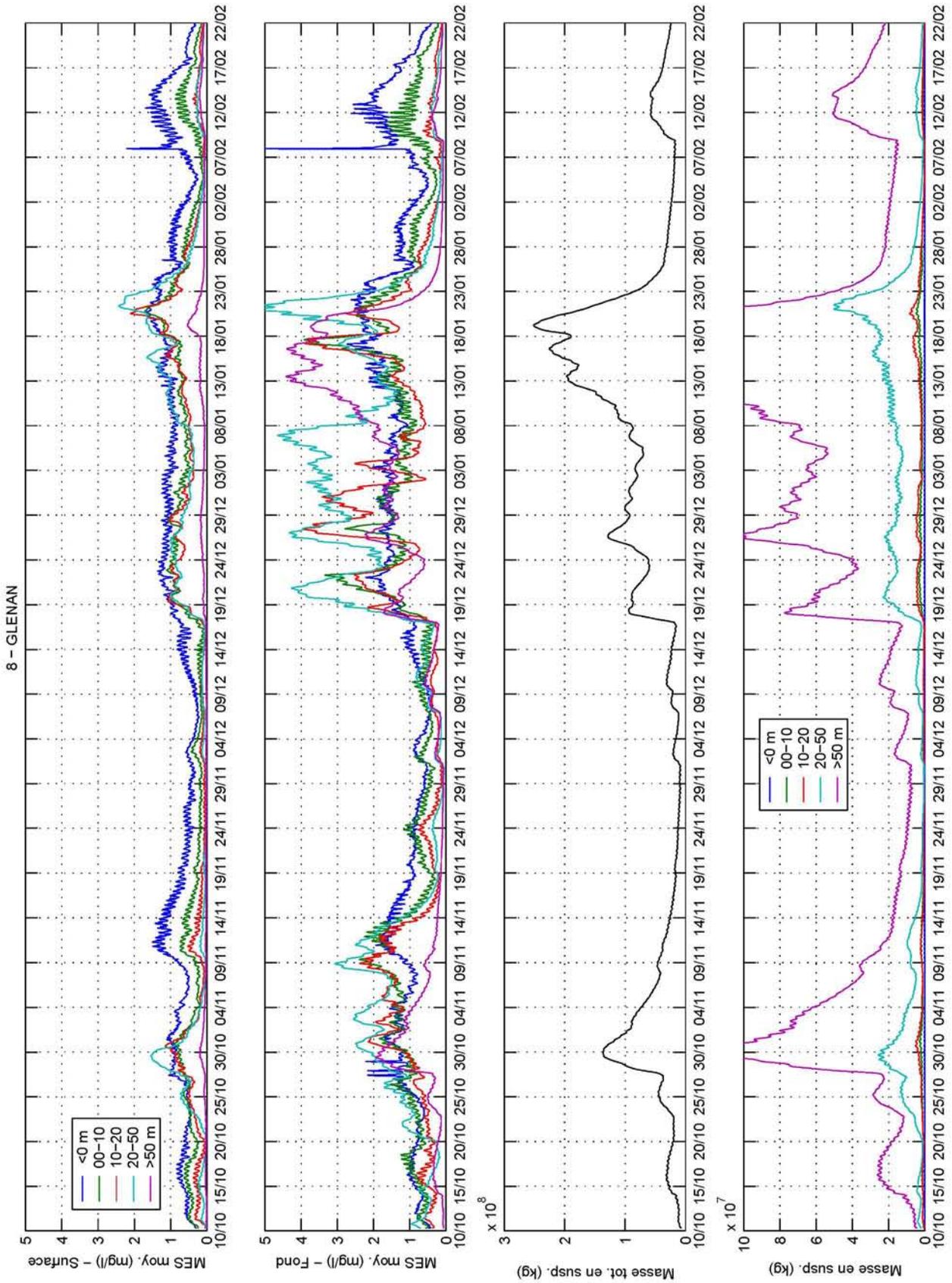


FIG. 5.42 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 8-Glénan (cf carte 5.40)

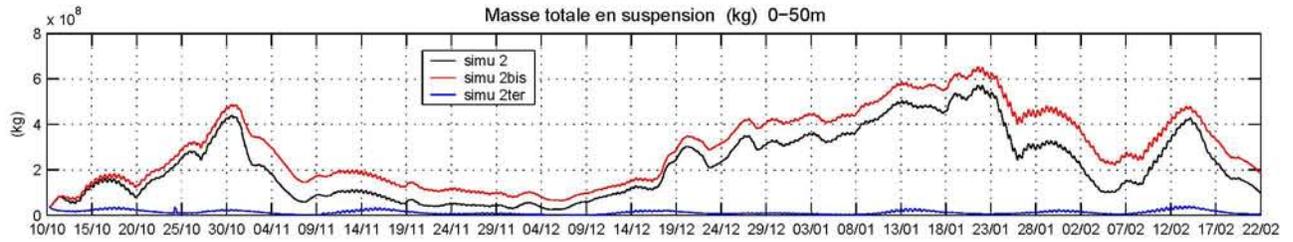


FIG. 5.43 : Masse totale en suspension sur l'ensemble du domaine, entre 0 et 50 m C.M. (cf carte 5.40).

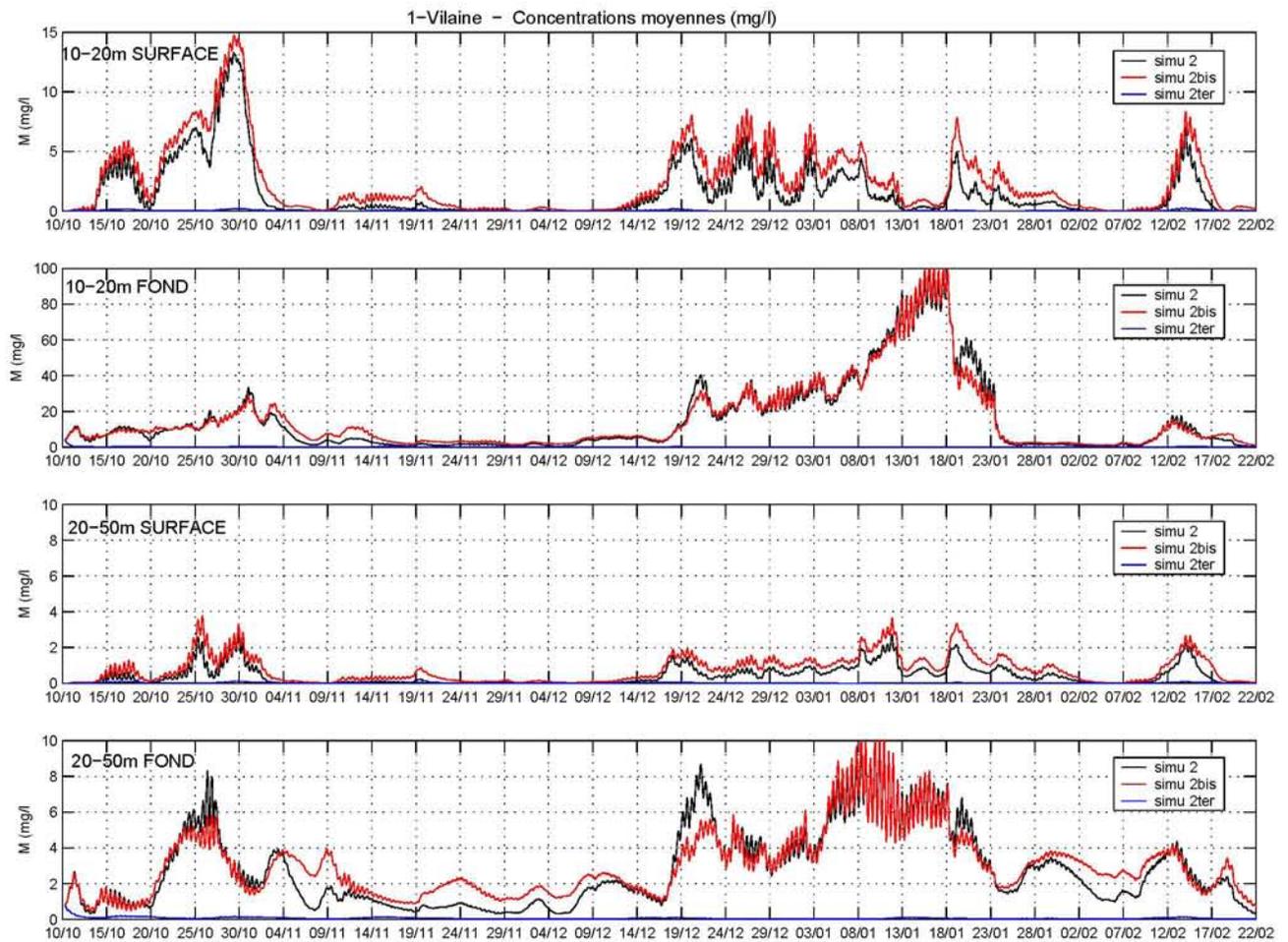


FIG. 5.44 : Concentrations moyennes en surface et au fond pour les secteurs bathymétriques 10-20m C.M. et 20-50m C.M., dans la zone 1-Vilaine (cf carte 5.40).

5.5.4 Estimation des flux sédimentaires

Les flux sédimentaires intégrés (kg) ont été estimés le long de sections définies sur la figure 5.45, pour les trois simulations suivantes : simulation 2 ($W_s=0.15$ mm/s), simulation 2bis ($W_s=0.08$ mm/s) et simulation 2ter ($W_s=0.08$ mm/s, sans houle). Les figures 5.46 et 5.47 présentent les résultats.

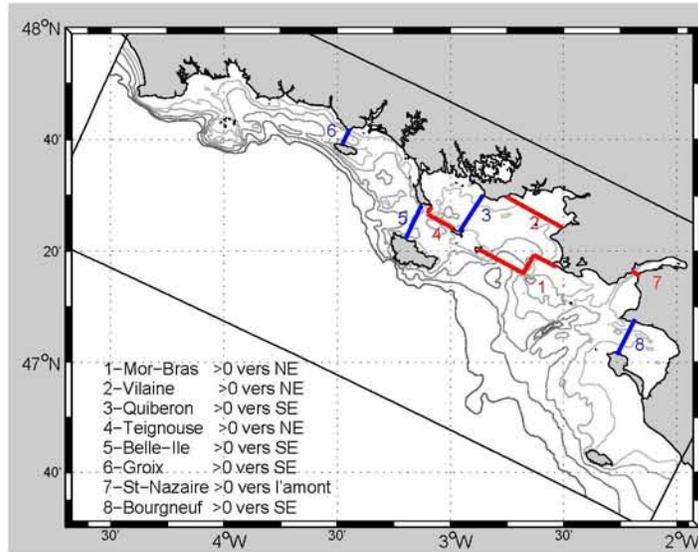


FIG. 5.45 : Position des sections pour lesquelles les flux intégrés sont calculés sur la période de simulation.

En Loire (section 7), les flux intégrés sur le long terme montrent une tendance inversée pour les simulations 2 et 2bis, montrant la nécessité de considérer avec prudence ces résultats : avec une vitesse de chute de 0.15 mm/s (simulation 2), 15 000 tonnes de sédiment entrent dans l'estuaire interne entre octobre 2004 et février 2005 (130 jours), alors qu'avec une vitesse de chute de 0.08 mm/s (simulation 2bis), 20 000 tonnes de sédiment sortent sur la même période. La simulation 2ter sans houle montre également un flux sortant, mais bien plus important, de l'ordre de 100 000 tonnes de sédiment. Une simulation complémentaire réalisée sans houle mais avec une vitesse de chute plus forte montre également un flux sortant. Les remises en suspension par les houles à l'embouchure favoriseraient ainsi l'apport de matière dans l'estuaire.

Il ressort clairement pour toutes les simulations que pour des débits supérieurs au débit moyen (>1000 m³/s), le flux est sortant et particulièrement lors des marées de vive-eau. Mi-novembre par exemple (marée de coefficient 100 et débit de 1000 m³/s), il est de l'ordre de 15 000 tonnes (resp. 10 000 tonnes) en 6 jours avec la simulation 2bis (resp. simulation 2). Il est donc du même ordre de grandeur que le flux résiduel sur les 130 jours de simulations. En période d'étiage et en morte-eau, les flux sont plutôt dirigés vers l'amont, favorisés par les événements de houle. En morte-eau, l'écoulement de densité liée à la stratification haline crée un courant au fond dirigé vers l'amont et susceptible d'alimenter l'estuaire en particules.

En baie de Bourgneuf (section 8), les flux sont majoritairement dirigés vers l'intérieur de la baie, particulièrement après le 23 janvier, en période de crue de la Loire (où le flux est sortant en vive-eau) et de vent de secteur Nord (qui favorise l'entrée du panache turbide dans la baie de Bourgneuf), les flux intégrés sont alors de l'ordre de 30 000 à 50 000 tonnes de sédiment en 1 mois, pour les simulations 2 et 2bis. Cependant, les circulations résiduelles au passage de Fromentine sont essentiellement dirigées vers le sud, exportant une partie de la matière présente dans la baie. Cela reste à être quantifié mais apparemment dans ces conditions conjointes de débit, marée et de vent, l'influence de la Loire est claire : les houles et la marée sont ici plus

faibles, seul le vent permet l'entrée du panache turbide de la Loire en baie de Bourgneuf. De plus, les entrées dans la baie sont plus fortes avec la vitesse de chute de 0.08 mm/s, qui induit en effet une exportation plus importante de la masse turbide de l'estuaire, advectée aussi plus loin par les courants.

Dans le secteur du Mor-Bras, les flux intégrés sur toute la période montre une tendance à l'export de matière entre l'île d'Hoëdic et le Croisic (section 1). Ceci est favorisé par les périodes de vent de SW (20-30 octobre et 5-13 janvier), qui créent un courant de retour au fond au centre de la baie et, associées aux remises en suspension par les houles, exportent la matière de la baie : entre le 20 et le 30 octobre 2004, 100 000 tonnes de sédiment sortent de la baie de Vilaine (section 2). Le coup de vent de NW du 20 janvier favorise par contre l'entrée d'une quantité semblable de matière en baie de Vilaine.

En baie de Quiberon, les flux intégrés montrent un transit des sédiments du coureau de Belle-Ile à la baie de Vilaine, en passant par la Teignouse. Avec la simulation 2bis, les flux sont de 130 000 tonnes à la Teignouse et de 170 000 tonnes entre Quiberon et Houat, induisant donc une perte de matière pour la baie de Quiberon de 40 000 tonnes de sédiment. Ceci peut aussi être lié aux apports du golfe du Morbihan, et ne peut donc pas être considéré avec certitude. Si on rapporte cette quantité à la surface de la baie, l'épaisseur équivalente de sédiment érodé serait de l'ordre de 0.2 mm en 5 mois, ce qui reste tout à fait raisonnable. D'autre part, un apport de matière venant de l'Ouest du domaine est observé aux sections 5 (Belle-Ile) et 6 (Croix), pouvant être diminué par vent de SE (14/01/2005). Ce flux de matière peut provenir des remises en suspension de la vase autour des îles de Glénan, mais il peut être biaisé par les remises en suspension parasites à la limite Ouest du domaine (générées par des courants pas très bien reproduits dans les mailles limites).

Ces résultats ne sont que des estimations mais seule la modélisation permet d'y accéder. Pour pouvoir les considérer avec un peu plus de confiance, le modèle nécessiterait d'autres validations des circulations et de la dynamique sédimentaire, en particulier dans l'ouest du domaine mais également dans l'estuaire de la Loire, où l'estimation des flux est fortement sensible à la vitesse de chute qui reste mal connue.

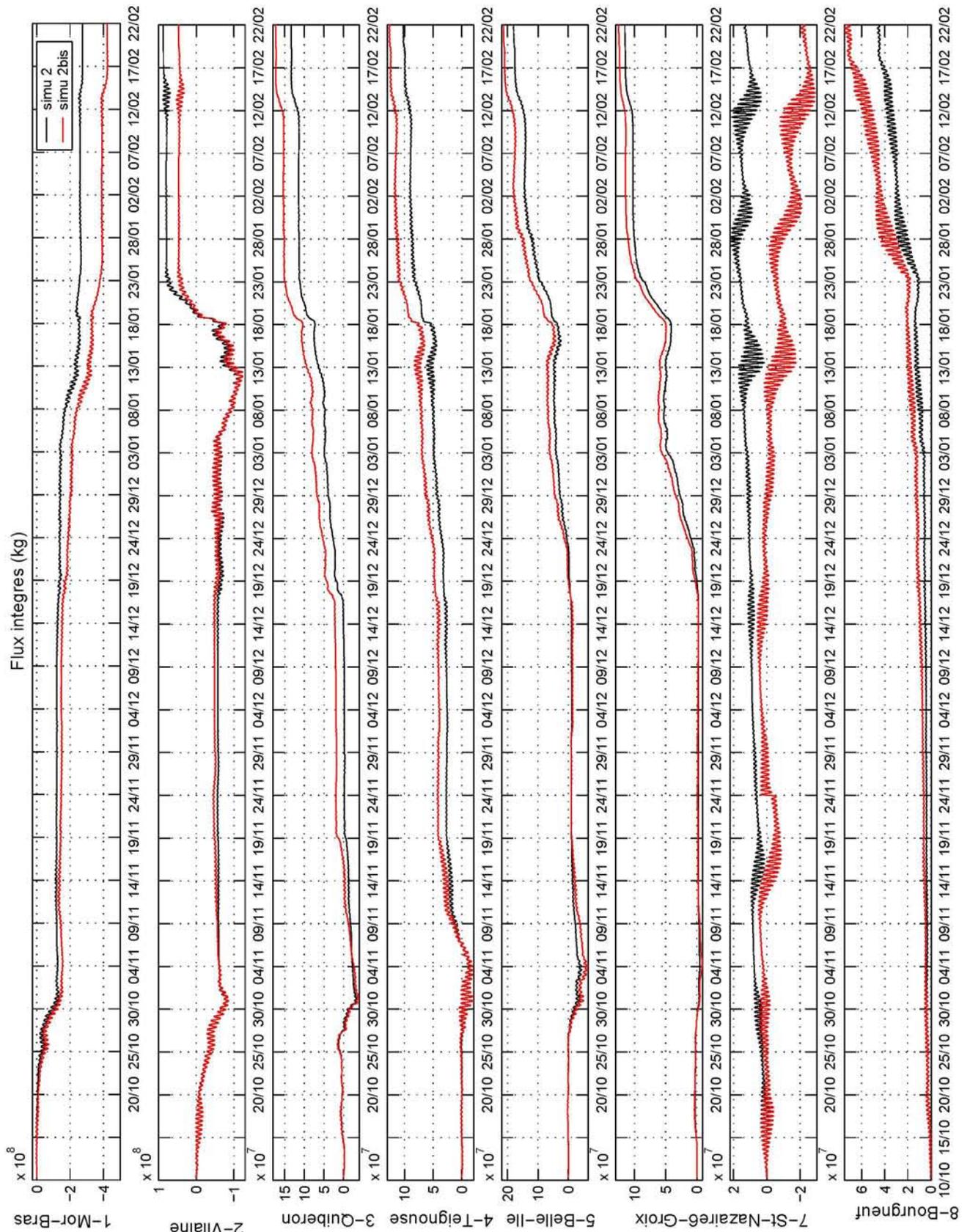


FIG. 5.46 : Modèle MARS - Flux sédimentaires intégrés (kg) calculés aux sections 1 à 8 définies sur la carte 5.45 - Simulations 2 ($W_s \min = 0.15 \text{ mm/s}$) en noir et 2bis ($W_s \min = 0.08 \text{ mm/s}$) en rouge.

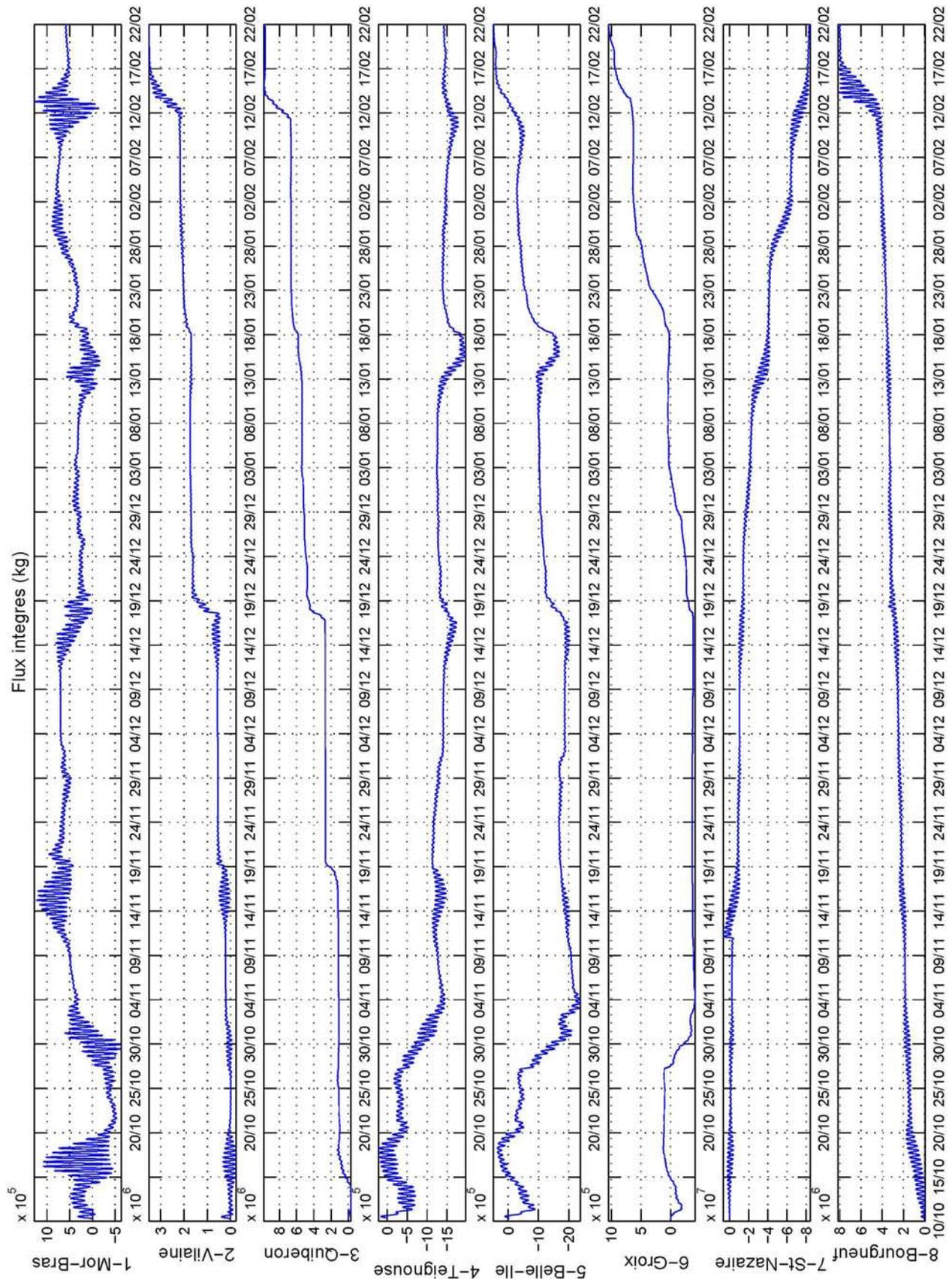


FIG. 5.47 : Modèle MARS - Flux sédimentaires intégrés (kg) calculés aux sections 1 à 8 définies sur la carte 5.45 - Simulation 2ter ($W_s \text{ min} = 0.08 \text{ mm/s}$, SANS HOULES)

5.6 Conclusion du chapitre

Les simulations quasi-réalistes réalisées sur la période d'octobre 2004 à février 2005 ont permis de reproduire la variabilité des turbidités en Bretagne Sud, en prenant en compte les forçages par les houles, la marée, les fleuves et le vent.

La propagation des houles dans le domaine a été prise en compte à partir des simulations du modèle SWAN en instationnaire. Les houles dominantes d'Ouest/Nord-Ouest au large, sont réfractées à l'approche de la côte, s'orientant au Sud-Ouest dans le Mor-Bras. Les houles de Sud-Ouest à Ouest sont cependant les plus énergétiques à la côte, pouvant générer des frottements sur le fond non négligeables jusqu'en baie de Vilaine.

Les circulations résiduelles sur le domaine ont été étudiées en filtrant la marée des résultats du modèle MARS. Les schémas de circulation liés au vent ont été mis en évidence pour différentes conditions de vent, et pour différentes conditions hydrologiques et de marée. La variabilité de ces forçages fait fortement fluctuer les circulations résiduelles mais des schémas type de circulations sont néanmoins apparus et ont pu être confirmés par les mesures ADCP acquises au point fixe dans le Mor-Bras. Ces circulations sont responsables des transits des sédiments dans la zone.

La quantification des contraintes sur le fond liées aux houles et aux courants a mis en évidence l'effet des houles sur toute la bande côtière, particulièrement sur les hauts-fonds et aux caps, alors que la marée agit très localement dans les passages, autour des îles et dans l'estuaire de la Loire. Les contraintes maximales sont supérieures à 1.3 Pa (avec une rugosité du fond z_0 de 0.033 mm) sur les roches, y empêchant en effet tout dépôt de sédiment. Dans les secteurs où les sédiments cohésifs sont susceptibles d'être remis en suspension, on peut distinguer la baie de Bourgneuf où les contraintes maximales de marée (en vive-eau) atteignent 0.75 Pa à l'entrée et la baie de Vilaine où les contraintes de houles sont du même ordre de grandeur en octobre 2004 (houles au large de hauteur 4 m et période moyenne 7 s, et dans le Mor-Bras de hauteur 2 m et période moyenne 4 s).

L'influence respective de la marée et des houles sur les dépôts des matières en suspension a également été montrée avec une simulation schématique : les particules sous l'action seule des courants de marée se déposent là où le courant est faible. L'ajout du forçage par les houles permet de dégager les sédiments de la bande côtière et des plateaux rocheux.

En termes de turbidité, les concentrations maximales simulées pendant la période d'octobre 2004 montrent un gradient côte-large observé sur les images satellites avec un maximum dans la zone Loire-Vilaine de 20-50 mg/l en surface et 20-100 mg/l au fond. La simulation sans houle donne des concentrations maximales de 10 mg/l en surface et 20 mg/l au fond, limitées aux embouchures de la Loire et la Vilaine, mais également autour de Noirmoutier où l'action des courants de marée est importante.

La dynamique des remises en suspension sur toute la période au point fixe montre une grande variabilité des profils en fonction des conditions de houles, de marée et de vent mais également des conditions hydrologiques. La marée seule génère des turbidités ne dépassant pas 2 mg/l en vive-eau, mais elle fait fluctuer les profils de concentrations générées par les remises en suspension par les houles. Le choix de la vitesse de chute des particules fines considérées dans le modèle influe également sur les résultats, une vitesse de chute plus faible diminue les gradients surface-fond et augmente la part d'advection dans les signaux, mais les ordres de grandeurs restent proches.

L'évolution des concentrations dans la zone Loire-Vilaine a été décrite pour un événement de tempête : remises en suspension par les houles et advection par les courants résiduels liés au vent. La dynamique est forte en baie de Vilaine, du fait de la complexité des circulations, alors

qu'en baie de Bourgneuf les structures sont bien plus stables, maintenues par des courants de marée plus forts.

Sur l'ensemble du domaine, la comparaison aux images satellites disponibles sur la période d'octobre 2004 à février 2005 a mis en évidence les limitations du modèle concernant les panaches turbides des fleuves, souvent trop peu chargés en particules. Les structures turbides observées sur le domaine sont souvent bien retrouvées mais les différences parfois remarquées sont en général liées aux panaches fluviaux trop peu chargés qui bloquent les remises en suspension dans les couches de fond (en janvier-février). Cependant, dans l'ensemble, le modèle semble sur-estimer les concentrations en baie de Vilaine sous l'action des houles.

Néanmoins, le modèle reproduit les bonnes variabilités et les bons ordres de grandeur des turbidités. Des valeurs moyennes par secteurs bathymétriques ont donc été calculées pour toute la série temporelle simulée. Elles montrent l'importance des remises en suspension dans les petits fonds et la forte variabilité des signaux surtout au fond, avec des déphasages importants entre la surface et le fond. Ces différences surface/fond soulignent ainsi la limitation des images satellites de surface pour étudier la dynamique des turbidités dans la zone.

Les masses en suspension sur tout le domaine ont aussi été estimées. Dans le secteur bathymétrique 0-50 m C.M., les masses totales en suspension pendant les épisodes de houles hivernales fluctuent de 400 000 à 600 000 tonnes, ce que l'on peut comparer au 1 million de tonnes de la masse turbide présente dans l'estuaire de la Loire.

Enfin, le calcul des flux sédimentaires en plusieurs sections donne une estimation des transits de sédiments dans la zone. La baie de Bourgneuf peut recevoir par vent de NW 50 000 tonnes de sédiments venant des masses turbides de la Loire expulsées lors des événements de crue en vive-eau. En baie de Vilaine, des échanges de 100 000 tonnes peuvent avoir lieu dans un sens ou dans l'autre en fonction des circulations induites par les vents, et des conditions de houles. En baie de Quiberon, un transit des sédiments d'Ouest en Est est estimé sur la période simulée. Ces estimations sont cependant à considérer avec prudence, le modèle nécessitant d'autres validations (circulations à la limite, vitesse de chute, prise en compte du tassement).

Chapitre 6

Conclusion générale de la thèse

Pour étudier la faisabilité de la détermination des turbidités en zone côtière, toutes les méthodes disponibles à ce jour ont été considérées. L'application au secteur Bretagne Sud, et en particulier l'étude de la variabilité spatio-temporelle des turbidités dans cette zone a été entreprise en privilégiant l'exploitation de l'intensité rétrodiffusée des ADCP et la modélisation numérique 3D.

L'inventaire et l'analyse des mesures in-situ effectuées antérieurement sur la zone a été fait, en exploitant les différentes sources d'information "turbidité" au sens large : pesées de Matières En Suspension (MES) après prélèvements et turbidité optique obtenue par rétrodiffusion, par transmission ou par diffractométrie (microgranulomètre laser in-situ). La grande variabilité des signaux est fortement dépendante de la nature des particules présentes. Au large les concentrations sont en général inférieures à 2 mg/l en surface comme au fond et résultent pour une grande part des efflorescences de phytoplancton et des flux détritiques associés. Une couche néphéloïde de fond est mesurée sur la plupart des stations, pouvant atteindre 30% de la hauteur d'eau. Cette couche de fond serait entretenue par les houles hivernales et dépendante de la couche limite de fond créée par les courants. A la côte, la variabilité saisonnière des signaux est complexifiée par la présence des particules minérales dont la répartition dépend des apports fluviaux et des remises en suspension par les houles. Etant donné la rareté des mesures effectuées par conditions agitées, ceci a surtout été mis en évidence par les estimations faites à partir des images satellites (Gohin *et al.* 2005; Froidefond *et al.* 2003). La campagne récente d'octobre 2004 a confirmé l'effet des remises en suspension par les houles et l'homogénéisation des profils de concentration par le vent en zone peu profonde (< 30m).

Les pesées de MES restent peu nombreuses, surtout au fond, cela est compensé par les profils de granulométrie in-situ, dont la richesse d'information sur la taille des particules est incontestable et dont la charge volumique peut être calibrée en concentration. Cette calibration est cependant réductrice et approximative, étant donné que les signaux liés aux particules biologiques et aux agrégats correspondent à des masses faibles. La sensibilité des mesures optiques de rétrodiffusion et transmission connaît la même "limitation" si l'on cherche à quantifier des concentrations massiques, mais qui n'est pas réelle si on s'intéresse à la turbidité en termes de propriétés optiques de l'eau. Néanmoins, le besoin de pesées de MES reste fort à partir du moment où on s'intéresse également à la dynamique des particules minérales, d'autant plus que les variables d'état des modèles sont en général quantifiées en concentration massique.

Au cours de la thèse, c'est essentiellement en termes de concentration massique que l'étude de la variabilité des turbidités a été faite, en s'intéressant particulièrement à la dynamique des particules minérales en fonction des différents forçages.

De ce point de vue, l'apport des mouillages de longue durée des ADCP a été démontré, de par leur capacité à mesurer simultanément des profils de concentration sur toute la hauteur d'eau

et les forçages de courant et de houles, sans encrassement particulier des capteurs (contrairement aux mesures optiques). Les concentrations maximales estimées sont alors au moins deux fois plus fortes que les mesures réalisées lors des campagnes en mer, et l'action des houles sur les turbidités est clairement mesurée. La quantification des contraintes liées aux houles et aux courants a en effet montré la prédominance de l'effet des houles dans une zone côtière comme le Mor-Bras, excepté localement où les courants de marée sont intensifiés. L'incertitude sur la rugosité du fond des sédiments naturels a montré cependant que la part relative pouvait être modifiée en fonction des valeurs de rugosité considérées.

La faisabilité de la mesure de turbidité par l'utilisation des profils d'intensité rétrodiffusée des ADCP a été confirmée en exploitant les mesures ADCP (de différentes fréquences), acquises à ces fins au point fixe dans le Mor-Bras en 2003, 2004 et 2005. La sensibilité de la mesure a été étudiée par l'analyse et la quantification des processus en jeu, et par la mesure en bassin des spécificités des appareils. Il est apparu de cette étude que les incertitudes sur les signaux émis et les variabilités des conditions environnementales (nature et taille des particules, hydrologie) pouvaient mener à des difficultés pour estimer correctement des turbidités, surtout en termes de concentration massique du fait de la forte dépendance des signaux à la nature des particules.

Cependant, un signal de turbidité "acoustique" peut être défini par l'indice de rétrodiffusion volumique IV (dB ref.1m³), en corrigeant des pertes de propagation et d'atténuation dans la colonne d'eau le signal enregistré par l'ADCP. Cette information est très bien corrélée aux mesures de turbidité (pesées de MES ou turbidité optique) et peut donc être calibrée en concentration massique et reliée aux forçages hydrodynamiques, comme toute autre mesure de turbidité. Cette calibration peut se faire avec assez peu de mesures, à condition que la dynamique échantillonnée soit suffisante : quelques profils verticaux peuvent suffire, de même que le mouillage d'une sonde à une cote fixe du fond pendant une période de forte variabilité des signaux (vive-eau et/ou houles). Les profils de concentration obtenus avec l'ADCP ont ainsi été validés, et confirment la faisabilité de la mesure.

Cette turbidité "acoustique", quantifiée par l'indice de rétrodiffusion, passe par la détermination des caractéristiques techniques de l'appareil utilisé (en émission et réception), menant à l'estimation d'une constante instrumentale (à condition que le niveau émis soit constant).

En pratique, ceci étant contraignant à faire en routine, l'exploitation des signaux en termes de concentration massique peut se faire plus simplement en estimant l'indice de rétrodiffusion en relatif (c'est à dire à la constante instrumentale près), calibré ensuite en concentration massique.

Cependant, dans les environnements très concentrés (> 200 mg/l), l'atténuation des signaux est importante et une méthode itérative est nécessaire, pour quantifier à la fois cette atténuation et la concentration en particules. De plus, les appareils de basse fréquence (< 600 kHz) sont particulièrement sensibles aux particules biologiques, ce qui peut induire des biais dans la mesure de turbidité.

Pour étudier la variabilité spatio-temporelle des turbidités en Bretagne Sud, une modélisation numérique 3D des processus a été mise en place (modèle MARS-3D) calculant l'hydrodynamique, le transport et les remises en suspension des sédiments et prenant en compte les apports fluviaux, les forçages atmosphériques (vent et flux solaires) et le forçage par la marée. Le forçage des houles est également considéré, à partir de simulations en instationnaire d'un modèle spectral de troisième génération SWAN, forcé le long de la limite ouverte par des spectres complets venant d'un modèle de plus grande emprise (code WaveWatchIII, F. Ardhuin SHOM). Ce forçage s'est avéré indispensable à une bonne reproduction de la propagation des houles dans la zone : du fait de la configuration du plateau, de largeur plus importante dans l'Est du domaine, les houles du large provenant en général du secteur Ouest/Nord-Ouest sont réfractées et les amplitudes dans le Sud-Est de la zone sont en général plus faibles. Une couverture sédimentaire quasi-réaliste a

été initialisée avec des mélanges de sables et vase pour respecter la localisation des sédiments disponibles pour les remises en suspension éventuelles, mais les processus de tassement n'ont pas été pris en compte. Par souci de simplification également, une seule classe de particules fines (de faible vitesse de chute) a été considérée.

Le modèle permet d'intégrer tous les processus et de reconstituer leur enchaînement dans la génération et la répartition des turbidités en zone côtière. Le rôle des apports continentaux (à moyens termes) est faible, la source des matières en suspension étant principalement le fond. La prépondérance des remises en suspension par les houles est nette devant celles liées aux courants. La marée a ici un rôle très localisé dans les passages et autour des îles (et également à l'entrée de la baie de Bourgneuf) alors que les houles agissent sur toute la bande côtière, pouvant générer des contraintes non négligeables jusqu'en baie de Vilaine. La distribution sur la verticale des turbidités dépend de la structure hydrologique, conditionnée par les panaches fluviaux et le réchauffement superficiel de la masse d'eau. L'advection des particules est faite par les courants de marée, les circulations liées au vent et les courants de densité, ces trois composantes agissent simultanément et en interaction les unes avec les autres du fait des instationnarités de la dynamique.

La calibration et la validation des modèles (hydro-sédimentaire et de vagues) a été faite pour une grande part avec les mesures ADCP acquises au point fixe dans le Mor-Bras en 2004 et 2005 : paramètres de houles, profils verticaux du courant horizontal et profils de concentration massique estimés à partir de l'intensité rétrodiffusée.

En termes de concentration, l'exercice de calibration a montré une grande sensibilité des turbidités à la structure hydrologique, contrôlée dans le modèle par la fermeture turbulente, que l'état de l'Art ne permet pas de formuler de façon indiscutable. Cette forte sensibilité pourrait être amplifiée par le nombre réduit (8) de niveaux verticaux du modèle.

La sensibilité classique au paramétrage sédimentaire reste prépondérante, en termes de vitesse de chute et de flux d'érosion. Les mesures en continu au point fixe ont permis de calibrer la dynamique verticale en réponse aux forçages de houles et de courant mais l'incertitude sur les processus d'érosion locale demeure. Plusieurs calibrations du modèle en termes de processus sédimentaires ont ainsi été réalisées, en partie du fait de l'incertitude sur la rugosité du fond, encore mal connue, et dont dépend fortement l'estimation des contraintes liées aux houles et aux courants (et leurs parts respectives). D'autre part, la variabilité spatiale de l'érodabilité des sédiments est réelle alors qu'elle est considérée uniforme dans le modèle (excepté en Loire). L'état de consolidation du sédiment observé était en effet différent au centre du Mor-Bras et à la pointe du Castelli. Les processus de liquéfaction des vases sous l'action des houles pourraient ici contribuer à ces variabilités et ainsi influencer sur les masses remises en suspension.

Les limitations du modèle mises en évidence concernent avant tout le déficit de matière dans les panaches fluviaux. Le choix d'une classe de particules fines est sans doute la première explication, ne permettant pas de reproduire correctement tous les aspects de la dynamique estuarienne et les processus de flocculation en général. Au niveau des processus sédimentaires sur le fond, la non prise en compte du tassement et des interactions sable-vase est aussi un point à améliorer. En terme d'hydrodynamique, les courants (de marée et ceux liés au vent) ne sont pas parfaits et certaines circulations mériteraient d'être validées, en particulier à la condition à la limite ouverte.

Cependant, le modèle reproduit les bons ordres de grandeurs des concentrations dans la zone Bretagne Sud et leur dynamique associée aux forçages de houles, de marée et de vent. Les distributions des concentrations sur tout le domaine et sur la colonne d'eau peuvent être quantifiées en réponse aux forçages hydrodynamiques. Un gradient côte-large est retrouvé, conforme aux observations et aux mesures. Les concentrations maximales dans la zone Loire-Vilaine sont de

l'ordre de 20-50 mg/l en surface et 20-100 mg/l au fond en octobre 2004, pendant les épisodes de houles (4 m, 7 s au large). La marée seule (vive-eau) génèrent des turbidités maximales de 2 mg/l dans le Mor-Bras et de 10/20 mg/l à l'embouchure des fleuves et autour de Noirmoutier où les courants de marée sont forts. Dans l'ensemble, la dynamique en baie de Vilaine est forte du fait de la complexité de la zone (géométrie, circulations, stratifications halines) alors qu'en baie de Bourgneuf les structures turbides sont beaucoup plus stables.

Le modèle a permis également d'estimer l'évolution des concentrations moyennes par secteurs bathymétriques et les masses totales en suspension. Lors des tempêtes hivernales, les quantités de matières en suspension dans le secteur 0-50 m C.M. sont de l'ordre de 400 000 à 600 000 tonnes.

De plus, l'estimation des flux de matière au cours des simulations a montré notamment que les remises en suspension par les houles à l'embouchure de la Loire permettaient d'alimenter l'estuaire interne en matière. Les périodes de crue et de vive-eau sont favorables à l'exportation de matières, qui par vent de NW peut être une source d'apport pour la baie de Bourgneuf. Dans le Mor-Bras, les volumes échangés avec la baie de Vilaine nécessiteraient des validations supplémentaires, de même que les transits estimés vers l'Est entre Groix et la baie de Quiberon.

En plus des améliorations du modèle en termes de processus sédimentaires (augmentation du nombre de classes de particules, prise en compte des interactions sable-vase et du tassement), la poursuite de ce travail nécessiterait d'étudier plus finement l'importance des érosions locales dans le Mor-Bras, en réalisant des mesures plus fines dans la couche de fond, avec en particulier des mesures d'évolution du fond (avec un altimètre par exemple).

La position du point de mouillage au centre du Mor-Bras (2003 et 2004) s'est avérée très satisfaisante du point de vue de la variabilité des signaux mesurés, tant en turbidité qu'en circulation résiduelle. Par contre le point de mesure de 2005 s'est avéré trop près de la côte par rapport à la résolution du modèle, les gradients bathymétriques ne permettant pas de reproduire la forte asymétrie des courants de marée en ce point. Un nouveau point de mesure qu'il serait intéressant de prévoir pourrait être situé à l'ouest de l'île Dumet, à l'entrée de la baie de Vilaine proprement dite, par des fonds cohésifs de 12-14 m C.M. relativement plats. En effet, les turbidités dans ce secteur sont apparues un peu trop fortes par rapport aux observations satellites et l'advection de matière est importante dans le reste du Mor-Bras. Les contraintes liées aux houles calculées par le modèle SWAN en baie de Vilaine sont importantes et les caractéristiques des houles simulées nécessiteraient d'être validées par des mesures en ce point, ce que permettrait également le mouillage ADGP.

Enfin, la turbidité comprenant une part organique clairement mise en évidence dans l'analyse des mesures des campagnes en mer, le couplage du modèle de transport de sédiment avec le modèle de production primaire doit permettre l'estimation de paramètres optiques, plus proches de la définition initiale de la turbidité : coefficient d'atténuation de la lumière, distances de visibilité.

Références

- Acker, J., S. Ouillon, R. Gould, et R. Arnone, 2005** : Measuring Marine Suspended Sediment Concentrations from Space : History and Potential. *Proceedings of the 8th International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Halifax, May 17-19, 2005*.
- Agrawal, Y.C. et H.C. Pottsmith, 1993** : Optimizing the kernel for laser diffraction particle sizing. *Applied Optic*, **32**, 4285–4286.
- Agrawal, Y.C. et H.C. Pottsmith, 1994** : Laser diffraction particle sizing in STRESS. *Continental Shelf Research*, **14**, 1101–1121.
- Agrawal, Y.C. et H.C. Pottsmith, 1997** : *Measuring the Size Distribution and Concentration of Particles*. SEQUOIA Scientific Inc. Application Note L001.
- Agrawal, Y.C. et H.C. Pottsmith, 2000** : Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology*, **168**, 89–114.
- Albaina, A. et X. Irigoien, 2004** : Relationships between frontal structures and zooplankton communities along a cross-shelf transect in the Bay of Biscay (1995 to 2003). *Marine Ecology Progress Series*, **284**, 65–75.
- Anderson, V.C., 1950** : Sound scattering from a fluid sphere. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **22**, 426–431.
- Andre, G., P. Garreau, V. Garnier, et P. Fraunié, 2005** : Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics*, **55**, 294–308.
- Arakawa, A. et V. R. Lamb, 1977**. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA General Circulation Model. In *Methods in Computational Physics*, pp. 173–265. A. Press.
- Ardhuin, F., 28/02/2005** : *Vagues : hydrodynamique et télédétection. Partie 1 : hydrodynamique. Cours de seconde année, Master Mécanique-Physique*. Université de Bretagne Occidentale - SHOM.
- Ardhuin, F., T.H.C. Herbers, G.P. van Vledder, K.P. Watts, R. Jensen, et H.C. Graber, 2006** : Swell and slanting fetch effects on wind wave growth. *J. Phys. Oceanogr.*, **accepted**.
- Ascensio, N., J. Darchen, D. Deconinck, S. Dziera, et C. Kerleau, 1987** : *Elements climatologiques concernant les côtes de la France métropolitaine. Fascicule IV : de Penmach à St-Sauveur*. METEO-FRANCE. 135 p.
- AVISO/Altimetry, 1996** : *AVISO User Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON Products, AVI-NT-02-101, Edition 3.0*. CLS-CNES, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France.
- Bideau-Mehu, A., Y. Guern, J. Cariou, et J. Lotrian, 1985** : *Etude de faisabilité d'un capteur de charge particulaire, Phase I : étude bibliographique et théorique des méthodes*

- connues*. Université de Bretagne Occidentale. Contrat IFREMER-UBO n°85-2-434045 DERO/EL.
- Blumberg, A. F. et G. L. Mellor, 1987.** A description of three dimensional coastal ocean circulation model. In N. Heaps (Ed.), *Three Dimensional Coastal Ocean Models*, pp. 208. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Booij, N., R.C. Ris, et L.H. Holthuijsen, 1999 :** A third-generation wave model for coastal regions, part I, model description and validation. *J. Geophys. Res.*, **104(C4)**, 7649–7666.
- Bourrin, F., 2002 :** *Etude de la circulation tidale et subtidale à l'embouchure de l'estuaire de la Gironde*. Université Bordeaux 1. Rapport de stage de DEA.
- Brenon, I., 1997 :** *Modélisation de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Bunt, J.A.C., P. larscombe, et Jago C.F., 1999 :** Quantifying the response of optical backscatter devices and transmissometers to variations in suspended particulate matter. *Continental Shelf Research*, **19**, 1199–1220.
- Castaing, P. et G.P. Allen, 1981 :** Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde : A macrotidal estuary in France. *Marine Geology*, **40(1-2)**, 101–118.
- Castaing, P., J.M. Froidefond, P. Lazure, O. Weber, R. Prud'homme, et J.M. Jouanneau, 1999 :** Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspended sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. *Deep Sea Res.*, **46**, 1979–2001.
- Castaing, P., B. Le Cann, Girardot J.P., X. Barthe, et J.M. Jouanneau, 1985 :** *ATP Géologie et géophysique des océans. PROJET Etablissement des sédiments océaniques par transfert de suspensions depuis le plateau continental*. Université Bordeaux 1 / UBO. Rapport scientifique, 182 p.
- CERSAT, 1996 :** *Altimeter & Microwave Radiometer ERS Products User Manual, C2-MUT-A-01-IF, version 2.2*. CERSAT, IFREMER, BP 70, 29280 Plouzané, France.
- Chapelle, A., 1991 :** *Modélisation d'un écosystème marin côtier soumis à l'eutrophisation : la baie de Vilaine (Sud-Bretagne). Etude du phytoplancton et du bilan en oxygène*. Thèse de doctorat, Université Paris VI. 201 p.
- Chapelle, A., P. Lazure, et A. Ménesguen, 1994 :** Modelling eutrophication events in a coastal ecosystem. Sensitivity analysis. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **39**, 529–548.
- Chapelle, A., P. Lazure, et P. Souchu, 2001 :** Modélisation numérique des crises anoxiques (malaïgues) dans la lagune de Thau (France) : Modelling anoxia in the Thau lagoon (France). *Oceanolo. Acta*, **24(S1)**, 87–97.
- Csanady, G.T, 1982 :** *Circulation in the Coastal Ocean*. D. Reidel Publishing Compagny.
- Cugier, P. et P. Le Hir, 2000 :** Modélisation 3D des matières en suspension en Baie de Seine orientale (Manche, France). *C. R. Acad. Sei. Paris*, **331**, 287–294.
- Cugier, P. et P. Le Hir, 2002 :** Development of a 3D hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling. application to the plume of the Seine River (France). *Estuar. Coast. Shelf Sei.*, **55**, 673–695.
- D&A-Instr., 2004 :** *OBS-3A Manual*. D&A Instrument Co. 60 p.
- David, V., B. Sautour, P. Chardy, et M. Leconte, 2005 :** Long-term changes of the zooplankton variability in a turbid environment : The Gironde estuary (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **64(2-3)**, 171–184.

- De Nadaillac, G. et M. Breton, 1986** : Les courants en baie de vilaine. synthèse des résultats. *Rapport interne IFREMER, DERO-86.02-EL*, 34 pp.
- Deines, K.L., 1999** : *Backscatter estimation using broadband ADCP*. R.D. Instruments. Application Note FSA-008.
- Delhez, E., 1995** : *La modélisation de la circulation résiduelle sur le Plateau Continental Nord-Ouest Européen dans la perspective d'applications pluridisciplinaires*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Faculté des Sciences Appliquées.
- Delmas, D., Y. Del Amo, J.F. Maguer, Labry C., A. Herbland, C. Madec, J.F. Guillaud, M. Lunven, et Crassous M.M., 2005** : Production primaire printanière et flux d'absorption des sels nutritifs dans les eaux du panache de la loire sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Colloque Défi Golfe de Gascogne, IFREMER BREST 22-24/03/2005*.
- Demerliac, M.A., 1973** : Calcul du niveau moyen journalier de la mer. *Rapport du Service Hydrographique de la Marine*.
- Dera, J., 1992** : *Marine Physics*. Elsevier Oceanography Series 53. 515 p.
- Douillet, P., S. Ouillon, et E. Cordier, 2001** : A numerical model for fine suspended sediment transport in the south-west lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs*, **20(4)**, 361–372.
- Downing, A., R.W. Sternberg, et C.R.B. Lister, 1981** : New instrumentation for the investigation of sediment suspension in the shallow environment. *Marine Geology*, **42**, 19–34.
- Downing, A., P.D. Thorne, et C.E. Vincent, 1995** : Backscattering from a suspension in the near field of a piston transducer. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **97(3)**, 1614–1619.
- Doxaran, D., J.M. Froidefond, S.J. Lavender, et P. Castaing, 2002** : Spectral signature of highly turbid waters. application with spot data to quantify suspended particulate matter. *Remote Sensing of Environment*, **81**, 149–161.
- Durrieu de Madron, X., B. Ferré, G. Le Corre, C. Grenz, P. Conan, M. Pujo-Pay, R. Buscail, et O. Bodiot, 2005** : Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, **25(19-20)**, 2387–2409.
- Dyer, K.R., 1986** : *Coastal and estuarine sediment dynamics*. Chichester : J. Wiley and Sons.
- Dyer, K.R. et A.J. Manning, 1999** : Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimension. *Journal of Sea Research*, **41**, 87–95.
- ENVISAT, 2002** : *ENVISAT RA-2/MWR Product Handbook, PO-TN-ESR-RA-0050, version 1.2, March 22, 2002*. J. Benveniste Editor, ESA.
- EPSHOM, 2000** : *Présentation des données de fluorescence, de transmission et d'irradiance des campagnes MODYCOT 1999/2000 - Rapport n° 83 EPSHOM/CMO/CM/NP du 24/07/2000*. 230 p.
- EPSHOM, 2001a** : *Campagne MODYCOT 2001.1 - Présentation des données de turbidité - Rapport n° 47 EPSHOM/CMO/RE/OCB/NP du 04/06/2002*. 27 p.
- EPSHOM, 2001b** : *Campagne MODYCOT 2001.2 - Présentation des données de turbidité - Rapport n° 37 EPSHOM/CMO/RED/NP du 24/09/2002*. 29 p.
- EPSHOM, 2002** : *Campagne MODYCOT 2002 - Mesures physico-chimiques - Rapport particulier n° 14 EPSHOM/CMO/RED/NP du 14/02/2003*. 31 p.

- EPSHOM, 2003** : *Campagne MODYCOT-TURBI 2003.1 - Mesures physico-chimiques - Rapport particulier n°587 EPSHOM/CIS/IES/NP du 18/09/2003*. 21 p.
- Ferré, B., K. Guizien, X. Durrieu de Madron, J. Palanques, A. Guillén, et A. Grémare, 2005** : Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the gulf of lion (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, **25(19-20)**, 2410–2427.
- Fettweis, M. et D. Van den Eynde, 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.
- Francois, R.E. et G.R. Garrison, 1982** : Sound absorption based upon ocean measurement, part ii. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **72(6)**, 1870–1890.
- Froidefond, J.M., D. Doxaran, et P. Miller, 25/07/2003** : *Programme interregional Loire Grandeur Nature. Programme 7 : Poursuite des études prospectives. Phase 1 : Acquisition de données. Opération 2 : Aquisition et traitement d'images satellites. Rapport Final*. Université Bordeaux 1, UMR EPOC CNRS 5805, Talence.
- Froidefond, J.M., F. Jourdin, S. Loyer, et C. Tessier, 2004** : Suspended particles distribution between february and april 2003 in the bay of biscay. *XIeme Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne*, **Communication orale**.
- Froidefond, J.M., E. Sellier, Y. Del Amo, et F. Jourdin, 2004** : Observation of suspended particles of the Bay of Biscay with a Scanning Electron Microscope (SEM). *XIeme Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne*, **Poster+CD**.
- Froidefond, J. M., S. Lavender, P. Laborde, A. Herbland, et V. Lafon, 2002** : SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. *Int. J. Remote Sens.* **23(5)**, 881–904.
- Fugate, D.C et C.T. Friedrichs, 2002** : Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. *Continental Shelf Research*, **22**, 1867–1886.
- Gartner, J.W., 2004** : Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. *Marine Geology*, **211**, 169–187.
- Gaspar, P., Y. Gregoris, et J.M. Lefèvre, 1990** : A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : tests at station papa and long-term upper oceanic vertical mixing. *J. Geophys. Res.*, **C95(C9)**, 16179–16193.
- Gayer, G., S. Dick, A. Pleskachevsky, et W. Rosenthal, 2006, May** : Numerical modeling of suspended matter transport in the North Sea. *Ocean Dynamics*, **56**, 62–77.
- Gentien, P., M. Lunven, M. Lehaitre, et J.L. Duvent, 1995** : In-situ depth profiling of particles sizes. *Deep Sea Res.*, **42(8)**, 1297–1312.
- GEOSAT, 2002** : *GEOSAT Follow-On GDR User's Handbook, NOAA Laboratory for Satellite Altimetry*. NOAA/NESDIS/ORA :E/RA31, 1315 East-West Highway 3620, Silver Spring, MD 20910-328, USA.
- Gohin, F., L. Lampert, J.F. Guillaud, A. Herbland, et E. Nézan, 2003** : Satellite and in-situ observations of a late winter phytoplankton bloom in the northern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, **23**, 1117–1141.
- Gohin, F., S. Loyer, M. Lunven, C. Labry, J. M. Froidefond, D. Delmas, M. Huret, et A. Herbland, 2005** : Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sens. Environ.*, **95(1)**, 29–46.

- Green, R.E., H.M. Sosik, R.J. Oison, et M.D. DuRand, 2003** : Flow cytometric determination of size and complex refractive index for marine particles : Comparison with independent and bulk estimates. *Applied Optics*, **42**, 526–541.
- Hamilton, L.J., Z. Shi, et S.Y. Zhang, 1998** : Acoustic backscatter measurements of estuarine suspended cohesive sediment concentration profiles. *J. Coastal Research*, **14**(4), 1213–1224.
- Herry, C., P. Lazure, et F. Dumas, 2006** : Effet du mode d'introduction aux limites des ondes de marée sur un modèle local haute définition. *IXemes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Brest 11-14/09/2006, Volume Final*.
- Holdaway, G.P., P.D. Thorne, D. Flatt, S.E. Jones, et D. Prandle, 1999** : Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Continental Shelf Research*, **19**, 421–441.
- Holliday, D.V., R.E. Pieper, C.F. Greenlaw, et Dawson J.K., 1998** : Acoustical sensing of small-scale vertical structures in zooplankton assemblages. *Oceanography*, **11**, 18–23.
- Holt, J.T. et I.D. James, 1999** : A simulation of the southern North Sea in comparison with measurements from the North Sea Project Part 2 Suspended Particulate Matter. *Continental Shelf Research*, **19**, 1617–1642.
- Huret, M., 28/01/2005** : *Apports des données "couleur de l'eau" à la modélisation couplée physique-biogéochimie en milieu dynamique côtier. Application au Rio de la Plata et au Golfe de Gascogne*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III. 274 p.
- Huret, M., F. Gohin, Delmas D., M. Lunven, et Garçon V., 2005** : Use of SeaWiFS data for improving the simulation of winter to spring phytoplankton production in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*.
- Janssen, P.A.E.M., 1989** : Wave induced stress and the drag of air flow over sea waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 745–754.
- Janssen, P.A.E.M., 1991** : Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1631–1642.
- Janssen, P., S. Abdalla, et H. Hersbach, 2005** : Progress in ocean wave forecasting at ECMWF. Rapport Techn. 478, Research Department ECMWF, Reading, U.K.
- Jiang, W., T. Pohlmann, J. Sundermann, et S. Feng, 2000** : A modelling study of SPM transport in the Bohai Sea. *J. Mar. Sys.*, **24**, 175–200.
- Johnson, R.K., 1977** : Sound scattering from a fluid sphere revisited. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **61**(2), 375–377.
- Jouanneau, J.M., O. Weber, M. Cremer, et P. Castaing, 1999** : Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Res.*, **II 46**, 2205–2220.
- Komen, G.J., S. Hasselmann, et K. Hasselmann, 1984** : On the existence of the fully developed wind-sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1271–1285.
- Koutsikopoulos, C., Y. Désaunay, D. Dorel, et J. Marchand, 1989** : The role of coastal areas in the life history of sole (*Solea solea* L. in the Bay of Biscay. *Topics in Marine Biology. Proceedings of the 22nd European Marine Biology Symposium, Barcelona, Spain*. *Scientia Marina*, **53**, 567–575.
- Koutsikopoulos, C. et B. Le Cann, 1996** : Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay Anchovy. *Scientia Marina*, **60**, 9–19.
- Kranenburg, C., 1994** : The fractal structure of cohesive sediment aggregates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **39**, 451–460.

- Krone, R. B., 1962** : Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes. Final report, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, CA, 196.
- Kuhrts, C., W. Fennel, et T. Seifert, 2004** : Model studies of transport of sedimentary material in the western Baltic. *J. Mar. Sys.*, **52**, 167–190.
- Kunte, P.D., C. Zhao, T. Osawa, et Y. Sugimori, 2005** : Sediment distribution study in the Gulf of Kachchh, India, from 3d hydrodynamic model simulation and satellite data. *J. Mar. Sys.*, **55**, 139–153.
- Land, J.M. et R.N. Bray, 2000** : Acoustic measurement of suspended solids for monitoring of dredging and dredged material disposal. *Journal of Dredging Engineering*, **2(3)**, 1–17.
- Large, W.G., J.C. Mc Williams, et S.C. Doney, 1994** : Oceanic vertical mixing : a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, **32**, 363–403.
- Lazure, P. et F. Dumas, 2006** : An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Ocean Modelling*, *submitted*.
- Lazure, P. et A.M. Jegou, 1998** : 3d modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay continental shelf. *Oceanolo. Acta*, **21(2)**, 165–177.
- Lazure, P. et J.C. Salomon, 1991a** : Etude par modèles mathématiques de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. Actes du colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales, lille, 20-22 mars 1990. *Oceanolo. Acta*, **vol. sp. 11**, 93–99.
- Lazure, P. et J. P. Salomon, 1991b** : Coupled 2D and 3D modelling of coastal hydrodynamics. *Oceanol. Acta* **14(2)**, 173–180.
- Le Bris, H., 1986** : *Evolution de la macro-faune benthique en baie du Vilaine et rade du Croisic*. Cahiers du Mor-Bras 13. 48 p.
- Le Cann, B., 1990** : Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf : observations, numerical modelling and physical interpretation. *Cont. Shelf Res.* **10(8)**, 723–758.
- Le Hir, P., P. Bassoullet, et H. Jestin, 2001**. Application of the continuous modeling concept to simulate high-concentration suspended sediment in a macrotidal estuary. In W. McAnally et A. Mehta (Eds.), *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, pp. 229–247.
- Le Hir, P., A. Ficht, R. Silva Jacinto, P. Lesueur, J-P. Dupont, R. Lafite, I. Brenon, B. Thouvenin, et P. Cugier, 2001** : Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine Estuary (France). *Estuaries* **24(6B)**, 950–963.
- Le Hir, P. et B. Thouvenin, 1994**. Mathematical modelling of cohesive sediment and particulate contaminants transport in the Loire Estuary. In K. Dyer (Ed.), *Changes in Fluxes in Estuaries*, pp. 71–78. Olsen&Olsen, Denmark.
- Le Pape, O., F. Chauvet, S. Mahévas, P. Lazure, et Y. Guérault, G. and Désaunay, 2003** : Quantitative description of habitat suitability for the juvenile common sole (*Solea solea* L.) and contribution of different habitats to the adult population in the Bay of Biscay (France). *J. Sea Res.*, **50**, 139–149.
- Lee, T.H. et D.M. Hanes, 1995** : Direct inversion method to measure the concentration profile of suspended particules using backscattered sound. *J. Geophys. Res.*, **100(C2)**, 2649–2657.
- Leendertse, J. J. et E. C. Gritton, 1971**. A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. In *Computation Procedures*, Volume 2 of *Report R-708-NYC*. New York City Rand Institute. 53 p.

- Lefèvre, F., F. H. Lyard, C. Le Provost, et E. J. O. Schrama, 2002 : FES99 : A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**, 1345–1356.
- Leonard, B. P., 1979 : A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Comp. Methods Appl. Mech. Eng.*, **19**, 59–98.
- Lopes, J.F., J.M. Dias, et I. Dekeyser, 2006 : Numerical modelling of cohesive sediments transport in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. *Journal of Hydrology*, **319**, 176–198.
- Loyer, S., 2001 : *Modélisation de la production phytoplanctonique dans la zone côtière atlantique enrichie par les apports fluviaux*. Thèse de doctorat, Université Paris VI. 232 p.
- Loyer, S., F. Jourdin, P. Le Hir, et P. Lazure, 2005 : Dynamical modeling of underwater visibility. *Proceedings of OCEANS'05 Europe, 20-23 June 2005*.
- Lumborg, U., 2002 : Cohesive sediment transport modelling - Application to the Lister Dyb tidal area in the Danish Wadden Sea. *J. Coastal Research*, **STRAE SI41**, 114–123.
- Lunven, M. et P. Gentien, 2000 : Suspended sediments in a macrotidal estuary : comparison and use of different sensors. *Oceanolo. Acta*, **23(3)**, 245–260.
- Lunven, M., P. Gentien, K. Kononen, E. Le Gall, et M.M. Daniélou, 2003 : In-situ video and diffraction analysis of marine particles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **57**, 1127–1137.
- Lunven, M., J.F. Guillaud, M.P. Crassous, A. Youéno, F. Gohin, M. Huret, M.M. Daniélou, R. Kérouel, C. Labry, et A. Aminot, 2003 : Hydrologie et populations phytoplanctoniques dans le panache de la Loire et en baie de Vilaine en période estivale : résultats de la campagne VILOIR. *Colloque quadriennal du CIRMAT, Rouen 6-7/12/2003*.
- Lunven, M., J.F. Guillaud, A. Youéno, M.P. Crassous, R. Bérrier, E. Le Gall, R. Kérouel, C. Labry, et A. Aminot, 2005 : Nutrient and phytoplankton distribution in the Loire River plume (Bay of Biscay, France) resolved by a new Fine Scale Sampler. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **65**, 94–108.
- 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, 29 p.
- Luyten, P. et T. De Mulder, 1992 : A module representing surface fluxes of momentum and heat. MUMM's contribution to MAST-0050-C. *Technical Report 9. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea and Scheldt Estuary*.
- Luyten, P., E. Deleersnijder, J. Ozer, et K. G. Ruddick, 1996 : Presentation of a family of turbulence closure models for stratified shallow water flows and preliminary application to the rhine outflow region. *Cont. Shelf. Res.*, **16**, 101–130.
- Lynch, J.F., J.D. Irish, C.R. Sherwood, et Y.C. Agrawal, 1994 : Determining suspended sediment particle size information from acoustical and optical backscatter measurements. *Continental Shelf Research*, **14(10/11)**, 1139–1165.
- Madsen, O.S., Y.K. Poon, et H.C. Graber, 1988 : Spectral wave attenuation by bottom friction : Theory. *Proc. 21th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE*, 492–504.
- Malcherek, A., M. Markofsky, et W. Zielke, 1994 : Numerical modelling of the particle size distribution in estuaries. *Int. Symp. Particulate matter in rivers and estuaries. Reinbek.*, **23**.

- Mazé, R., Y. Camus, et J.Y. Le Tareau, 1986** : Formation de gradients thermiques à la surface de l'océan, au-dessus d'un talus, par interaction entre les ondes internes et le mélange dû au vent. *Journal du Conseil International pour l'exploration de la mer*, **42**, 221–240.
- McCave, I.N., 1983** : Particulate size spectra, behaviour and origin of nepheloid layers over the Nova Scotia continental rise. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7647–7666.
- Medwin, H. et C. Clay, 1998** : *Fundamentals of Acoustical Oceanography*. Academic Press. 710 p.
- Mellor, G.L., 1991** : An equation of state for numerical models of ocean and estuaries. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **8**, 609–611.
- Merckelbach, L.M., 2006** : A model for high-frequency acoustic Doppler current profiler backscatter from suspended sediment in strong currents. *Continental Shelf Research*, **26**, 1316–1335.
- MHA, 2003a** : *Campagne MODYCOT-TURBI 2003.1 - Données SBE911, transmissiomètre, quantamètre, fluorimètre, disque de Secchi et courantomètre LAD - Rapport particulier n° 99 MHA/NP du 11/06/2003*. Mission Hydrographique de l'Atlantique. 39 p.
- MHA, 2003b** : *Campagne MODYCOT-TURBI 2003.1 du 23 mars 2003 au 10 avril 2003 - Rapport de campagne n° 79 MHA/NP du 23/04/2003*. Mission Hydrographique de l'Atlantique. 19 p.
- Migniot, C. et P. Le Hir, 1994** : Estuaire de la Loire, rapports de synthèse de l'apeel : 1984-1994 - hydrosédimentaire. Rapport techn.
- Mikkelsen, O.A. et M. Pejrup, 2001** : The use of a lisst-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity. *Geo-marine letter*, **20**, 187–195.
- Miller, R.L. et B.A. McKee, 2004** : Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, **93(2)**, 259–266.
- Mortreux, P., 1999** : Synthèse sur les flux de nutriments apportés par les rivières bretonnes aux eaux côtières. Rapport techn., IFREMER, Mémoire de fin d'étude Ingénieur Agronome INA-PG.
- Myrhaug, D., 1989** : A rational approach to wave friction coefficients for rough, smooth and transitionnal turbulent flow. *Coastal Engineering*, **13**, 11–21.
- Myrhaug, D., 1995** : Bottom friction beneath random waves. *Coastal Engineering*, **24**, 259–273.
- Ouillon, S., P. Forget, J.M. Froidefond, et J.J. Naudin, 1997** : Estimating suspended matter concentrations from spot data and from field measurements in the Rhône river. *Mar. Technol. Soc. J.*, **31(2)**, 15–20.
- Pacanowski, R.C. et S.G.H. Philander, 1981** : Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443–1451.
- Partheniades, E., 1962** : *A study of erosion and deposition of cohesive soils in salt water*. Thèse de doctorat, University of California, Berkeley, 182pp.
- Pingree, R.D. et B. Le Cann, 1989** : Celtic and Armorican slope and residual currents. *Prog. Oceanogr.*, **23**, 303–338.
- Pingree, R.D., G.D. Mardell, P.M. Holligan, D.K. Griffiths, et J. Smithers, 1982** : Celtic Sea and Armorican current structure and the vertical distributions of temperature and chlorophyll. *Continental Shelf Research*, **1(1)**, 99–116.

- Pingree, R.D. et A.L. New, 1995** : Structure, seasonal development and sunlight spatial coherence of the internal tide on the celtic and armorican shelves and in the bay of biscay. *Deep Sea Res.*, **42**, 245–284.
- Pingree, R. D. et B. Le Cann, 1992** : Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res.* *39*(7/8), 1147–1175.
- Pous, S., 2004** : Rapport d’avancement de la modélisation hydrodynamique dans le cadre du projet RITMER CLARA : Calculs Liés Aux Rejets Accidentels en mer. Rapport techn., IFREMER.
- Pous, S., 2005** : *Dynamique océanique dans les Golfes persique et d’Oman*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Prandle, D., J.C. Hargreave, et J.P. McManus, 2000** : Tide, wave and suspended sediment modelling on an open coast - Holderness. *Coastal Engineering*, **41**, 237–267.
- Puillat, I., P. Lazure, A. M. Jegou, L. Lampert, et P. I. Miller, 2004** : Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990’s. *Cont. Shelf Res.*, **24**, 1143–1163.
- Puillat, I., P. Lazure, A. M. Jegou, L. Lampert, et P. I. Miller, 2006** : Mesoscale hydrological variability induced by northwesterly wind on the French continental shelf of the Bay of Biscay. *Scientia Marina, Oceanography of the Bay of Biscay, June 2006, 15-26, Barcelona (Spain)*, **70S1**.
- Queffeuilou, P., 2004** : Long-term validation of wave height measurements from altimeters. *Marine Geodesy*, **27**, 495–510.
- RDI, 2003** : *DVL Frequently Asked Questions*. R.D. Instruments. Technical Note, <http://www.rdinstruments.com>.
- Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, et B. Barnier, 1998** : A new analysis of hydrographic data in the atlantic and its application to an inverse modelling study. *Int. WOCE Newsletter*, **32**, 29–31.
- Ruddick, K., Y. Park, et B. Nechad, 2003** : MERIS Imagery of Belgian coastal waters : mapping of Suspended Particulate Matter and Chlorophyll-a. *Proceedings of the MERIS Users workshop held in Frascati, 10-13 November 2003, ESA Special Publication SP-549*.
- Salomon, J.C. et P. Lazure, 1988** : Etude par modèles mathématiques de quelques aspects de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. Rapport techn., Rapport IFREMER/DERO-88.26-EL.
- Sautour, B. et J. Castel, 1998** : Importance of microzooplanktonic crustaceans in the coastal food chain : Bay of Marennes-Oléron, France. *Oceanol. Acta*, **21**(1), 105–112.
- Sheng, J. et A.E. Hay, 1988** : An examination of the spherical scatterer approximation in aqueous suspensions of sand. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **83**(2), 598–610.
- Shi, Z., L.F. Ren, et L.J. Hamilton, 1999** : Acoustic profiling of fine suspension concentration in the Changjiang estuary. *Estuaries*, **22**(3A), 648–656.
- SHOM, 2002** : Courants de marée et hauteurs d’eau. Golfe de Gascogne. , **565-UJA**.
- SHOM, 2005** : Courants de marée et hauteurs d’eau. Côte Sud de Bretagne. , **558-UJA**.
- Smagorinsky, J., 1963** : General circulation experiments with the primitive equations - I. the basic experiment. *Mon. Weather Rev.*, **91**, 99–165.
- Sottolichio, A., P. Le Hir, et P. Castaing, 2001**. Modeling mechanisms for the stability of the turbidity maximum in the Gironde estuary, France. In W. McAnally et A. Mehta (Eds.), *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, pp. 373–386.

- Soulsby, R.L., 1997** : *Dynamics of marine sands. A manual for practical applications.* London : Thomas Telford.
- Soulsby, R.L., L. Hamm, G. Klopman, D. Myrhaug, R.R. Simons, et G.P. Thomas, 1993** : Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, **21**, 41–69.
- Souza, A.J., L.G. Alvarez, et T.D. Dickey, 2004** : Tidally induced turbulence and suspended sediment. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20309.
- Stanton, T.K., 1989** : Simple approximate formulas for backscattering of sound by spherical and elongated objects. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **86**(4), 1499–1510.
- Stanton, T.K., 1998** : Differences between sound scattering by weakly scattering spheres and finite-length cylinders by weakly scattering spheres and finite-length cylinders with applications to sound scattering by zooplankton. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **103**(1), 254–264.
- Stramski, D., E. Boss, D. Bogucki, et K.J. Voss, 2004** : The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. *Progress in Oceanography.*, **61**, 27–56.
- Stramski, D., A. Bricaud, et A. Morel, 2001** : Modeling the inherent optical properties of the ocean based on the detailed composition of planktonic community. *Applied Optics*, **40**, 2929–2945.
- Swail, V.R., E.A. Ceccacci, et A.T. Cox, 2000** : The AES40 North Atlantic Wave Reanalysis : validation and climate assessment. *6th International Workshop On Wave Hindcasting and Forecasting, November 6-10, 2000 Monterey, California, USA.*
- Swail, V.R. et A.T. Cox, 2000** : On the Use of NCEP-NCAR Reanalysis Surface Marine Wind Fields for a Long-Term North Atlantic Wave Hindcast. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **17**, 532–545.
- Tessier, C., P. Le Gall, M. Derrien, et X. Lurton, 2006** : Mesure en bassin des caractéristiques d'émission et de réception de deux courantomètres acoustiques adcp, pour l'exploitation de l'intensité du signal rétrodiffusé. *IFREMER, rapport interne, RST-TSI no 06.123*, 29 pp.
- Tessier, C., P. Le Hir, X. Lurton, et P. Castaing, 2007** : Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet doppler (ADCP). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **submitted**.
- Thorne, P.D. et D.M. Hanes, 2002** : A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. *Continental Shelf Research*, **22**, 603–632.
- Thorne, P.D. et P.J. Hardcastle, 1997** : Acoustic measurements of suspended sediments in turbulent currents and comparison with in-situ samples. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **101**(5), 2603–2614.
- Thorne, P.D., P.J. Hardcastle, et R.L. Soulsby, 1993** : Analysis of acoustic measurements of suspended sediments. *J. Geophys. Res.*, **98**(C1), 899–910.
- Tolman, H. L., 1991** : A third generation model for wind on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depth and currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 766–781.
- Tolman, H. L., 2002** : User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22. Rapport Techn. 222, NOAA/NWS/NCEP/MMAB.
- Trevorrow, M.V., 2003** : Measurements of near-surface bubble plumes in the open ocean with implications for high-frequency sonar performance. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **114**(5), 2672–2684.
- Urlick, R.J., 1948** : The absorption of sound in suspensions of irregular particles. *J. Acoust. Soc. of Am.*, **20**, 283–289.

- Van Aken, H., 2001** : The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean. Part III : the subducted thermocline water mass. *Deep-Sea Res. I*, **48**, 237–267.
- Van-de Hulst, H.C., 1981** : *Ligth scattering by small particules*. Dover Publications Inc. New-York. Seconde édition.
- Vanhoutte-Brunier, A., S. Lyons, L. Fernand, P. Cugier, F. Dumas, A. Ménesguen, et F. Gohin, 2004**. Modelling harmful algal events in the western English Channel applied to the *Karenia mikimotoi* that occured in summer 2003. Poster presentation, Challenger Conference for Marine Science, Liverpool, September 2004.
- Vanney, J.R., 1977** : *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. SEDES, publications de La Sorbonne. 474 p.
- Vincent, A. et G. Kurc, 1969** : Hydrologie, variations saisonnières de la situation thermique du Golfe de Gascogne en 1967. *Revue des Travaux de l'Institut des pêches Maritimes*, **33(1)**, 79–96.
- Waeles, B., 2005** : *Modélisation morphodynamique de l'embouchure de la Seine*. Thèse de doctorat, Université de Caen/Basse-Normandie.
- WET-Labs, 1998** : *C-Star Transmissiometer User's Guide Version 2*. WET-Labs.
- WET-Labs, 2002** : *Ligth Scattering Sensor User's Guide*. WET-Labs.
- Zhu, X.H., Y. Takasugi, M. Nagao, et E. Hashimoto, 2000** : Diurnal Cycle of Sound Scatterers and Measurements of Turbidity Using ADCP in Beppu Bay. *Journal of Oceanography*, **56**, 559–565.

ANNEXES

Annexe A

L'équation du sonar (Deines 1999)

L'équation du sonar est basée sur un bilan énergétique, exprimant un rapport signal à bruit, des phénomènes affectant l'onde émise par l'ADCP, se propageant dans le milieu, rétrodiffusée par les particules et reçue par le transducteur. D'après Deines (1999), on a ¹ :

$$\underbrace{\frac{S}{N}}_0 = \underbrace{\frac{P_e \beta}{4\pi}}_1 \cdot \underbrace{G_d}_2 \cdot \underbrace{\frac{10^{-\alpha R/10}}{R^2}}_3 \cdot \underbrace{\frac{\pi(R\phi)^2}{4}}_4 \cdot \underbrace{\frac{c\tau}{2}}_5 \cdot \underbrace{10^{S_v/10}}_6 \cdot \underbrace{\frac{10^{-\alpha R/10}}{R^2}}_7 \cdot \underbrace{\frac{G_d \lambda^2}{4\pi}}_8 \cdot \underbrace{\beta}_9 \cdot \underbrace{\frac{1}{KT_X B_N F}}_{10} \quad (\text{A.1})$$

-
- 0 : rapport Signal S sur bruit $N = KT_X B_N F$ (puissances en Watts).
 $(S + N)/N = 10^{(K_c(NC - NC_0)/10)}$ avec NC (counts) le niveau reçu enregistré par l'ADCP, NC_0 (counts) le niveau de bruit et K_c en dB/counts.
- 1 : densité de puissance acoustique émise, évaluée à 1 m du transducteur (P_e est la puissance acoustique et β le rendement électro-acoustique).
- 2 : correction de directivité G_d
- 3 : amortissement du signal lors de la propagation et correction de la perte par divergence sphérique (aller). R est la distance au transducteur.
- 4 : surface insonifiée (ϕ est l'ouverture angulaire en radians)
- 5 : longueur du puits, correspondant à l'épaisseur insonifiée (c est la célérité des ondes dans l'eau (m/s) et τ la durée du puits (s)).
- 4-5 : volume insonifié
- 6 : coefficient de rétrodiffusion des particules S_v (dB ref. $(4\pi\text{m})^{-1}$). Il correspond à l'indice de rétrodiffusion IV .
- 7 : amortissement du signal lors de la propagation et correction de la perte par divergence sphérique (retour)
- 1-7 : intensité acoustique arrivant au transducteur de réception
- 8 : aire de réception du transducteur (λ est la longueur d'onde du signal)
- 1-8 : puissance acoustique intercepté par le transducteur
- 9 : sensibilité du récepteur
- 1-9 : puissance électrique du signal en réception

¹Attention, certaines notations de Deines ont été modifiées ici pour être homogènes avec celles utilisées dans le reste du rapport.

10 : puissance du bruit (température au transducteur T_X (°K); constante de Boltzmann $K = 1.38 \cdot 10^{-23}$ (joules/°K); B_N largeur de bande (Hz) du bruit; F facteur de bruit du récepteur)

Deines (1999) propose une relation en décibels de cette équation, en regroupant certains termes, pour ce ramener à des grandeurs mesurables pour différents appareils. Le but est de calculer le coefficient de rétrodiffusion S_v à partir du signal ADCP. A partir de l'équation précédente, on peut écrire :

$$\begin{aligned} 10^{S_v/10} &= \frac{S}{N} 10^{(2\alpha R)} \frac{R^4 T_X K B_N F}{\frac{c\tau}{2} \frac{P_E \beta G_d}{4\pi} \frac{\pi \phi^2 R^2}{4} \frac{\beta G_d \lambda^2}{4\pi}} \\ &= \frac{S}{N} 10^{(2\alpha R)} \frac{1}{c\tau/2} \frac{1}{P_E} R^2 T_X \frac{K B_N F}{\beta^2 G_d^2 \phi^2 \lambda^2 / 16\pi} \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

Avec $G_d = (\pi a_t / \lambda)^2$ et $\phi^2 = \frac{16\lambda^2}{2\pi^2 a_t^2}$, on a : $G_d^2 \phi^2 \lambda^2 = 8\pi^2 a_t^2$

De plus, $\frac{c\tau}{2} = \frac{L}{\cos(\theta)}$ et $\frac{S}{N} \sim \frac{S+N}{N} = 10^{(K_c(NC-NC_0)/10)}$ où NC (counts) est le niveau reçu enregistré par l'ADCP, NC_0 (counts) est le niveau de bruit en réception et K_c en dB/counts. On obtient donc :

$$10^{S_v/10} = 10^{(K_c(NC-NC_0)/10)} 10^{(2\alpha R)} \frac{1}{P_E} R^2 T_X \frac{\cos(\theta)}{L} \frac{8K B_N F}{\beta^2 \pi a_t^2} \quad (\text{A.3})$$

Le passage en décibels mène finalement à l'équation suivante :

$$S_v = K_c(NC - NC_0) + 2\alpha R + 10 \log_{10}(T_x R^2) - L_{DBM} - P_{DBW} + C \quad (\text{A.4})$$

avec $L_{DBM} = 10 \log_{10}(L/1m)$, $P_{DBW} = 10 \log_{10}(Pe/1W)$ et $C = 10 \log_{10} \left(\frac{8KFB_N \cos(\theta)}{\pi a_t^2 \beta} \right)$

Notons que la prise en compte de la dépendance à la température interne T_x n'est plus nécessaire pour les ADCP récents (Workhorse).

C est une constante liée au bruit (constante de Boltzmann, facteur de bruit et largeur de bande du bruit en réception) et aux caractéristiques du transducteur (sensibilité et directivité). Pour un ADCP Workhorse 300kHz (Workhorse Monitor), Deines donne $C = -143.0$ dB et $P_{DBW} = 14$ dB_{/1W} (pour une tension de 36 Volts). Pour un ADCP 1200kHz (Workhorse), $C = -129.1$ dB et $P_{DBW} = 4.8$ dB_{/1W}.

L'équation A.4 peut être utilisée telle quelle avec ces valeurs typiques approximatives, pour ensuite calibrer S_v avec des mesures indépendantes de concentration (Bourrin 2002; Souza *et al.* 2004). Mais pour étudier plus précisément le signal rétrodiffusé, elle nécessite une bonne estimation des paramètres techniques de l'appareil utilisé, tels que le facteur de bruit F et sa largeur de bande B_N . Or RDI ne fournit pas ces spécificités pour chaque appareil et pour les déterminer, il faut pouvoir faire des expériences lourdes en bassin, ce qui n'était pas envisageable. Par contre, les mesures en bassin qui ont été réalisées ont permis de définir des niveaux d'émission et de réception de l'ADCP en niveau absolu de pression acoustique, en dB_{/1μPa}, et d'intégrer aussi les caractéristiques techniques de chaque transducteur (Annexe E et section 2.5. La relation 2.43 peut alors être utilisée de façon analogue à l'équation A.4 pour exploiter les profils ADCP en termes de turbidité.

Annexe B

Mesure de concentration par ADCP : les logiciels commercialisés

SEDIVIEW (DRL)

La société DRL a développé le logiciel SEDIVIEW, pour traiter les données des ADCP RDI. Il permet l'obtention de profils de concentration à partir des profils d'intensité rétrodiffusée. Etant donné la part d'incertitude sur les caractéristiques instrumentales et environnementales, l'idée est de chercher une relation linéaire entre le niveau reçu corrigé des pertes de transmission N_i (dB) et le logarithme base 10 de la concentration massique M :

$$N_i = S \log_{10}(M) - K_s$$

avec S le "coefficient relatif de diffusion", K_s une constante de calibration caractéristique du site et de l'instrument. Le coefficient S a une valeur théorique de 10 (Eq. 2.42) mais il est indiqué pouvant varier de 10 à 40. D'après Sédiview, il permet d'ajuster la relation entre la concentration et la taille des particules. Plus cette pente S est forte, plus la dépendance taille/concentration est forte.

En considérant aussi l'atténuation du signal au cours de sa propagation, on obtient la formulation suivante :

$$\log_{10}(M) = [N_i(R) + 2R(\alpha_w + \alpha_s) + K_s]/S \quad (\text{B.1})$$

Le coefficient d'amortissement lié à l'eau α_w est formulé selon Shulkin and Marsch (1963). Comme précédemment, l'amortissement lié aux particules est décomposé en un terme lié à la viscosité et un terme lié à la diffusion :

$$\alpha_s(R) = \alpha_v(R) + \alpha_d(R) = M(R)(\zeta_v + \zeta_d)(R) \quad (\text{dB.m}^{-1})$$

- α_v est formulé selon Urick (1948) (Eq. 2.24)
- α_d est considéré uniquement pour des particules minérales dans le régime de Rayleigh : $\zeta_d = \frac{K_\alpha}{\rho_s} k^4 a_s^3$, avec K_α , un terme dépendant de la masse volumique et la compressibilité des suspensions et de l'eau ($K_\alpha = 0.18$ pour les sables).

Si on relie cette équation aux formulations précédentes (Eq. 2.42), et que l'on prend en compte le fait que les constantes de calibration S et K_s sont constantes sur la verticale, on en déduit les expressions suivantes de K_s et N_i :

$$N_i(R) = K_c(NC(R) - NC_0) + 20 \log_{10}(R) \quad (\text{B.2})$$

$$K_s = -10 \log_{10}(\sigma/\rho_s v_s) - 10 \log_{10}(\psi L) \quad (\text{B.3})$$

La méthode de résolution est une méthode itérative implicite, de cellule en cellule à partir du transducteur. La spécificité de SEDIVIEW est la détermination des constantes de calibration, S et K_s , fonction de caractéristiques environnementales et instrumentales. Leur détermination se fait par l'utilisateur, à l'aide d'une interface graphique, avec des mesures indépendantes de concentrations massiques, effectuées au même moment que la mesure acoustique. Les valeurs des constantes à retenir sont celles qui ajustent au mieux les deux mesures simultanées. La méthode se rapproche ainsi d'une méthode empirique, elle est d'autant plus précise que le nombre de données indépendantes, dans l'espace et dans le temps est important (par rapport aux changements des conditions environnementales). Le logiciel permet de prendre en compte beaucoup de paramètres, liées aux caractéristiques techniques de l'appareil utilisé et à l'environnement dans lequel il est utilisé. Pour s'y retrouver, il est nécessaire d'avoir déjà une bonne connaissance des processus en jeu et des limitations de la mesure.

L'expérience de SEDIVIEW est surtout limitée à des radiales en milieu côtier, à l'échelle de la marée, pour des suivis de panaches turbides (Land et Bray 2000). Il a été testé pour des concentrations minimales de 1 mg/l. De par sa conception, ce logiciel est surtout adapté à des mesures de courtes durées. Ferré *et al.* (2005) ont utilisé ce logiciel avec satisfaction sur des données ADCP 300 kHz, pour l'étude d'une remise en suspension par une tempête, et la quantification des panaches turbides lors des chalutages (Durrieu de Madron *et al.* 2005).

WISEA-PDT (Aqua Vision BV)

Aqua Vision BV a développé un logiciel de traitement de données ADCP RDI, WISEA-DAS (Data Acquisition Software) et récemment, un module indépendant WISEA-PDT (Plume Detection Toolbox), pour calculer les profils de concentration massique à partir de l'intensité rétrodiffusée des ADCP. L'intérêt de ce logiciel par rapport à SEDIVIEW est qu'il est utilisable en temps quasi-réel et qu'il est développé sous MATLAB (plus modulable et performant que l'interface Sédiview). La formulation de base est celle de Deines (1999), équation A.4, avec une paramétrisation-type des caractéristiques de l'appareil, donnée par Deines. La prise en compte de l'atténuation du signal par les particules a été ajoutée, pour la composante visqueuse (Urick 1948), considérant ainsi uniquement l'effet des fines particules. Une limitation au régime de Rayleigh est d'ailleurs annoncée, indiquant une validité en basse fréquence uniquement ($ka \ll 1$). Un spectre granulométrique peut être pris en compte, mais il est utilisé uniquement pour les calcul de l'atténuation. Une méthode itérative et une calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion Sv est fait en temps quasi-réel par l'utilisateur, sous réserve de l'acquisition en même temps de données hydrologiques et d'une mesure indépendante de concentration, de type OBS (calibré préalablement par des pesées MES). Ce logiciel permet également une visualisation 3D très satisfaisante des résultats, en plus des courbes de calibration. Les résultats présentés par *Aqua Vision BV* concernent l'estimation de flux sédimentaires par radiales ADCP dans les fleuves et les ports, ainsi que le suivi des panaches turbides de rejets de dragage. Des expériences de calibration qui sont encore ici sur des échelles de temps plutôt courtes.

Annexe C

Instrumentation optique de mesure *in – situ* de la turbidité

C.1 Principes optiques

L'atténuation de la lumière dans l'eau dépend de son absorption et sa diffusion par les particules présentes. λ étant la longueur d'onde de la lumière considérée, le coefficient d'atténuation spectral $c(\lambda)$ (m^{-1}) se décompose en un coefficient d'absorption spectral $a(\lambda)$ et un coefficient de diffusion spectral $b(\lambda)$:

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (\text{C.1})$$

La diffusion sur une particule a une distribution angulaire par rapport à l'onde incidente, qui dépend de l'index de réfraction de la particule et de la taille de cette particule d par rapport à la longueur d'onde de la lumière λ . Pour $d < \lambda/10$, on est dans le régime de Rayleigh et la diffusion est à peu près équivalente vers l'avant et vers l'arrière, pour $d \sim \lambda$, la diffusion est plus importante vers l'avant et pour $d > \lambda$ la diffusion est très concentrée vers l'avant, avec des maxima et minima aux plus grands angles.

On introduit donc la fonction spectrale de diffusion volumique $\beta(\Psi, \lambda)$, avec Ψ l'angle de diffusion et Ω , l'angle solide, telle que :

$$b(\lambda) = \int_{\Omega} \beta(\Psi, \lambda) d\Omega \quad (\text{C.2})$$

De plus, en considérant la symétrie de révolution de la diffusion, la diffusion vers l'avant b_f et la rétrodiffusion b_b sont donc ainsi définies :

$$b_f(\lambda) = 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\Psi, \lambda) \sin(\Psi) d\Psi \quad (\text{C.3})$$

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\Psi, \lambda) \sin(\Psi) d\Psi \quad (\text{C.4})$$

Du fait de la variabilité des particules présentes dans l'océan, l'absorption et la diffusion diffèrent selon la nature et la taille des particules. Leurs contributions respectives peuvent être considérées de manière additive. Par exemple pour le coefficient de rétrodiffusion, on a (Stramski, 2004) :

$$b_b(\lambda) = b_{bw} + \sum_i N^i \sigma_{bp}^i(\lambda) \quad (\text{C.5})$$

avec b_{bw} le coefficient de rétrodiffusion de l'eau de mer pure, N^i la densité numérique des particules du i ème type et $\sigma_{bp}^i(\lambda)$ la section efficace de rétrodiffusion d'une particule de ce type.

Ce paramètre peut s'exprimer comme le produit de la section géométrique ($\sim \pi r^2 = \pi d^2/4$) par un facteur d'efficacité Q_i , qui dépend de l'indice de réfraction des particules et de leur taille par rapport à la longueur d'onde.

Dans le cas de particules sphériques non absorbantes, l'indice de réfraction n est réel, et Van de Hulst (1981) a montré que ce facteur s'exprime alors ainsi (Bideau-Mehu *et al.* 1985; Dera 1992; Bunt *et al.* 1999) :

$$Q = 2 - \frac{4}{\rho} \sin(\rho) + \frac{4}{\rho^2} (1 - \cos(\rho)) \quad \text{avec } \rho = \frac{2\pi d}{\lambda} (n - 1) \quad (\text{C.6})$$

la figure C.1A (en haut) montre l'allure de Q en fonction du diamètre des particules. L'efficacité croît avec la taille pour les petites particules puis oscille autour de la valeur limite de 2 pour des grosses particules individuelles, diffusant alors dans le régime dit "géométrique" (où la section efficace de rétrodiffusion est indépendante de la longueur d'onde et vaut deux fois la section géométrique).

Dans le cas de ces particules non absorbantes, le coefficient d'atténuation devient alors :

$$c = \frac{\pi}{4} \sum_d d^2 * N(d) * Q(d) \quad (\text{C.7})$$

avec $N(d)$ la distribution de taille de particule. En faisant l'hypothèse d'une distribution numérique typique (des eaux marines) en d^{-4} (McCave 1983), l'efficacité de la diffusion est alors en d^{-2} et l'on voit apparaître la plus forte sensibilité aux particules fines (figure C.1B).

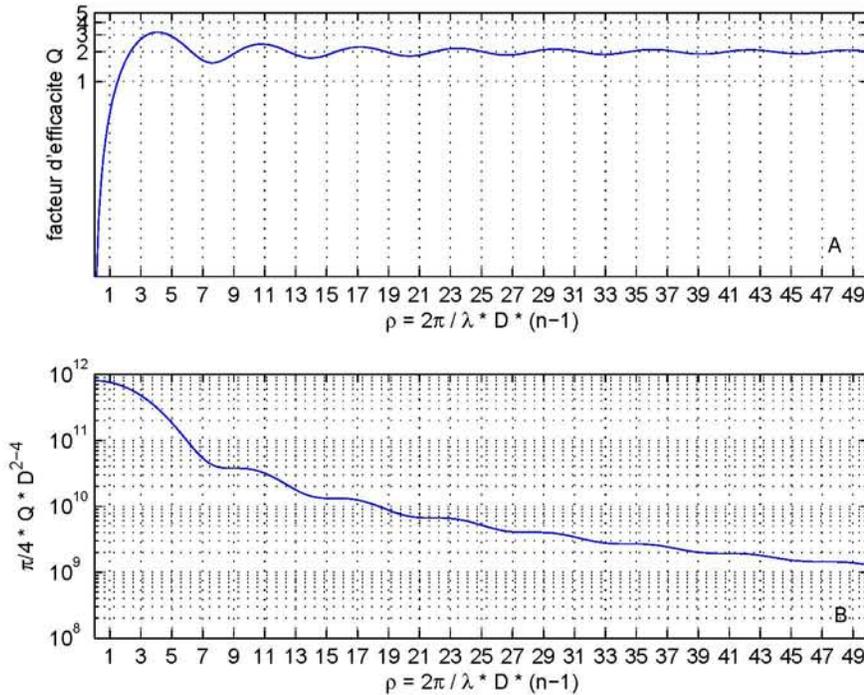


FIG. C.1 : A : facteur d'efficacité de la diffusion en fonction du paramètre ρ pour des particules non absorbantes (minérales) d'indice de réfraction $n = 1.15$, à la longueur d'onde de 660 nm. B : Efficacité de la diffusion d'une distribution de taille de particule en d^{-4} .

La quantification du rôle des différents constituants de l'eau sur la rétrodiffusion a été faite par de nombreux auteurs dans des milieux variables, et avec des modèles différents (sphère homogène ou particules irrégulières). L'utilisation de la couleur de l'eau par télédétection a en effet fait l'objet de nombreuses recherches pour quantifier la production primaire et les matières en

suspension. Pour une synthèse sur l'effet de différents constituants, on se référera à Stramski et al. (2004), qui montre la grande variabilité des résultats. Les constituants considérés sont : l'eau pure, la turbulence induite par des variations de densité, les micro-bulles, les particules organiques et minérales, les colloïdes et les hydrocarbures. Plusieurs études citées (Stramski *et al.* 2001; Green *et al.* 2003) montrent que les particules minérales, seraient responsables en majorité de la rétrodiffusion, alors que le phytoplancton serait surtout responsable de la diffusion totale et l'absorption (à 448 nm). A noter aussi l'importance des très petites particules (colloïdes $< 1\mu\text{m}$) dans la rétrodiffusion.

En ce qui concerne plus particulièrement la mesure in-situ de turbidité par optique, c'est-à-dire par transmission ou rétrodiffusion, Bunt et al. (1999) reprend les travaux de plusieurs auteurs pour quantifier l'effet de la taille et la nature des particules sur ces mesures. Ainsi, pour une distribution unimodale, le coefficient d'atténuation est 100 fois plus fort pour des particules de $0.5\mu\text{m}$ par rapport à $50\mu\text{m}$, et de même le signal rétrodiffusé (d'un OBS, voir plus loin) est 10 fois plus fort pour des particules de $44\mu\text{m}$ par rapport à $106\mu\text{m}$. Pour des distributions bi-modales, l'augmentation du pourcentage de fines accroît considérablement le signal rétrodiffusé. De plus les particules rugueuses rétrodiffusent 2 à 10 fois plus par rapport à la théorie. Enfin, la présence de floes dans les suspensions induit des variations importantes des réponses optiques, du fait des réflexions internes. L'atténuation est assez bien corrélée à la concentration massique pour des floes $< 100\mu\text{m}$ mais pas pour les macro-floes $> 250\mu\text{m}$. La rétrodiffusion est plus importante pour des floes de $26\mu\text{m}$ que de $109\mu\text{m}$. En ce qui concerne l'indice de réfraction, la matière organique ($n = 1.01 - 1.05$) a un coefficient d'atténuation bien plus faible que les particules minérales et les squelettes de diatomées ($n = 1.15 - 1.25$), dont l'atténuation dépend beaucoup de l'allure du spectre de taille (atténuation plus forte pour un spectre étroit).

C.1.1 Transmission

Les transmissomètres mesurent le pourcentage de lumière transmise Tr (%) sur un chemin optique de longueur L , à une longueur d'onde λ (660, 532 ou 488 nm). Le calcul de l'atténuation de la lumière permet de s'affranchir de la longueur du chemin optique :

$$c_{(\lambda)} = -\frac{1}{L} \text{Log}(Tr/100) \quad (\text{C.8})$$

Cette mesure d'atténuation résulte de l'absorption et de la diffusion. Elle croît avec la concentration en particules, mais elle peut être mal corrélée aux concentrations massiques, en particulier lorsque des particules biogéniques sont présentes du fait de l'augmentation de l'absorption. Elle peut aussi être biaisée si la diffusion vers l'avant est importante. Cette mesure prend en compte l'atténuation par l'eau pure, qui est de $\sim 0.4\text{ m}^{-1}$ à 660 nm.

Les transmissomètres couramment utilisés sont les C-Star de la marque WET-Labs (1998), et les transmissomètres de SeaTech.

C.1.2 Rétrodiffusion

Le Néphélomètre

Ces appareils (de type HACH 2100 et 2100A) sont utilisés surtout en laboratoire sur des échantillons prélevés à la bouteille. La mesure est faite sur la rétrodiffusion à 90° d'un faisceau de lumière de longueur d'onde $\lambda = 850\text{nm}$. Les gammes étalon sont définies par rapport à des suspensions de Formazine. La mesure est exprimé en NTU (Néphélométric Turbidity Unit), mais selon la nature des particules, la réponse fluctue. La présence de grosses particules peut aussi induire des biais sur la mesure, par décantation rapide dans la cuve de mesure. Notons aussi

que l'état du matériel particulaire faisant l'objet de la mesure est bien différent de celui trouvé *in-situ*, du fait du prélèvement et de l'agitation nécessaire de l'échantillon avant la mesure.

Le LSS (Light Scattering Sensor)

Ce capteur est développé par WET-Labs. Il est utilisé pour des mesures *in-situ*, sur une bathysonde ou sur un mouillage, alors associé à la sonde TBD développée par Micrel. Ce capteur fait une mesure de rétrodiffusion, de sensibilité maximale à 100° par rapport à l'onde incidente émise ($\lambda = 880\text{nm}$). La mesure est exprimée en NTU, mais une différence de sensibilité est annoncée par le constructeur (WET-Labs 2002) en fonction de la nature des particules (argiles ou sables). D'autre part, le constructeur montre une comparaison de profils mesurés dans un lac d'Oregon : la réponse du LSS est bien corrélée avec le coefficient d'atténuation (c) obtenu à partir d'un transmissomètre à 880 nm. Cependant, dans le pic de fluorescence, la réponse du LSS est plus forte que celle de l'absorption, mettant en évidence ici une diffusion supplémentaire par le phytoplancton.

L'OBS (Optical Backscattering Sensor)

Ce capteur est développé par D&A Instrument (Downing *et al.* 1981). Il fait une mesure de rétrodiffusion à 140-160° par rapport à l'onde incidente émise ($\lambda = 875\text{nm}$). La réponse de l'OBS (Volts) est linéaire avec la concentration jusqu'à 4 g/L pour des vases (D&A-Instr. 2004). Pour des concentrations élevées ($> 5 \text{ g/L}$ pour des vases et $< 100 \text{ mg/L}$ pour des sables), l'atténuation du signal est telle que la réponse de l'OBS diminue alors avec la concentration.

La sensibilité de la rétrodiffusion étant inversement proportionnelle à la taille des particules, la réponse de l'OBS varie donc en fonction de la taille des particules. De plus la nature des minéraux, de par leurs différences de réflectivité, influe sur le signal rétrodiffusé. Il est donc important d'effectuer des calibrations spécifiques à chaque site d'étude, du fait de la variabilité des particules rencontrées.

C.1.3 Diffraction : le micro-granulomètre laser

La mesure des tailles de particules dans un échantillon d'eau est réalisée par les micro-granulomètres par diffraction. Ce phénomène est l'interaction d'une onde sur une particule de taille au moins équivalente à la longueur d'onde émise. Comme plus les particules sont grandes, plus le pourcentage de lumière diffusé dans un petit angle est important, la diffraction de Fraunhöffer aux petits angles est considérée comme une approximation suffisante de la diffusion (Bideau-Mehu *et al.* 1985; Agrawal et Pottsmith 2000). En théorie (Van-de Hulst 1981), l'intensité diffractée dans la direction θ par une particule de diamètre d s'exprime en fonction de J_1 la fonction de Bessel du premier ordre (Bideau-Mehu *et al.* 1985; Dera 1992), K étant une constante :

$$I(\theta) = K * (\pi d/\lambda)^2 * J_1^2(\pi d/\lambda \sin(\theta))/\sin^2(\theta) \quad (\text{C.9})$$

Les petites particules diffractent loin contrairement aux plus grosses, et cela indépendamment de l'indice de réfraction des particules. De plus l'intensité diffractée dépend du nombre de particules. En fonction de l'intensité I reçue sur différents secteurs angulaires, il est donc possible d'inverser le problème en faisant autant de mesures que de classes de taille. En pratique, une minimisation par moindre carré est utilisée en plus, pour réduire les erreurs liées au facteur de bruit. De plus, l'intensité reçue est ainsi reliée aux aires projetées cumulées dans chaque classe de taille. C'est donc une distribution surfacique des particules qui est obtenue. La distribution volumique des particules est ensuite calculée en multipliant par le diamètre médian de chaque classe, et la charge totale volumique est obtenue par sommation sur toutes les classes.

Le micro-granulomètre laser in-situ (CILAS-IFREMER) développé à l'IFREMER, fonctionne à 820 nm, avec une cellule de mesure de 8 cm³. Les 30 classes de taille (0-400 μm) sont indiquées dans le tableau C.1. La distribution volumique des particules est obtenue par rapport à une charge totale volumique exprimée en unité arbitraire (u.a.), dont la calibration en unité volumique est expliquée un peu plus loin. De plus une mesure du pourcentage de lumière transmise est aussi effectuée sur un chemin optique de 3 cm, permettant d'estimer le coefficient d'atténuation $c(\lambda = 820\text{nm})$. L'appareil peut aussi être couplé à un vidéo-microscope in-situ, afin de mieux caractériser les particules présentes, notamment le phytoplancton et le zooplancton (Lunven *et al.* 2003). Enfin, la comparaison avec des mesures de rétrodiffusion optique (OBS), a confirmé sa sensibilité aux agrégats, alors que l'OBS est plus sensible aux particules fines (Lunven et Gentien 2000).

Ce granulomètre laser in-situ équivaut au LISST (Laser In-Situ Scattering and Transmissometry) développé par SEQUOIA (voir Agrawal et Pottsmith (1993, 1994, 1997)). Les caractéristiques techniques diffèrent sur certains points mais le principe est globalement le même. Récemment ces auteurs ont développé le LISST-ST pour mesurer en plus les vitesses de chutes in-situ (Agrawal et Pottsmith 2000).

Le granulomètre de laboratoire utilisé à IFREMER DYNECO-PHYSED est un CILAS HR850, de longueur d'onde 633 nm, mesurant 50 classes de taille de 0 à 600 μm . Les spectres de taille mesurés représentent les particules élémentaires car en général, on fait subir à l'échantillon au moins 30 secondes d'ultrasons avant la mesure, en plus de l'agitation.

Classe n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
D (μm)	0-0.7	0.7-0.9	0.9-1	1-1.4	1.4-1.7	1.7-2	2-2.6	2.6-3.2	3.2-4	4-5
Classe n°	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
D (μm)	5-6	6-8	8-10	10-12	12-15	15-18	18-23	23-30	30-36	36-45
Classe n°	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
D (μm)	45-56	56-70	70-90	90-110	110-135	135-165	165-210	210-260	260-320	320-400

TAB. C.1 : Classes de taille des particules du micro-granulomètre laser *in-situ* CILAS-IFREMER (diamètre D en μm).

Calibration du micro-granulomètre laser *in-situ* CILAS-IFREMER

La calibration du granulomètre-laser *in-situ* en volume est faite à partir du travail de Gentien et al. (1995), effectué avec des billes calibrées. Plus récemment les mesures ont été complétées par Lunven et al. (comm. pers.) avec des oeufs d'Artémia (petit crustacé) et des oeufs de Turbot, de tailles plus importantes que les billes. Ces mesures sont possibles car la diffraction est insensible à la nature des particules. Pour chaque taille de bille, le nombre de particules $S(d)$ (dans 1 ml) nécessaire pour avoir une charge de 1 u.a. est comptabilisé. Le volume total estimé correspond à $30\mu\text{L/L}$ pour chaque classe. Avec cette calibration, les relations suivantes sont donc obtenues :

$$1[u.a.] \sim 30[\mu\text{L/L}] \quad (\text{C.10})$$

$$N(d) = S(d) * 1000 * (p(d) * C_{ua}) \quad [\text{nb/L}] \quad (\text{C.11})$$

$$S(d) = A * d^B \quad [\text{nb/1ml}] \quad \text{avec} \quad A = 1.0845 * 10^8 \quad \text{et} \quad B = -3.1418 \quad (\text{C.12})$$

$$\text{et aussi : } N(d) = 30 * (p(d) * C_{ua}) / v_d \quad [\text{nb/L}] \quad (\text{C.13})$$

$N(d)$: nombre de particules par litre de la classe de taille d

$p(d)$: pourcentage volumique de la classe de taille d

C_{ua} : charge volumique totale en unité arbitraire

v_d : volume particulaire de la classe de taille d

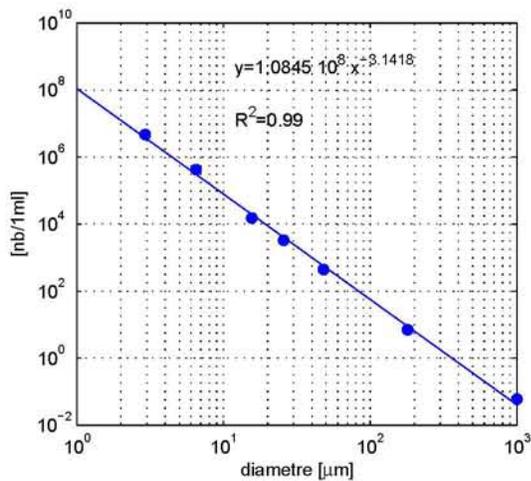


FIG. C.2 : Calibration du granulomètre laser *in-situ* CILAS-IFREMER. Nombre de particules dans 1 ml nécessaires pour obtenir une charge de 1 u.a. ($S(d)$)

Comparaison des spectres granulométriques mesurés in-situ et en laboratoire (agrégats/particules élémentaires)

Lors de la campagne EDILOIRE 2005 (IFREMER), des profils de micro-granulométrie in-situ ont été réalisés dans la zone LOIRE-VILAINE. De plus, des prélèvements d'eau ont été faits afin de mesurer la granulométrie des particules élémentaires après agitation et envoi d'ultrasons. Les résultats dans la couche de fond sont présentés sur la figure C.4, pour deux stations en baie de Vilaine (figure C.3).

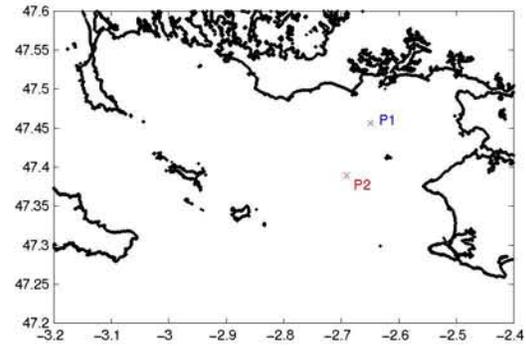


FIG. C.3 : EDILOIRE 2005 - Situation des deux points de mesure P1 et P2.

Les mesures (figure C.4) à la côte (point P1) montrent un léger décalage du spectre vers les fines entre la mesure in-situ et celle au laboratoire, faisant apparaître un mode à $30 \mu\text{m}$, un à $15 \mu\text{m}$ et encore une bonne partie du spectre allant jusqu'à $100 \mu\text{m}$. Les particules ici sont essentiellement d'origine minérale, avec quelques agrégats comme le montre l'écart entre les spectres.

Les mesures au large (point P2) montrent une différence importante entre les spectres mesurés in-situ et en laboratoire. Sur les spectres in-situ, le pic à $18\text{-}30 \mu\text{m}$ est formé de particules phytoplanctoniques (dynoflagellés *Gymnodinium* sp.), les particules de tailles supérieures à $30 \mu\text{m}$ sont des agrégats que l'on retrouve sur les spectres dans la zone où il n'y a pas ou peu de fluorescence. Les spectres mesurés au laboratoire ont été faits plusieurs semaines après le prélèvement dans le milieu, et ont subi une agitation et des ultrasons. Ils représentent donc une population de particules élémentaires, dont le spectre se décale légèrement vers les fines lorsqu'on augmente la durée des ultrasons. Une expérience complémentaire sur une population de phytoplancton a montré que les cellules phytoplanctoniques meurent en moins de 10 jours. Les cellules se lysent d'autant plus facilement avec les ultrasons et forment alors des particules plus fines ainsi que des agrégats plus gros que les cellules individuelles d'origine (figure C.5). Il apparaît donc ici que les particules élémentaires présentent des modes à 6 , 15 et $30 \mu\text{m}$.

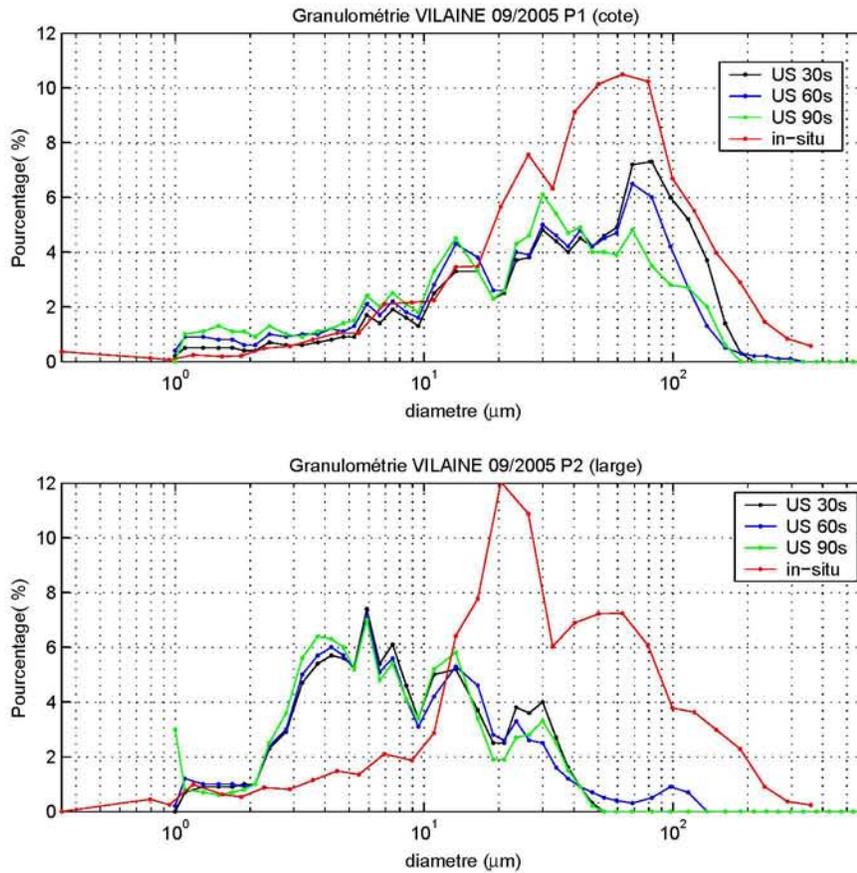


FIG. C.4 : EDILOIRE 2005 - Granulométrie de l'eau de fond réalisée *in-situ* (rouge) et au laboratoire avec 30s, 60s et 90s d'ultrasons.

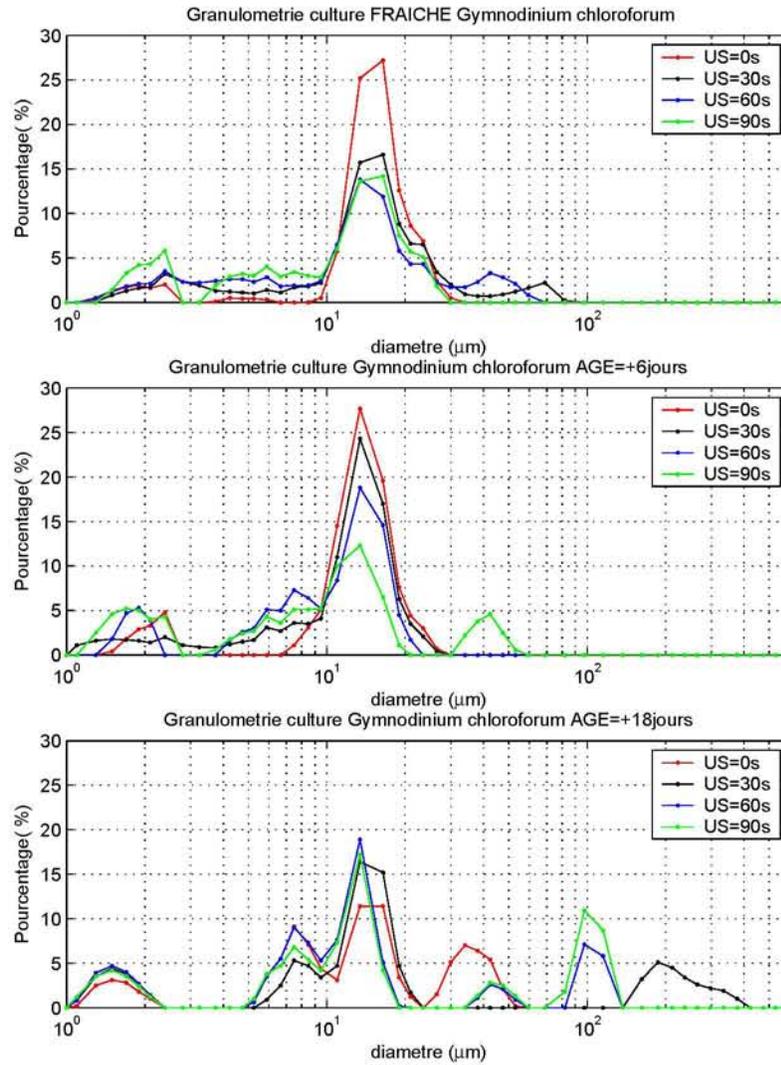


FIG. C.5 : Mesures granulométriques d'une culture de phytoplancton (*Gymnodinium Chloroformum*) réalisées sans et avec 30s, 60s et 90s d'ultrasons.

Annexe D

Mouillage MODYCOT 2003

D.1 Calibration des turbidimètres optiques

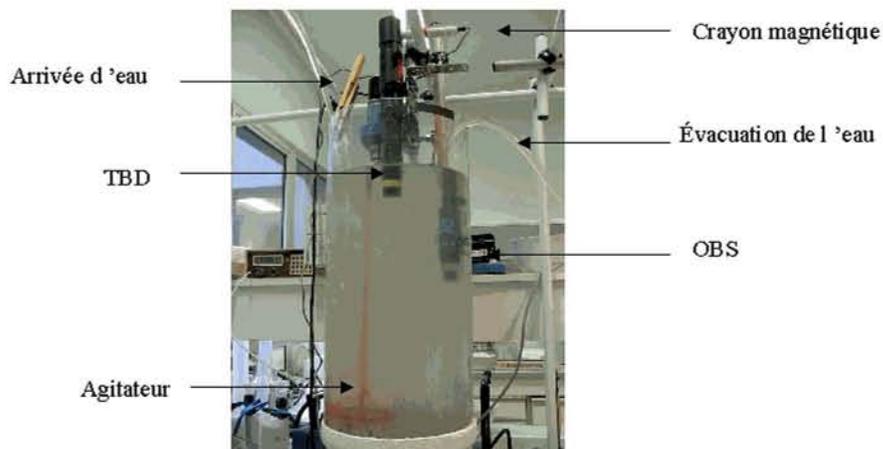
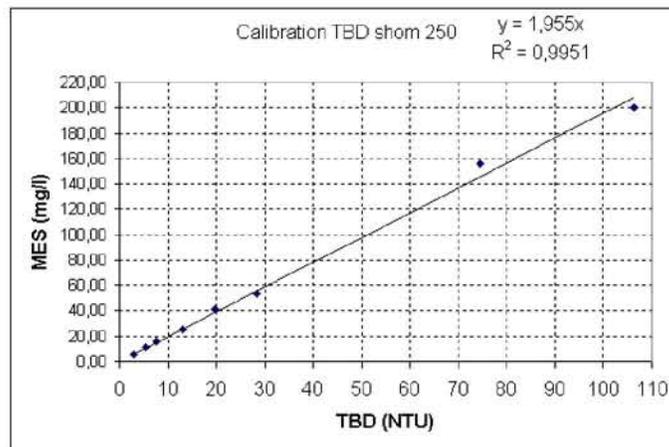
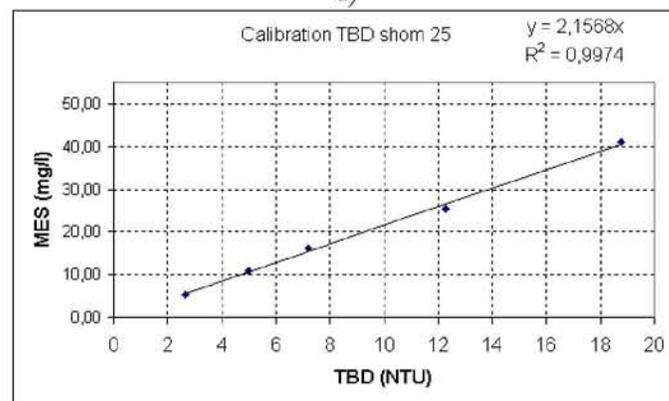


FIG. D.1 : *Expérience de calibration des turbidimètres optiques TBD et OBS.*



a)



b)

FIG. D.2 : Courbes de calibration des TBD MICREL (SHOM) a) TBD 0-250 NTU (saturation à 190NTU)
b) TBD 0-25 NTU (saturation à 19 NTU).

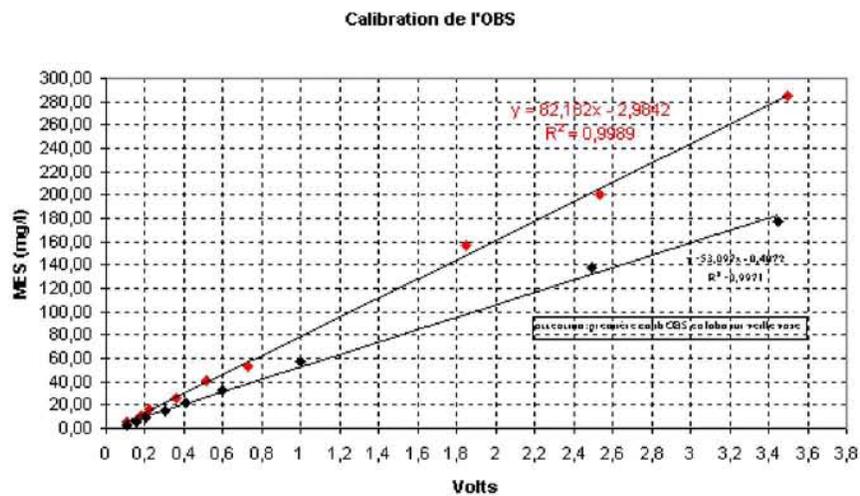


FIG. D.3 : Courbes de calibration de l'OBS-3 (IFREMER) .

D.2 Calibration à l'air des caractéristiques de réception de l'ADP NORTEK 500 kHz (SHOM).

La calibration en réception des transducteurs de l'ADP NORTEK (SHOM), utilisé lors du mouillage MODYCOT-TURBI 2003, a été faite à l'air en appliquant une pastille étalon directement sur le transducteur. En faisant varier le niveau émis par cette pastille dont la sensibilité en émission a été mesurée au préalable, on mesure la réponse de l'ADP correspondante en counts. Ici on a fait l'hypothèse que les niveaux émis d'un côté et reçus de l'autre sont équivalents, mais cela n'est pas garanti. Cette calibration est donc approximative pour ce qui est des niveaux absolus en dB, mais est correcte pour les pentes dB/counts mesurées.

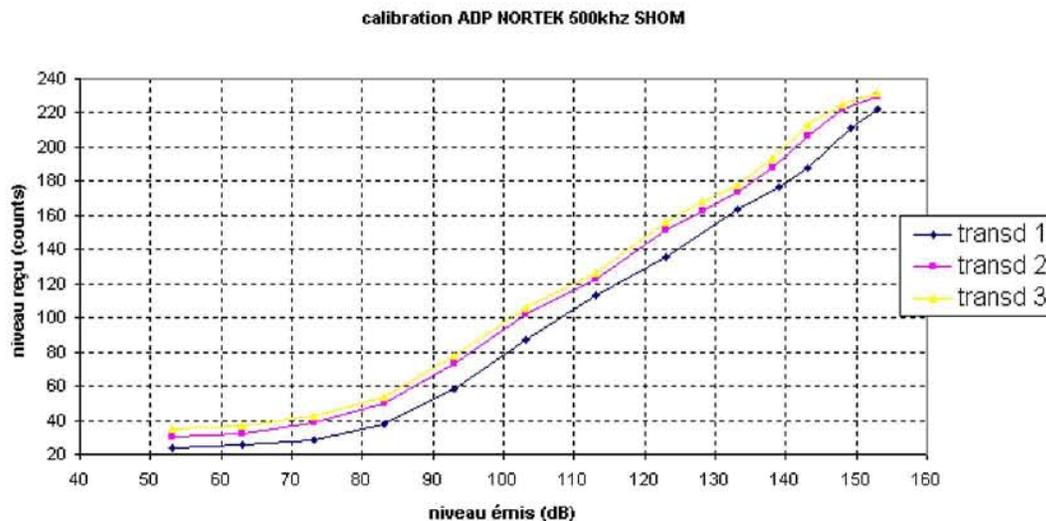


FIG. D.4 : Courbes de calibration des trois transducteurs de l'ADP Nortek (SHOM).

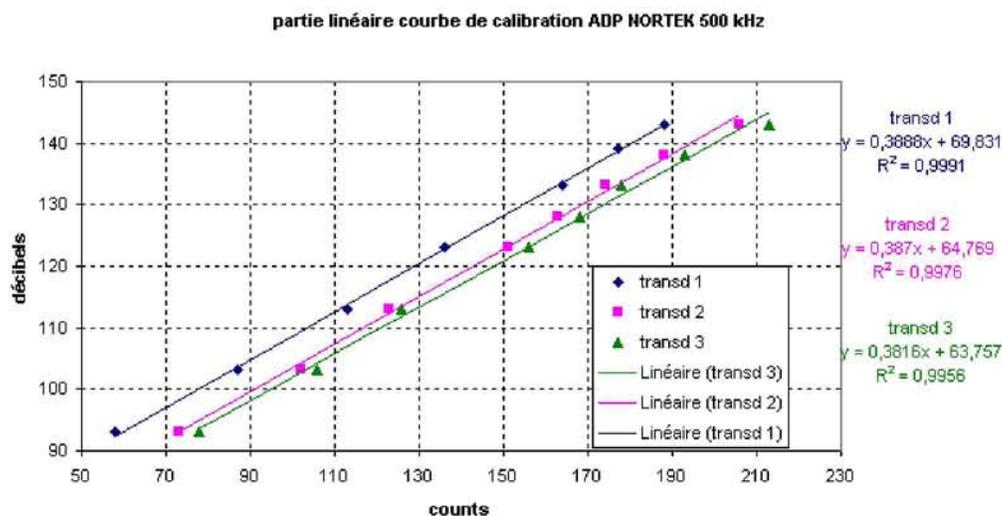


FIG. D.5 : Relations dB/counts des trois transducteurs l'ADP Nortek (SHOM).

D.3 Campagne VILOIR juin 2003

D.3.1 Analyse des mesures au cours du point fixe du 21-22 juin 2003

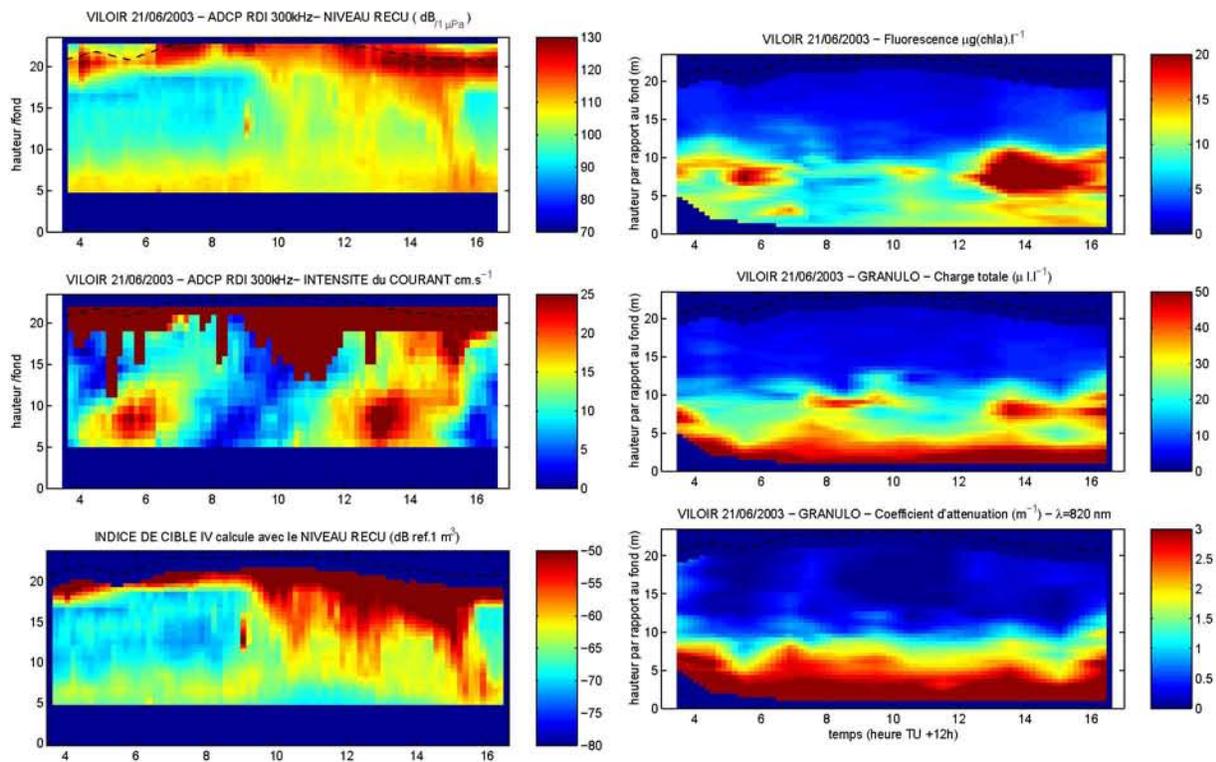


FIG. D.6 : Mouillage MODYCOT 2003 - ADCP 300 kHz - 21/06/2003 - Niveau reçu (dB), courant horizontal (cm/s) et Indice de rétrodiffusion (dB ref. 1 m^3).

FIG. D.7 : Point Fixe VILOIR 21/06/2003 - Mesures de fluorescence ($\mu\text{g}(\text{chl}(\text{a}))/\text{l}$), charge volumique totale ($\mu\text{l}/\text{l}$) et coefficient d'atténuation à 820 nm (m^{-1}).

D.3.2 Observations des particules

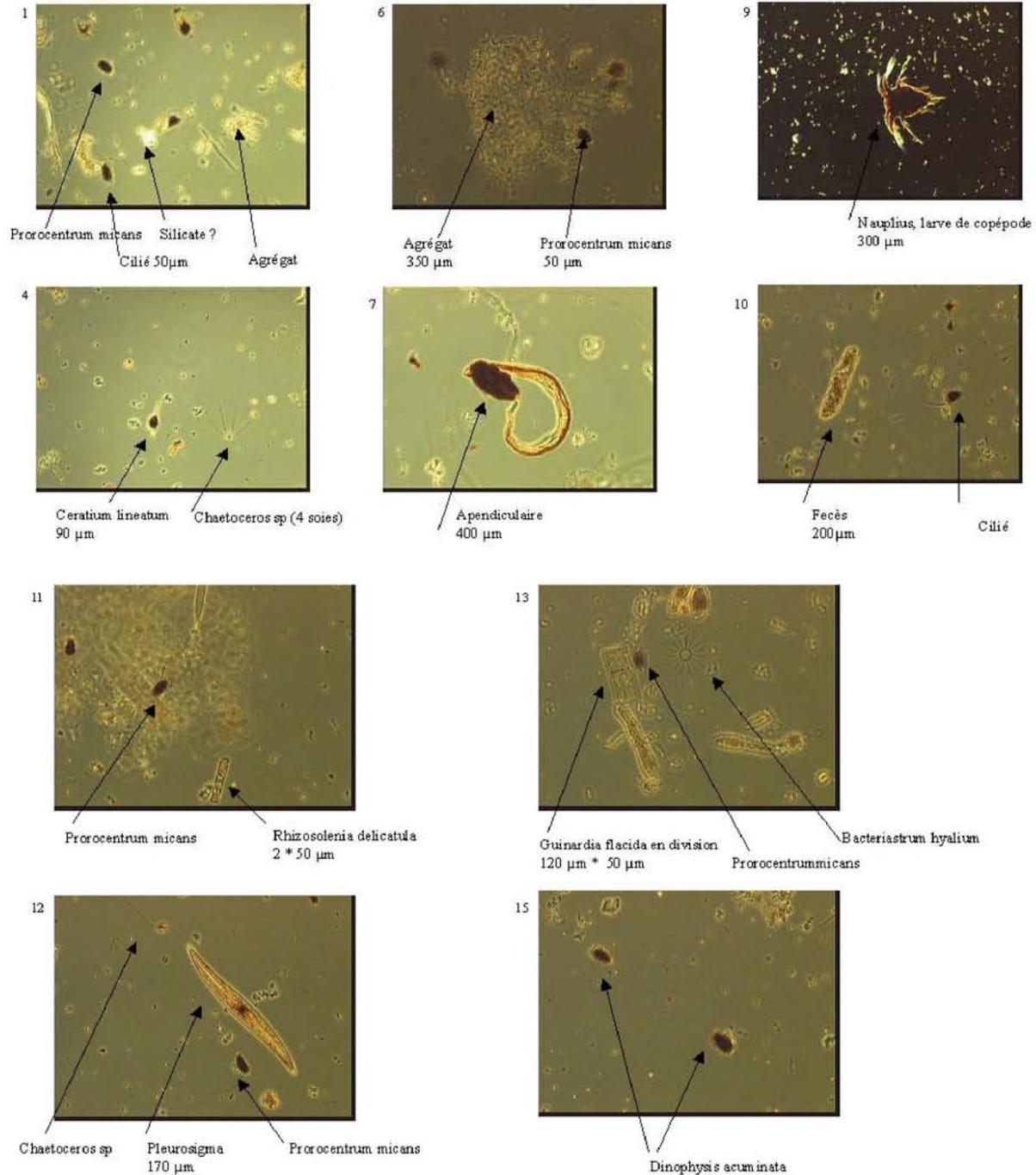
VILOIR - Station 20 - 21/06/2003 15h30 TU - Prof. 21 m

Prélèvements lugolés

Observations au microscope inversé - M.P. Crassous, C. Tessier (IFREMER DYNECO)

50 ml décantés

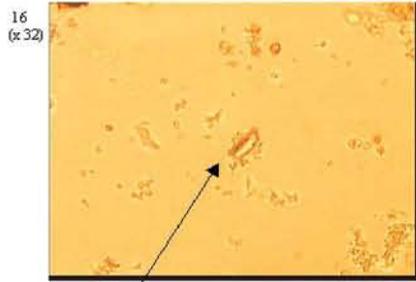
SURFACE (fluo=0.45 ; char ge=0.2) grossissement x 10



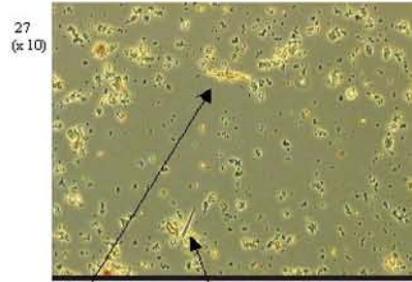
Conclusion : échantillon peu chargé, à dominance de dinoflagellés (fluo -) et agrégats organiques indéterminés

- présence de dinoflagellés, de forme arrondie (Prorocentrum, Peridinium, Dinophysis, < 50µm), et de forme allongée (Ceratium, 90 µm)
- présence de quelques diatomées (Guinardia, Rhizosolenia, Nitzschia, Bacteriastrum, Chaetoceros, Pleurosigma)
- présence de zooplancton (Nauplius, Appendiculaire, >300 µm) et protozoaire (Ciliés, 50 µm)
- présence de particules organiques et fèces (5 µm pour les petites, >100 µm pour les agrégats)

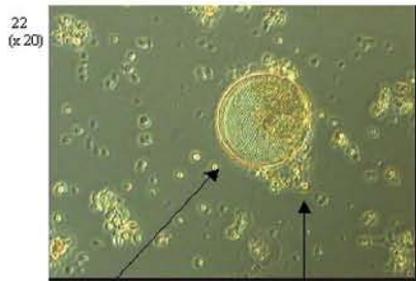
FOND (fluo=1.82 ; charge=0.8)



Grain de quartz
18 µm

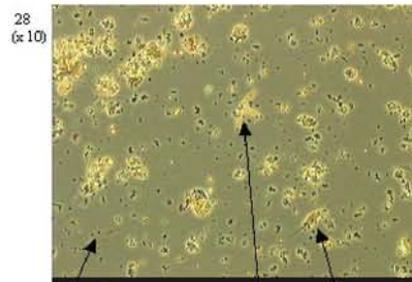


Pleurosigma sp
100 µm



Cosinodiscus sp
80 µm

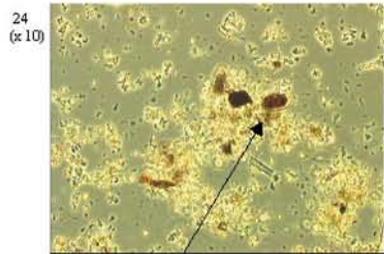
Argile granulométrique
< 5 µm



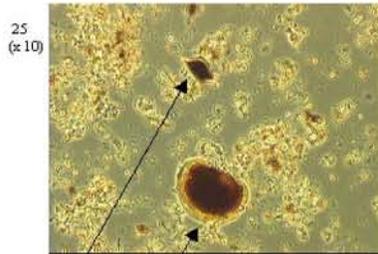
Chaetoceros socialis

Thalassionema nitzschioides

Cyndrotheca closterium

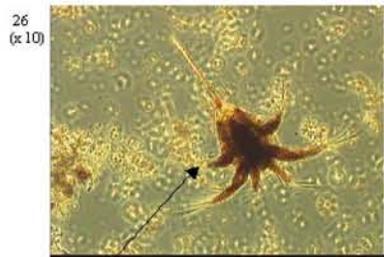


Dinophysis acuminata

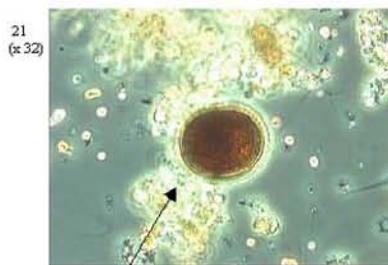


Larve de gastéropode

Protopeiridium depressum



Nauplius avec rostre



Diplopetopsis sp
45 µm

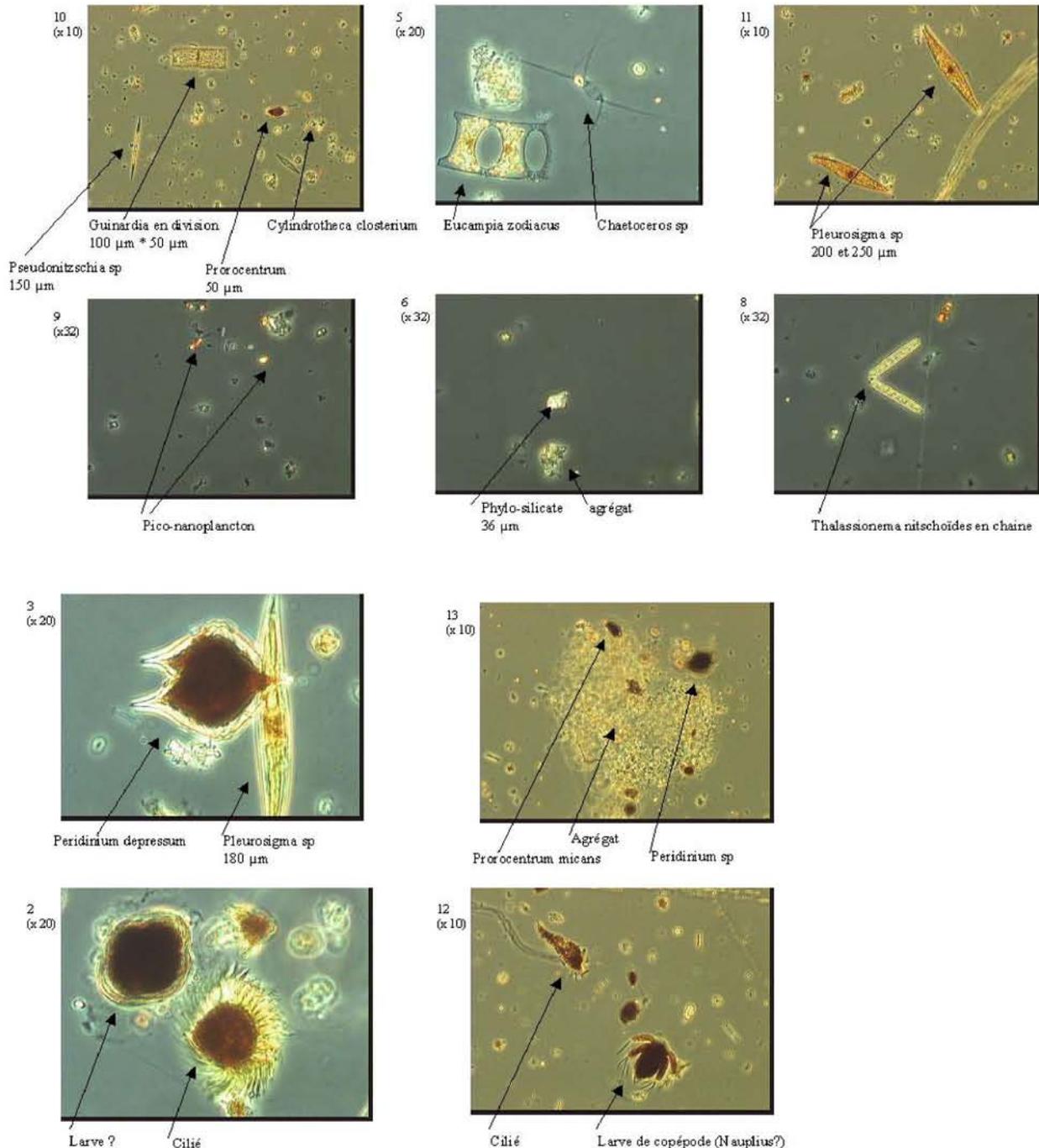
Conclusion : échantillon riche et chargé, dominance de diatomées (fluo+), de débris organiques et de grains de quartz.

- présence de diatomés (Chatoceros, Cosinodiscus, Thalassionema, Cyndrotheca, pleurosigma)
- présence de dinoflagellés (Procoentrum, Dinophysis, Peridinium)
- présence de zooplancton (Nauplius), de petites particules organiques et minérales (grains de quartz et argiles gr.)

VILOIR - Station 21 - 25/06/2003 06h30 TU - Prof. 20 m

Prélèvements lugolés
Observations au microscope inversé
50 ml décantés

THERMOCLINE (fluo=0.75 ; charge=0.4)



Conclusion : échantillon chargé, beaucoup de diatomées et de ciliés.

- présence de nombreuses diatomées (Pleurosigma, Rhizosolenia, Thalassionema, Cyndrotheca, Chaetoceros, Eucampia, Guinardia, Pseudonitzschia, Paralia sulcata)
- quelques dinoflagellés (Péridinium, Proocentrum, Gyrodinium, Dynophysis)
- présence de picoplankton et nanoplankton (< 5 µm)
- présence de phylo-silicates (36 µm) et petites particules minérales indéterminées
- présence de ciliés, observations à bord de copépodes (jusqu'à 2 mm) et appendiculaires

Annexe E

Mesure en bassin des caractéristiques d'émission et de réception des courantomètres acoustiques ADCP

- E.1 Rapport Interne sur la calibration des appareils ADCP RDI 300 kHz (SHOM) et 1200 kHz (IFREMER n°4285), utilisés pour le mouillage d'octobre 2004.

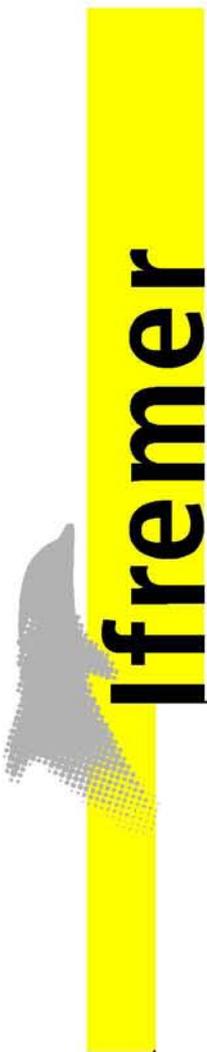
Dynamiques de l'Environnement Côtier – Physique Hydrodynamique et Sédimentaire

Caroline TESSIER

Technologie des Systèmes Instrumentaux – Service Acoustique Sismique

Yves LE GALL, Marc DERRIEN, Xavier LURTON

Juin 2006 – RST TSI n° 06.123



Ifremer

Mesure en bassin des caractéristiques d'émission et de réception de deux courantomètres acoustiques ADCP, pour l'exploitation de l'intensité du signal rétrodiffusé.

Fiche documentaire

Numéro d'identification du rapport : RST TSI n° 06.123 Diffusion : libre <input type="checkbox"/> restreinte: <input type="checkbox"/> interdite : <input type="checkbox"/> Validé par : Adresse électronique : - chemin UNIX : - adresse WWW :		date de publication : 2006 nombre de pages : 30 bibliographie: illustration(s): langue du rapport: Français
Titre et sous-titre du rapport : Mesure en bassin des caractéristiques d'émission et de réception de deux courantomètres acoustiques ADCP RDI, pour l'exploitation de l'intensité du signal rétrodiffusé.		
Contrat n°		Rapport intermédiaire <input type="checkbox"/> Rapport définitif <input type="checkbox"/> N°
Auteur(s) principal(aux) : Caroline Tessier		Organisme / Direction / Service, laboratoire IFREMER / DYNECO-PHYSED BP70 – 29280 Plouzane - France
Collaborateur(s) : Yves Le Gall, Marc Derrien, Xavier Lurton		Organisme / Direction / Service, laboratoire IFREMER / TSI-AS BP70 – 29280 Plouzane - France
Cadre de la recherche : Thèse C. Tessier (DGA, Université de Bordeaux I) « Caractérisation des turbidités en zone côtière : exemple de la région marine Bretagne Sud » Programme : Convention : Projet : Autres (préciser) : Campagne océanographique : (nom de campagne, année, nom du navire)		
Résumé : Des expériences en bassin sur des courantomètres acoustiques à effet Doppler ADCP RDI 1200 kHz et 300 kHz ont été menées afin de déterminer les caractéristiques techniques d'émission et de réception des appareils. Pour cela, des transducteurs étalons ont été utilisés. Après une description de la méthodologie employée, les résultats sont présentés pour chacun des ADCP. Les signaux émis ont été étudiés pour différentes configurations, la fonction de directivité a été contrôlée et les niveaux émis ont été mesurés en fonction de la tension d'alimentation. En réception, l'ADCP n'enregistre qu'un niveau relatif en <i>counts</i> , l'expérience a permis de déterminer la relation empirique dB/count pour obtenir des niveaux de pression absolus en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$. Enfin, une estimation des erreurs a été faite, en vue de l'exploitation des signaux pour l'estimation de la charge en particules de l'eau. L'étude montre la difficulté d'obtenir une calibration rigoureuse des appareils. La précision sur l'estimation de la charge est difficilement inférieure au facteur deux (3 dB).		
Abstract : Measurements were conducted in a fresh-water tank on acoustic Doppler profilers RDI 1200 kHz and 300 kHz, with the aim of determining characteristics of transmit and receive levels. Standard transducers were used in this respect. After a brief description of the methodology, results are presented for each ADCP. Transmitted signals were studied for several configurations, the directivity function was controlled, and source levels were measured, dependent on the input voltage. Since the received level is recorded by ADCP in <i>counts</i> units, the experience made possible to measure the empirical dB/count relation, needed to obtain absolute pressure levels in $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$. Finally, an estimation of errors was done, with regard of estimating suspended particulate matter. Globally the study showed the difficulty to obtain an accurate calibration of ADCPs. Suspended matter estimation accuracy should not be better than a factor of two (3 dB).		
Mots-clés : ADCP, calibration, émission, réception, erreurs		
Rédacteur Nom : Caroline Tessier Date : 30 juin 2006 Visa		Vérificateur Yves Le Gall, Xavier Lurton
Approbateur Yves Le Gall, Xavier Lurton		

1. INTRODUCTION – OBJECTIFS
2. METHODE
 - 2.1. Mesures à l'émission
 - 2.1.1. Relation niveau émis / tension fournie
 - 2.1.2. Directivité
 - 2.2. Mesures en réception
3. RESULTATS
 - 3.1. ADCP 300 kHz
 - 3.1.1. Emission
 - 3.1.1.1. Allure des signaux émis
 - 3.1.1.2. Relation niveau émis / tension fournie
 - 3.1.1.3. Directivité
 - 3.1.2. Réception
 - 3.2. ADCP 1200 kHz
 - 3.2.1. Emission
 - 3.2.1.1. Allure des signaux émis
 - 3.2.1.2. Relation niveau émis / tension fournie
 - 3.2.1.3. Directivité
 - 3.2.2. Réception
4. APPLICATION AUX MESURES EN MER (EMISSION)
5. ESTIMATION DES ERREURS
 - 5.1. ADCP 300 kHz
 - 5.2. ADCP 1200 kHz
6. CONCLUSION – BILAN DES RESULTATS
 - 6.1. ADCP 300 kHz
 - 6.2. ADCP 1200 kHz

ANNEXE 1 : Données constructeur et estimation théorique du niveau émis

ANNEXE 2 : Mesures à l'air de la pente dB/counts (ADCP 300 kHz)

1. INTRODUCTION – OBJECTIFS

Le laboratoire PHYSED , du département DYNECO de l'IFREMER, et le SHOM (Service Hydrographique de la Marine) cherchent à exploiter le signal rétrodiffusé des ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, R.D. Instruments), dans le but de quantifier les turbidités dans la colonne d'eau. Ces appareils sont classiquement utilisés pour la mesure de courant par effet Doppler. Le signal acoustique, envoyé dans la colonne d'eau, est rétrodiffusé par les particules présentes en suspension, le niveau de pression reçu dépend donc de la concentration en particules et de leur nature. Cependant, pour quantifier cette charge en particules, il est apparu nécessaire de déterminer certaines caractéristiques des ADCP, afin de pouvoir utiliser des niveaux référencés ($\text{dB}_{1\mu\text{Pa}}$) en émission et réception.

Des expériences en bassin ont été réalisées en septembre 2004 et septembre 2005, au service Acoustique & Sismique de la Direction des Technologies Marines et des Systèmes d'Information, au centre IFREMER de Brest. Plus précisément, l'objectif était de réaliser les mesures suivantes, pour chacun des quatre transducteurs de deux ADCP WorkHorse RDI (300 kHz et 1200 kHz) :

- Mesure du niveau absolu émis par les transducteurs, en fonction de la tension d'alimentation de l'appareil,
- Détermination de la fonction de directivité des transducteurs,
- Enregistrement des signaux émis pour plusieurs configurations de l'ADCP,
- Détermination de la relation « counts/décibels » du niveau reçu par l'ADCP,
- Mesure du niveau de bruit interne.

Après une présentation de la méthodologie utilisée, les résultats sont analysés pour l'ADCP 300 kHz et l'ADCP 1200 kHz. L'application aux mesures in-situ est ensuite abordée, mettant en évidence les problèmes rencontrés.

2. METHODE

Les mesures sont réalisées avec des hydrophones et des bases acoustiques de référence, dans un bassin de 4 m de longueur, 2.5 m de largeur et de 2 m de profondeur (figure 1). L'ADCP est immergé à 1 m et fixé sur un support orienté de 20° , afin de placer un des faisceaux horizontalement. Les trois autres transducteurs sont « assourdis » par une mousse syntactique (figure 2). L'hydrophone (ou la base) de référence est placé dans l'axe du faisceau. Les supports sont montés sur des rails mobiles (figure 3). La distance d'éloignement est ajustée de façon à se placer en champ lointain¹. De plus, l'ADCP est fixé sur un axe rotatif, commandé informatiquement, qui va permettre d'ajuster précisément l'orientation de l'axe du faisceau par rapport à celui de l'hydrophone, et de réaliser les mesures de directivité.

¹*Le champ lointain est séparé du champ proche par la distance de Fresnel, qui est le rapport du diamètre au carré du transducteur et de la longueur d'onde du signal ($d=D^2/\lambda$). On considère en pratique le champ lointain à partir de $d/2$.*

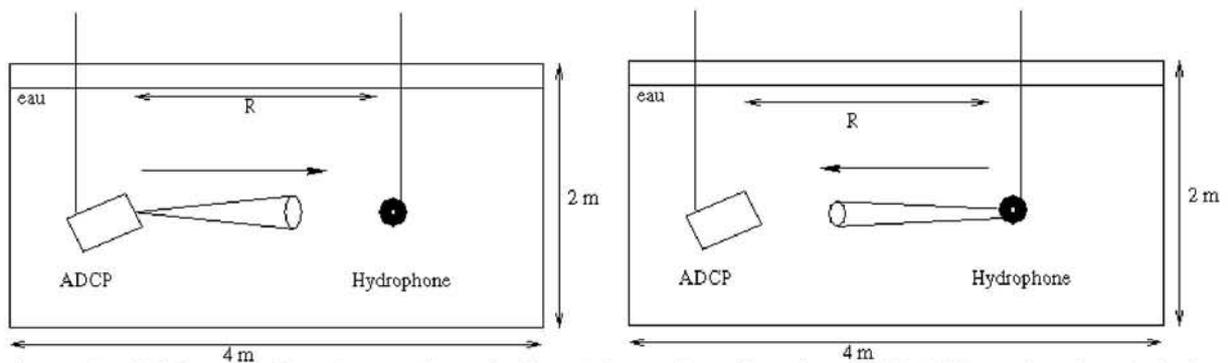


figure 1 : Schémas de la mise en place de l'expérience de calibration de l'ADCP en bassin : émission (gauche) et réception (droite).

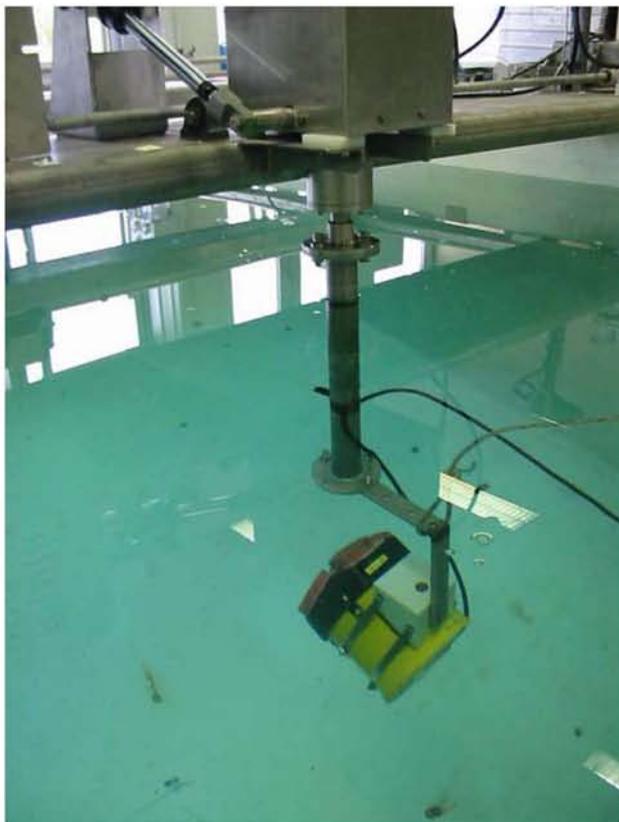


figure 2 : ADCP 300 kHz monté sur un axe rotatif et orienté à 20° pour placer un faisceau horizontalement. Les autres transducteurs sont masqués par de la mousse syntactique.

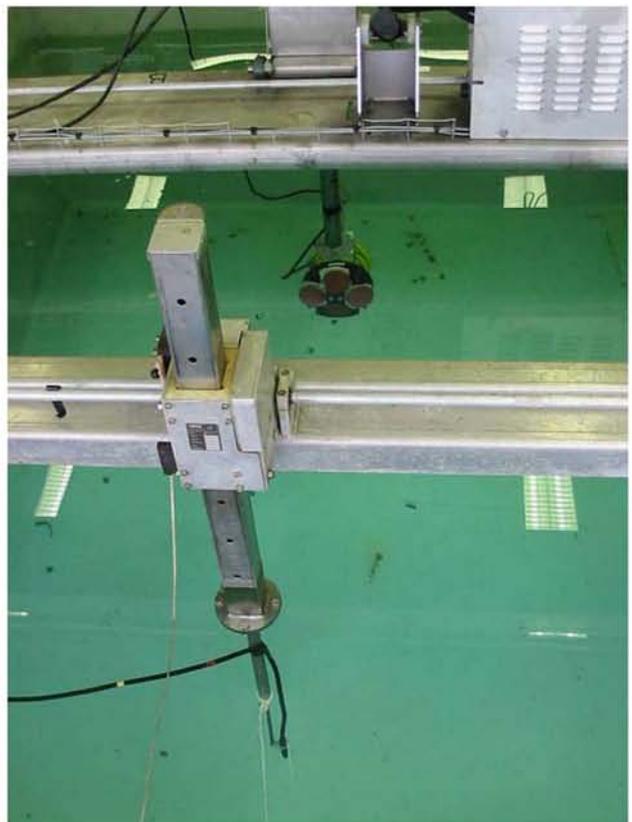


figure 3 : L'ADCP et l'hydrophone sont montés sur des rails mobiles, la distance est ajustée en fonction de la fréquence de l'appareil à étudier.

2.1. Mesures à l'émission

On cherche à mesurer les caractéristiques à l'émission de chacun des 4 transducteurs de l'ADCP. Celui-ci est branché à une alimentation externe stabilisée (intensité $I = 4$ A, tension U variable de 0 à 60 V). Il est configuré de façon à émettre un signal à la cadence de 2 Hz (1 ping toutes les 0.5 s). L'hydrophone de réception est relié à une chaîne de traitement, avec un oscilloscope Lecroy permettant de visualiser le signal reçu (figure 4).

L'hydrophone est placé précisément dans le maximum d'amplitude du signal reçu. Sa sensibilité en réception SH (en $\text{dB}_{/1\text{V}/1\mu\text{Pa}}$) est connue. A partir de la tension reçue (V_s , en Volts), il est possible de calculer le niveau de pression reçu par l'hydrophone (en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$) et en plus, en corrigeant des pertes de propagation, on calcule le niveau de pression émis par l'ADCP, ramené à 1m (*Source Level SL*, en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$) :

$$SL = 20 \log_{10} (V_s) - SH + 20 \log_{10} (R) + \alpha R \quad (\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}) \quad (1)$$

Où α (dB.m^{-1}) est le coefficient d'atténuation dans l'eau et R (m) la distance ADCP-Hydrophone.



figure 4 : Chaîne de réception de l'hydrophone : amplificateur et oscilloscope .

2.1.1. Relation niveau émis/ tension fournie

Le niveau émis par un ADCP varie en fonction de la tension d'alimentation. Afin de déterminer cette relation, la tension est augmentée de 20 à 56 Volts, par pas de 4 Volts. Le niveau de pression reçu par l'hydrophone de référence varie donc. L'oscilloscope permet de visualiser ce signal et de relever son amplitude en tension électrique. En raison de fortes variations d'amplitude du signal, le relevé est fait d'une part sur une partie stabilisée (qui correspond à la fréquence nominale donnée par le constructeur), et d'autre part sur l'intégralité du code élémentaire. Les calculs sont faits ensuite à partir des mesures sur la partie stabilisée.

De plus, la tension d'alimentation de l'ADCP fait varier la tension transmise aux transducteurs, ainsi que l'intensité du courant transmis. Lorsque l'ADCP est en acquisition,

ces grandeurs sont enregistrées dans les « ADC channels » (Analog to Digital Converter), en unité arbitraire, les « counts » (qui s'avèrent être les valeurs en décimal des grandeurs en hexadécimal). Elles sont accessibles en fin d'acquisition, et exportables en ASCII, avec le programme DOS « BBlist.exe » uniquement. Lors de notre expérience, nous enregistrons donc ces valeurs CAN² en même temps que l'on fait varier la tension d'alimentation et que l'on mesure le niveau émis par les transducteurs. Il est alors possible de déterminer la relation « tension analogique transmise / tension physique fournie » (counts/Volts). Cependant RDI signale que cette relation peut changer en fonction des conditions environnementales. Ici elle est déterminée dans les conditions d'expérience suivantes : à 1m de profondeur et dans une eau douce à 19°C. Il est donc possible qu'elle soit différente dans d'autres conditions expérimentales.

Au final, c'est donc la relation entre la valeur CAN de la tension transmise aux transducteurs (en counts) et le niveau émis (en dB_{/1μPa}), qui est utilisée, car la seule estimation de perte d'énergie de l'appareil qui est enregistrée est la valeur CAN de la tension.

Les mesures de septembre 2005 ont permis de déterminer, pour l'ADCP 1200 kHz, la relation entre la mesure physique et la valeur CAN des grandeurs transmises aux transducteurs : la tension et l'intensité. En effet, ces paramètres sont accessibles avec la commande PT4 en volts et Ampères ainsi qu'en hexadécimal. La conversion des valeurs hexadécimales en décimal donne des « counts ». En faisant varier la tension d'alimentation externe, et en relevant les grandeurs obtenues avec PT4, les relations volts/counts et Amps/counts sont déterminées.

2.1.2. Directivité

La directivité traduit, à l'émission, la répartition angulaire de l'énergie acoustique émise par le transducteur et, en réception, la sensibilité du transducteur en fonction de la direction d'arrivée des ondes acoustiques.

Les transducteurs des ADCP sont utilisés en émission et réception, leur directivité est la même dans les deux cas. La mesure est donc faite à l'émission seulement. L'hydrophone est placé de façon à être dans l'axe du faisceau d'émission du transducteur (par recherche du maximum de niveau). La rotation de l'ADCP s'effectue dans le plan horizontal, d'un côté et de l'autre de cet axe. Le niveau de pression reçu par l'hydrophone varie donc au cours de cette rotation, la tension à l'oscilloscope est enregistrée pour chaque pas angulaire programmé. En normalisant par rapport au maximum, on obtient une courbe d'atténuation du signal en fonction de l'angle.

La qualité de la directivité est d'autant plus grande que l'atténuation des lobes secondaires est importante par rapport au lobe principal. Pour un transducteur utilisé à la fois en émission et en réception, la courbe de directivité est construite à partir du carré de la directivité estimée pour l'émission seule, et donc à partir de la puissance 4 de la tension mesurée. On peut alors déterminer l'ouverture équivalente du faisceau, qui représente l'ouverture du faisceau pour laquelle l'aire du rectangle considéré est égale à l'aire sous la courbe de directivité.

² CAN=Convertisseur Analogique Numérique

2.2. Mesures en réception

La pression acoustique reçue par le transducteur en mode réception est convertie en un signal électrique. La mesure enregistrée représente le niveau du signal électrique après avoir été amplifié et filtré, ce que le constructeur nomme RSSI (Receive Signal Strength Intensity). Elle est exprimée en « counts » sur une échelle de 0 à 255, et varie avec le niveau de pression en décibels ($\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$). Selon l'appareil et pour chaque transducteur d'un même ADCP, la relation « counts / $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$ » varie. Cependant la courbe caractéristique est celle de la figure 6 : un niveau plancher de bruit interne de l'appareil NC_0 (en counts), un niveau de saturation aux fortes valeurs du niveau reçu NC , et entre les deux une relation linéaire. Le niveau de pression (NR en $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$) reçu par l'ADCP peut donc s'exprimer comme suit, avec Kc en dB/count :

$$NR = \text{Bruit} + Kc (NC - NC_0) \quad \text{dB}/_{1\mu\text{Pa}} \quad (2)$$

Pour cette expérience, nous utilisons une base acoustique étalonnée, que l'on fait émettre à la fréquence de l'ADCP, et de sensibilité à l'émission SV ($\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}/1\text{V}/1\text{m}}$) connue à cette fréquence. Le niveau de pression arrivant à l'ADCP est calculé à partir de la tension fournie au transducteur, et en corrigeant des pertes de propagation. Les atténuateurs éventuels sont aussi pris en compte. L'ADCP est mis en écoute seule, en lançant la commande PT103, qui permet un affichage à l'écran des valeurs de RSSI (NC) reçues par chaque transducteur.



figure 5 : PC et alimentation stabilisée, connectés à l'ADCP dans le bassin (arrière plan).

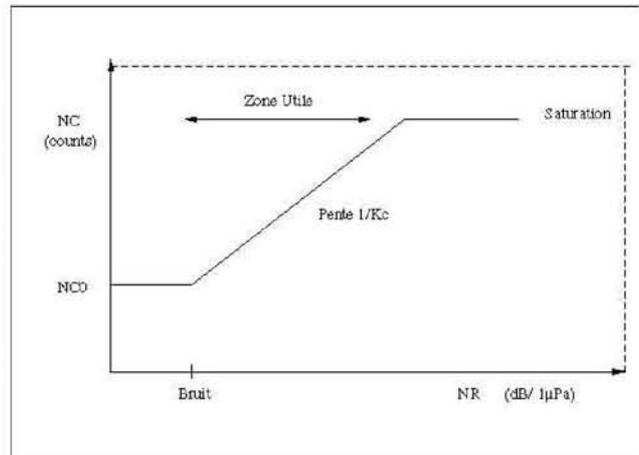


figure 6 : Forme générale de la courbe caractéristique counts- $\text{dB}/_{1\mu\text{Pa}}$.

3. RESULTATS

3.1. ADCP 300 kHz (SHOM)

3.1.1. Emission

La fréquence nominale de l'ADCP est $f_l = 307.2$ kHz. Le diamètre des transducteurs est $D_l = 73$ mm, la distance de Fresnel d_l est donc d'environ 1.10 m. La distance ADCP-Hydrophone est ajustée pour être au moins supérieure à $d_l/2$. Elle était égale à 0.80 m pour les mesures des transducteurs 1 et 3 et égale à 1.00 m pour les transducteurs 2 et 4. L'hydrophone de référence utilisé pour la mesure à 307 kHz est un Reson TC 4034, de sensibilité $SH = -215.6 \pm 1$ dB_{1V/1μPa}.

3.1.1.1. Allure des signaux émis

Les signaux ADCP sont construits à partir de séquences élémentaires, répétées un certain nombre de fois, et comprenant des successions de changement de phase (PSK : Phase Shift Keying). Pour la mesure du courant, à la réception, les signaux sont traités en auto-corrélation.

Nous avons observé la forme des signaux émis en fonction de la taille des cellules (WS) et de la vitesse d'ambiguïté (WV, vitesse horizontale maximale du courant dans la zone étudiée) définie par l'utilisateur (tableau 1). Le nombre de répétitions augmente avec la taille de la cellule, afin d'ajuster la longueur du signal transmis à la taille de la cellule. La durée du signal et l'écart inter-séquences dépendent de la vitesse d'ambiguïté (WV). La commande WB permet aussi de changer la façon dont la séquence est faite mais nous ne l'avons pas testée (WB=0 par défaut).

	WS 1	WS 2	WS 4	WS 8
WV 100	1 ms * 2 + dt=0.15 ms	1 ms * 3 + dt=0.15 ms	1 ms * 5 + dt=0.15 ms	1 ms * 10 + dt=0.15 ms
WV 170	0.68 ms * 2 + dt=0.04 ms	0.68 ms * 4 + dt=0.04 ms	0.68 ms * 8 + dt=0.04 ms	0.68 ms * 18 + dt=0.04 ms

tableau 1 : paramètres des signaux ADCP 300 kHz en fonction de la taille des cellules WS (m) et la vitesse d'ambiguïté WV (cm/s) : durée d'une séquence élémentaire (ms) * nombre d'itérations + écart temporel entre deux séquences successives (ms).

La figure 7 montre l'allure des signaux émis par l'ADCP pour des cellules de 2 m et une vitesse d'ambiguïté de 1,70 m/s, avec seulement 2 séquences élémentaires en haut, et un zoom sur le début de la séquence au milieu. La fréquence porteuse sur la partie stabilisée du signal est de 310 kHz, ce qui est cohérent avec la fréquence nominale annoncée de 307.2 kHz. L'auto-corrélation (figure du bas) montre une bonne réponse du signal traité, qui permet d'obtenir des événements proches du Dirac. La largeur du pic d'auto-corrélation est de 0.012 ms à -3dB, ce qui équivaut à une largeur de bande d'environ 83 kHz.

La figure 8 montre le spectre fréquentiel d'une séquence élémentaire. La fréquence moyenne se situe de 320 à 340 kHz. La largeur de bande apparaît inférieure à 100 kHz. Un pic secondaire apparaît vers 260-280 kHz.

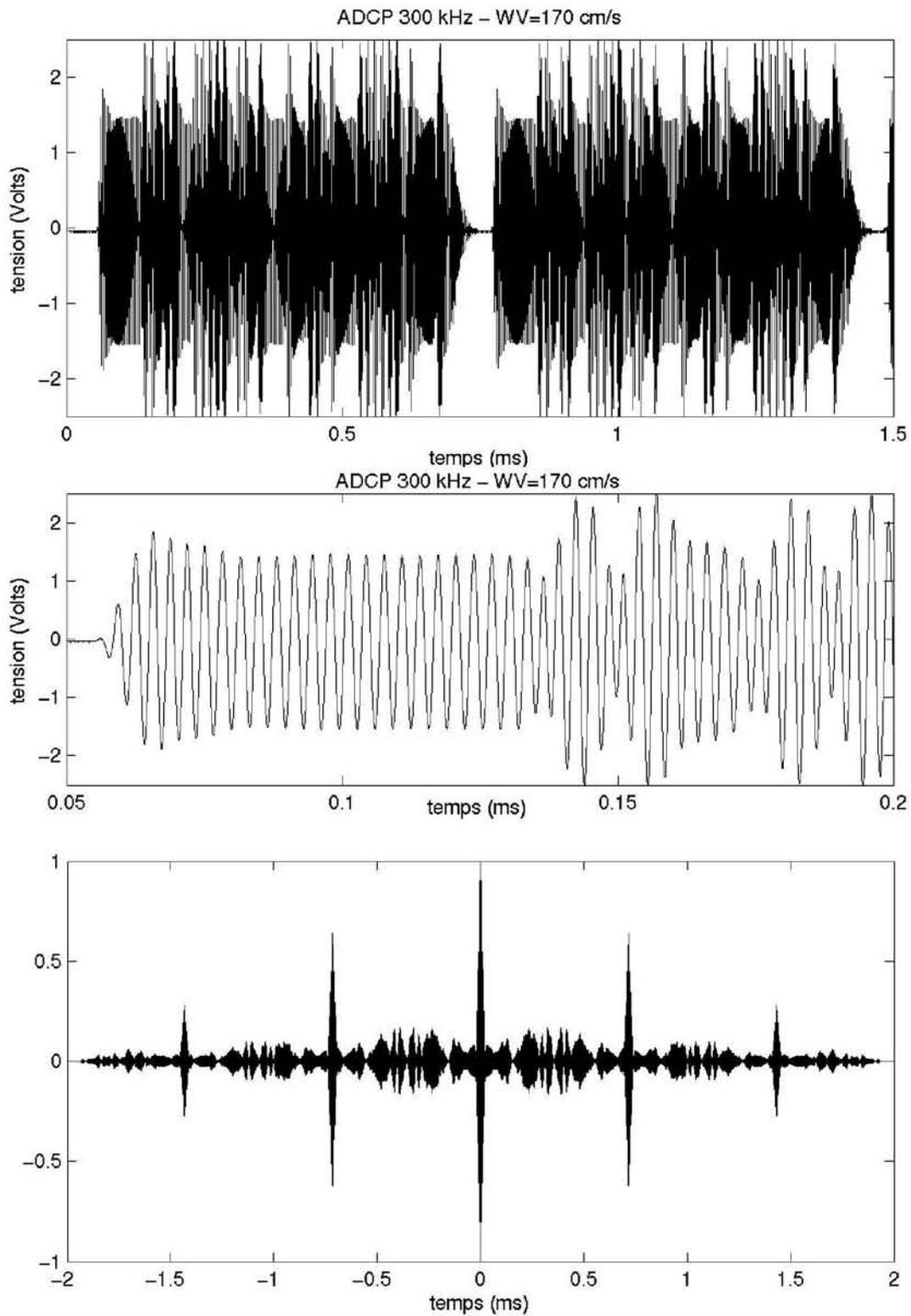


figure 7 : ADCP 300 kHz. En haut, signaux émis pour WV=170 cm/s et WS=2m (2 séquences visibles sur 4). Au milieu, zoom sur la première partie du signal. En bas, auto-corrélation (normalisée) du signal (avec 3 séquences).

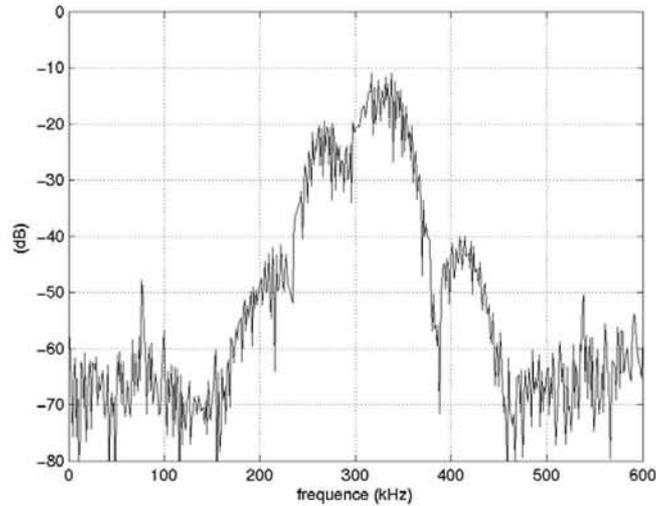


figure 8 :
spectre fréquentiel d'un signal émis par l'ADCP 300 kHz

3.1.1.2. Relation niveau émis/tension fournie

En faisant varier la tension d'alimentation de l'ADCP de 20 à 56 Volts, le niveau émis par l'ADCP varie de 209 à 219 dB_{/1μPa/1m}. (figure 11). RDI donne comme niveau de référence 216.3 dB_{/1μPa/1m}. pour 36 Volts (annexe 1), ici les mesures donnent plutôt 215 dB_{/1μPa/1m}. pour cette tension.

Cependant, la seule information en tension que l'appareil enregistre est une valeur CAN de 0 à 255 counts, dans les « ADC Channels » de l'appareil. La figure 9 montre la relation entre cette tension et la tension physique d'alimentation (en Volts) lors de notre expérience. On peut repérer deux relations linéaires : pour une tension d'alimentation inférieure à 36 volts, la pente est faible (d'environ 3) et pour des valeurs supérieures à 36 V la pente est forte (d'environ 13). De plus, la valeur maximale de 255 counts est atteinte à partir de 48 V. Il faut noter aussi l'écart important des tensions ADC (counts) enregistrées pour une même tension d'alimentation en Volts, pour les quatre séries de mesures. A noter que ces quatre expériences ne correspondent pas aux quatre transducteurs car c'est une même électronique d'émission qui est utilisée pour les quatre transducteurs de l'ADCP.

Pour cette expérience, l'alimentation stabilisée est restée constante à 4 A. Or la variation de tension induit quand même une variation de l'intensité consommée, enregistrée aussi en counts. Cette relation est linéaire (figure 10).

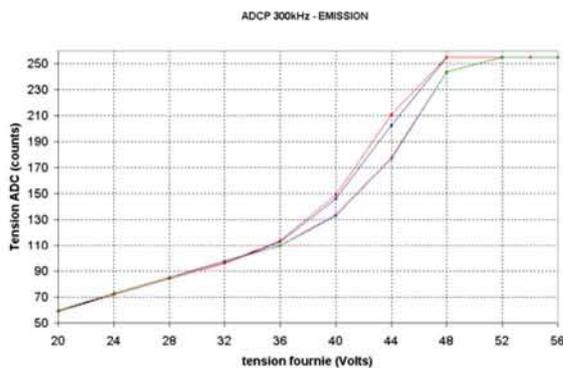


figure 9 : ADCP 300 kHz. Valeur CAN de la tension appliquée aux transducteurs (Counts) en fonction de la tension d'alimentation (Volts).

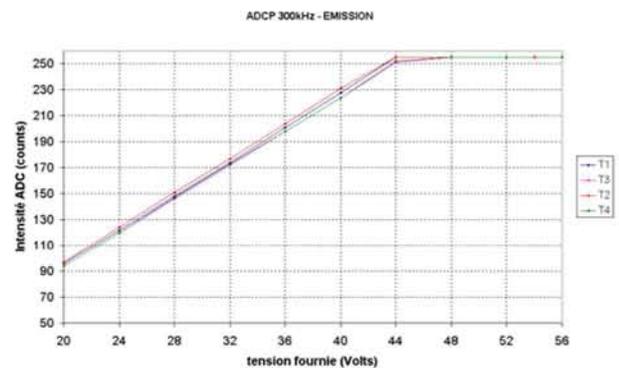


figure 10 : ADCP 300 kHz. Valeur CAN de l'intensité consommée (Counts) en fonction de la tension d'alimentation (Volts).

La figure 12 montre le niveau émis par les transducteurs, ramené à 1 m (SL), calculé à partir de la tension électrique délivrée par l'hydrophone de référence (équation 1), en fonction de la tension ADC. On constate que la variation du niveau SL est de l'ordre de 2 dB pour une tension ADC variant de 110 à 230 counts. En dessous de 110 counts, le niveau émis décroît fortement. Pour s'assurer d'un niveau émis à peu près constant, il faudra faire attention à fournir une alimentation entre 40 et 48 V pour cet appareil.

Pour les transducteurs 1 3 et 4, le niveau émis SL ($dB_{/1\mu Pa/1m}$) [y] s'exprime en fonction de la tension ADC (counts) [x] par la relation suivante :

$$y = 3.32 \cdot 10^{-6} x^3 - 1.87 \cdot 10^{-3} x^2 + 0.3573 x + 193.7 \quad R^2 = 0.9973^3$$

Le niveau du transducteur 2 est supérieur d'un demi décibel au niveau des trois autres transducteurs.

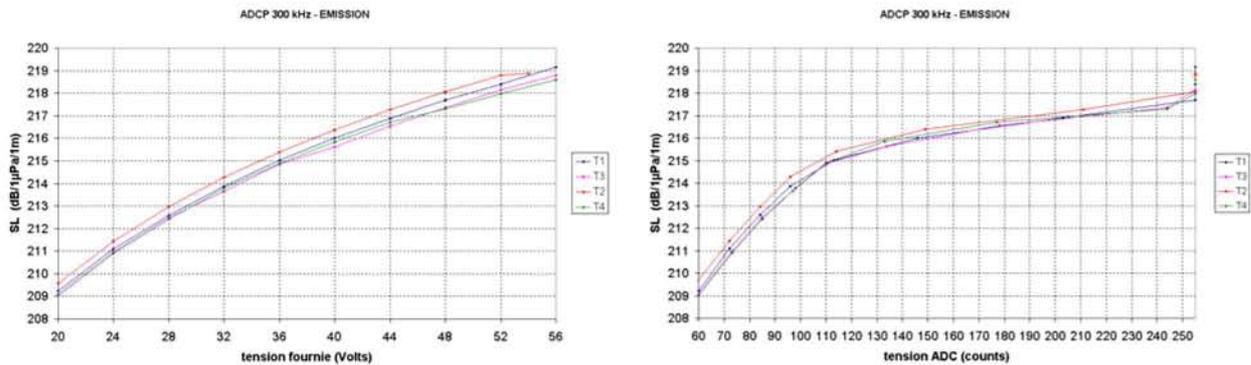


figure 11 : ADCP 300kHz. Niveau émis SL ($dB_{/1\mu Pa/1m}$) en fonction de la tension d'alimentation (Volts). figure 12 : ADCP 300 kHz. Niveau émis SL ($dB_{/1\mu Pa/1m}$) en fonction de la tension ADC (counts) appliquée aux transducteurs.

3.1.1.3. Directivité

La mesure de directivité du 300 kHz a été effectuée sur le transducteur 1, avec une tension d'alimentation de 30 Volts. Les niveaux émis des autres transducteurs étant proches de celui du transducteur 1 et les dimensions des transducteurs étant identiques, il n'a pas été jugé nécessaire de faire la mesure pour les autres. La mesure est faite sur la partie stable du signal, où la fréquence est de 310 kHz.

La rotation est faite par pas d'un demi degré de -10° à $+10^\circ$. La figure 13 présente les résultats obtenus, normalisés par rapport au maximum et exprimés en décibels ($20 \cdot \log_{10}(V/V_{max})$). L'atténuation du premier lobe secondaire est supérieure à 16 dB par rapport au lobe principal, ce qui est satisfaisant (le rapport des amplitudes est de 0.16). L'ouverture équivalente estimée en émission seule correspond bien à l'ouverture à -3 dB, elle est de 4 degrés, ce qui est cohérent avec la donnée constructeur. Une erreur de 0.1° sur l'ouverture équivalente induit une erreur de 0.25 dB sur l'indice de cible, ce qui est négligeable devant les autres erreurs possibles.

Les transducteurs étant utilisés en émission et en réception, l'ouverture équivalente qu'il faut considérer est estimée à partir du carré des énergies donc à partir de la puissance quatre des tensions normalisées (donc $40 \cdot \log_{10}(V/V_{max})$). Dans ce cas, les mesures donnent 2.87 degrés.

³ R^2 est le coefficient de corrélation entre x (tension en counts) et y (niveau émis en $dB_{/1\mu Pa/1m}$).

ADCP 300kHz - DIRECTIVITE- Transducteur 1

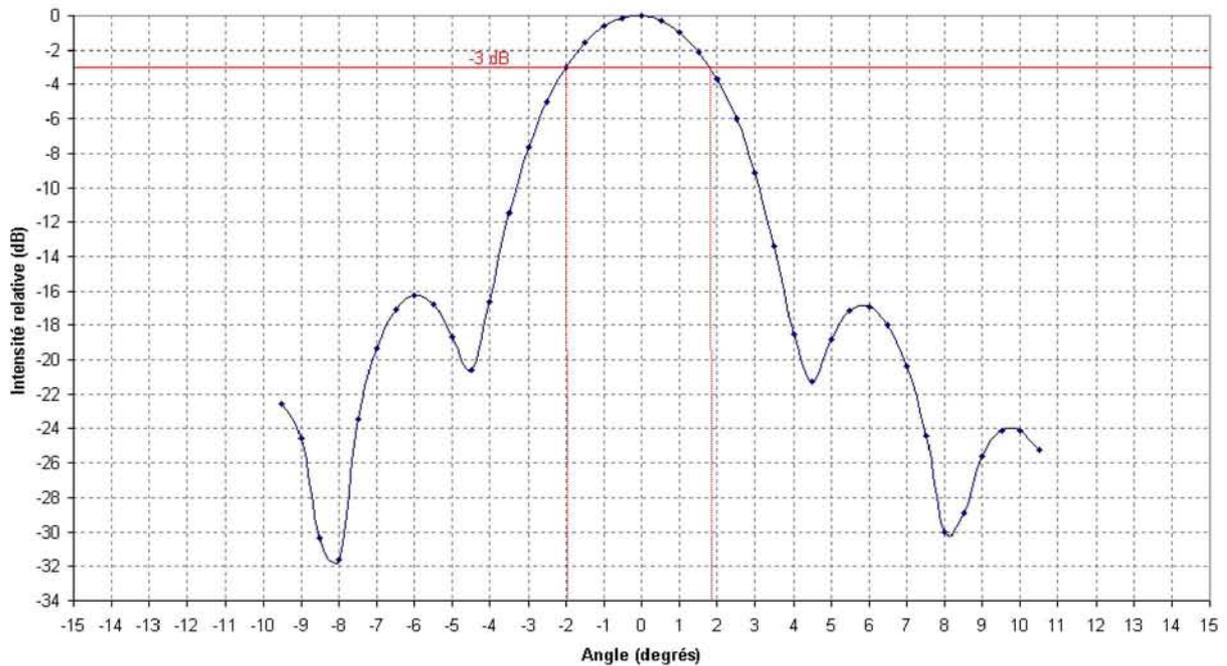


figure 13 : Diagramme de directivité du transducteur 1 de l'ADCP 300 kHz (émission)

3.1.2. Réception

La base acoustique utilisée est l'hydrophone Reson TC 4034, de sensibilité à l'émission $SV = 144.1 \pm 1$ dB/ $\mu\text{Pa}/1\text{V}/1\text{m}$, à la fréquence de 307 kHz. La distance ADCP-Base était de 1.00 m. Les mesures sur le transducteur 2 se sont révélées être très instables, il semble donc qu'il y ait un problème dans l'électronique de réception liée à ce transducteur. Pour la mesure de courant, cela n'est pas gênant, mais pour l'estimation de la turbidité, il faudra éviter d'utiliser le RSSI de ce transducteur.

La figure 14 montre les résultats obtenus pour les trois autres transducteurs. Les courbes sont assez proches entre elles et on retrouve les caractéristiques de la relation « counts/dB ». Les relations linéaires sont calculées et indiquées sur la figure 15. Les pentes Kc varient entre 0.419 et 0.425 dB/counts. Le niveau de saturation de l'appareil varie de 216 à 222 counts, selon le transducteur. La relation entre le RSSI (en counts) et le niveau reçu (en dB/ μPa) est déterminée à partir de la pente Kc et des niveaux plancher de bruit en dB et en counts (figure 14). Les paramètres retenus sont donc les suivants (tableau 2) :

	Bruit (dB/μPa)	NC_0 (Counts)	Kc (dB/Counts)
Transducteur 1	70.3	60	0.425
Transducteur 3	70.3	64	0.423
Transducteur 4	70.3	65	0.419

tableau 2 : Valeurs des paramètres de calibration en réception des transducteurs de l'ADCP 300 kHz.

Cependant, le niveau plancher mesuré (53 à 59 counts) est en fait surestimé du fait du bruit ambiant et du bruit électronique de la chaîne d'émission utilisée. La mesure en réception de l'ADCP, sans aucun signal dans la cuve et sans aucun appareil connecté, donne en effet

des valeurs de 32 à 35 counts. Le rapport signal à bruit augmentant avec le niveau du signal envoyé, on peut supposer que ce biais existe seulement aux faibles niveaux, et qu'en se plaçant au delà du niveau de bruit (70 dB), on s'affranchit de cette perturbation. Mais il n'est pas impossible que la pente de calibration soit perturbée. Elle serait alors plus forte et donc K_c plus faible. Or les mesures effectuées à l'air (donc en relatif) sur ce même appareil, avec la pastille étalon RDI (annexe 2), montrent que les valeurs de K_c sont très proches par les deux méthodes. Donc nous considérons que les pentes mesurées sont correctes.

La part d'erreur liée aux conditions de la mesure est assez faible à cette fréquence et est estimée à +/- 1 dB, ce qui correspond à +/- 2 Counts. Il semblerait donc possible de considérer une seule relation pour les trois transducteurs. Cependant, les mesures in-situ confirment la moindre sensibilité du transducteur 1 donc les valeurs de NC_0 semblent correctes.

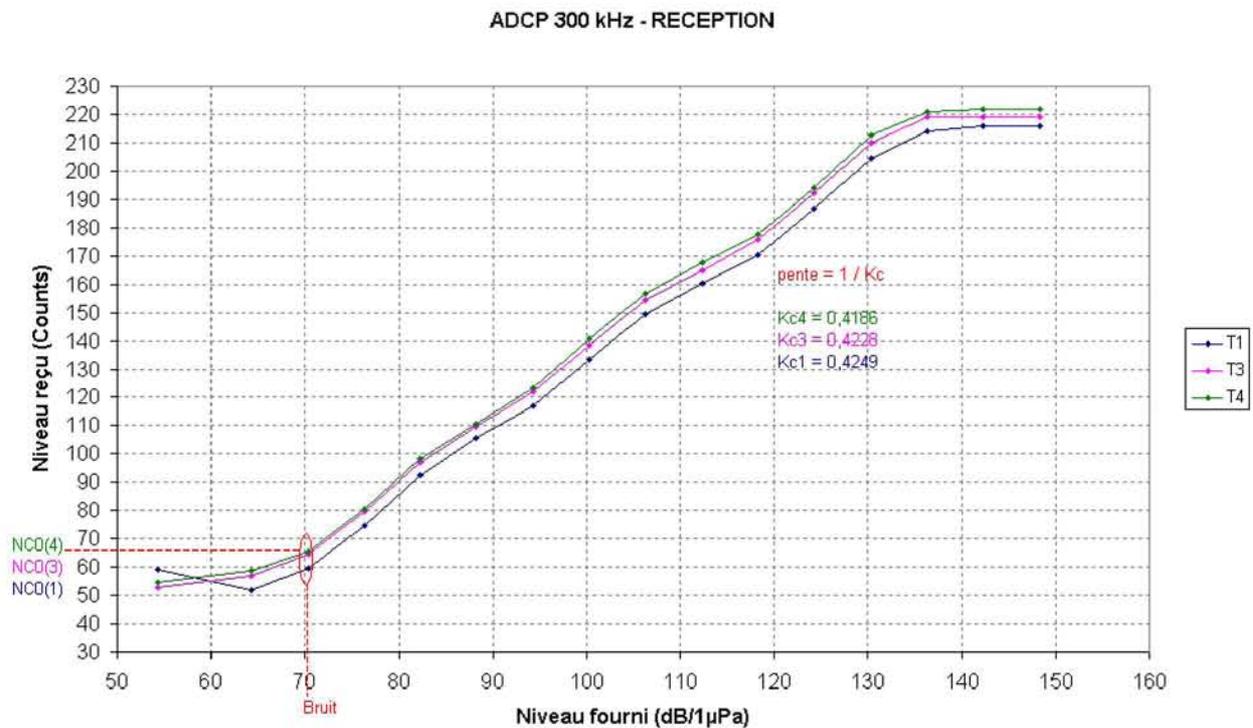


figure 14 : ADCP 300 kHz. RSSI (counts) en fonction du niveau de pression envoyé en $dB/1\mu Pa$.

3.2. ADCP 1200 kHz (n°4285)

3.2.1. Emission

L'hydrophone de réception utilisé pour la mesure à l'émission du 1200 kHz est un Reson TC 4035 avec préamplificateur intégré, de sensibilité $SH = -208.7 \pm 1 \text{ dB}_{/1V/1\mu\text{Pa}}$. La fréquence nominale de l'ADCP est $f_2 = 1228.8 \text{ kHz}$. Le diamètre des transducteurs est $D_2 = 51 \text{ mm}$, la distance de Fresnel d_2 est donc d'environ 2.13 m. La distance Emetteur-Récepteur était de 2.94 m.

3.2.1.1. Allure des signaux émis

Comme précédemment, nous avons enregistré les signaux reçus par l'hydrophone, en faisant varier la taille des cellules (WS) et la vitesse d'ambiguïté (WV). Le tableau 3 donne les caractéristiques de ces signaux pour ces différents paramètres, pour un fonctionnement en mode normal de l'ADCP 1200 kHz (mode 1 et WB0). Il apparaît trois familles de signaux (en rouge, bleu et vert), pour lesquelles le motif, la durée et l'écart inter-séquences est différent (figures 16 et 18). Au sein de chaque famille, c'est le nombre de répétitions de cette séquence qui change, en fonction de la taille de la cellule. On remarque que pour une plus grande vitesse d'ambiguïté, les séquences élémentaires sont plus courts mais plus nombreux. Pour des petites cellules (10 cm), l'écart inter-séquences est bien plus grand que pour les cellules plus grandes.

	WS 0.10	WS 0.20	WS 0.35	WS 0.50	WS 1
W V 100	0.134 ms *2 +dt=0.168 ms	0.260 ms *2 +dt=0.042 ms	0.260 ms *2 +dt=0.042 ms	0.260 ms *3 +dt=0.042 ms	0.260 ms *5 +dt=0.042 ms
W V 170	0.134 ms *2 +dt=0.168 ms	0.173 ms *2 +dt=0.006 ms	0.173 ms *3 +dt=0.006 ms	0.173 ms *4 +dt=0.006ms	0.173 ms *8 +dt=0.006 ms

tableau 3 :

paramètres des signaux ADCP 1200 kHz en fonction de la taille des cellules WS (m) et la vitesse d'ambiguïté WV (cm/s) : durée d'une séquence élémentaire (ms) * nombre d'itérations + écart temporel entre deux séquences successives (ms).

L'observation plus en détail des signaux (figure 18) montre que l'ADCP 1200 kHz semble fonctionner en résonance (montées et descentes très progressives de l'amplitude des signaux, correspondant à un mode transitoire important). De plus la fréquence mesurée sur la partie stabilisée est d'environ 1250 kHz. La figure 17 montre le spectre fréquentiel des signaux. Le pic se situe entre 1200 et 1260 kHz. De plus la largeur à -3dB du pic d'auto-corrélation (figure 19) est de 0.05 ms, ce qui équivaut à 200 kHz, ce qui est un peu plus grand qu'observé sur le spectre fréquentiel. Remarquons qu'un pic secondaire en fréquence se situe à 740-800 kHz, à -30 dB du pic principal.

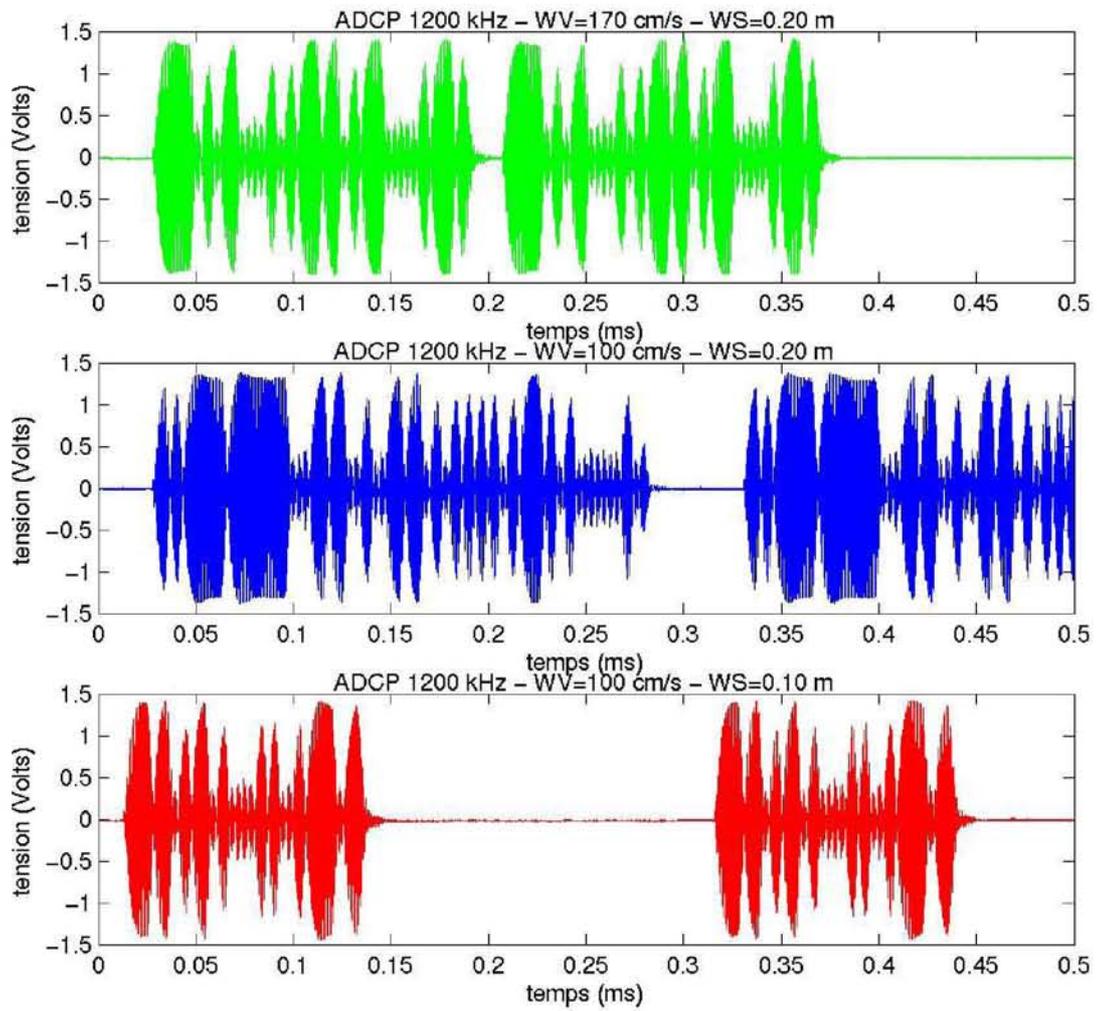


figure 16 : Signaux élémentaires émis par l'ADCP 1200 kHz dans trois types de configuration.

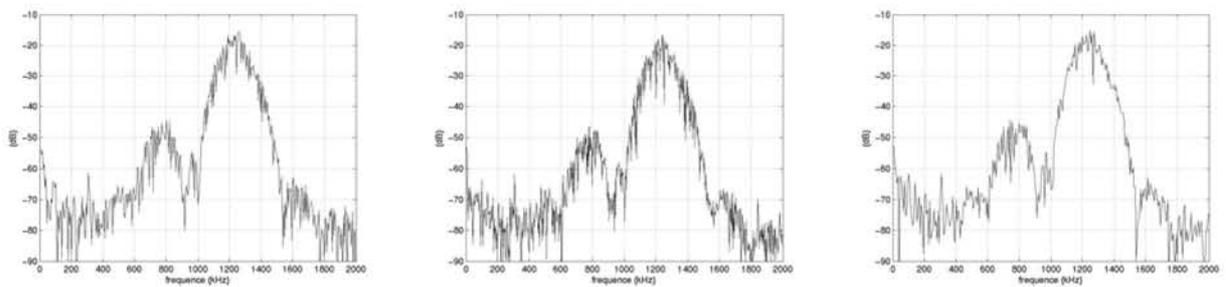


figure 17 : spectres fréquentiels des 3 signaux ADCP types de la figure 16.

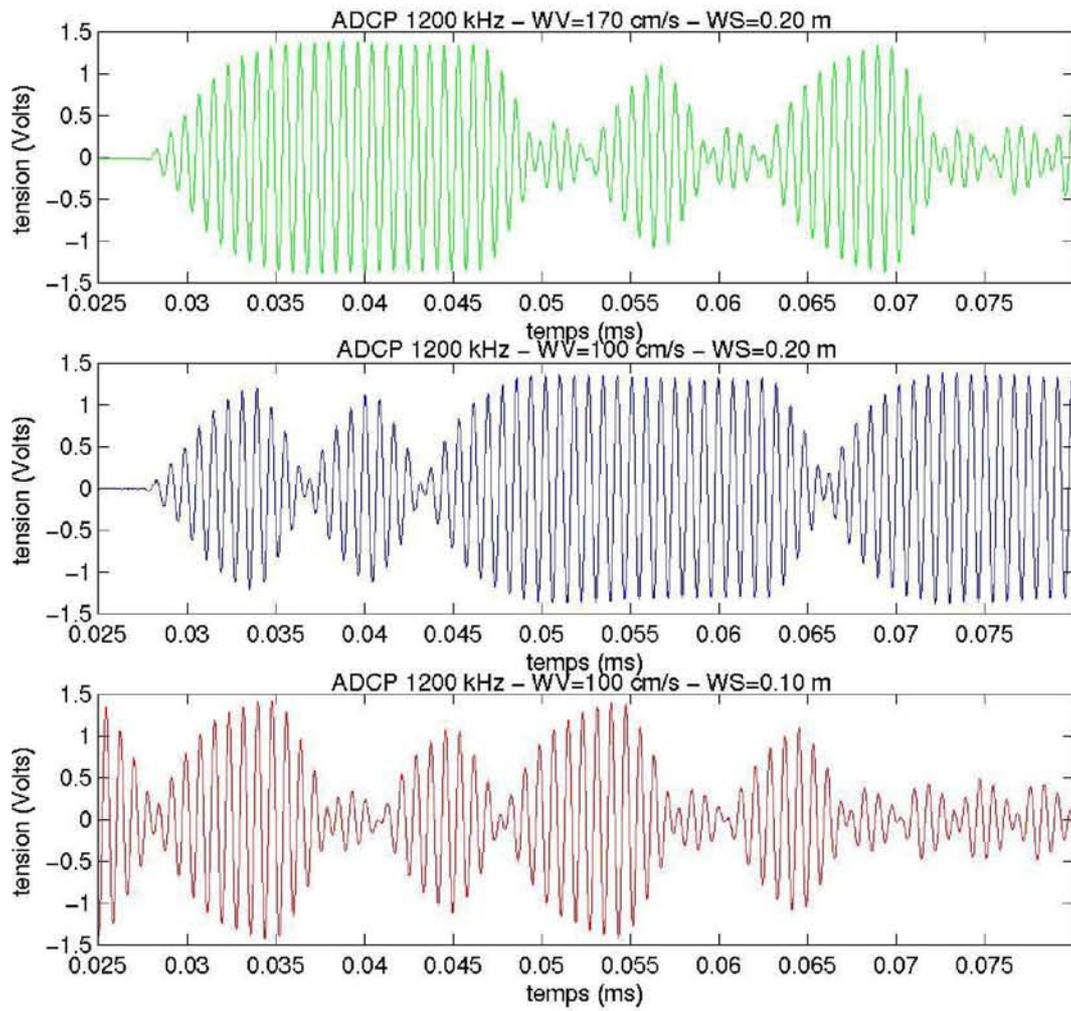


figure 18 : Partie d'une séquence élémentaire des signaux ADCP 1200 kHz.

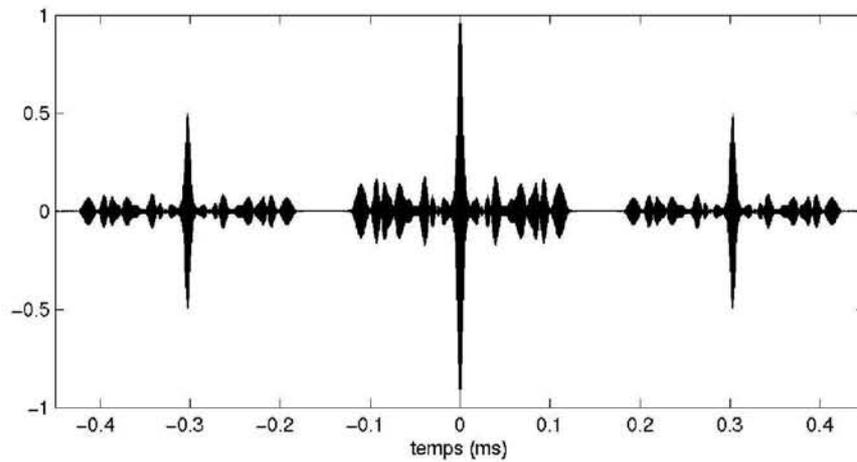


figure 19 : Auto-corrélation (normalisée) du signal émis avec $WV=100$ cm/s et $WS=0.10$ m.

3.2.1.2. Relation niveau émis/tension fournie

En faisant varier la tension d'alimentation de l'ADCP de 20 à 56 Volts, le niveau émis par l'ADCP varie de 210 à 220 dB_{/1μPa/1m}. (figure 22). L'allure de la courbe est semblable à celle de l'ADCP 300 kHz mais le niveau est légèrement supérieur de 1 à 2 dB pour une même tension d'alimentation (résultat pas anormal car les céramiques des 2 ADCPs sont différentes). Il faut tout de même noter la particularité du transducteur 4 qui a un niveau systématiquement inférieur de 2 dB par rapport aux trois autres. RDI indique un niveau de 214 dB_{/1μPa/1m}. à 36 Volts (annexe 1), ce qui correspond, à un demi dB près, au niveau du transducteur 4, mais qui est inférieur de plus de 2 dB aux niveaux des trois autres.

De même que l'appareil précédent, l'ADCP 1200kHz enregistre uniquement des équivalents en counts de la tension et de l'intensité transmises aux transducteurs. Avec la commande PT4, en faisant varier la tension d'alimentation externe, les relations entre grandeur analogique et grandeur physique ont été déterminées (Fig. 20 et 21). Ces relations sont linéaires et reproductibles quelque soit l'environnement (alors que la relation tension ADC en counts avec la tension fournie varie avec les conditions environnementales et la configuration de l'appareil).

La figure 23 montre les niveaux émis par l'ADCP 1200 kHz en fonction de la tension en counts. Une relation polynomiale existe pour chaque transducteur. Seule la relation du transducteur 4 est un peu différente. Comme la relation tension fournie/tension transmise est stable lors des quatre séries de mesures, la différence existante entre les transducteurs peut être liée au transducteur lui-même ou à son environnement (sensibilité importante due aux faibles longueurs d'onde). De plus, malgré les précautions prises pour le positionnement relatif des appareils, les mesures sont délicates à cette fréquence élevée, et il est possible qu'une erreur d'alignement ait aussi joué sur ce résultat. Des tests sur les mesures in-situ ont montrés une meilleure cohérence avec les autres transducteurs en considérant un niveau d'émission proche de ceux trouvés pour les trois autres.

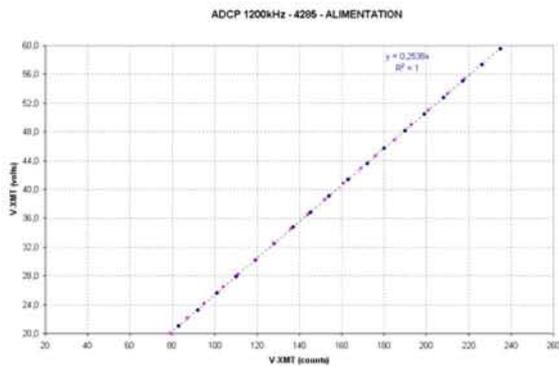


figure 20 : ADCP 1200 kHz. Tension transmise aux transducteurs : relation volts / counts.

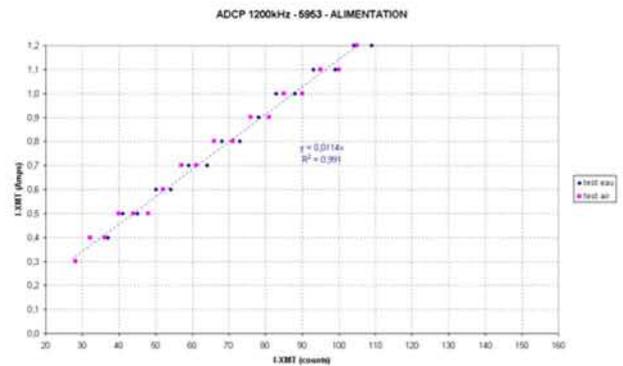


figure 21 : ADCP 1200 kHz. Intensité transmise aux transducteurs : relation Ampères / counts.

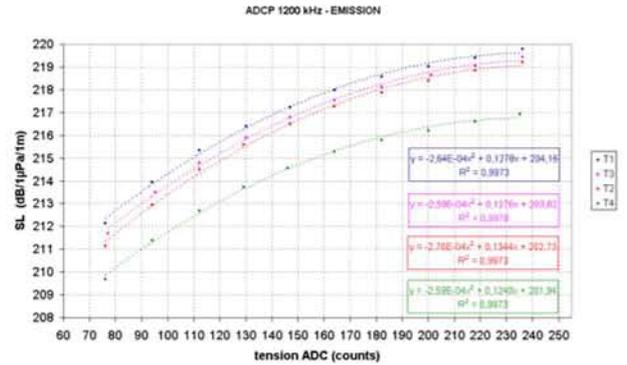
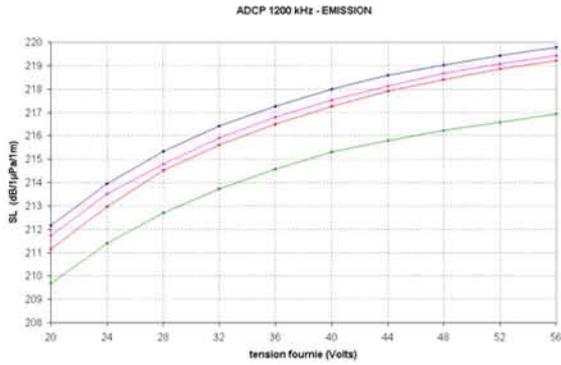


figure 22 : ADCP 1200 kHz. Niveau émis SL (dB/1µPa/1m) en fonction de la tension d'alimentation (Volts).
 figure 23 : ADCP 1200 kHz. Niveau émis SL (dB/1µPa/1m) en fonction de la tension ADC (counts).

3.2.1.3. Directivité

La mesure de directivité a été effectuée sur le transducteur 1, avec une tension d'alimentation de 34V, avec une distance ADCP-Hydrophone d'environ 2 mètres.

La rotation de l'ADCP est faite par pas de 0.2 degrés de -2.6° à $+2.6^\circ$. La figure 24 présente les résultats obtenus, normalisés par rapport au maximum et exprimés en décibels, en considérant le transducteur comme émetteur et récepteur. L'atténuation du lobe secondaire est de l'ordre de 12 dB par rapport au lobe principal, ce qui est peu satisfaisant (le rapport des amplitudes est de 0.25, donc assez loin de l'ordre de grandeur idéal). L'ouverture équivalente calculée est de 1.46 degrés, et correspond bien à l'ouverture à -3dB. Ce qui confirme la donnée constructeur de 1.4° (qui équivaut au calcul théorique en fonction du diamètre du transducteur et de la longueur d'onde de l'appareil). En considérant le transducteur en émission et réception (on prend le carré de l'énergie donc la puissance quatre de la tension mesurée), l'ouverture équivalente est de 0.99° .

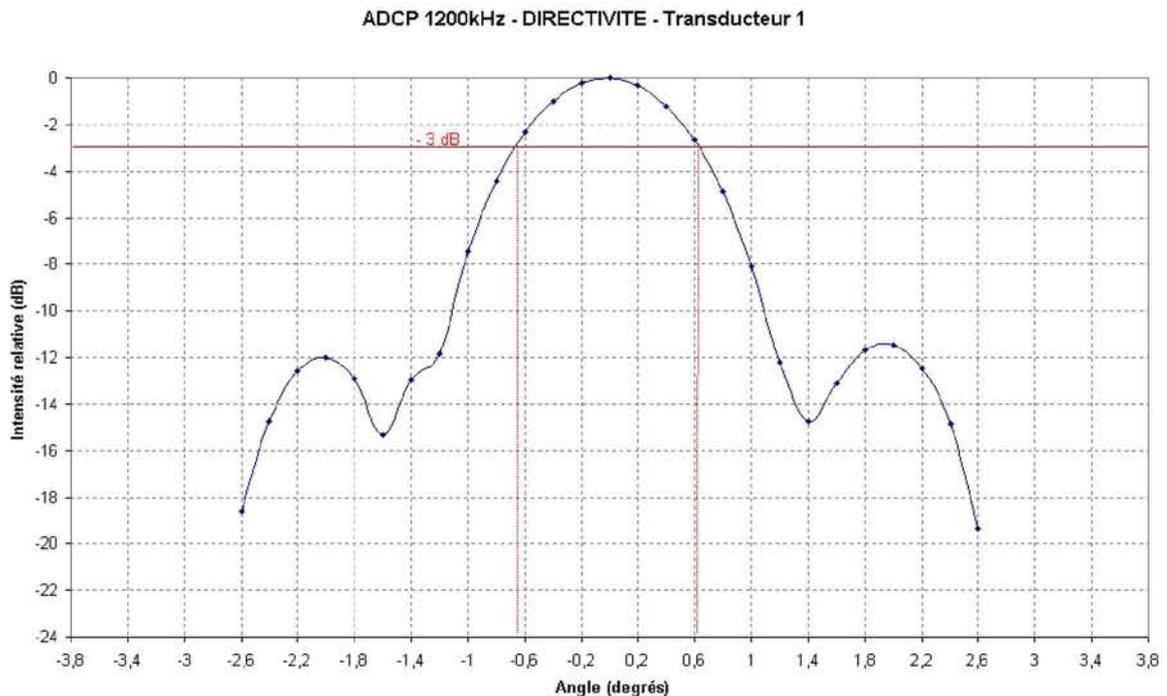


figure 24 : Diagramme de directivité du transducteur 1 de l'ADCP 1200 kHz (émission)

3.2.2. Réception

La base acoustique utilisée est un capteur d'opportunité HF étalonné jusqu'à 1.2 MHz, de sensibilité à l'émission $SV = 165.2 \pm 1 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{V}/1\text{m}}$, à la fréquence de 1200 kHz. La distance ADCP-Base était de 2m.

a) calibration 1 (septembre 2004)

La figure 25 montre les valeurs de RSSI relevées pour différents niveaux de pression envoyés aux transducteurs. L'allure des courbes est assez semblable pour les 4 transducteurs, et les paliers sont très proches. Par contre, l'écart entre les valeurs de RSSI, pour un même niveau de pression envoyé, atteint 30 counts entre les transducteurs 2 et 3. De même que précédemment, les paramètres retenus pour chaque transducteur sont dans le tableau 4 suivant :

	<i>Bruit</i> (dB/1 μ Pa)	NC_0 (counts)	Kc (dB/counts)
Transducteur 1	96.6	62	0.4324
Transducteur 2	96.6	66	0.4362
Transducteur 3	96.6	49	0.4354
Transducteur 4	96.6	54	0.4341

tableau 4 : Valeurs des paramètres de calibration en réception des transducteurs de l'ADCP 1200 kHz.

Il apparaît que les relations counts/dB à considérer sont légèrement différentes pour les quatre transducteurs, avec des coefficients de régression supérieurs à 0.997 pour tous. De plus, les niveaux « plancher » déterminés sont très différents entre transducteurs et les écarts vont jusqu'à 17 counts pour un même niveau en dB, ce qui semble plutôt inquiétant. Lors de ces mesures, nous avons aussi eu au départ un problème de bruit électronique, avec des valeurs plancher de 77 counts au lieu de 45 pour le transducteur 1, mais ces problèmes ont disparus ensuite et des valeurs plancher constantes ont pu être mesurées, avec et sans le branchement de la chaîne d'émission. Ces phénomènes parasites ont été observés puis ont disparu sans que l'on sache pourquoi. Comme nous n'avons pas toutes les caractéristiques techniques des ADCP, et que nous ne savons pas du tout si cet appareil est bien isolé des interférences extérieures ou pas, nous ne pouvons pas considérer ces mesures avec confiance. Un test complémentaire a donc été réalisé pour confirmer cette calibration.

ADCP 1200kHz - RECEPTION

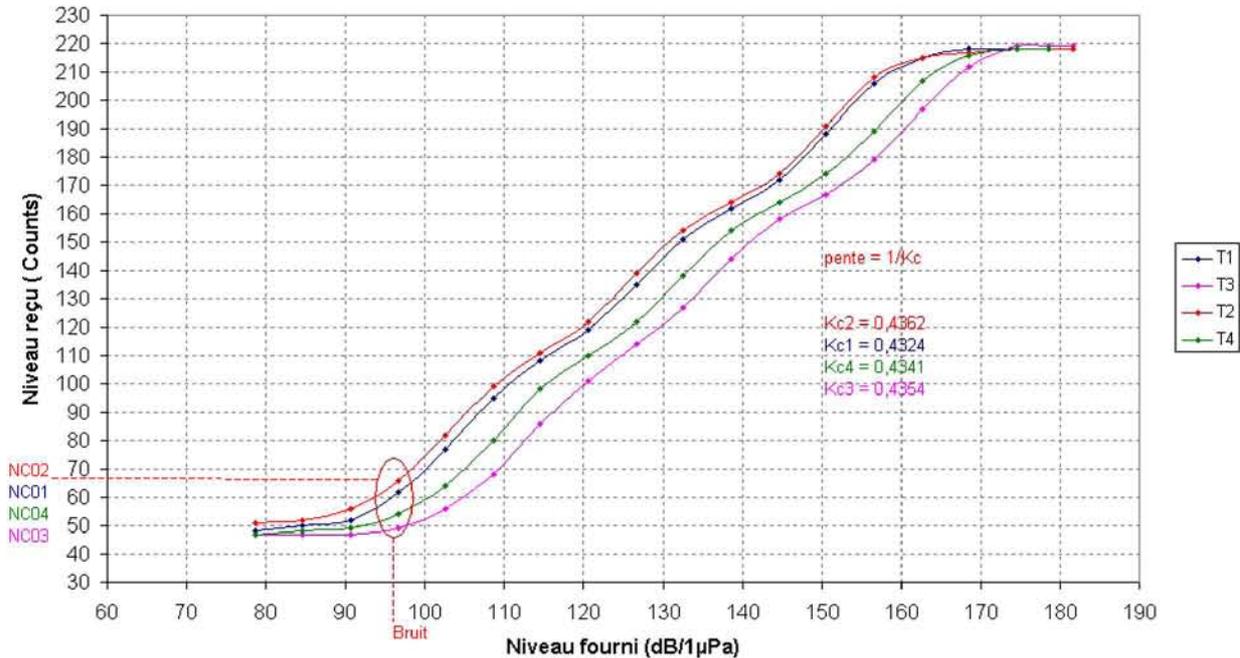


figure 25 : ADCP 1200 kHz. RSSI (counts) en fonction du niveau de pression envoyé en $\text{dB}/1\mu\text{Pa}$. (calibration 1)

b) calibration 2 (septembre 2005)

Les écarts entre les transducteurs 1, 3 et 4 sont moins importants que dans la calibration 1, indiquant un meilleur alignement des transducteurs et de l'hydrophone étalon. Au cours d'un chalutage de l'appareil, le transducteur 2 a subi une détérioration minime d'apparence mais qui pourrait avoir aussi touché la céramique. Les niveaux reçus mesurés sont en effet inférieurs de 30 counts (15 dB) aux autres. D'une part, les rayures du transducteur ajoutent une interface de diffusion des ondes arrivant au transducteur, d'autre part si la céramique a été cassée ou fendue, ne serait-ce qu'un peu, sa sensibilité est différente. Cependant, d'après RDI, ce défaut n'affectera pas la mesure de courant lors des utilisations futures. Pour les trois autres transducteurs, les calibrations sont très proches et les écarts sont dans la gamme de l'erreur de mesure (T1-T4~5 counts~2.5 dB).

Lors de ces nouvelles mesures, un bruit électronique était présent. Il a été possible de le réduire un peu mais pas de l'éliminer. Ce bruit vient du réseau électrique du bâtiment, il passe par l'hydrophone étalon dans la cuve. A partir d'un certain niveau d'émission, ce bruit est couvert par le signal propre de l'étalon. La comparaison avec la calibration 1 confirme en effet que les nouveaux niveaux sont proches des anciens des transducteurs 1 et 2.

Finalement, au vu des erreurs possibles, les mêmes paramètres sont retenus pour tous les transducteurs. Cependant, pour le transducteur 2 qui a subi une dégradation en octobre 2004, il conviendra de considérer un niveau de bruit plus élevé dans les utilisations futures.

	<i>Bruit</i> (dB/1 μ Pa)	<i>NC₀</i> (counts)	<i>Kc</i> (dB/counts)
Transducteurs 1-2-3-4	96.6	64	0.435

ADCP 1200kHz 4285 (2)

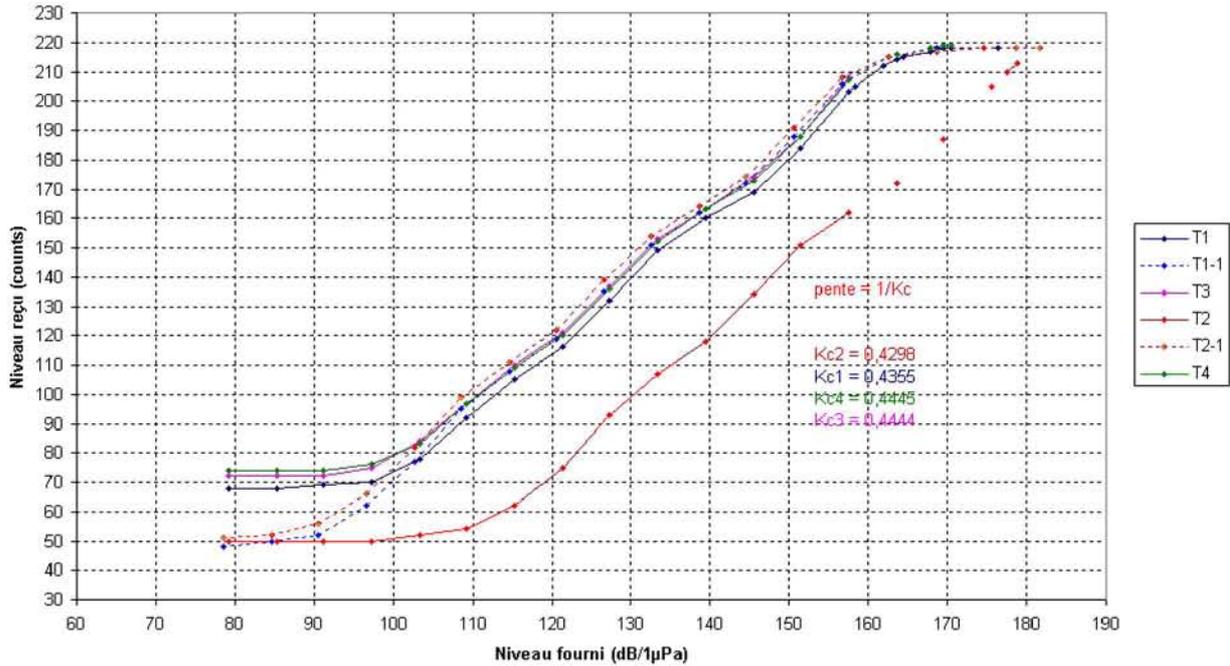


figure 26 : ADCP 1200 kHz. RSSI (counts) en fonction du niveau de pression envoyé en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$. (calibration 2)

4. APPLICATION AUX MESURES EN MER (EMISSION)

Ces deux ADCP ont été mouillés dans le Mor-Bras (Sud Baie de Vilaine) lors des campagnes SHOM MODYCOT 2003 et OPTIC-PCAF 2004. L'estimation des niveaux émis SL ($\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$) est faite à partir des enregistrements en hexadécimal (counts) de la tension des piles (accessible avec BBlst dans les « ADC channels » du fichier brut RDI).

4.1. ADCP 300 kHz

Le mouillage de 2003 a été installé pendant 3 mois, avec une acquisition toutes les 10 mn pendant 3 mn à 1 Hz et des cellules de 2 m. La décroissance non négligeable du niveau émis est de 2 dB. En 2004, sur la période de 20 jours de fonctionnement, le niveau émis baisse de 0.5 dB. L'acquisition était faite toutes les 10 mn pendant 2 mn à 2 Hz, avec des cellules de 1m.

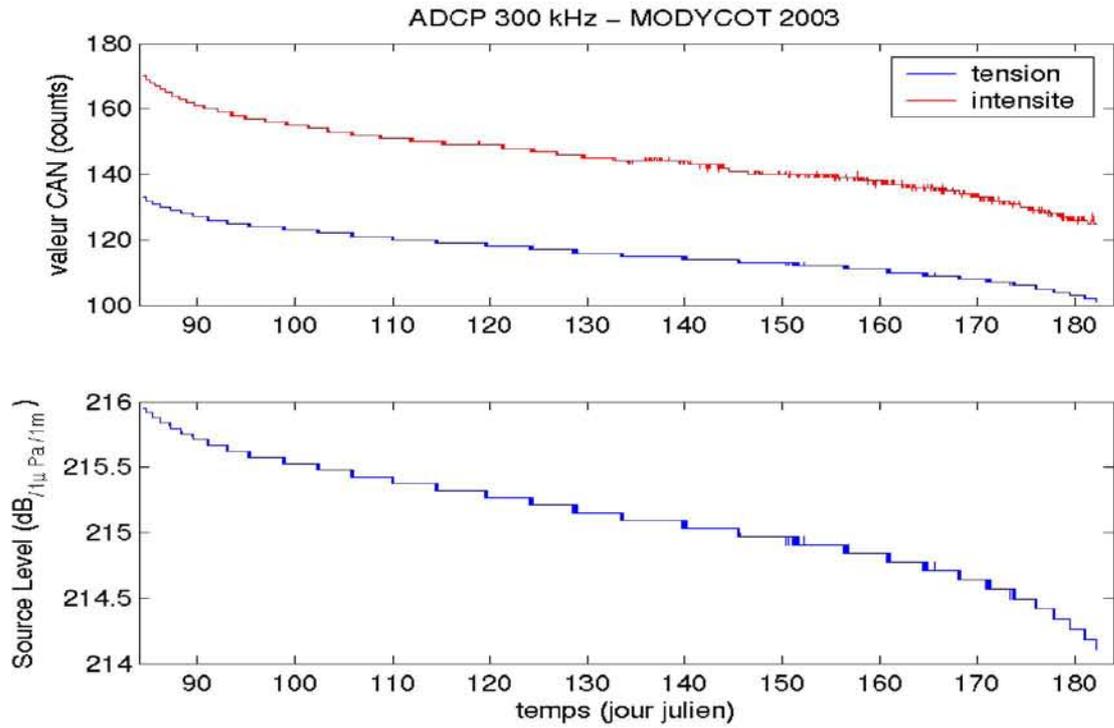


figure 27 : ADCP 300 kHz - MODYCOT 2003 -

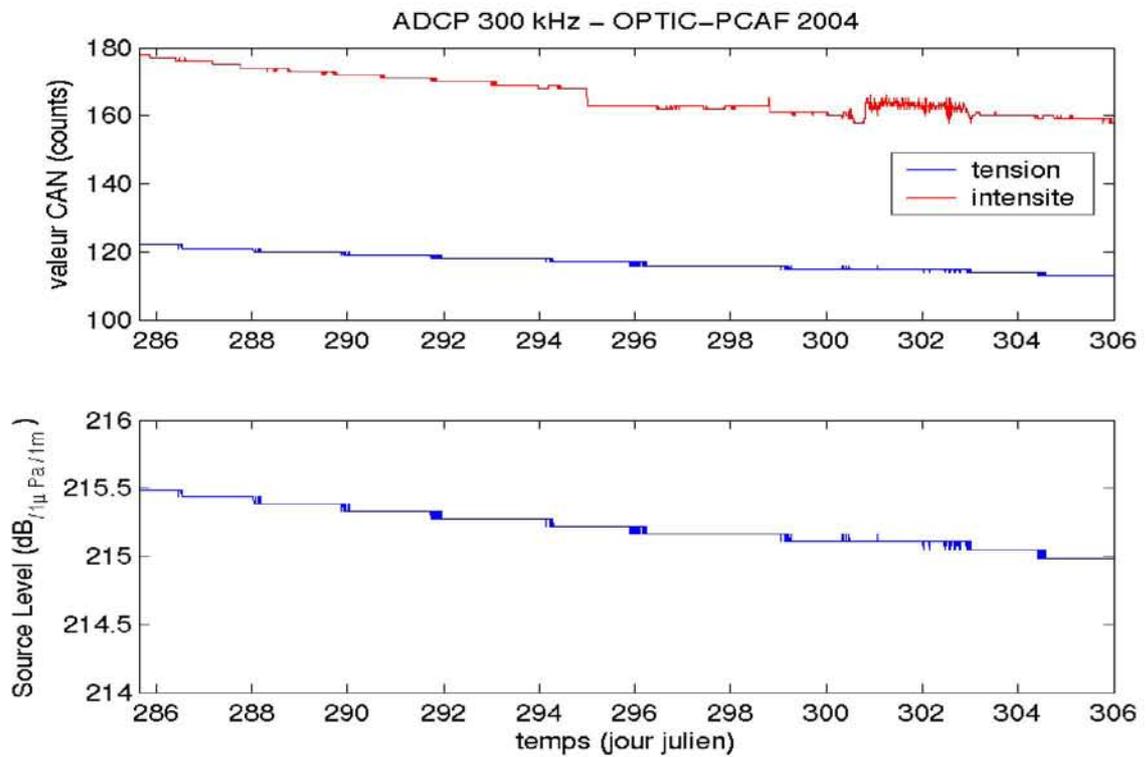


figure 28 : ADCP 300 kHz – OPTIC-PCAF 2004

4.2. ADCP 1200 kHz

Cet appareil (n°4285) a fait des acquisitions de courant et de houle pendant 20 jours (10 jours seulement sont valides à cause d'un chalutage). Le courant était mesuré à 2 Hz pendant 2 mn toutes les 10 mn, et les vagues à 2 Hz pendant 10 mn toutes les heures. Le niveau émis décroît de 1 dB, ce qui reste acceptable.

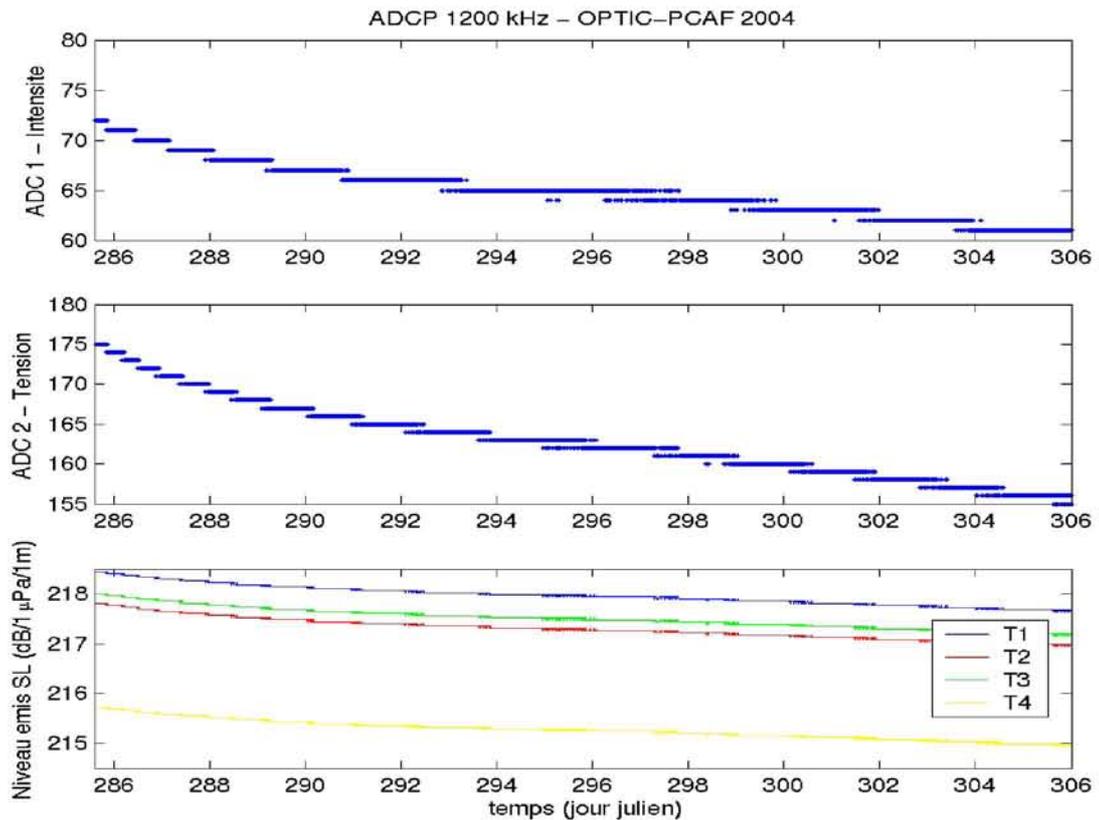


figure 29 : ADCP 1200 kHz 4285 – OPTIC-PCAF 2004

5. ESTIMATION DES ERREURS

A partir de l'équation du sonar, sous la condition que la concentration est suffisamment faible pour ne pas intervenir dans l'atténuation de l'onde, il est possible de calculer un indice de rétrodiffusion volumique IV , à partir du signal rétrodiffusé par l'ADCP NR , prenant en compte le niveau émis $NE=SL$, l'atténuation de l'onde au cours de sa propagation (PT) et le volume des cellules insonifiées V :

$$NR = NE - 2PT + IV + 10\log_{10}(V)$$

C'est ensuite à partir de cet indice que l'on peut estimer une concentration massique soit en faisant des hypothèses sur la nature et la taille des particules, soit par calibration empirique avec des mesures indépendantes de concentration.

A partir des résultats des calibrations en bassin des appareils, nous tentons ici de quantifier les erreurs induites sur l'indice de rétrodiffusion (en dB), sachant qu'une différence de 3 dB sur cet indice équivaut à un facteur 2 sur la concentration. Les erreurs sont de trois ordres :

- 1- Précision des mesures en cuve : bruit, alignements.
- 2- Fonctionnement de l'ADCP : diminution de l'énergie des piles + variations de la fréquence du signal (Broadband) + petites fluctuations de la pente dB/counts.
- 3- Prise en compte de l'ouverture équivalente mesurée (en émission + réception) et calibration individuelle ou pas des transducteurs (émission + réception).

5.1. ADCP 300 kHz

1- Conditions de mesure en cuve : +/- 1 dB (+/- 2 counts)

2-Fonctionnement de l'ADCP

- * non prise en compte de la baisse du niveau émis en fonction de l'énergie des piles :
 - pour une tension d'alimentation de 38-42 Volts: décroissance lente de 1dB/4Volts ($NE=216-217 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$)
 - pour une tension d'alimentation < 38 Volts (~120 counts) :
décroissance rapide de 2dB/4Volts

- * ouverture équivalente du faisceau, considérée en Emission ($\theta = 3.9^\circ$) ou en Emission + Réception ($\theta = 2.87^\circ$) : erreur sur l'ouverture du faisceau en stéradian ($\Psi = \pi/4 * (\theta * \pi/180)^2$) donc sur IV de $10\log_{10}(3.9^2/2.87^2) = +2.66 \text{ dB}$

- * variation de fréquence $f_1=300 \text{ kHz} / f_2=360 \text{ kHz}$
 - sur la rétrodiffusion des particules (en k^4 dans le régime de Rayleigh), donc directement sur IV : $10\log_{10}(f_2^4/f_1^4) = +3.2 \text{ dB}$
 - en théorie, sur l'ouverture du faisceau ($\Psi = 8\pi * (\lambda/\pi D_t)^2$), la géométrie de la mesure donc sur IV : $-10\log_{10}(f_1^2/f_2^2) = +1.6 \text{ dB}$
 - sur le coefficient d'atténuation lié à l'eau α_w :
 $\alpha_w(f_2) - \alpha_w(f_1) = +0.013 \text{ dB/m}$ donc sur 10m Aller-Retour = +0.26dB

- sur le coefficient d'atténuation lié aux particules α_s :
sur 10m Aller-Retour et pour 10 mg/L = $+7 \cdot 10^{-4}$ dB.

3-calibration ADCP

* Pour un même transducteur, précision de la mesure de Kc : fluctuations à 0.01 dB/count près donc sur la gamme 60-200 counts = 0.6-2 dB

Si une même calibration est prise pour tous les transducteurs :

- * pente dB/counts : erreur <1%, donc sur la gamme 60-220 counts = 0.24-0.86 dB
- * niveau plancher = écarts de 1.7 dB (4 counts pour le transducteur 1)

4- Environnement

Pour comparaison, les erreurs sur les variations de température et salinité lors des mesures en mer (T=10-15°C et S=30-35psu), induisent des erreurs sur :

- le coefficient d'atténuation lié à l'eau α_w :
 $E_T < 0.01$ dB/m et $E_S < 0.008$ dB/m donc sur 10m A-R ~0.36 dB
- sur le coefficient d'atténuation lié aux particules α_s : (par l'intermédiaire de la densité de l'eau et de la célérité des ondes dans l'eau) : <0.0014dB/m

5.2. ADCP 1200 kHz

1- Conditions de mesure en cuve : +/- 2 dB

2- Fonctionnement ADCP

* non prise en compte de la baisse du niveau émis en fonction de l'énergie des piles :
décroissance lente avec la tension 1dB/6Volts : 217-218 dB pour 38-44Volts,
au lieu de 214 dB à 36 Volts (RDI).

* ouverture équivalente du faisceau, considérée en Emission ($\theta = 1.4^\circ$) ou en Emission + Réception ($\theta = 0.99^\circ$) : erreur sur l'ouverture du faisceau en stéradian ($\Psi = \pi/4 * (\theta * \pi/180)^2$)
donc sur l'indice de cible IV : $10 \log_{10}(1.4^2/0.99^2) = 3$ dB

* variation de fréquence $f_1 = 1200$ kHz / $f_2 = 1290$ kHz

- sur la rétrodiffusion des particules (en k^4 dans le régime de Rayleigh), donc directement sur IV : $10 \log_{10}(f_2^4/f_1^4) = +1.25$ dB

- en théorie, sur l'ouverture du faisceau ($\Psi = 8\pi * (\lambda/\pi D_t)^2$), la géométrie de lamesure, donc sur IV : $-10 \log_{10}(f_1^2/f_2^2) = +0.6$ dB

-sur le coefficient d'atténuation α_w (f_2) - α_w (f_1) = +0.07 dB/m
donc sur 10m aller-retour = +1.4 dB

- sur le coefficient d'atténuation lié aux particules α_s :
sur 10m A-R avec 10 mg/L = 0.0267 dB

3- Calibration ADCP

* Pour un même transducteur, détermination de K_c avec fluctuations à 0.01 dB/count près donc sur la gamme 60-200 counts = 0.6-2 dB.

Si une même calibration pour tous les transducteurs :

* pente dB/counts : erreur <2% donc sur la gamme 60-210 counts = 0.6-2 dB

* niveau plancher = écarts de 2 dB (5 counts)

4- Environnement

Pour comparaison, les erreurs sur les variations de température et salinité lors des mesures en mer ($T=10-15^\circ\text{C}$ et $S=30-35\text{psu}$), induisent des erreurs sur :

- le coefficient d'atténuation lié à l'eau α_w :
 $E_T=0.06\text{dB/m}$ et $E_S=0.01\text{ dB/m}$ donc sur 10m A-R $\sim 1.4\text{ dB}$
- sur le coefficient d'atténuation lié aux particules α_s : (par l'intermédiaire de la densité de l'eau et de la célérité des ondes dans l'eau) : $<0.0014\text{dB/m}$

Avant même de quantifier les erreurs liées à la méconnaissance de la nature et de la taille des particules présentes dans la colonne d'eau, il apparaît que l'utilisation des ADCP Broadband RDI pour la mesure de concentration massique, nécessite une calibration rigoureuse de ces appareils si l'on veut éviter une calibration empirique par ailleurs. Or l'expérience a montré que ceci est délicat à faire et ne peut pas être envisagé en routine. De plus, le fonctionnement même des ADCP Broadband peut induire des erreurs importantes sur l'estimation de l'indice de rétrodiffusion, en particulier la variation de fréquence du signal. Ces erreurs sont aussi importantes (voir plus, à basse fréquence) que celles liées à la variabilité hydrologique du milieu. Pour l'obtention de la concentration massique à partir du signal rétrodiffusé des ADCP, la précision de la mesure elle-même et de la calibration des appareils ne semble pas beaucoup meilleure que 3 dB (un facteur 2 sur la concentration), et il semble ainsi qu'une calibration empirique apparaît nécessaire à une étape du traitement (calcul de IV à 3 dB près puis calibration empirique avec des mesures indépendantes).

6. CONCLUSION - BILAN DES RESULTATS

La calibration en bassin des ADCP a permis de quantifier en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$ les termes d'émission et de réception dans l'équation du sonar : $NR = NE - 2PT + IV + 10\log_{10}(V)$

Une synthèse des résultats est ici présentée pour chacun des appareils calibrés.

6.1. ADCP 300 kHz (SHOM)

Le transducteur 2 est instable en réception, il n'est pas possible de le calibrer.

L'ouverture équivalente du faisceau, considérée en émission + réception, est de 2.87° . Ceci est à prendre en compte dans le calcul du volume d'une cellule de mesure de l'appareil.

Le niveau émis est de 216-217 dB en fonctionnement normal des piles (40-48V), et décroît fortement en dessous de 38V. La relation suivante permet de déterminer le niveau émis $NE(=SL)$ ($\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$) en fonction de la tension V_{ADC} (counts) enregistrée par l'appareil :

$$NE = 3.32 \cdot 10^{-6} V_{ADC}^3 - 1.87 \cdot 10^{-3} V_{ADC}^2 + 0.3573 V_{ADC} + 193.7 \quad R^2 = 0.9973$$

En réception, les relations à considérer sont les suivantes (NR en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$, NC enregistré par l'ADCP en counts) :

$$NR1 = 70.3 + (NC1 - 60) * 0.425 \quad (\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}})$$

$$NR3 = 70.3 + (NC3 - 64) * 0.423$$

$$NR4 = 70.3 + (NC4 - 65) * 0.419$$

Le niveau de bruit est considéré à $70.3 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}}$ pour des valeurs de 60 (T1), 64 (T3) et 65 (T4) counts. Le transducteur 1 a donc une sensibilité inférieure de 1.7 dB aux deux autres, ce qui est observé aussi dans les mesures in-situ. Les fluctuations de la pente dB/counts et les différences de cette pente entre transducteurs induisent des écarts du même ordre, de 0.6 à 2 dB pour la gamme de 60 à 200 counts.

Les erreurs de calibration sont plus importantes que les erreurs sur l'atténuation de l'onde, liées aux variations de température et salinité (dans la gamme $10\text{-}15^\circ\text{C}$ et $30\text{-}35 \text{ psu}$).

6.2. ADCP 1200 kHz (IFR n°4285)

L'ouverture équivalente du faisceau est de 0.99° (E+R). Ceci est à prendre en compte dans le calcul du volume d'une cellule de mesure de l'appareil.

Le niveau émis est de $218 \text{ dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$ pour 38-42 V, la relation en fonction de la tension V_{ADC} (counts) est la suivante :

$$NE = 2.59 \cdot 10^{-4} V_{ADC}^2 + 0.1276 V_{ADC} + 203.62 \quad R^2 = 0.9978$$

La deuxième calibration en cuve de cet appareil, malgré la perturbation des faibles niveaux par un bruit électronique, conduit à considérer une relation unique en réception pour les quatre transducteurs (NR en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}}$, NC enregistré par l'ADCP en counts) :

$$NR = 96.6 + (NC - 64) * 0.435$$

Les fluctuations de la relation dB/counts , et les faibles écarts entre transducteurs induisent des erreurs allant jusqu'à 2 dB pour les fortes valeurs d'intensité (>200 counts).

Le transducteur 2 ayant subi une détérioration en octobre 2004, sa sensibilité à la réception est dorénavant diminuée de 20 dB mais sa pente dB/counts est toujours correcte (voir calibration 2).

Le niveau de bruit est estimé à 96.6 dB , pour une valeur de 64 counts, ce qui, d'après les mesures in-situ, est surestimé. Les intensités les plus faibles mesurées sont en effet de 44 à 49 counts selon le transducteur, ce qui correspondrait à un niveau de bruit d'environ 90 dB d'après les courbes de calibration. Ces valeurs sont atteintes dans le haut de la colonne d'eau (au delà de 14 m au dessus du fond). Avec notre calibration, on tend à surestimer très légèrement ces faibles valeurs d'intensité, mais la relation considérée reste tout à fait correcte.

**ANNEXE 1 : Données constructeur des ADCP RDI
et estimation théorique du niveau émis *NE***

RDI recommande les données techniques suivantes pour trois ADCP Workhorse (FAQ DVL <http://www.rdinstruments.com>). La puissance électrique Pe et le niveau émis NE sont estimés pour une tension d'alimentation de 36 Volts, en mode standard de fonctionnement, lors de l'émission d'un ping.

fréquence	diamètre	Puiss. élec.	rendement	NE	larg. bande	larg. fais.
F (kHz)	a_t (mm)	Pe (Watts)	β	(dB _{/1μPa/1m})	(kHz)	(deg.)
307.2	79	25	0.65	216.3	76.75	3.9
614.4	79	8	0.60	217.1	159.5	2.0
1228.8	51	3	0.40	214.0	307.25	1.4

Le rendement électro-acoustique β est le rapport entre la puissance acoustique P et la puissance électrique consommée Pe . En introduisant le gain de directivité en émission G_d du transducteur, et en exprimant la relation en fonction de la pression acoustique à l'émission p_0 (évaluée à la distance de référence de 1m), on a : $P = \beta Pe G_d = 4 \pi p_0^2 / \rho_0 c_0$

En prenant la valeur en décibels (par rapport à la pression de référence de 1μPa) de l'expression précédente, le niveau émis NE se décompose donc comme suit :

$$NE = 10 \log_{10} \left(\frac{P_0^2}{(1\mu Pa)^2} \right) = 10 \log_{10} \left(\frac{\rho_0 c_0}{4\pi} \right) + 20 \log_{10}(10^6) + GD + 10 \log_{10}(\beta Pe) \quad (\text{dB}_{/1\mu Pa/})$$

$GD = 10 \log_{10}(G_d)$ représente le gain de directivité du transducteur en dB. Il traduit le « gain spatial en énergie » obtenu avec une antenne directive par rapport à une antenne sans directivité. La directivité traduit en émission la répartition angulaire de l'énergie acoustique émise par le transducteur et, en réception, la réponse électrique en fonction de la direction d'arrivée de l'onde acoustique. La fonction de directivité, qui décrit ces variations spatiales, dépend de la fréquence et de la dimension du transducteur. A géométrie et fréquence données, elle est la même en émission et en réception. Une antenne est d'autant plus directive que le rapport dimension/longueur d'onde est élevé. Pour un disque de diamètre a_t , le gain de directivité en émission ou réception est : $GD = 20 \log_{10}(\pi a_t / \lambda)$ (Lurton 1998)

Finalement, sous réserve de la connaissance du rendement β et de la puissance électrique Pe , le niveau émis peut s'écrire (avec $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$ et $c_0 = 1500 \text{ m/s}$) :

$$NE = 170.88 + GD + 10 \log_{10}(\beta Pe)$$

Le calcul permet de retrouver le niveau émis du 1200 kHz, annoncé par le constructeur, mais donne des niveaux plus forts pour les autres fréquences.

Fréquence (kHz)	GD (dB)	NE (dB _{/1μPa/1m})
307.2	34.12	217.1
614.4	40.14	217.8
1228.8	42.36	214.0

ANNEXE 2 : ADCP 300 kHz Mesures à l'air de la pente Kc (dB/counts)

Cette calibration est réalisée à l'air avec une pastille étalon proposée par RDI (FST004). Cette pastille est un transducteur émetteur dont on fait varier le niveau avec un atténuateur, et qu'on applique directement sur la face du transducteur de l'ADCP. En favorisant le contact avec une graisse, l'excitation du transducteur de l'ADCP est supposée se faire par couplage mécanique direct. En réalité il y a propagation d'onde dans la graisse et la gaine de la céramique donc nous considérerons les niveaux seulement en relatif. Cela signifie que nous pouvons estimer la pente « counts/dB » mais pas les niveaux de bruit en dB/ $1\mu\text{Pa}$.

Cette expérience a été faite pour l'ADCP 300kHz, la pastille ne fonctionnant pas pour des fréquences élevées. Les résultats sont présentés ci-dessous.

- Mesures avant mouillage 2003 :

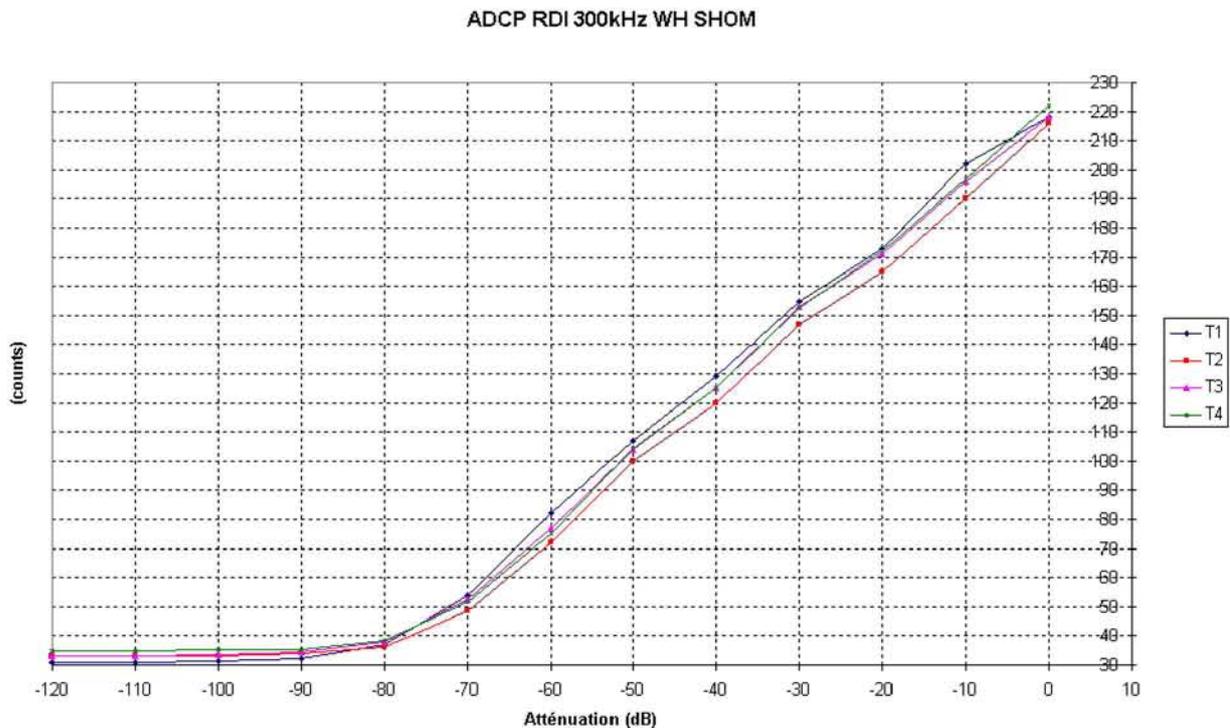


figure 30 : Niveau reçu par l'ADCP (counts) en fonction de l'atténuation (dB) du signal de la pastille étalon.

Transducteur	T1	T2	T3	T4
Bruit air (counts)	31	33	33	35
Kc (dB/counts)	0.4248	0.4227	0.4231	0.4148

▪ Mesures après mouillage 2003 :

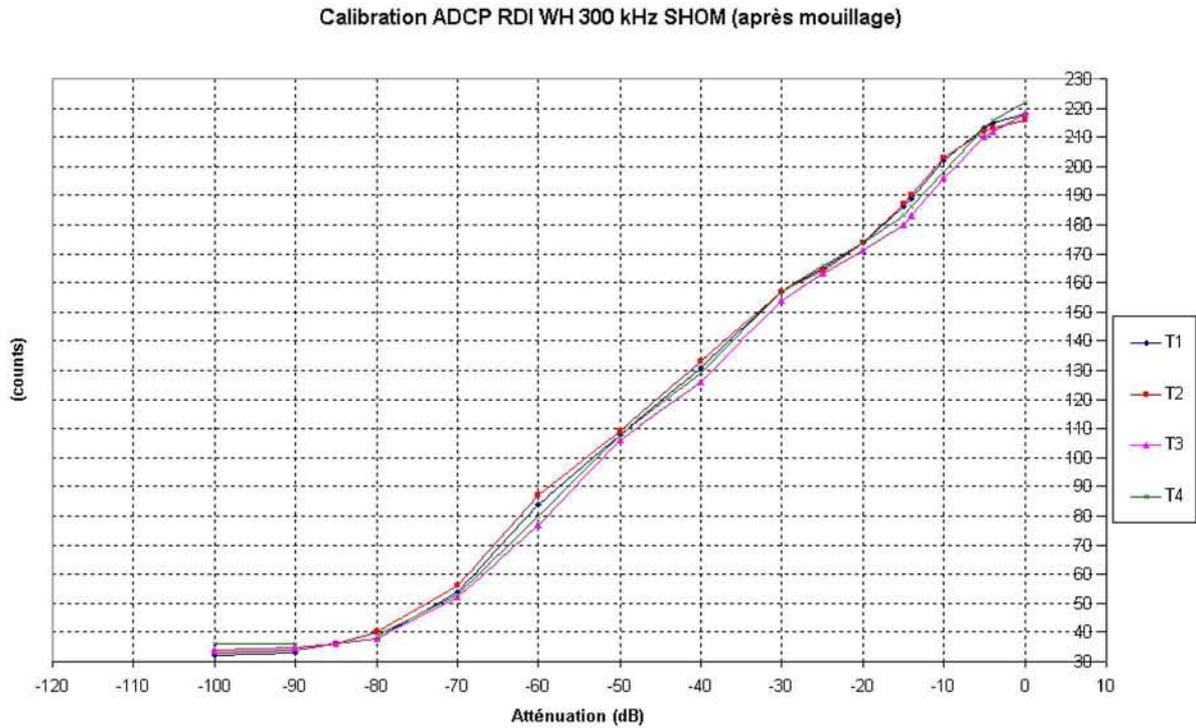


figure 31 : Niveau reçu par l'ADCP (counts) en fonction de l'atténuation (dB) du signal de la pastille étalon.

Transducteur	T1	T2	T3	T4
Bruit air (counts)	32	33	34	36
Kc (dB/counts)	0.4209	0.4293	0.4222	0.4183

L'erreur relative de Kc par rapport à la première calibration est respectivement de 0.9%, 1.5%, 0.2% et 0.8%, pour les transducteurs 1, 2, 3 et 4.

Il apparaît donc que les valeurs sont assez proches avant et après le mouillage 2003 (3 mois). De plus, les différences entre transducteurs sont aussi relativement faibles (<3%).

Les niveaux de bruit interne (à l'air) des transducteurs varient de 32 à 36 counts.

**E.2 Complément avec les mesures réalisées sur l'ADCP RDI
1200 kHz IFREMER n°5953, utilisé pour le mouillage de
février 2005.**

CALIBRATION EN EMISSION ET RECEPTION DE L'ADCP 1200 kHz RDI N° 5953

C. Tessier, H. Jestin, M. Derrien

DYNECO-PHYSED / TSI-AS

Septembre 2005

1. ALIMENTATION

L'ADCP est branché sur une alimentation stabilisée externe. L'expérience consiste à faire varier la tension d'alimentation, et à relever la tension et l'intensité transmises aux transducteurs, obtenues avec la commande PT4 (avec BBTalk). Ces deux grandeurs sont données en unité physique (volts et Ampères) ainsi qu'en hexadécimal. La conversion des valeurs d'hexadécimal en décimal donne des valeurs en counts de la tension et de l'intensité transmises aux transducteurs. Les relations volts/counts et Amps/counts sont alors obtenues :

- relation volts/counts : $V=0.2537*V_{counts}$ (fig. 1)

- relation Amps/counts : $A=0.0115*A_{counts}$ (fig. 2)

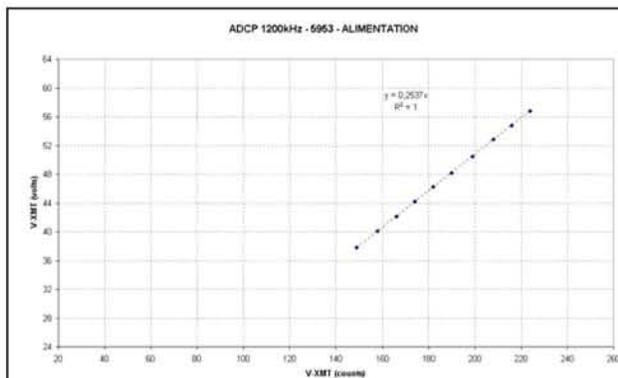


Fig 1 : relation tension transmise volts/counts

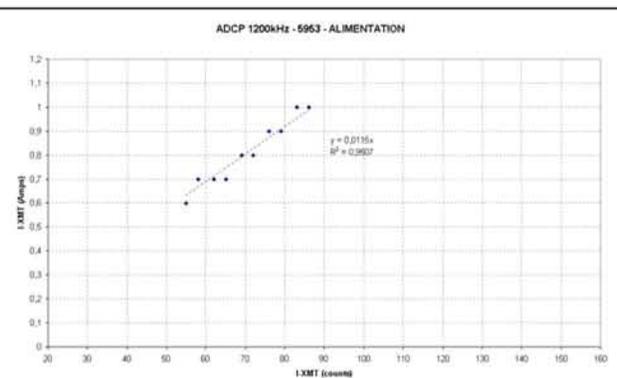


Fig 2 : relation Intensité transmise Amps/counts

Pendant l'acquisition de mesures, seules les grandeurs en counts sont enregistrées dans les « ADC channels », grâce aux relations précédentes, il est alors possible de remonter aux grandeurs physiques. Ceci est notamment intéressant pour l'estimation des niveaux émis en décibels en fonction de l'énergie des piles.

La figure 3 montre cependant que pour une même tension d'alimentation, la tension transmise aux transducteurs varie selon que l'ADCP soit en fonctionnement normal (émission) ou en mode test (avec PT4). L'écart est de 8-10 counts (2-2.5 volts). De plus, tout changement d'impédance des transducteurs va induire des variations de la tension transmise aux transducteurs. L'information tension transmise en counts est donc plus importante, et c'est surtout celle-là qu'il est intéressant de relier aux niveaux émis en $\text{dB}_{/1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$.

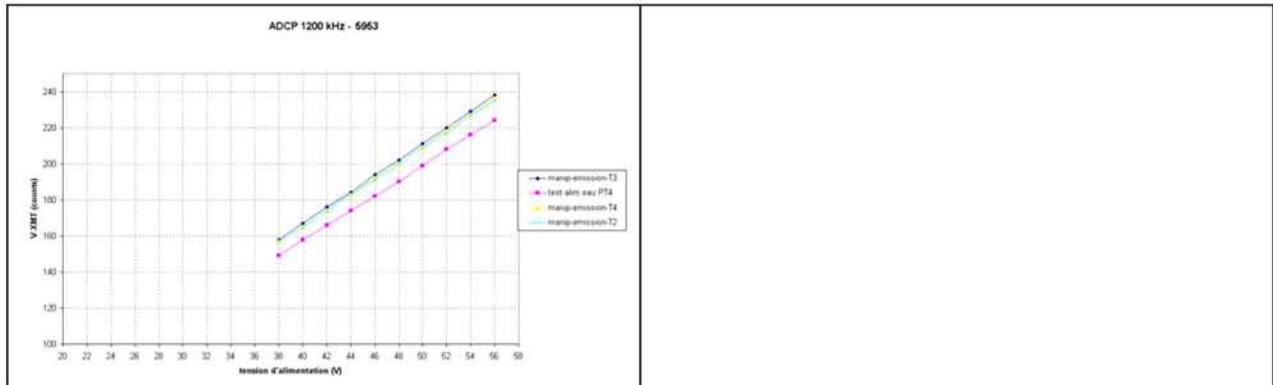


Fig 3 : tension (counts) en fonction de la tension d'alimentation (volts)

2. EMISSION

L'ADCP est configuré en mode normal d'émission (WS=0.35 m, WV=100 cm). La tension d'alimentation externe est modifiée, le niveau émis par les transducteurs est mesuré par un transducteur étalon Reson TC 4035 de sensibilité à 1228 kHz SH=-208.7 dB_{1V/1μPa}. La tension et l'intensité transmises aux transducteurs sont enregistrées en counts dans les ADC channels.

A partir de ces mesures, sont déterminées les relations entre le niveau émis par l'ADCP (dB_{1μPa/1m}) et la tension transmise (counts) (fig. 4) ou la puissance transmise (Watts) (fig. 5).

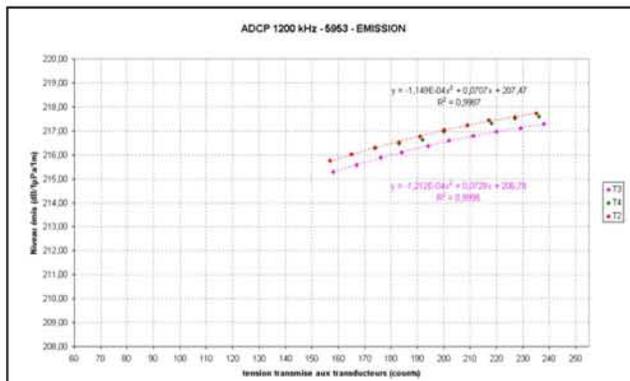


Fig 4 : niveau émis (dB_{1μPa/1m}) en fonction de la tension transmise aux transducteurs (counts)

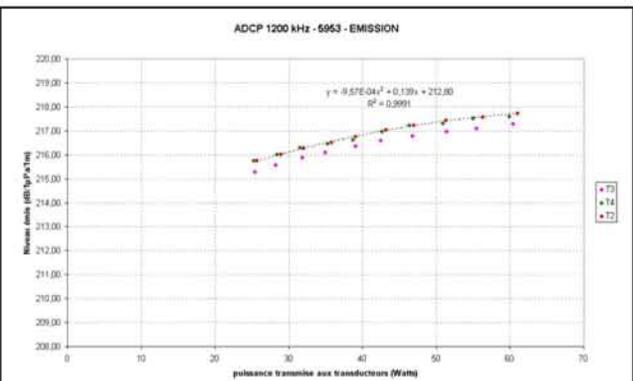


Fig 5 : niveau émis (dB_{1μPa/1m}) en fonction de la puissance transmise aux transducteurs (Watts)

3. RECEPTION

L'ADCP est mis en écoute seule avec la commande PT103 (avec BBTalk). Les mesures sont faites pour chaque transducteur, en envoyant un signal en continu avec une base acoustique de sensibilité SV=165.2 dB_{1μPa/1V/1m} à la fréquence de 1200kHz. Le niveau reçu par l'ADCP est

donné en counts. Pour chaque transducteur l'allure des courbes est semblable, mais les niveaux peuvent différer de plus de 10 counts (5 dB) entre les transducteurs 1 et 4. Ceci ne semble pas très satisfaisant mais plusieurs essais confirment ces mesures.

De plus, un problème de bruit électronique lors de l'expérience fait que les niveaux les plus faibles mesurés sont bien supérieurs aux niveaux de bruit interne des transducteurs. En effet, dans l'air, ces niveaux sont de 45 à 49 counts, dans la cuve ils passent à 80-85 counts et en branchant l'hydrophone étalon, ils passent à 115-120 counts. Ces interférences électriques seraient liées à un problème d'isolement du réseau électrique du bâtiment. Aussi il n'y a aucune certitude que les niveaux reçus par l'ADCP, en réponse aux signaux envoyés par l'hydrophone étalon, ne soient corrects. En extrapolant la partie linéaire des courbes jusqu'aux niveaux de bruit interne, les paramètres éventuellement utilisables sont les suivants :

	Br (dB/ μ Pa)	NC_0 (counts)	Kc (dB/count)
Transducteur 1	70	49	0.404
Transducteur 2	70	46	0.423
Transducteur 3	70	45	0.419
Transducteur 4	70	45	0.427

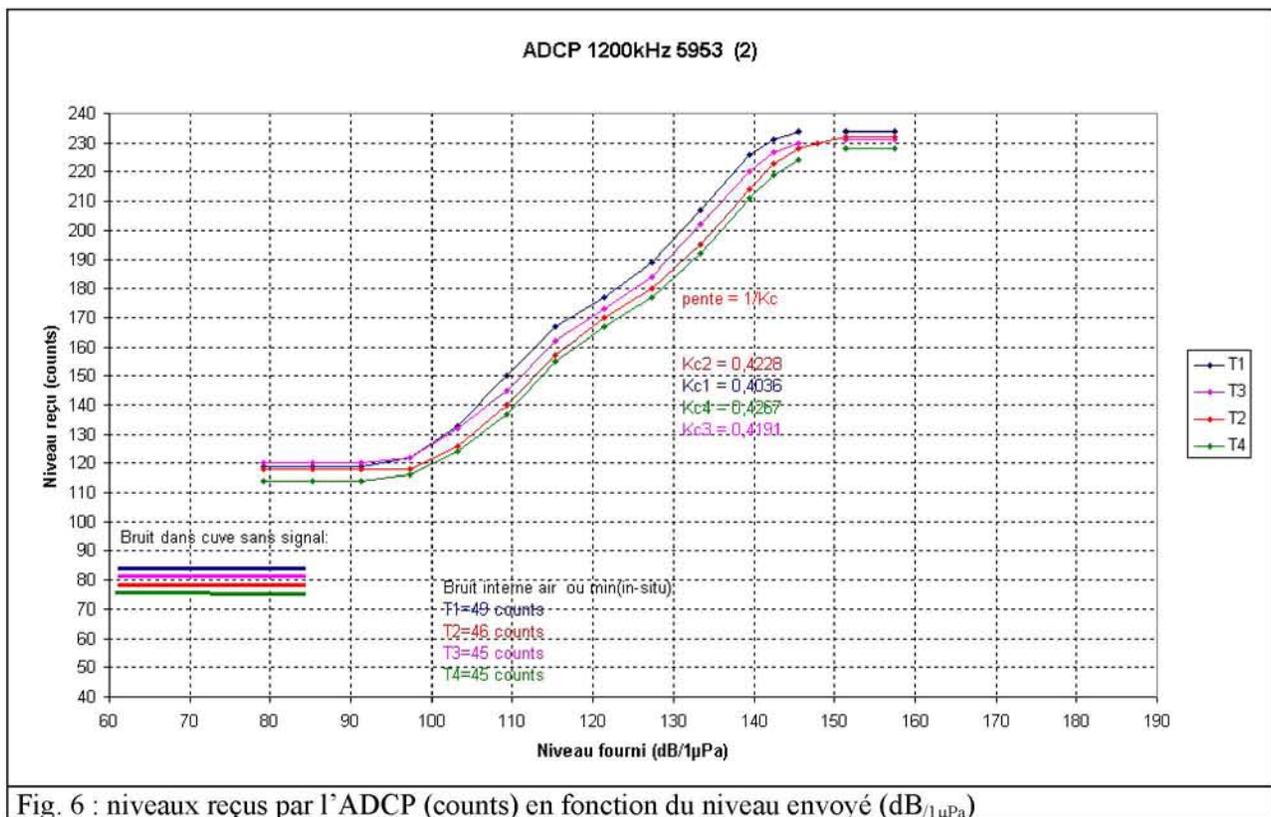


Fig. 6 : niveaux reçus par l'ADCP (counts) en fonction du niveau envoyé (dB/ μ Pa)

4. APPLICATION AUX MESURES IN-SITU (EMISSION)

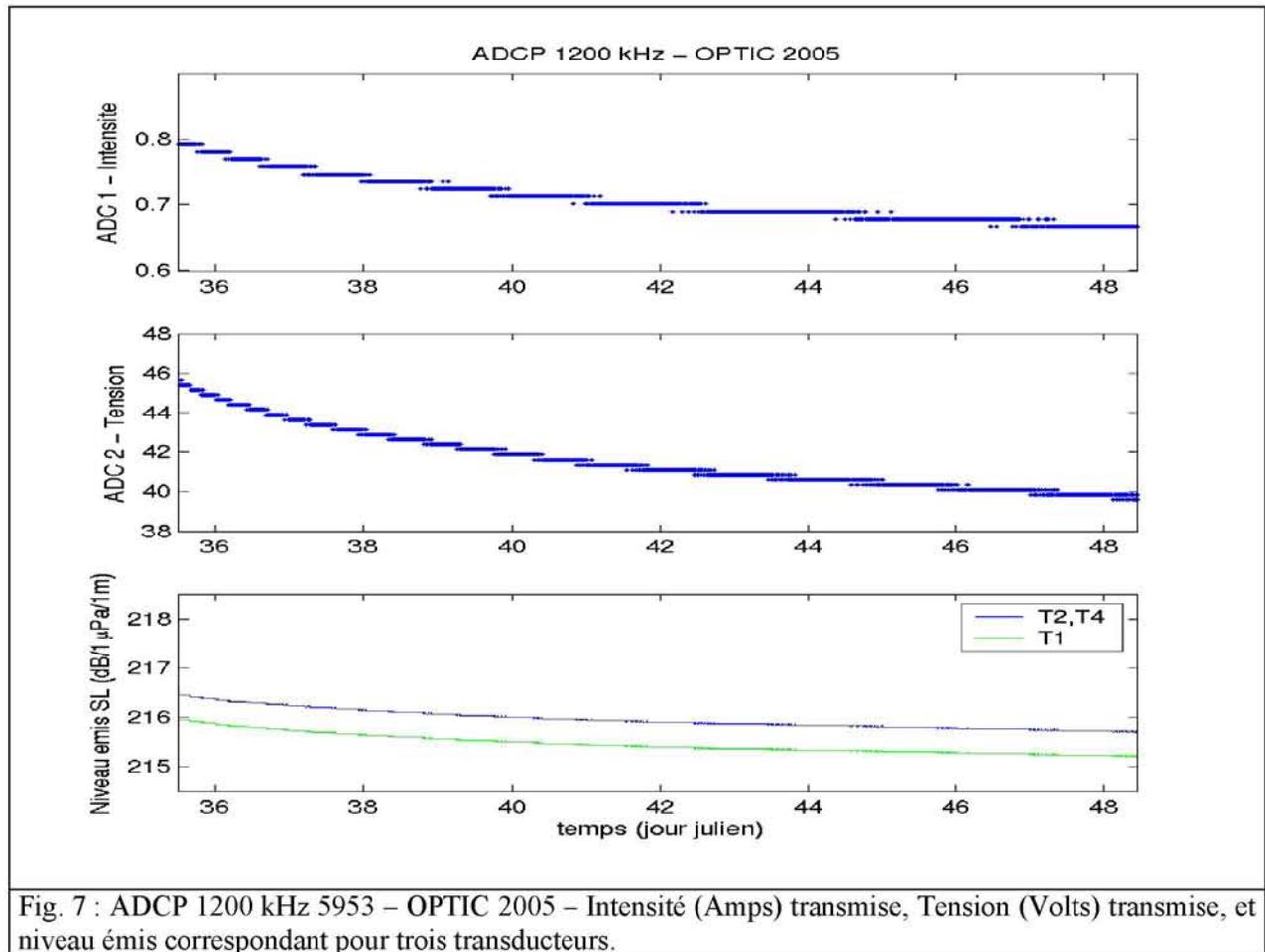


Fig. 7 : ADCP 1200 kHz 5953 – OPTIC 2005 – Intensité (Amps) transmise, Tension (Volts) transmise, et niveau émis correspondant pour trois transducteurs.

Annexe F

La turbidité en Bretagne Sud : résultats de campagnes en mer

F.1 Mesures de Vanney (Vanney 1977)

Vanney (1977) montre un gradient côte-large de la transparence de l'eau (visibilité du disque de Zecchi) sur la plateforme ligérienne (de la baie de Bourgneuf à la presqu'île de Quiberon). En concentration massique, les valeurs fluctuent largement autour de 20 mg/l en surface (prélèvements à la bouteille) et peuvent être très élevées au voisinage du fond (10 à 662 mg/l, moyenne de 70 mg/l, avec un préleveur posé sur le fond pouvant induire des remises en suspension supplémentaire). En été 1967, les prélèvements à 0.5-1 m du fond donnent des valeurs moyennes de 29.3 mg/l dans toute la zone entre les baies de Bourgneuf et de Vilaine, avec 50% des mesures > 20 mg/l et 20% des mesures >50 mg/l.

F.2 TRANSEPLAT II 1983 (Castaing *et al.* 1985)

Plusieurs radiales ont été faites sur le plateau continental du Golfe de Gascogne en mars 1983. Il n'y a pas de stations dans le Mor-Bras. Dans la zone Bretagne Sud, les turbidités les plus fortes sont situées au niveau de l'embouchure de la Loire avec un peu plus de 10 mg/l en surface et un peu plus de 5 mg/l au fond. Les concentrations décroissent de la côte vers le large, et sont inférieures à 1 mg/l en surface et entre 1 et 5 mg/l au fond. Dans la zone Sud-Glénan, les MES sont inférieures à 1 mg/l en surface et au fond. Des mesures de néphélogéométrie (HACH 18900) ont aussi été réalisées, elles montrent la présence d'une couche de fond plus turbide qu'en surface (> 1 NTU) au milieu du plateau, au niveau de la Grande Vasière. Enfin, les grains de Quartz présents dans 300 litres d'eau ont été comptés, pour deux fractions (40 – 150 μ m et > 150 μ m). En surface, le nombre de Quartz diminue progressivement vers le large. Les fortes concentrations en fraction grossière sont observées à l'embouchure de la Gironde, alors que la fraction moyenne est présente également au débouché de la Loire, indiquant des apports plus fins de la Loire par rapport à la Gironde.

F.3 Hydro-plancton 1988 et VILPHOS 1989 (Chapelle 1991)

Quelques mesures de MES ont été faites en Baie de Vilaine en octobre 1988. Au fond, elles sont de l'ordre de 75 mg/l à l'embouchure devant Pénerf (52 mg/l en surface), et de 55 mg/l à l'entrée de la baie (Sud-Ouest Dumet) (64 mg/l en surface).

A partir de la carte bio-sédimentaire de Le Bris (1986), 16 stations ont été faites lors des campagnes VILPHOS I et II de 1989. En mars 1989, les valeurs de MES dans la partie Sud de

la Baie sont de 14 à 20 mg/l au fond et de 4 mg/l en surface. Au débouché de la Vilaine, les MES sont de 24 à 32 mg/l au fond et 6 à 10 mg/l en surface. En août 1989, les valeurs sont bien plus faibles, avec 4 à 7 mg/l au fond et 0.5 à 1.2 mg/l en surface (et 2 à 5 mg/l en surface dans l'embouchure).

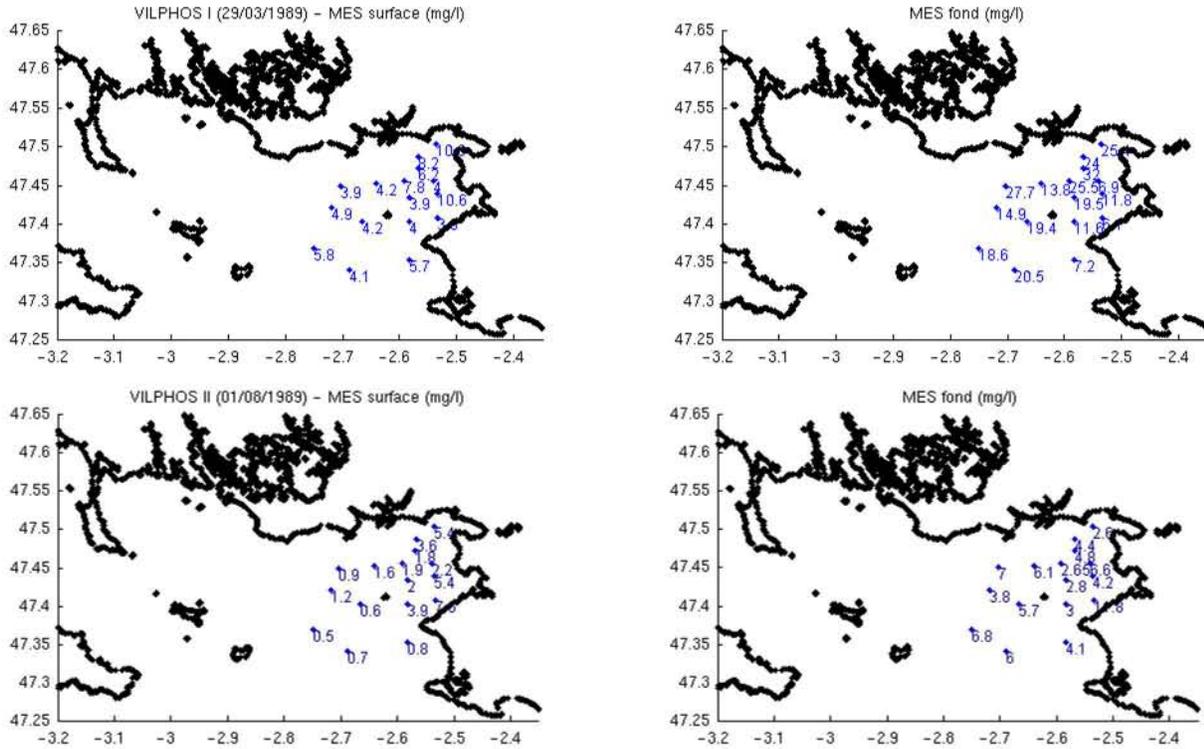


FIG. F.1 : Campagnes VILPHOS I (29/03/1989) et II (01/08/1989) : MES (mg/l) en surface et au fond.

F.4 ECOLOIRE 07/1999 (IFREMER)

Plusieurs radiales ont été faites de la baie de Bourgneuf à la baie de Quiberon, avec des mesures au Néphélomètre et des mesures de MES. Les turbidités mesurées au Sud de l'île Dumet, sont de 4.45 NTU (8 mg/l) au fond et de 0.32 NTU en surface. La figure F.2 donne les valeurs de MES mesurées en surface et au fond.

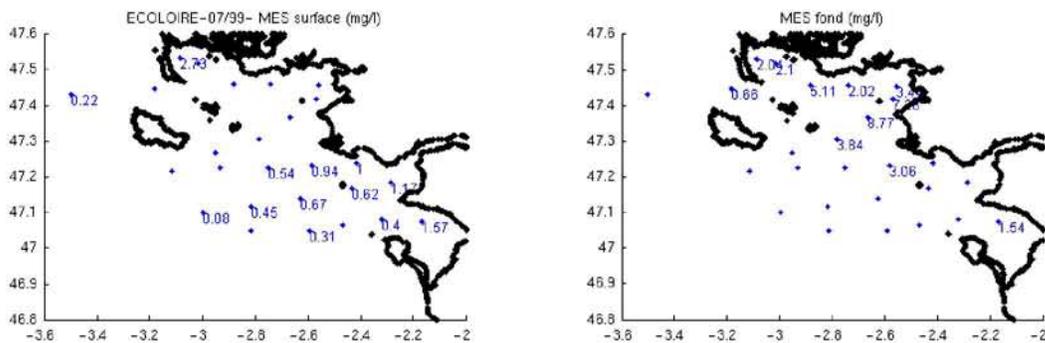


FIG. F.2 : Campagne ECOLOIRE : MES (mg/l) en surface et au fond.

F.5 MODYCOT 1999-2000 (*SHOM-IFREMER*)

Lors de ces campagnes, un réseau de stations a été réalisé sur l'ensemble du plateau continental, avec des profils de transmission à 660 nm (WET-Labs CStar), mais aucune pesées de MES. Quelques mesures au néphélomètre HACH ont été faites à bord sur les prélèvements à la bouteille. Les résultats de transmission sont présentés sur la figure F.3, pour la zone Bretagne Sud, pour les quatre campagnes de mesures : 99-1 (7-13 avril), 99-2 (7-15 juin), 99-3 (7-14 septembre) et 2000 (1-6 mars). Ces données sont les valeurs en surface et au fond des profils effectués à chaque station (EPSHOM 2000). Les valeurs de surface sont habituellement à environ 3 mètres sous la surface de la mer, mais cela peut varier selon les stations et les campagnes. De même, les valeurs de fond, sont situées à une côte du fond qui peut varier de 3 à 10 mètres selon les stations, il convient donc d'être prudent dans l'interprétation. Il se peut en effet que la couche turbide de fond n'ait pas été atteinte à certaines stations.

Comme il n'est pas possible de calibrer ces données en concentration massique, nous ne pouvons les interpréter qu'en relatif. La transmission est inversement liée à la concentration de matière, mais dépend de l'absorption et la diffusion sur les particules. Elle est sensible à la présence de phytoplancton qui accroît l'absorption. Ainsi en surface, les zones les plus chargées en particules, à la côte et au large, sont corrélées à celles de fluorescence (données non présentées ici). En mars 2000, les panaches des fleuves (Loire et Gironde), chargés en particules sont aussi observés.

Au fond, une couche turbide est observée sur toutes les stations côtières, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plus de 25 mètres pour les stations les plus profondes. En 1999, la transmission est la plus faible sur les stations les plus au nord. En mars 2000, la transmission est inférieure à 85% dans la zone Loire-Vilaine, 90% à l'ouest de Belle-Ile, et il n'y a pas de donnée plus au Nord.

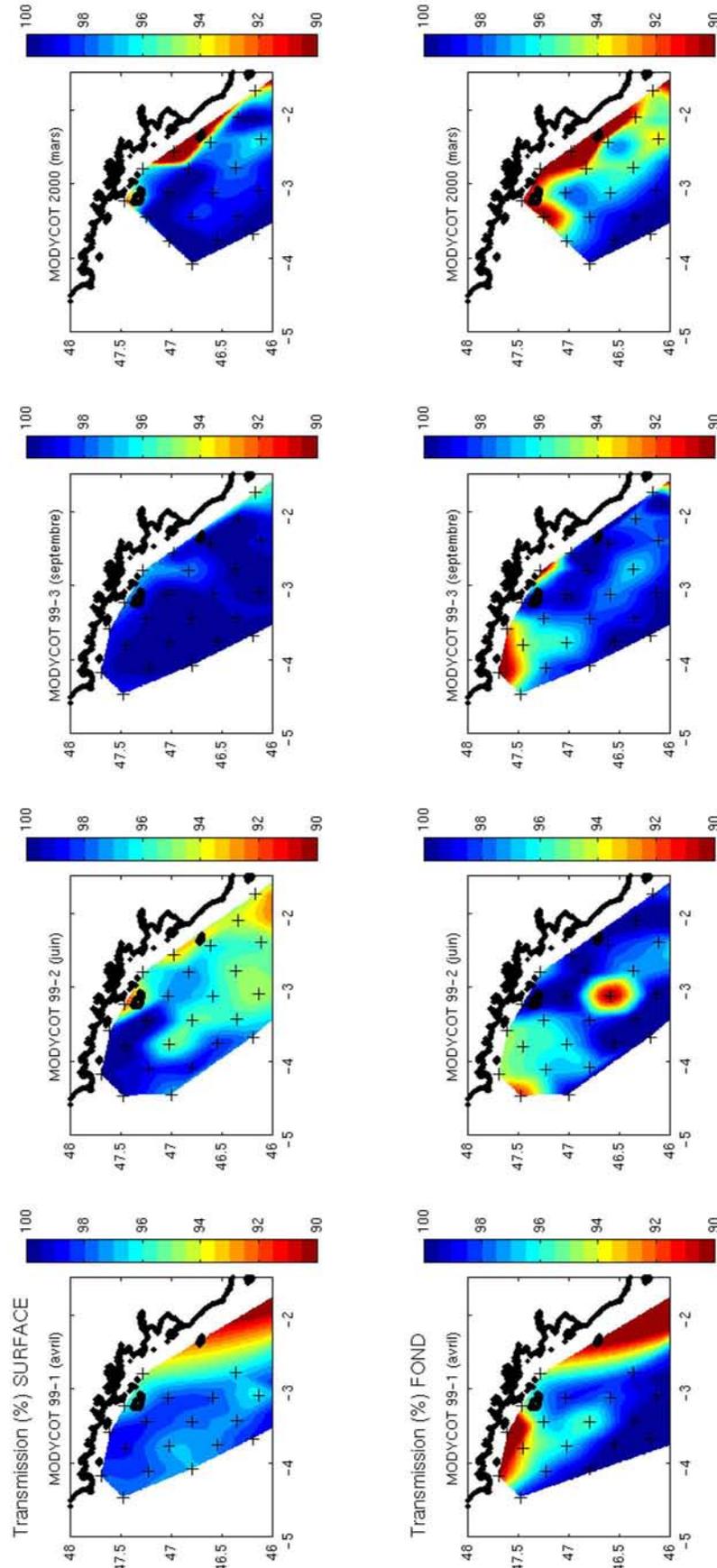


FIG. F.3 : Transmission (%) en surface et au fond, campagnes MODYCOT 99-1 (avril), 99-2 (juin), 99-3 (septembre), 2000 (mars). Les positions des stations sont indiquées par une croix noire.

F.6 NUTRIGAS février 2001 (IFREMER)

Lors de cette campagne, un réseau de stations a été couvert sur le plateau continental Nord Gascogne, de l'île d'Yeu à la mer d'Iroise, du 23 février au 1 mars. Des profils hydrologiques, de fluorimétrie (Sea Tech) et de micro-granulométrie in-situ (CILAS-IFREMER) ont été effectués. Des prélèvements d'eau (bouteilles Niskin) ont aussi été réalisés pour les pesées de MES, le dosage de chlorophylle a et de CHN organique particulaire (R. Kerhouel, A. Aminot). Les mesures de fluorimétrie ont subi un post-traitement afin de représenter directement la quantité de chlorophylle a ($\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$) dans la colonne d'eau ($R^2=0.86$). La charge volumique totale des particules présentes dans la colonne d'eau, mesurée avec le micro-granulomètre laser, est calibrée en concentration massique avec les pesées de MES : $[\text{mg}/\text{l}]=0.129[\mu\text{l}/\text{l}]$, $R^2=0.965$, $n=61$ (figure F.4). La transmission du faisceau du granulomètre laser, sur un chemin optique de 3 cm, permet de calculer le coefficient d'atténuation ($c(820) \text{ m}^{-1}$) à la longueur d'onde $\lambda=820 \text{ nm}$.

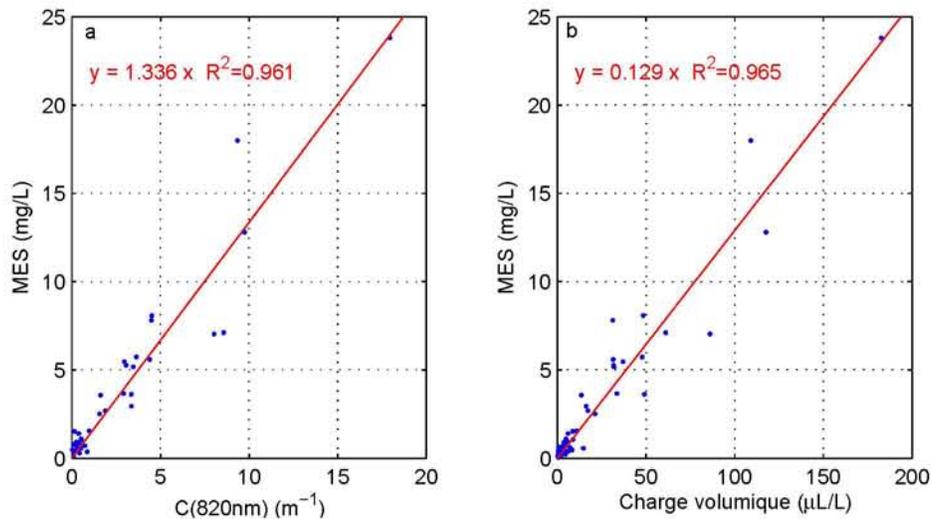


FIG. F.4 : Campagne NUTRIGAS 2001. Calibration du granulomètre laser in-situ avec les MES : a- coefficient d'atténuation calculé à partir de la transmission du faisceau ($\lambda=820\text{nm}$); b- charge volumique ($\mu\text{l}/\text{l}$).

Plusieurs informations de turbidité issues du granulomètre laser sont donc disponibles : le coefficient d'atténuation ($c(820)$), la charge volumique totale (Charge-vol) et une concentration massique obtenue par calibration de la charge volumique (Charge-mass). Les distributions en surface et au fond (attention, la cote par rapport au fond peut varier selon les stations) des différents paramètres sont représentés sur la figure F.5. Une coupe verticale Ouest-Est, à la latitude de l'estuaire de la Loire est représentée sur la figure F.6. En cette situation hivernale faisant suite à de forts débits des fleuves, le panache de la Loire s'étend sur le plateau continental jusqu'au niveau de l'isobathe des 150 mètres, induisant une forte stratification thermohaline. De plus une efflorescence de phytoplancton est observée au Sud-Ouest de Belle-Ile avec un maximum de $4 \mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$ situé selon les stations entre 0 et 15 m de la surface, en fonction de la structure de la thermocline, et qui n'est donc pas toujours visible sur la distribution de surface. Cette population phytoplanctonique est constituée essentiellement de grosses diatomées ($>20 \mu\text{m}$), typiquement rencontrées dans cette zone lors des blooms précoces de fin d'hiver (Huret *et al.* 2005; Gohin *et al.* 2003).

Les signaux de turbidité sont liés d'une part à la présence de phytoplancton et d'autre part

aux particules minérales provenant des fleuves et des éventuelles remises en suspension. Ainsi, la charge volumique et l'atténuation sont-elles assez bien corrélées. Elles montrent chacune une turbidité liée aux particules biologiques au large et une forte turbidité à l'embouchure de la Loire, liée principalement aux particules non fluorescentes (minérales et organiques) du panache de la Loire (et probablement des remises en suspension). La charge volumique est de 30-80 $\mu\text{l/l}$ en surface et 50-100 $\mu\text{l/l}$ au fond ; le coefficient d'atténuation est de l'ordre de 5-10 m^{-1} en surface et 8-15 m^{-1} au fond ; et pour la station la plus proche de l'embouchure, la concentration massique est de l'ordre de 13 mg/l en surface et 20 mg/l au fond. En remontant l'estuaire de la Loire, des mesures de MES de subsurface ont été faites, les valeurs vont de 17 mg/l (au point de salinité 26 psu) à 164 mg/l (au point de salinité 1.4 psu).

Au delà du panache turbide de la Loire, la concentration massique est de l'ordre de 2 mg/l en surface dans le Mor-Bras (7 mg/l au fond) ainsi qu'au Sud-Ouest de Noirmoutier (5 mg/l au fond). Au large, la concentration massique atteint 2 mg/l en surface dans les blooms de phytoplancton mais est inférieure à 1 mg/l au fond et sur le reste du plateau. La figure F.7 montre quelques profils à la côte et plus au large (station 24) des charges volumiques, pour quatre regroupements de classes différentes cumulées. La fluorescence et l'atténuation à 820 nm sont aussi représentées. Il apparaît que les particules présentes à la côte et au sud-Ouest de Belle-Ile, qu'elles soient phytoplanctoniques, minérales ou sous forme d'agrégats organiques, sont principalement de tailles 20-70 et 70-400 μm . Sur les stations les plus à l'Ouest, à la pointe Sud-Bretagne, la fluorescence est plus faible et associée à des particules phytoplanctoniques plus petites (classe 3-20 μm). Le signal de turbidité est donc aussi plus faible.

D'autre part, une couche turbide de fond est observée sur presque toutes les stations, composée de particules de tailles variables, et dont l'épaisseur varie en moyenne de 15 à 20% par rapport à la hauteur d'eau.

F.7 MODYCOT avril+sept. 2001 (*SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1*)

Des MES de surface ont été faites sur un réseau de stations en Bretagne Sud, lors des campagnes d'avril et de septembre 2001 (EPSHOM 2001a; EPSHOM 2001b). A l'entrée du Mor-Bras (entre Hoëdic et Le Croisic), les valeurs de MES sont de 2.5 mg/l en avril et plus de 13 mg/l en septembre. Entre l'archipel de Glénan et la côte, les valeurs sont supérieures à 3 mg/l lors des deux campagnes. A l'est de l'île de Groix, les MES sont supérieures à 3.5 mg/l en avril et inférieures à 2 mg/l en septembre. A la pointe de Quiberon, les MES sont de 1.5 mg/l en avril et 3 mg/l en septembre. Sur le plateau, les valeurs sont inférieures à 1.5 mg/l en avril et à 2.5 mg/l en septembre.

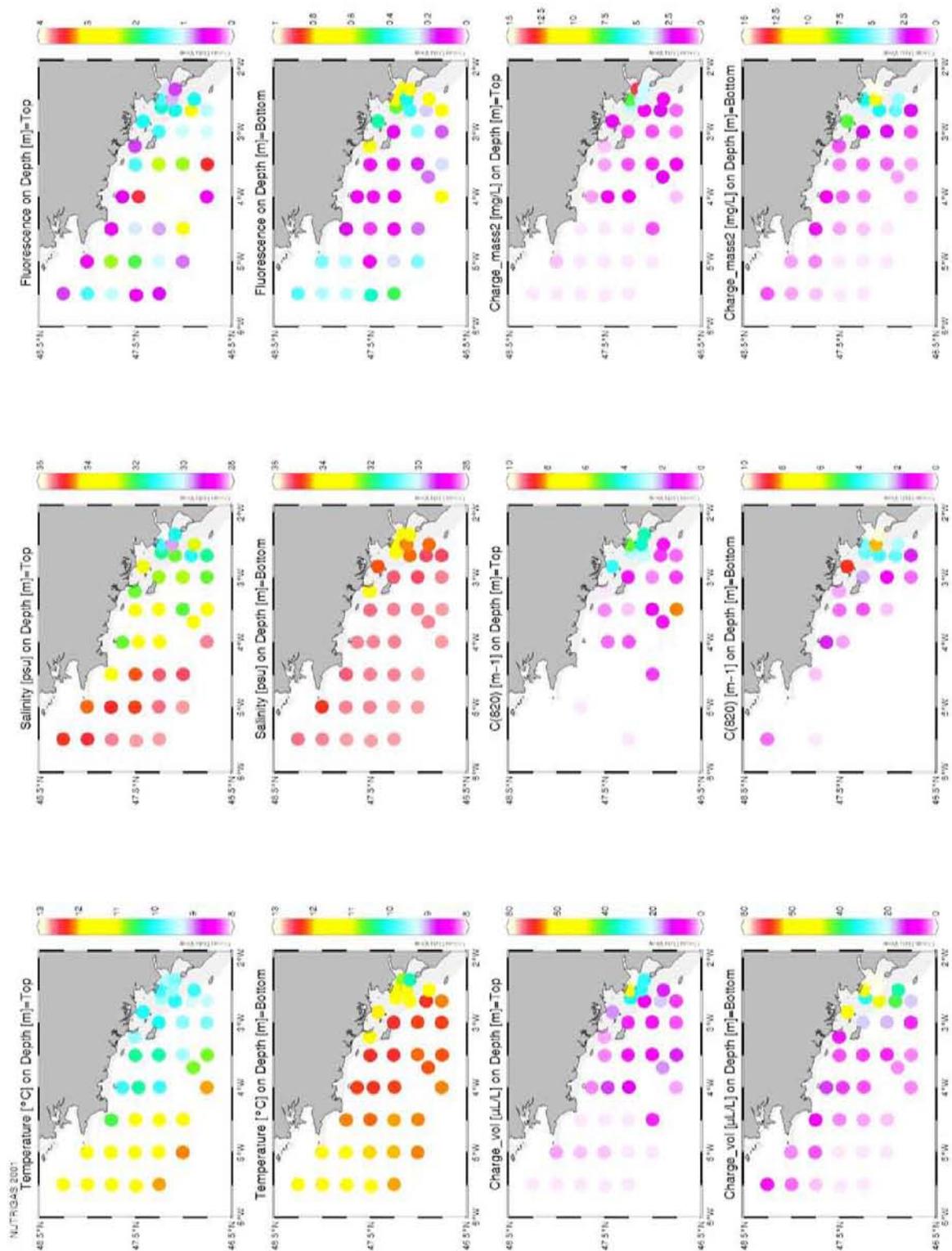


FIG. F.5 : Campagne NUTRIGAS février 2001. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).

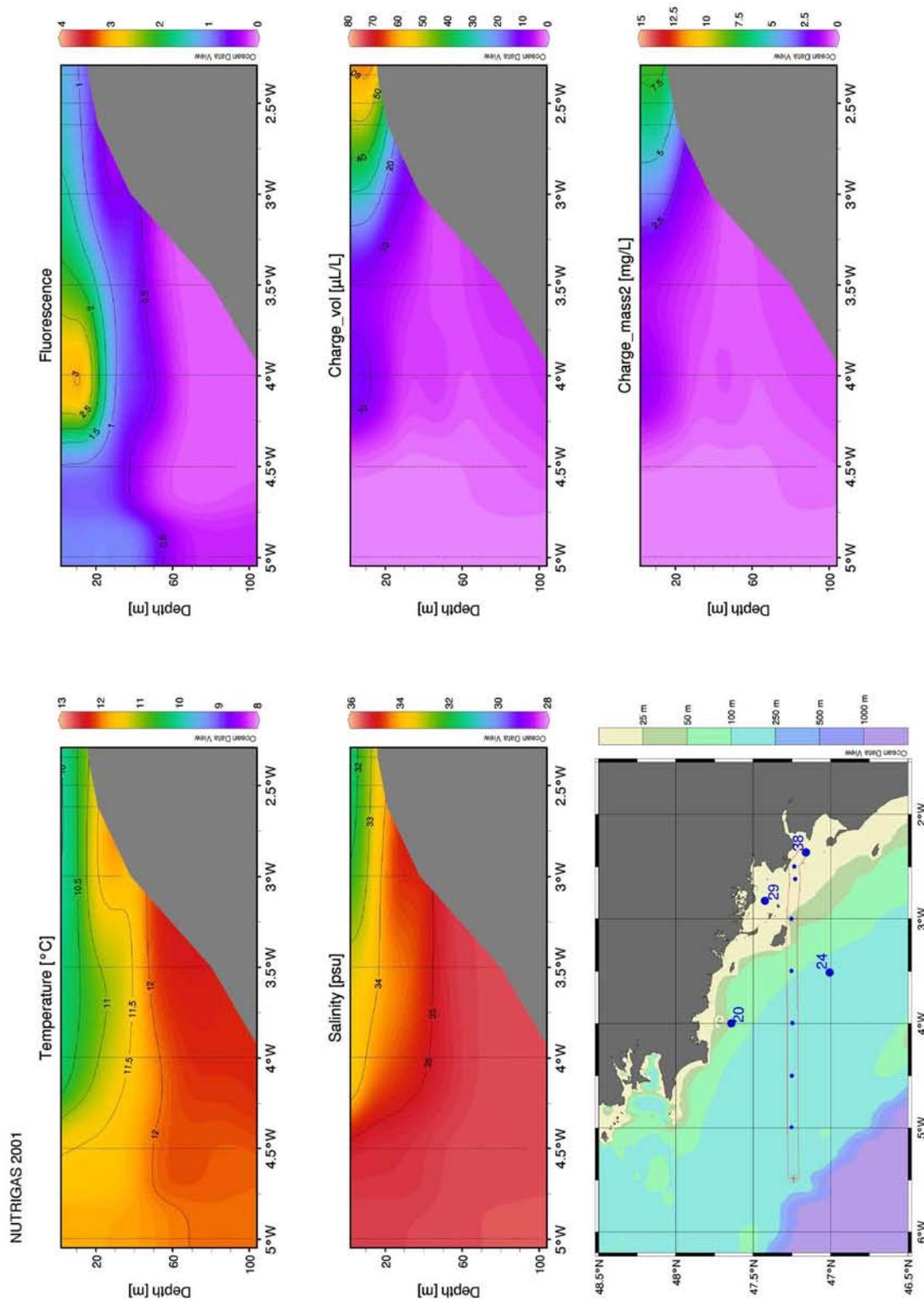


FIG. F.6 : Campagne NUTRIGAS février 2001. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).

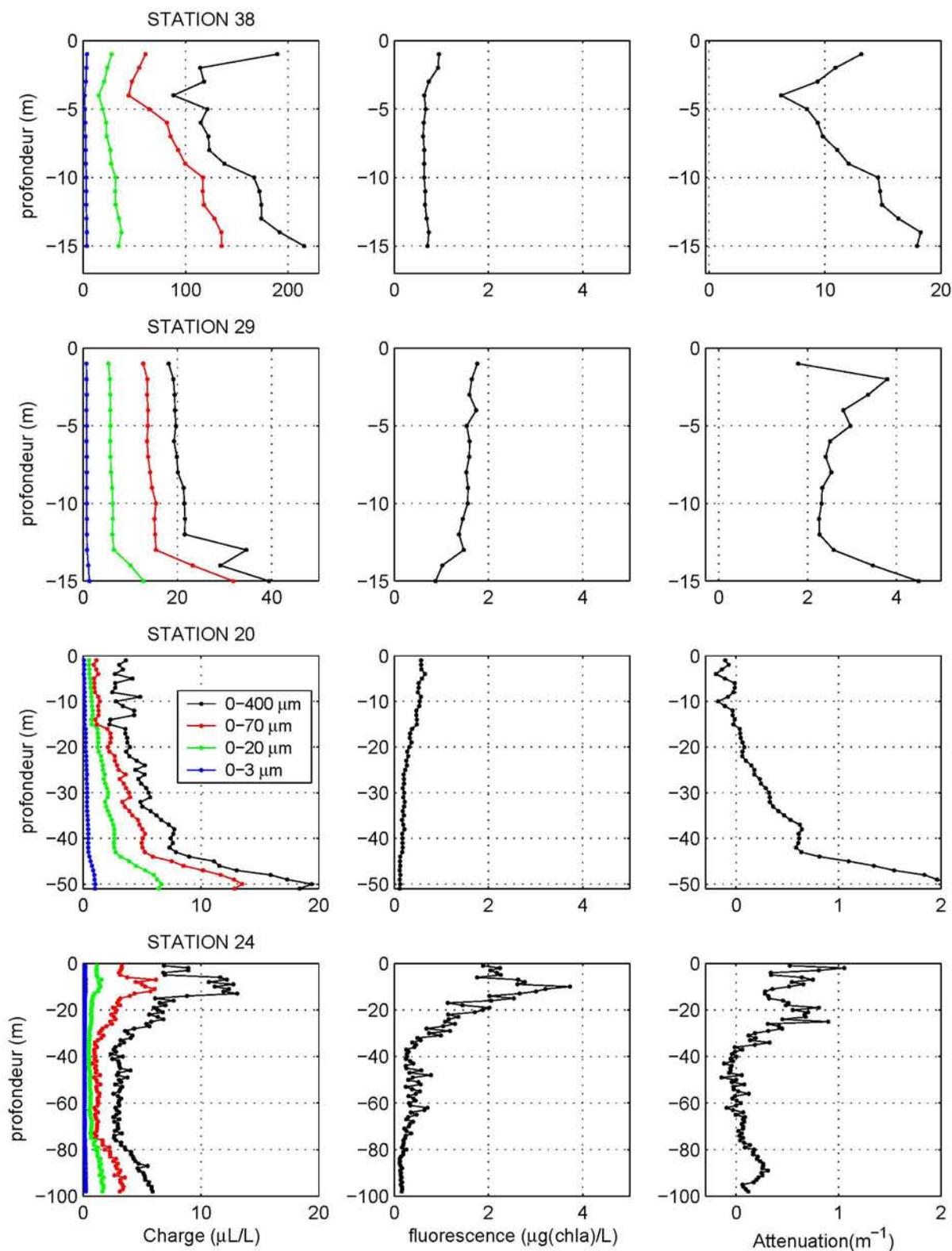


FIG. F.7 : Campagne NUTRIGAS février 2001. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820$ nm), à quatre stations différentes (localisation figure F.6). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.

F.8 GASPROD avril 2002 (IFREMER)

Du 9 au 20 avril 2002, un réseau de stations sur le plateau a été couvert au cours de la campagne GASPROD. Des profils de granulométrie laser in-situ ont été faits, ainsi que des mesures au néphélomètre (HACH) à partir d'échantillons prélevés, mais peu de MES. La charge volumique du granulomètre est donc ici calibrée en concentration massique avec les mesures du néphélomètre, elles-mêmes calibrées avec les MES (figure F.8).

Calibration MES/Néphélométrie : $[\text{mg/l}] = 1.7788[\text{NTU}]$ ($R^2 = 0.9996$, $n = 19$).

Calibration Charge-vol/MES : $[\text{mg/l}] = 0.1629[\mu\text{l/l}]$ ($R^2 = 0.9250$, $n = 152$).

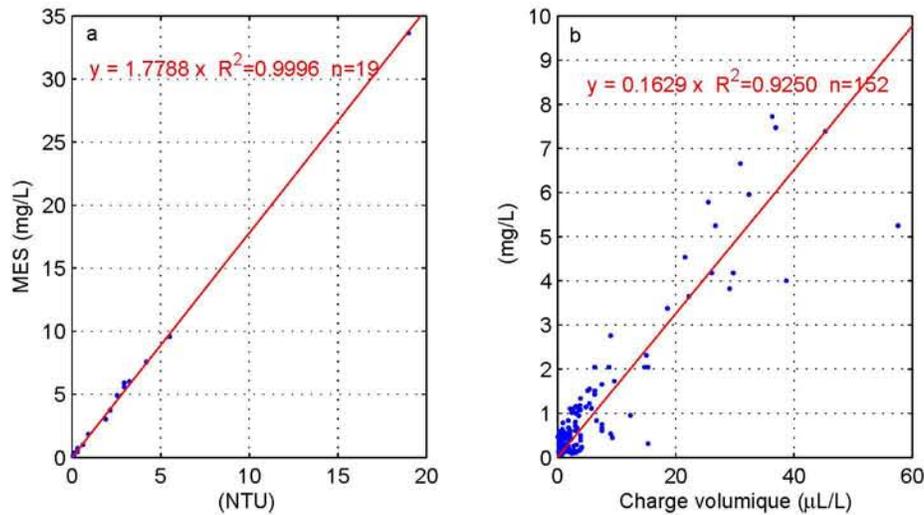


FIG. F.8 : Campagne GASPROD avril 2002. a- Calibration des mesures de néphélométrie (NTU) en concentration massique avec les MES (mg/l) ; b- Calibration de la charge volumique ($\mu\text{l/l}$) avec les mesures du néphélomètre calibrées en mg/l.

Les résultats sont présentés sur les figures F.9 et F.10. Le panache de la Loire est un peu moins développé qu'en février 2001, mais une stratification haline est présente sur toute la partie côtière du plateau, faisant suite aux débits élevés des fleuves. Dans le Mor-bras, la masse d'eau est relativement homogène, avec une salinité de 32.5 psu, et une température de 10.6 °C. Les mesures de fluorescence mettent en évidence des développements de phytoplancton à l'Ouest de Belle-Ile mais aussi dans la zone Loire-Vilaine, atteignant 4 $\mu\text{g}(\text{chl}a)/\text{l}$. Des observations de particules (Lunven *et al.* 2005) et des dosages de chlorophylle a (Delmas *et al.* 2005) ont montré la présence de diatomées de grande taille ($>20 \mu\text{m}$) à la côte, alors que le picophytoplancton est dominant au large ($<3 \mu\text{m}$), en plus des 3-20 μm .

Les profils de charge volumique (figure F.11) sont cohérents avec ces observations. A la côte (stations 29 et 21), la fluorescence est associée à une forte charge volumique composée de particules de taille 3-70 μm et plus, alors qu'au Sud-Ouest de Belle-Ile (station 23), la charge volumique totale de surface est bien plus faible, car les cellules phytoplanctoniques sont petites (3-20 μm). A cette station, des particules plus grosses sont observées au fond, minérales ou détritiques, de taille 3-70 μm et plus. L'atténuation à 820 nm est cependant plus élevée en surface qu'au fond, pour une charge volumique totale équivalente, montrant l'effet du phytoplancton. Par contre, à la station 21, la fluorescence de sub-surface semble corrélée à des grosses particules mais l'atténuation n'est pas pour autant plus importante qu'à la station 23. Cela peut venir soit du fait que les grosses particules diffusent plus vers l'avant et donc que l'atténuation est alors sous-estimée, soit que des substances organiques excrétés par le phytoplancton au large

atténuent plus fortement le signal.

En concentration massique, la valeur de 2.6 mg/l dans le Mor-Bras est ainsi peut-être sur-estimée du fait de la présence de grosses particules amplifiant la charge volumique. A l'embouchure de la Loire, elle est de l'ordre de 5.5 mg/l, avec une charge volumique de 30 $\mu\text{l/l}$, corrélée à un coefficient d'atténuation de 3 m^{-1} .

F.9 TROPHAL septembre 2002 (IFREMER)

La campagne TROPHAL de septembre 2002 a consisté en des mesures au large, au sud-ouest de Belle-Ile (stations A à E) et au sud-ouest des îles Glénan (station G et H). Plusieurs points fixes de 12 heures ont notamment été réalisés, avec des profils de micro-granulométrie. A la station G, la masse d'eau est très stratifiée en température (17/12°C) et une efflorescence de phytoplancton est observée avec un maximum dans la thermocline, située à environ 30 mètres de profondeur. La charge du granulomètre laser montre une couche néphéloïde au fond de l'ordre de 10 $\mu\text{g/l}$ ($\sim 1 \text{ mg/l}$), dont l'épaisseur varie de 10 à 30 mètres au cours du cycle de marée, augmentant à mi-marée et représentant 10 à 20 % de la hauteur d'eau. Au sud-ouest de Belle-Ile (station A), cette couche de fond est également observée, de 15 à 25 mètres d'épaisseur, ce qui représente 20 à 30% de la hauteur d'eau. Ces couches turbides de fond sont composées de grosses particules d'origine détritique, résultant des flux particuliers associés aux efflorescences dans les couches de surface.

F.10 MODYCOT octobre 2002 (SHOM-IFREMER-Université Bordeaux 1)

Des MES de surface ont été faites sur un réseau de stations en Bretagne Sud (EPSHOM 2002). Des mesures de néphélogétrie (surface et fond) et des profils de transmissiométrie ont aussi été faits. Les valeurs de MES sont de 2 mg/l devant l'embouchure de la Loire, 1.5 mg/l vers Hoëdic et 1.75 mg/l devant Quiberon. Les valeurs décroissent vers l'Ouest et vers le large.

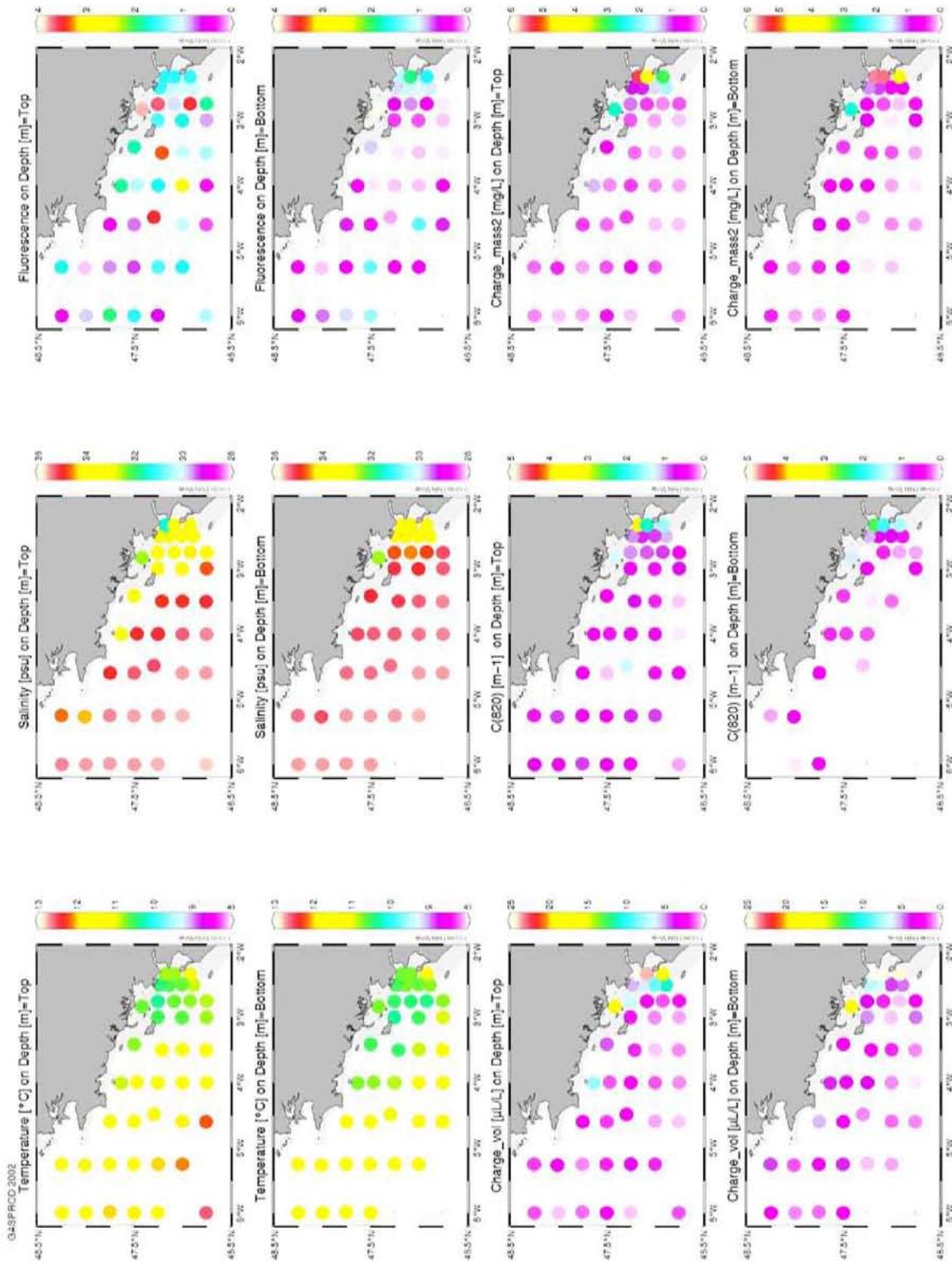


FIG. F.9 : Campagne GASPROD avril 2002. Mesures en surface et au fond de température, salinité, fluorescence, charge volumique, transmission et concentration massique (calibration de la charge volumique avec les NTU calibrés avec les MES).

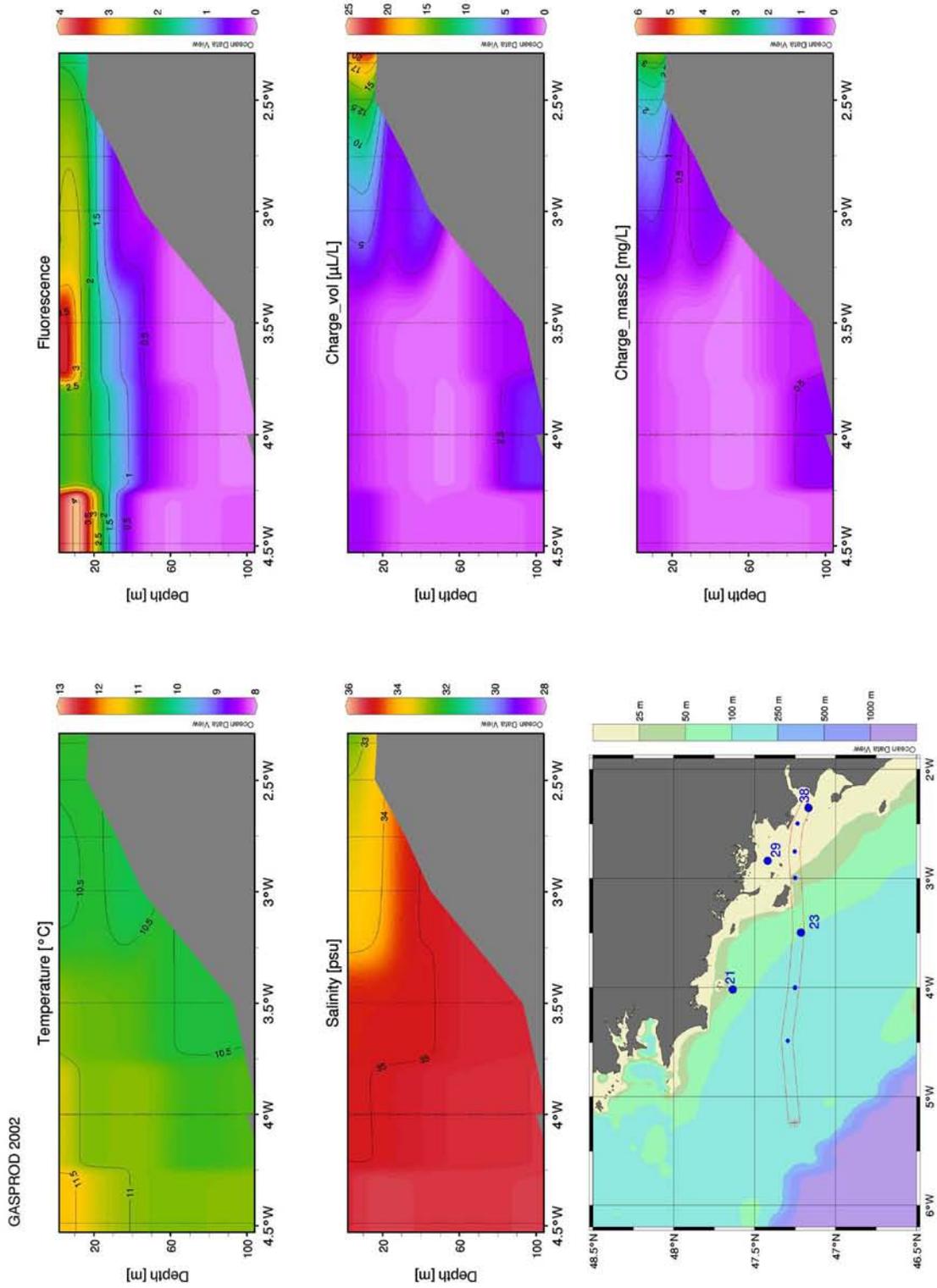


FIG. F.10 : Campagne GASPROD avril 2002. Section Ouest-Est de température, salinité, fluorescence, charge volumique, et concentration massique (calibration de la charge volumique avec des MES).

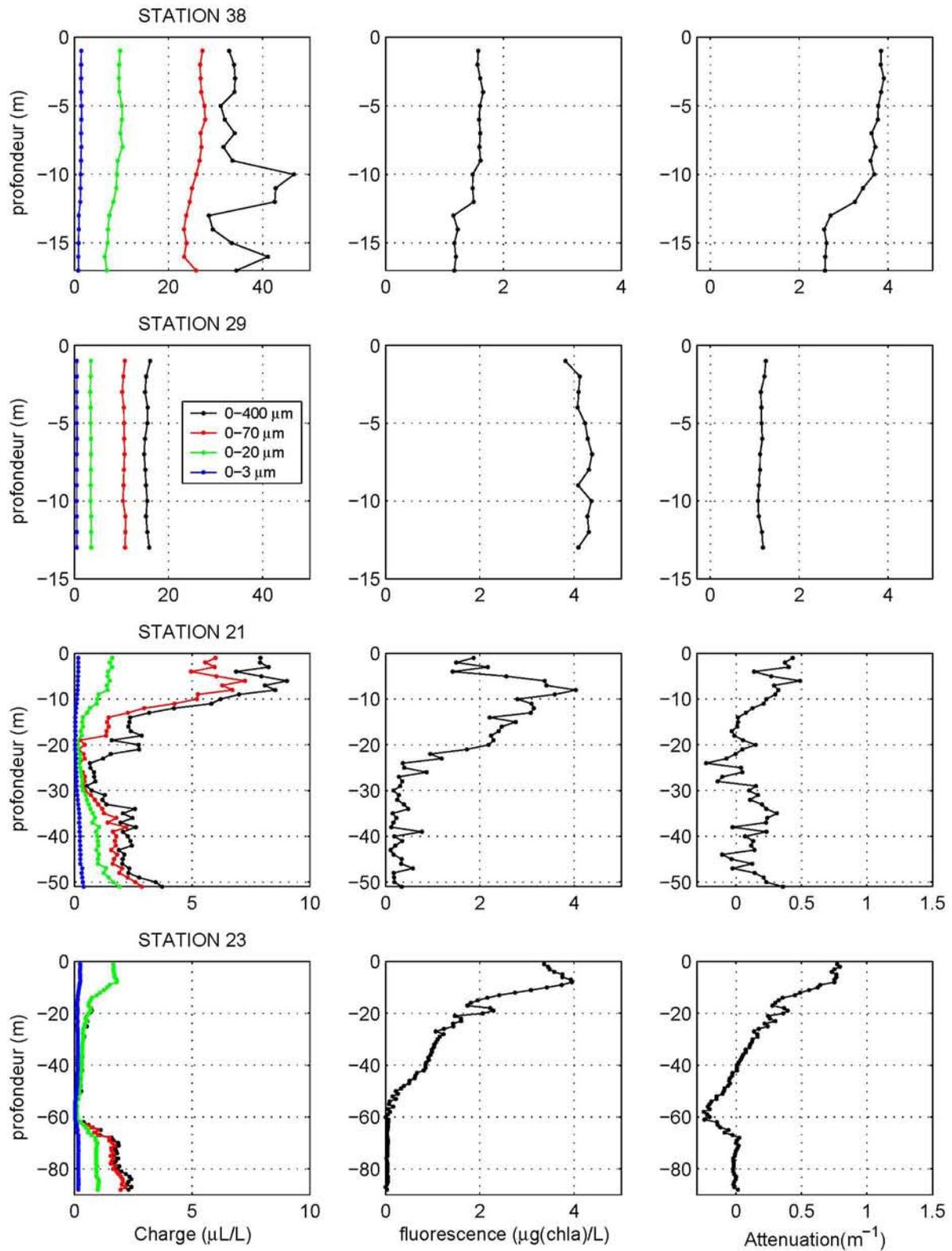


FIG. F.11 : Campagne GASPROD avril 2002. Profils de charge volumique, fluorescence et coefficient d'atténuation ($\lambda=820$ nm), à quatre stations différentes (localisation figure F.10). Quatre classes de taille sont mises en évidence, leur cumul forme la charge volumique totale.

Annexe G

Modèle SWAN : tests de sensibilité aux paramétrages numériques (tests réalisés avec la version SWAN 40.31)

Le schéma numérique utilisé par défaut en instationnaire par SWAN est un schéma décentré amont (upwind) du second ordre, avec diffusion du troisième ordre de Stelling et Leendertse (1992) (schéma S&L). Ce schéma est valable pour les applications à grandes échelles. Il est si peu diffusif qu'il peut être nécessaire d'ajouter un terme de diffusion pour les très grandes échelles.

L'autre possibilité, est d'utiliser un schéma upwind du premier ordre : schéma "backward space and backward time" (BSTP), valable pour des applications à petites échelles (100 km). Ce schéma est plus diffusif que celui du second ordre mais est inconditionnellement stable et permet donc dans notre application des pas de temps de calcul plus grands.

La résolution est faite en quatre étapes, correspondant à quatre quadrants, du fait des possibles sens de propagation des ondes (c_x et $c_y > 0$ ou < 0). De plus, des itérations sont faites à chaque pas de temps pour assurer le transfert d'énergie entre les quatre quadrants. Les itérations s'arrêtent lorsque le nombre maximum choisi est atteint ou dès que la variation d'une itération à l'autre de la moyenne des Hs et des TM01 sur le domaine ne varie pas plus d'un rapport $f = 0.02$ pour 98% des points de la grille (ces valeurs par défaut peuvent être modifiées).

Afin de réduire les temps de calcul des simulations en instationnaire, plusieurs tests ont été réalisés en changeant plusieurs paramètres : le schéma numérique, le pas de temps de calcul, le nombre d'itérations et la précision demandée sur Hs et TM01 (rapport f des valeurs moyennes sur le domaine entre deux itérations successives). De plus, deux périodes différentes, de 48 heures chacune, ont été simulées : la première avec des conditions de faibles houles (Hs de 1 m à la limite) et la seconde avec de plus fortes houles (Hs de 3 à 6m à la limite). Pour ces tests, un spectre de houle complet est uniformément imposé à la limite ouverte, avec une donnée toutes les 3 heures. Ce spectre est extrait au point (-4W ;47N) d'une simulation de WW3 sur l'atlantique Nord (résolution de 1 degré) (F. Ardhuin, SHOM). Les courants de marée et les variations de hauteurs d'eau sont instationnaires, avec une donnée par heure. Aucun vent n'a été imposé pour ces tests. Seules la propagation et la réfraction sont donc résolues.

G.1 Période 1 : faible houle

Sur cette période de 48 heures, les hauteurs significatives de houles sont de 0.80m à 1.60m à la limite ouverte, et les coefficients de marée de 98 à 102. Les temps de simulation sont indiqués dans le tableau G.1.

Pour le schéma numérique du second ordre, avec la précision $f=0.05$, le temps de calcul avec 1 ou 3 itérations maximum est assez proche. En effet, le nombre d'itérations réalisées à chaque pas de temps est en début de simulation de 3 puis rapidement passe à 2 puis 1 itération seulement, la précision f étant respectée pour 98% des points du domaine.

Le schéma du premier ordre BSTP est bien plus rapide que celui du second ordre (-38%). Avec le schéma S&L, il n'est pas possible d'utiliser des pas de temps supérieurs à dix minutes dans notre configuration (en curviligne). Avec le schéma BSTP, l'utilisation d'un pas de temps d'une heure est possible et permet de passer de 3h15mn (avec $\Delta t=10$ mn) à 1 heure de temps de simulation, ce qui est bien plus satisfaisant comme ordre de grandeur pour les applications que l'on souhaite faire.

Les erreurs relatives obtenues entre deux simulations, ont été calculées sur la vitesse orbitale au fond, en tout point du domaine. Elles sont de l'ordre de 10% entre les deux schémas numériques, pour un pas de temps de 10 minutes, et peuvent atteindre localement 18% (fig G.1, en haut). De plus, deux zones particulières apparaissent, avec des erreurs atteignant 30% : dans l'estuaire de la Loire et entre l'archipel des Glénans et la côte. Malgré cela, l'emploi du schéma du premier ordre BSTP nous paraît acceptable. En dégradant la précision sur les hauteurs significatives et sur les périodes moyennes (facteur $f=0.05$ au lieu de $f=0.02$), l'erreur relative calculée est inférieure à 1% sur le domaine, excepté localement en Baie de Bourgneuf et à l'embouchure de la Loire où elle atteint 10% (fig G.1, au centre). Enfin, l'erreur relative moyenne sur la vitesse orbitale au fond, entre un pas de temps de 10 minutes et d'une heure, est de 10% maximum, excepté à St-Nazaire où elle atteint 25% (fig G.1, en bas).

Les séries temporelles des vitesses orbitales et des hauteurs significatives en deux points du domaine (Point 1 : Mor-Bras, Point 2 : embouchure Loire) montrent que les écarts entre les deux schémas sont très faibles, mais il apparaît qu'avec un pas de temps $\Delta t=1$ h les résultats sont légèrement lissés par rapport à un pas de temps $\Delta t=10$ mn (fig G.2). Cette erreur vient du fait que l'interpolation des courants est lissée à $\Delta t=1$ h. Etant donné que les courants dans la zone sont assez faibles (< 1 noeud sauf à certains endroits tels que La Teignouse et la pointe Nord de Noirmoutier), l'erreur induite sur la hauteur significative (18%) et sur le frottement au fond (10%) est cependant acceptable, comparé au temps de calcul gagné.

schéma num	rapport f (Hs et TM01)	Nb ite max	Δt	Tps calcul
S&L	0.05	3	10min	5h15min
S&L	0.05	1	10min	4h40min
BSTP	0.05	3	10min	3h15min
BSTP	0.05	3	1h	1heure
BSTP	0.02	3	10min	6h30min

TAB. G.1 : Temps de calcul pour différents paramétrages de la simulation de la période 1 (faibles houles).

Remarque : le nombre d'itération a ici été limité à 3 mais il aurait pu être plus grand et les erreurs et temps de calculs auraient peut-être été différents.

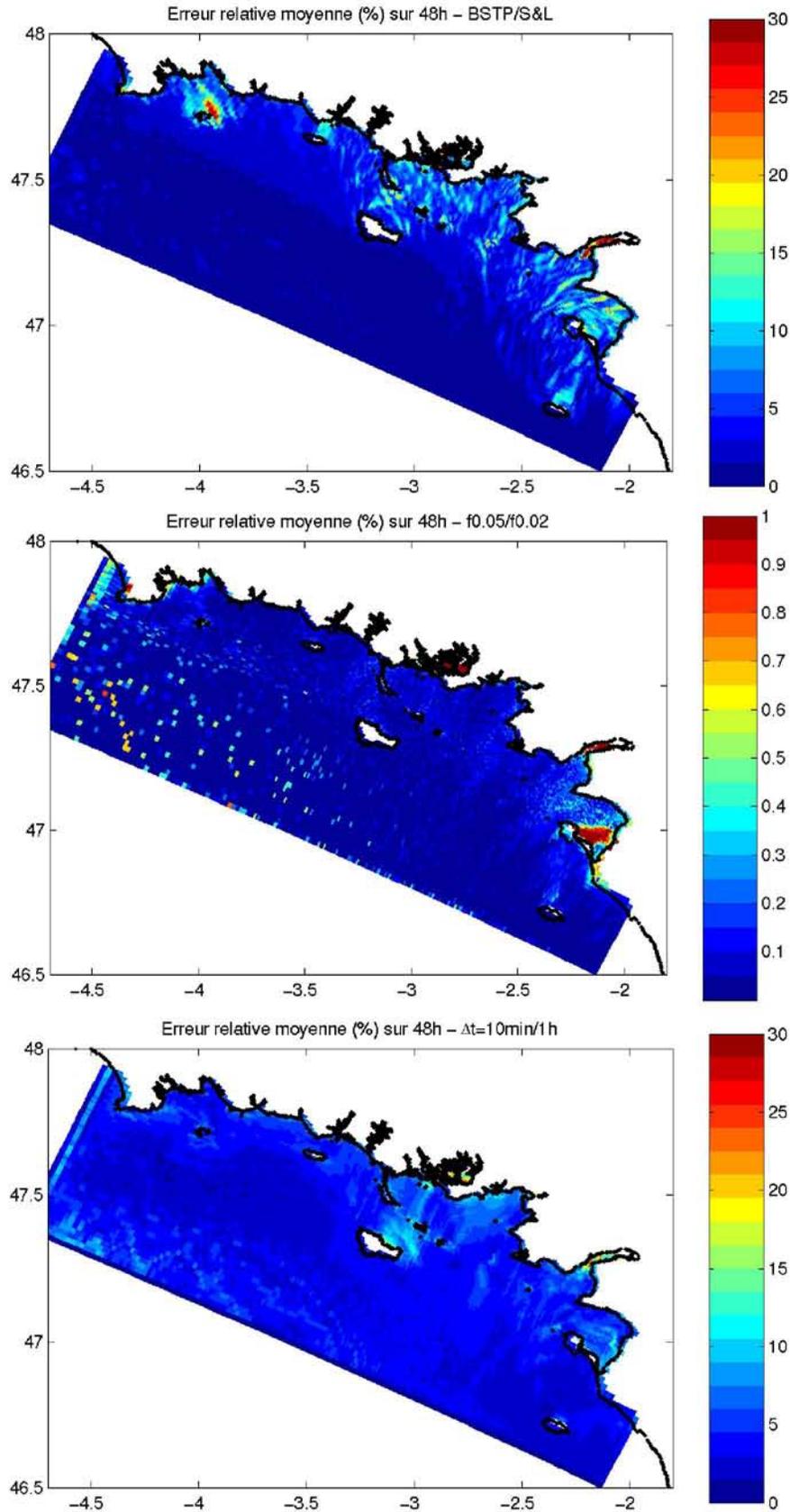


FIG. G.1 : Période 1. Erreur relative moyennée sur 48h des vitesses orbitales de houle au fond. Simulations avec 3 itérations max. Haut : $f=0.05$, $\Delta t=10\text{min}$, calcul entre le schéma BSTP et le schéma S&L. Centre : schéma BSTP, $\Delta t=10\text{min}$, calcul entre $f=0.05$ et $f=0.02$. Bas : schéma BSTP, $f=0.05$, calcul entre $\Delta t=10\text{min}$ et $\Delta t=1\text{h}$.

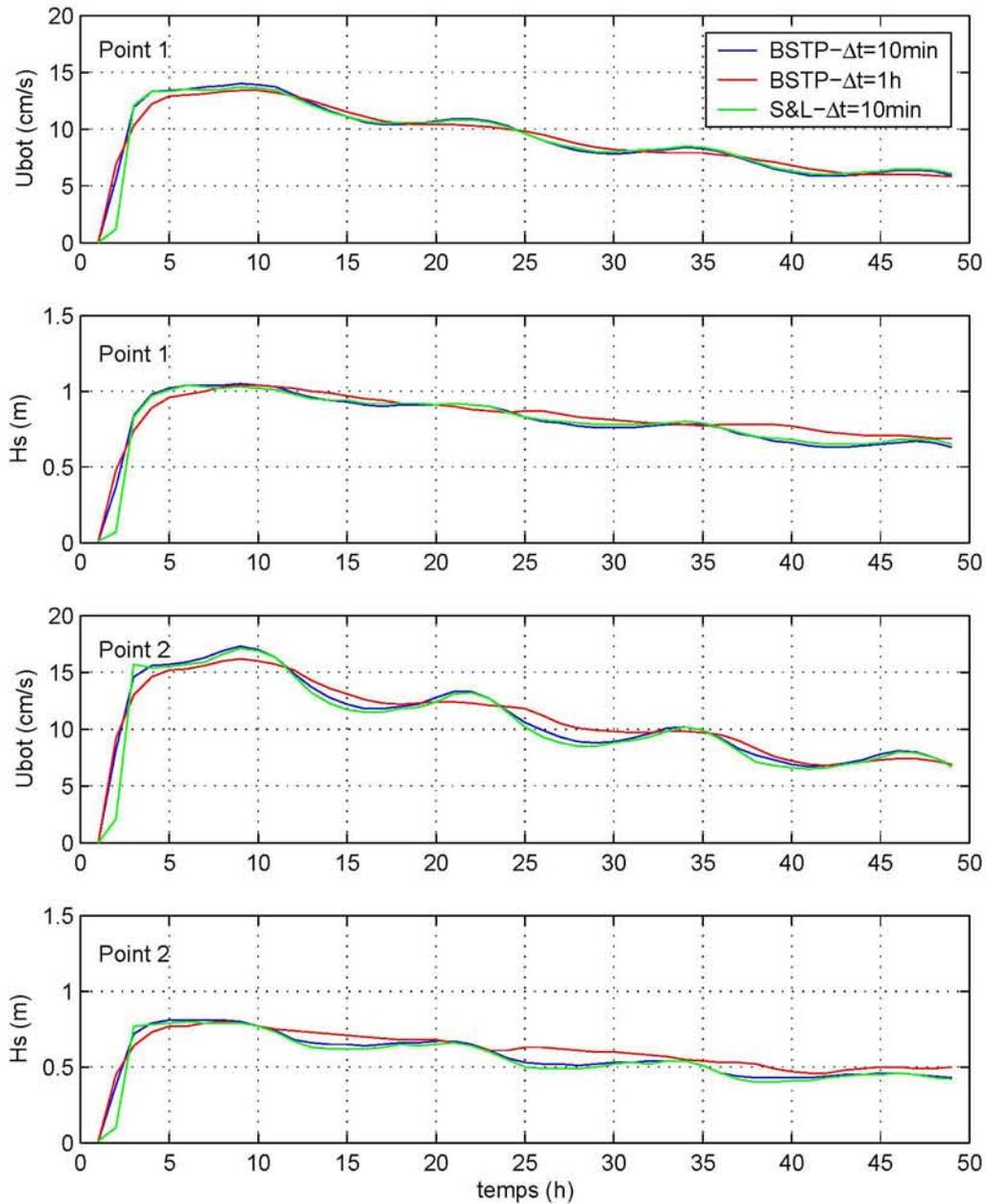


FIG. G.2 : Période 1. Séries temporelles des vitesses orbitales de houle au fond (cm/s) et hauteur significative (m) en deux points (point 1 : Mor-bras ; point 2 : embouchure Loire).

G.2 Période 2 : forte houle

Pour estimer si les différences sont semblables avec de plus fortes houles, les calculs ont été faits également sur une période de 48 heures, où les hauteurs significatives varient de 3 à 6 mètres à la limite, avec des coefficients de marée de 91 à 93.

De même sur cette période, les erreurs relatives ont été calculées entre deux simulations différentes. Entre les deux schémas pour un pas de temps de 10 minutes, les erreurs sont un peu plus fortes que pour la période 1, mais restent de l'ordre de 11%, avec localement 15 à 18% (fig G.3, en haut). La dégradation de la précision demandée sur les hauteurs et les périodes (facteur $f=0.05$ au lieu de $f=0.02$) induit une erreur inférieure à 1%, excepté à la limite du modèle (fig G.3, au centre). Par contre, l'erreur relative moyenne entre la simulation avec $dt=10mn$ et celle avec $dt=1h$, est un peu plus importante que précédemment à la côte (entre 10 et 15%) (fig G.3, en bas).

Pour les deux points dont les séries temporelles ont été extraites, l'erreur relative est cependant plus faible que pour la période 1, le forçage de houle étant prépondérant par rapport à l'erreur faite sur la marée (fig G.4).

G.3 Conclusion

Ainsi, pour gagner du temps de calcul, il apparaît raisonnable de faire les simulations SWAN dans notre configuration avec le schéma du premier ordre BSTP, et avec une précision d'un facteur 0.05 sur la hauteur significative et la période moyenne. Les résultats montrent que les erreurs relatives induites sur la vitesse orbitale au fond sont de l'ordre de 10%. De plus, l'augmentation du pas de temps de calcul est tolérable dans notre zone où les courants de marée sont relativement faibles. Cependant, en passant à $\Delta t=1h$, le signal par faibles houles est un peu plus lissé du fait de la mauvaise interpolation des courants de marée.

Avec la version 40.41 de SWAN, le temps de calcul passe de 1 heure à 40 minutes pour la simulation BSTP-3ite-f0.05-1h. Il devient alors intéressant de prendre un pas de temps plus petit, afin de mieux prendre en compte les variations liées à la marée. Avec un pas de temps $\Delta t=30mn$, le temps de simulation est alors de 1h20mn pour 48 heures de simulation. C'est ce pas de temps qui est adopté pour les simulations instationnaires réalisées sur la période 2004-2005 pour forcer le modèle hydro-sédimentaire.

schéma num	Fraction f (Hs et T)	Nb ite max	Δt	Tps calcul
S&L	0.05	3	10min	5h40min
BSTP	0.05	3	10min	3h20min
BSTP	0.05	3	1h	1h
BSTP	0.02	3	10min	4h30min
BSTP	0.02	3	1h	1h27min

TAB. G.2 : Temps de calcul pour différents paramétrages de la simulation de la période 2 (fortes houles).

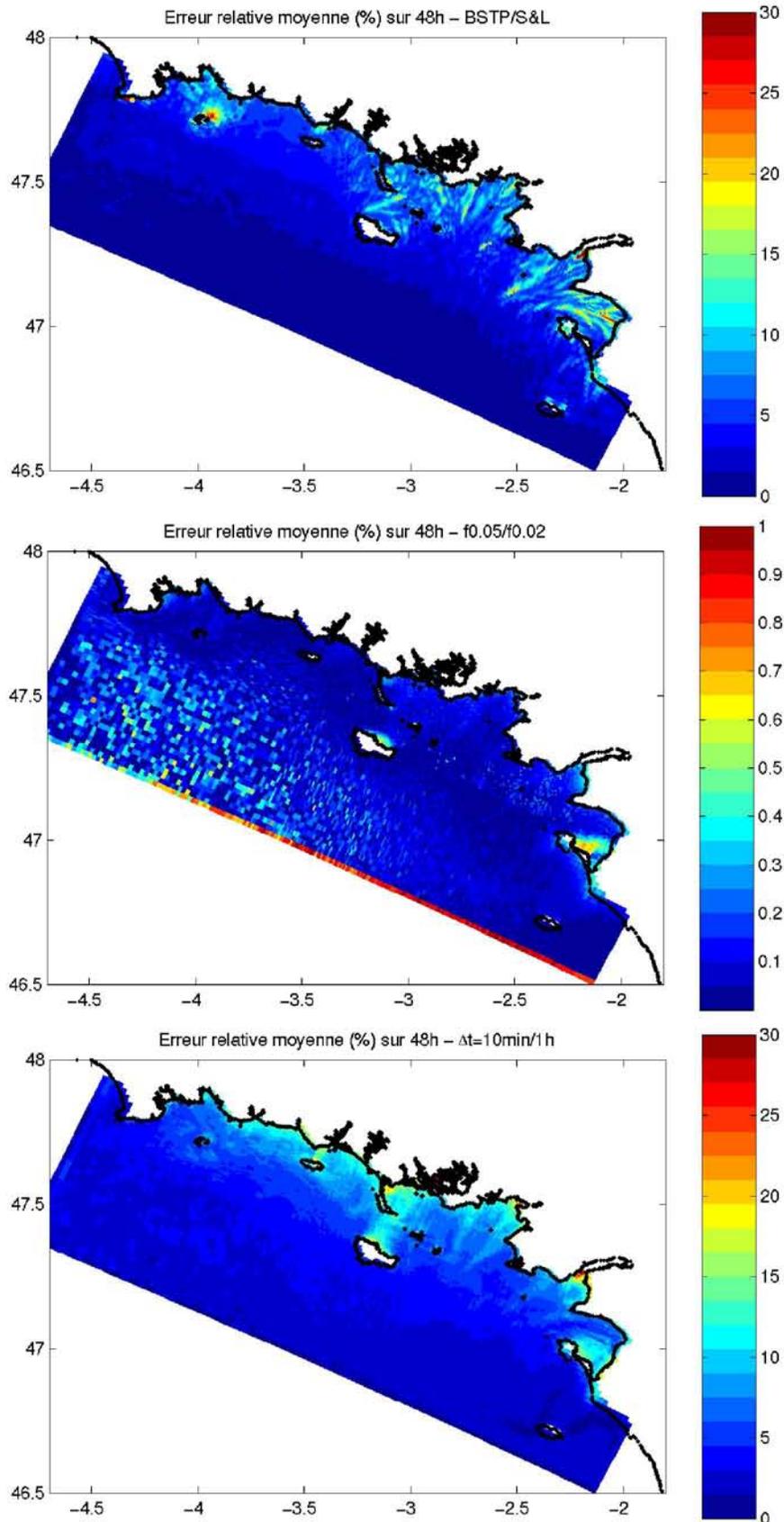


FIG. G.3 : Période 2. Erreur relative moyennée sur 48h des vitesses orbitales de houle au fond. Simulations avec 3 itération max. Haut : $f=0.05$, $\Delta t=10\text{min}$, calcul entre le schéma BSTP et le schéma S&L. Centre : schéma BSTP, $\Delta t=10\text{min}$, calcul entre $f=0.05$ et $f=0.02$. Bas : schéma BSTP, $f=0.05$, calcul entre $\Delta t=10\text{min}$ et $\Delta t=1\text{h}$.

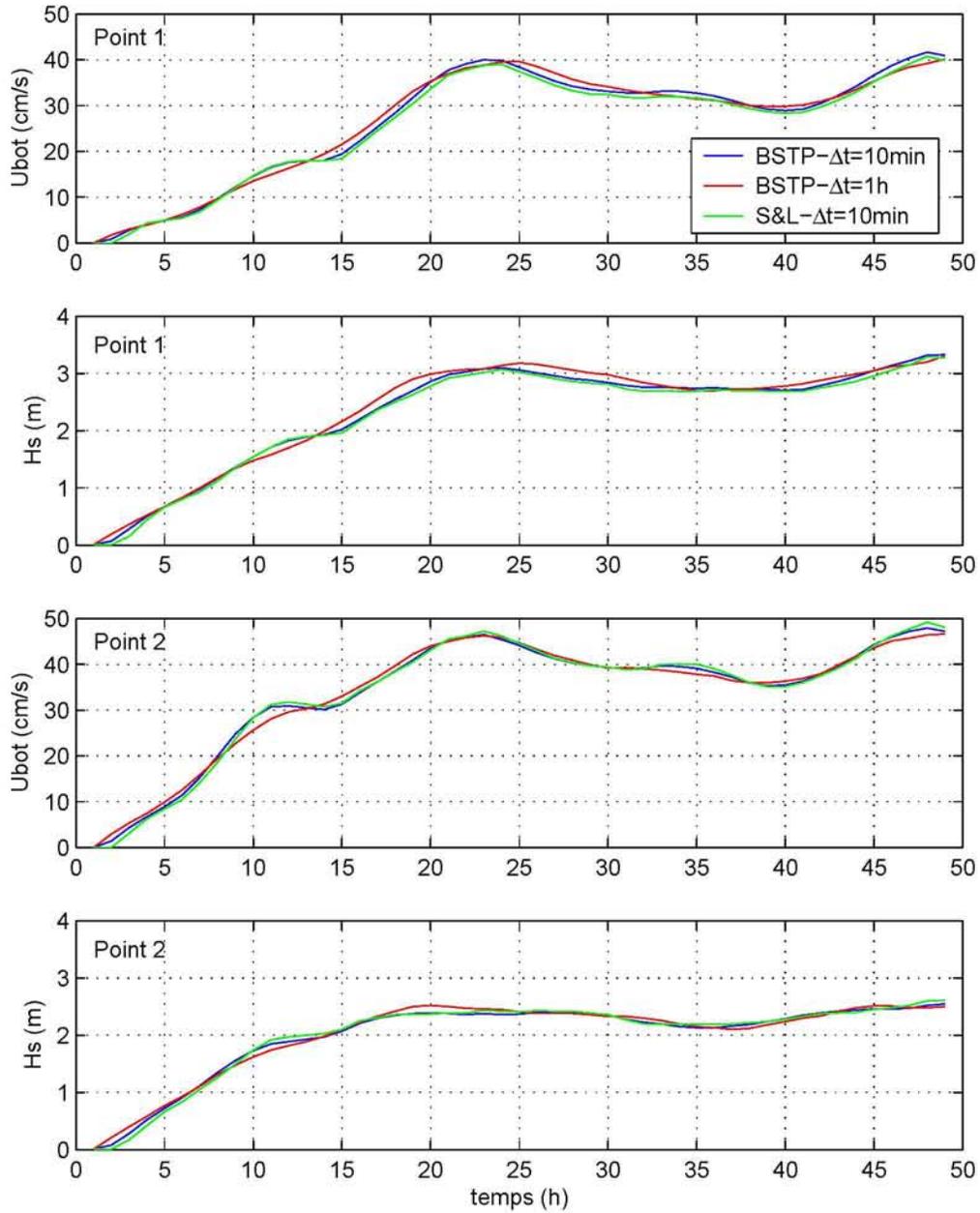


FIG. G.4 : Période 2. Séries temporelles des vitesses orbitales de houle au fond (cm/s) et hauteur significative (m) en deux points (point 1 : Mor-bras ; point 2 : embouchure Loire).

Annexe H

Modèle MARS : turbidités moyennes par secteur (simulation 2bis)

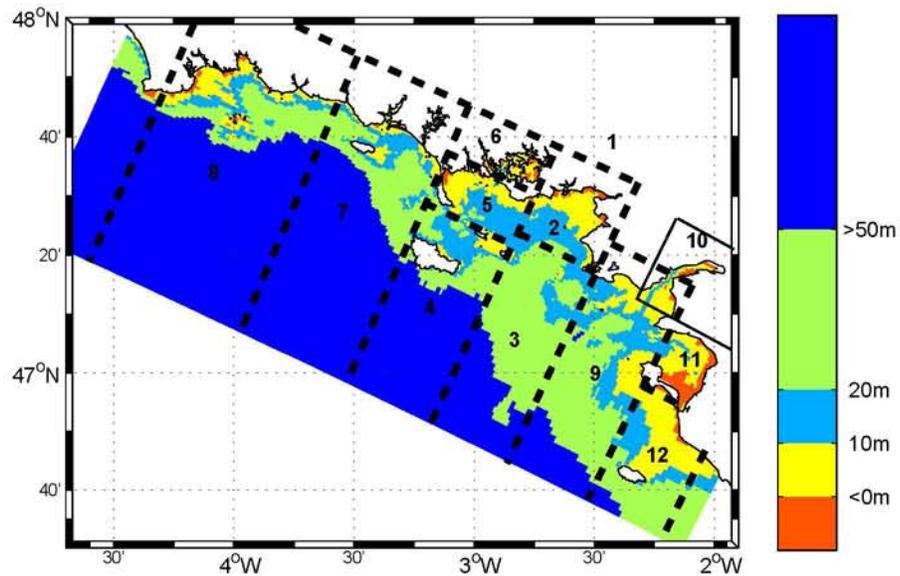


FIG. H.1 : Délimitation des secteurs géographiques et des secteurs bathymétriques par rapport à la côte marine (C.M), pour le calcul des concentrations moyennes et des masses en suspension.

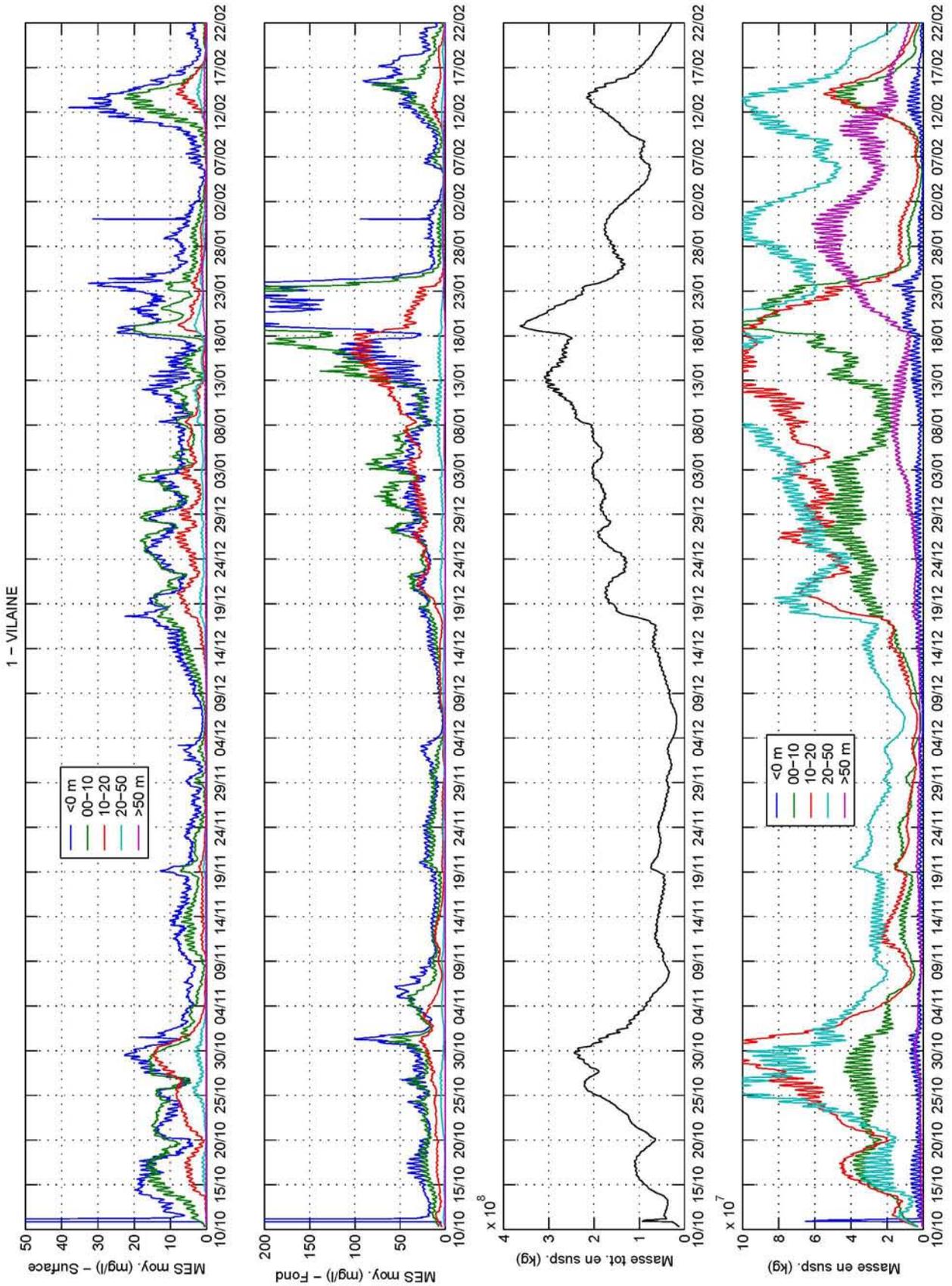


FIG. H.2 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 1-Vilaine.

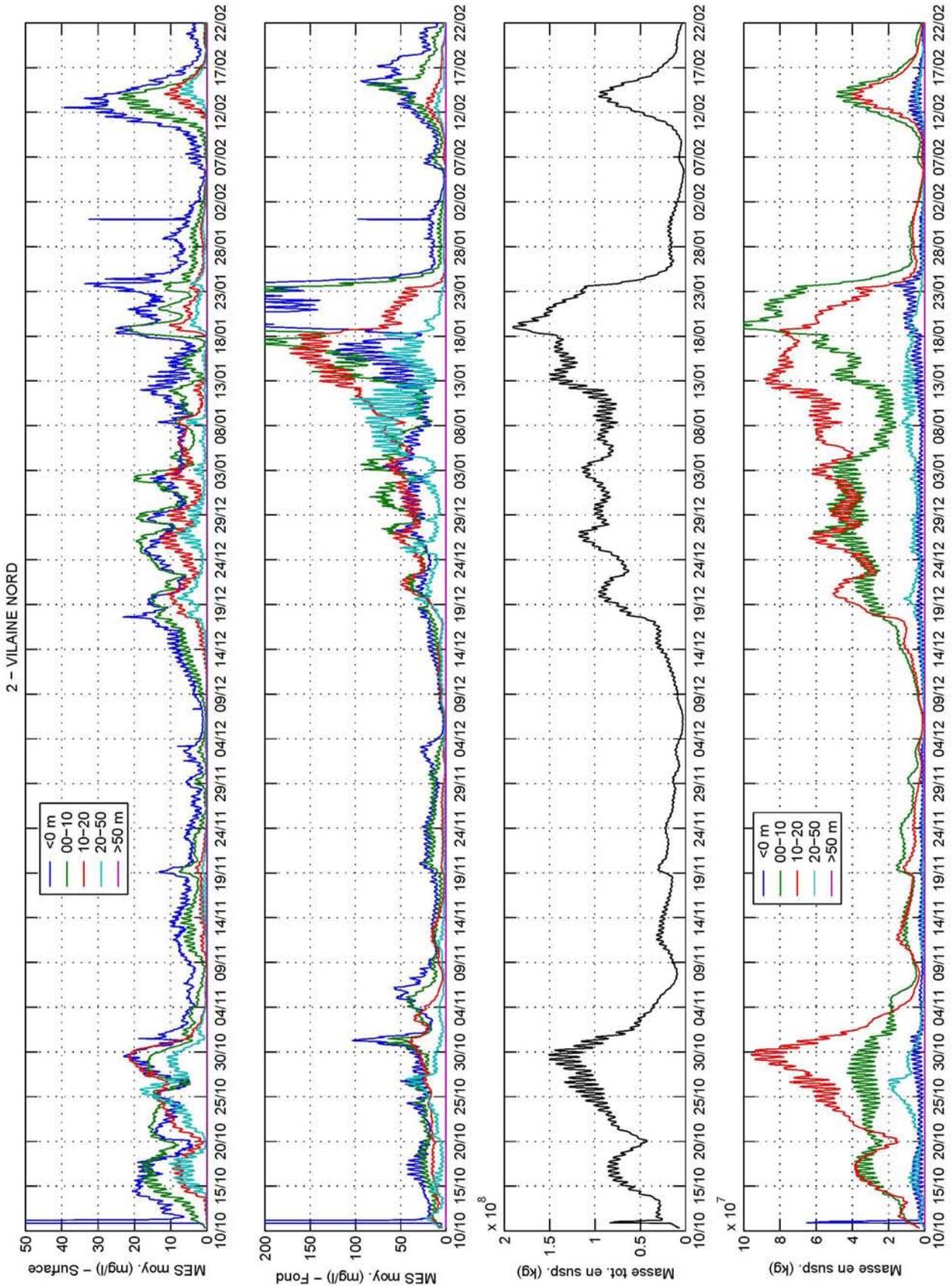


FIG. H.3 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 2-Vilaine Nord.

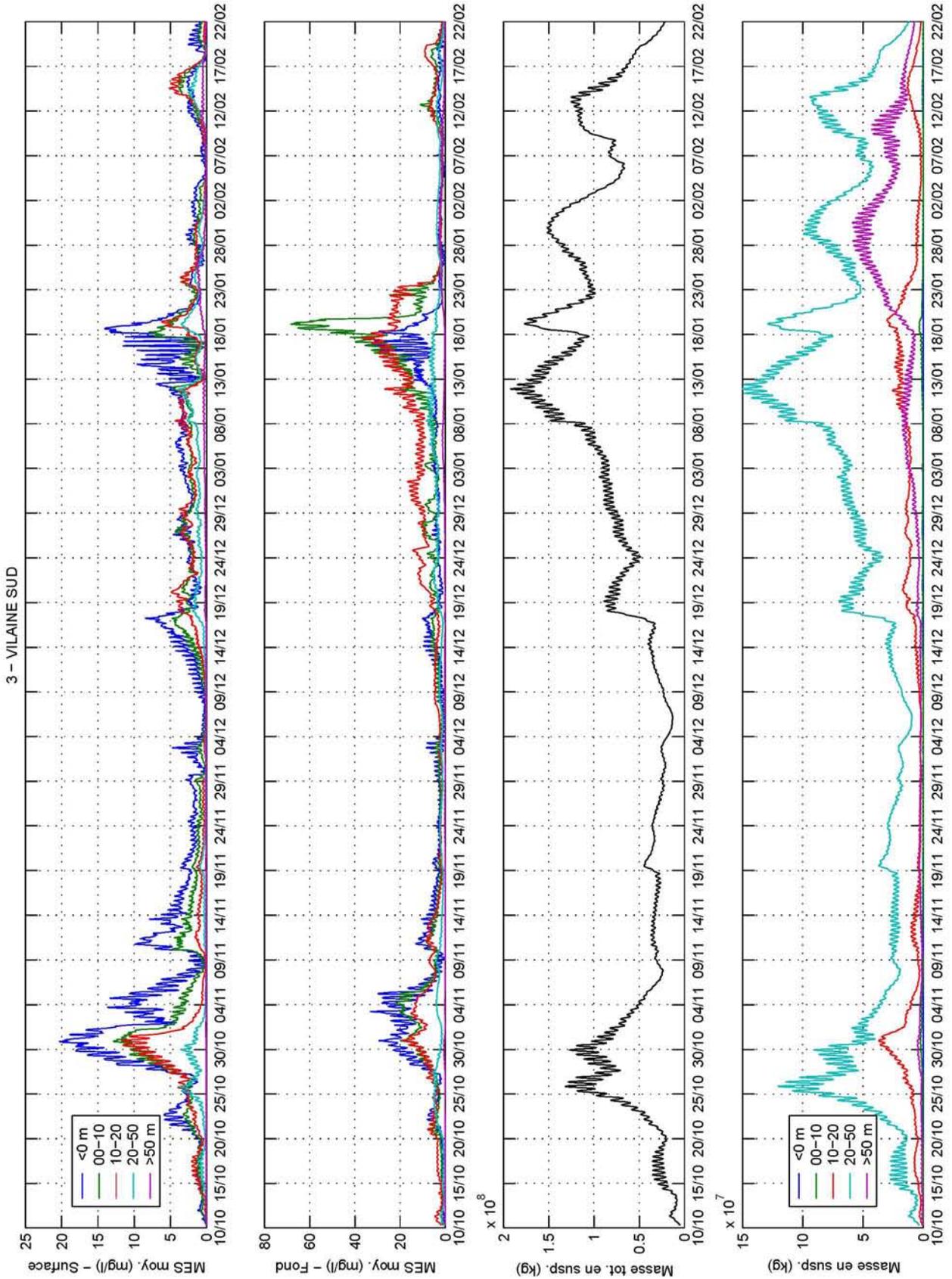


FIG. H.4 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 3-Vilaine Sud.

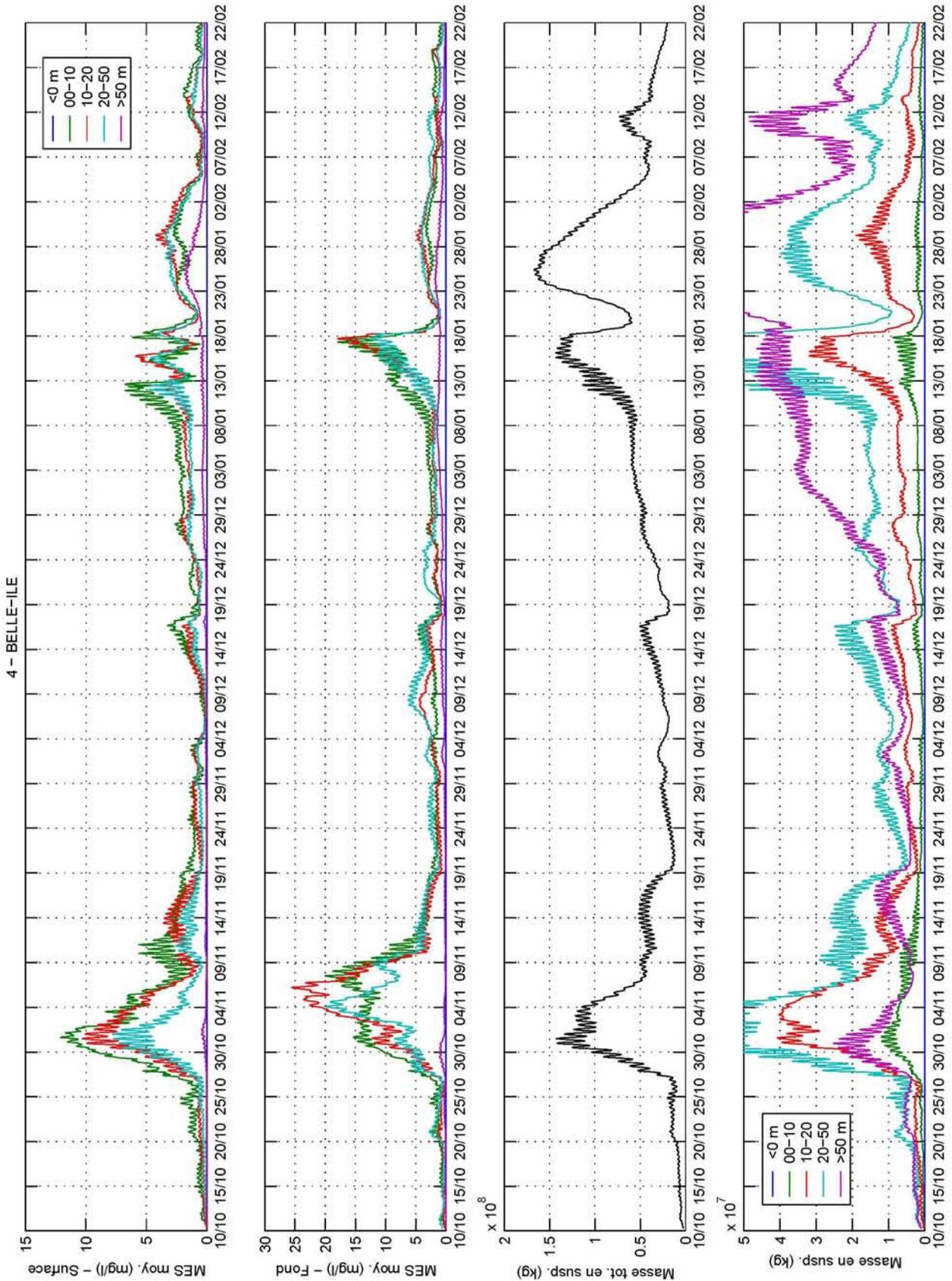


FIG. H.5 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 4-Belle-Ile.

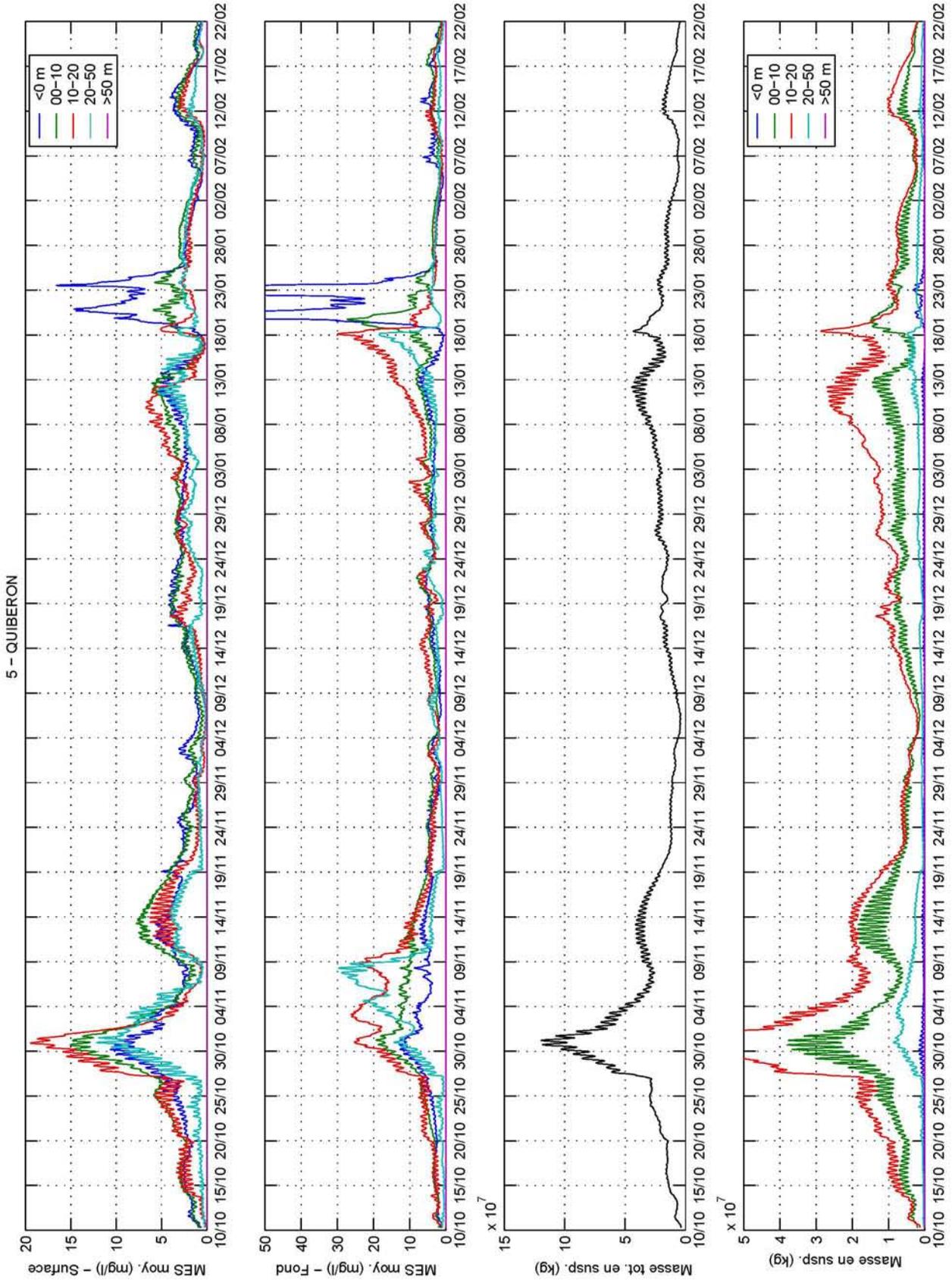


FIG. H.6 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 5-Quiberon.

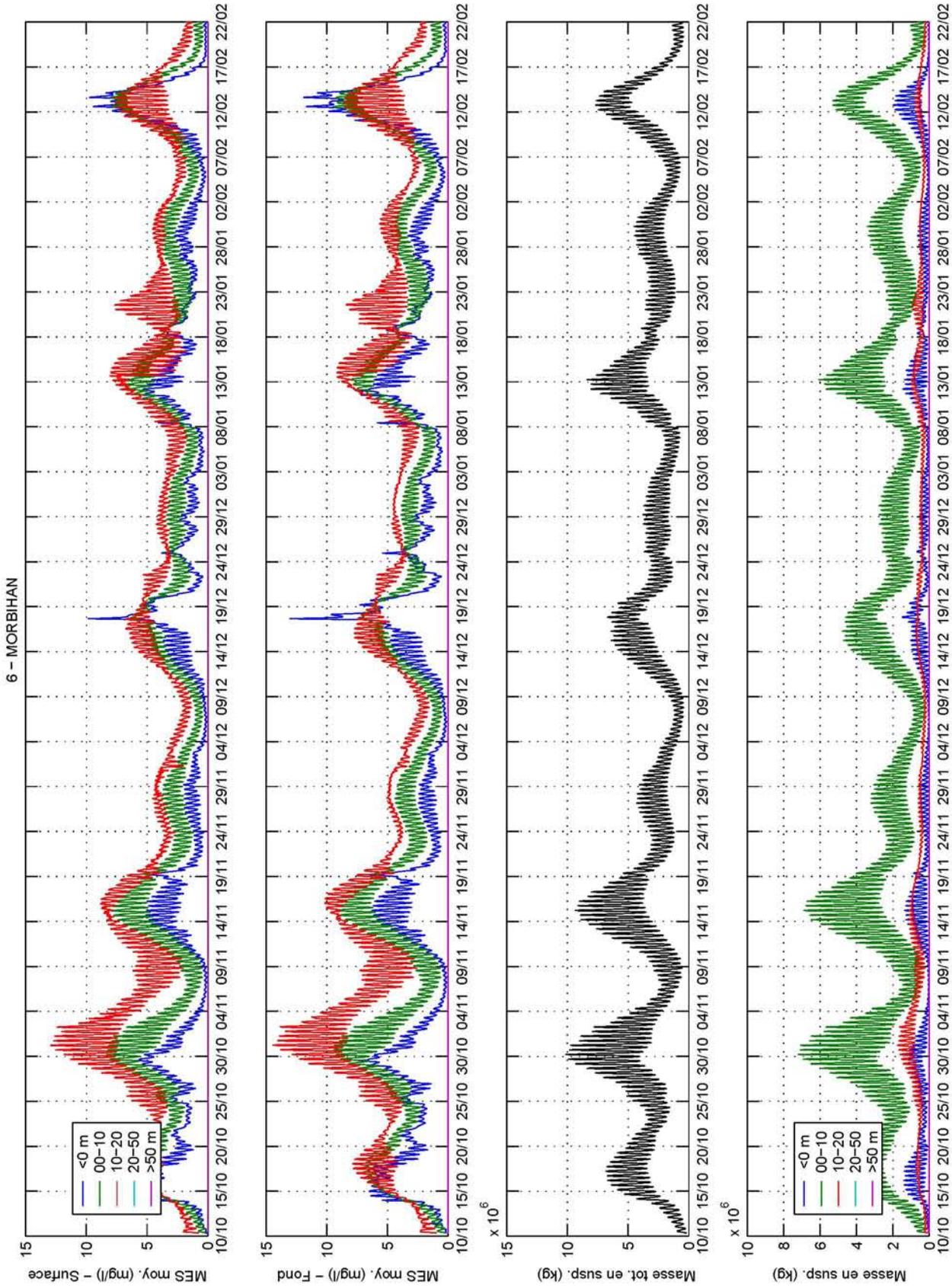


FIG. H.7 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 6-Morbihan.

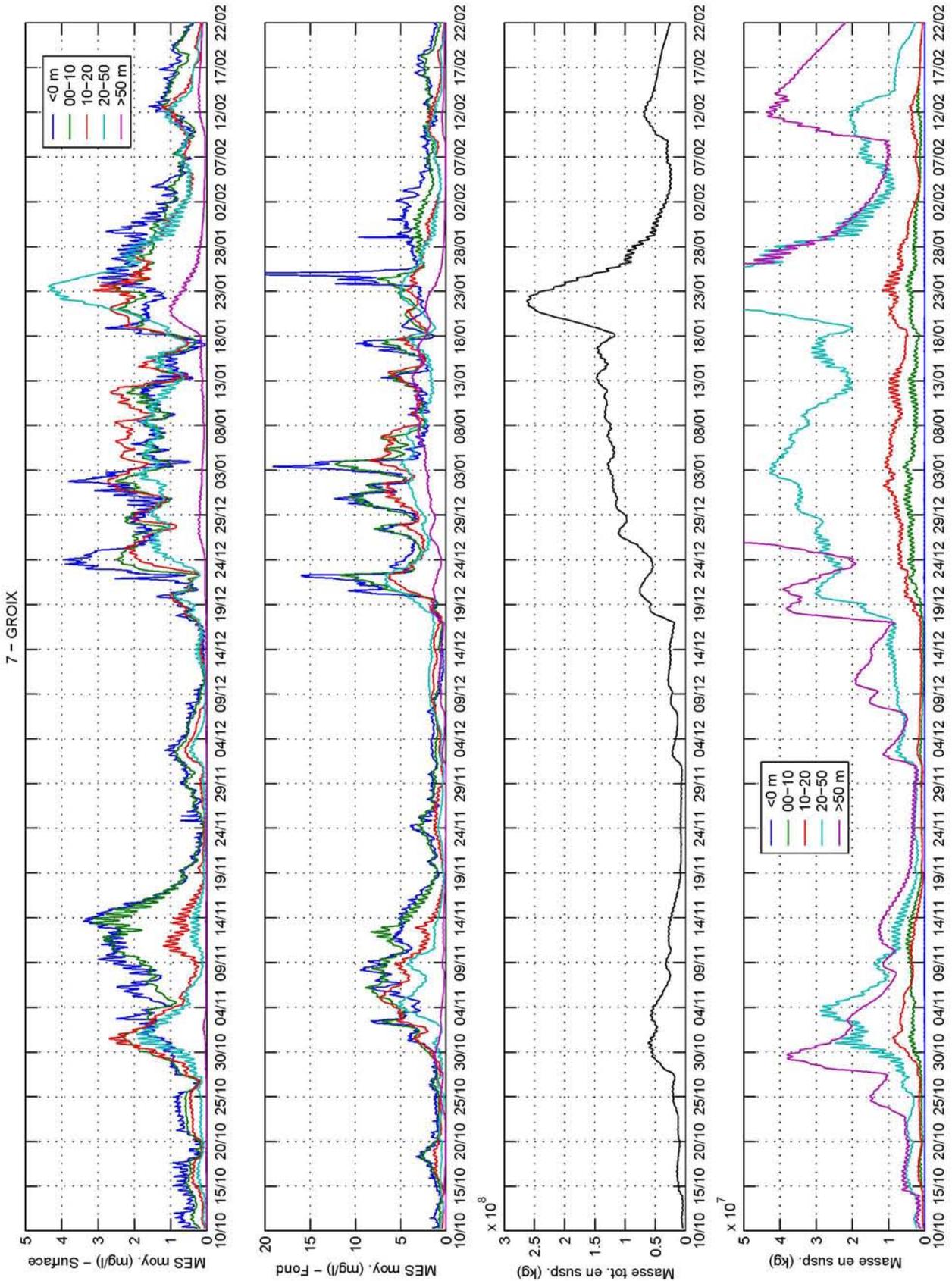


FIG. H.8 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 7-Groix.

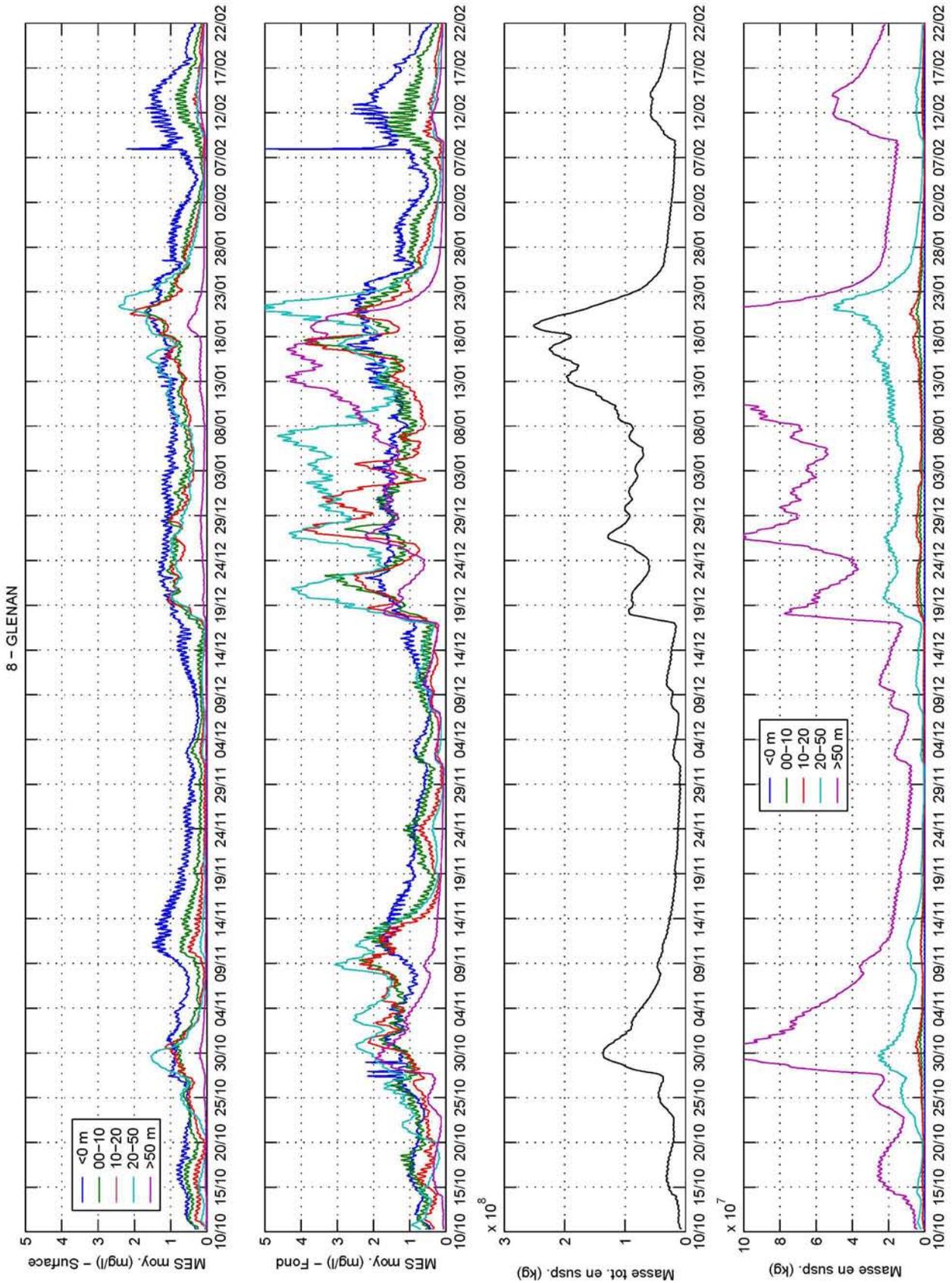


FIG. H.9 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 8-Glénan.

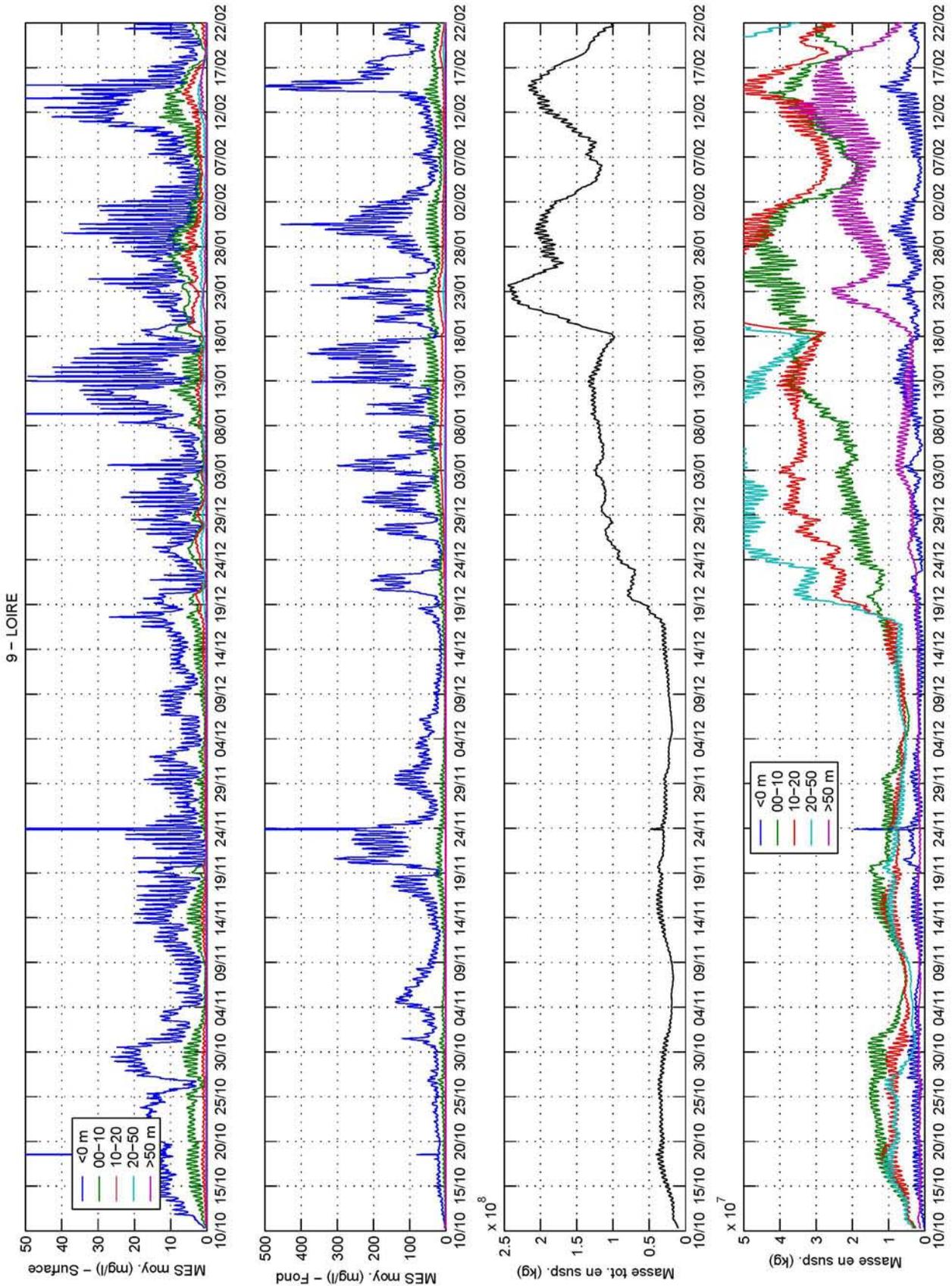


FIG. H.10 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 9-Loire.

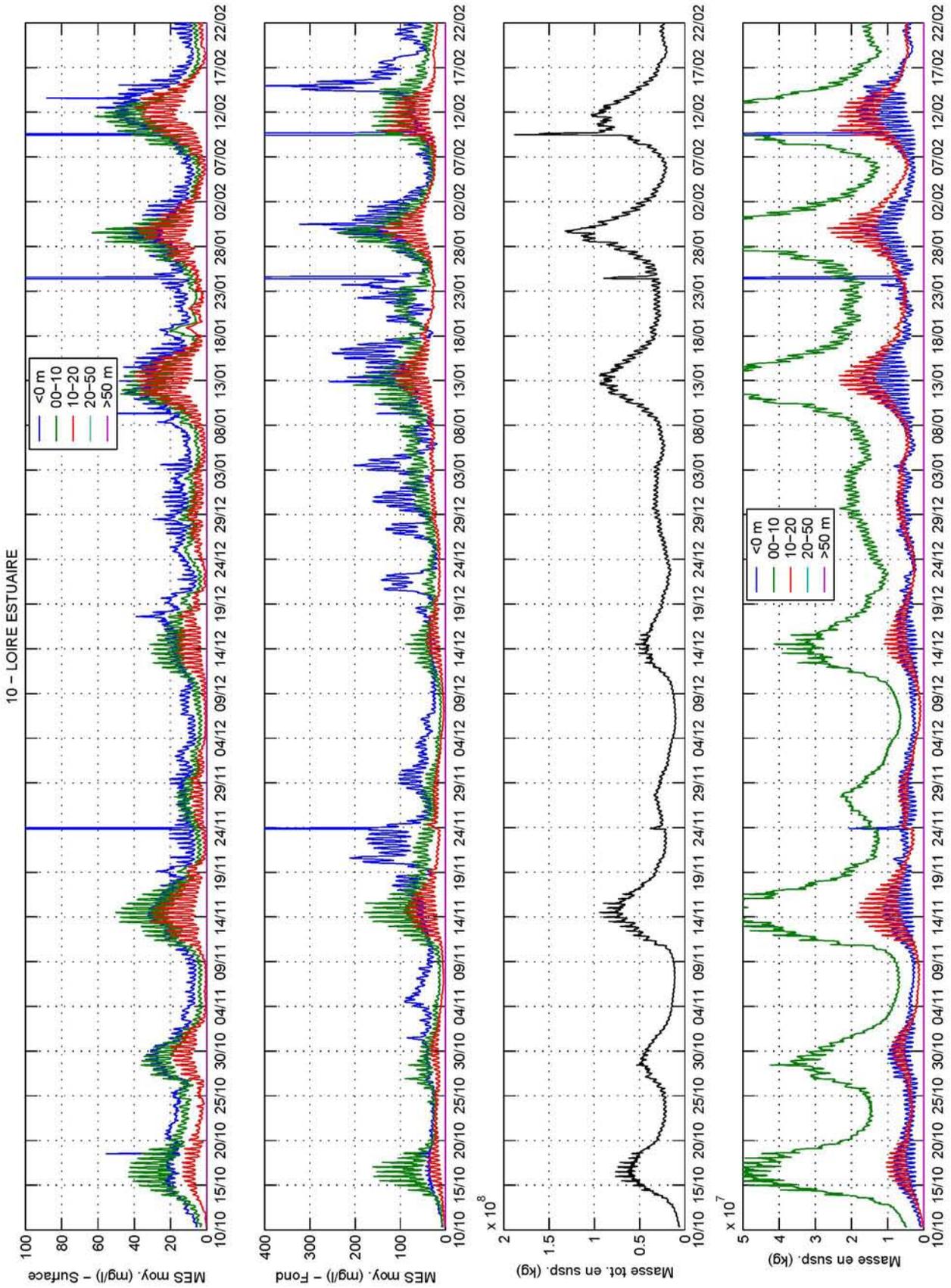


FIG. H.11 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 10-Loire Estuaire.

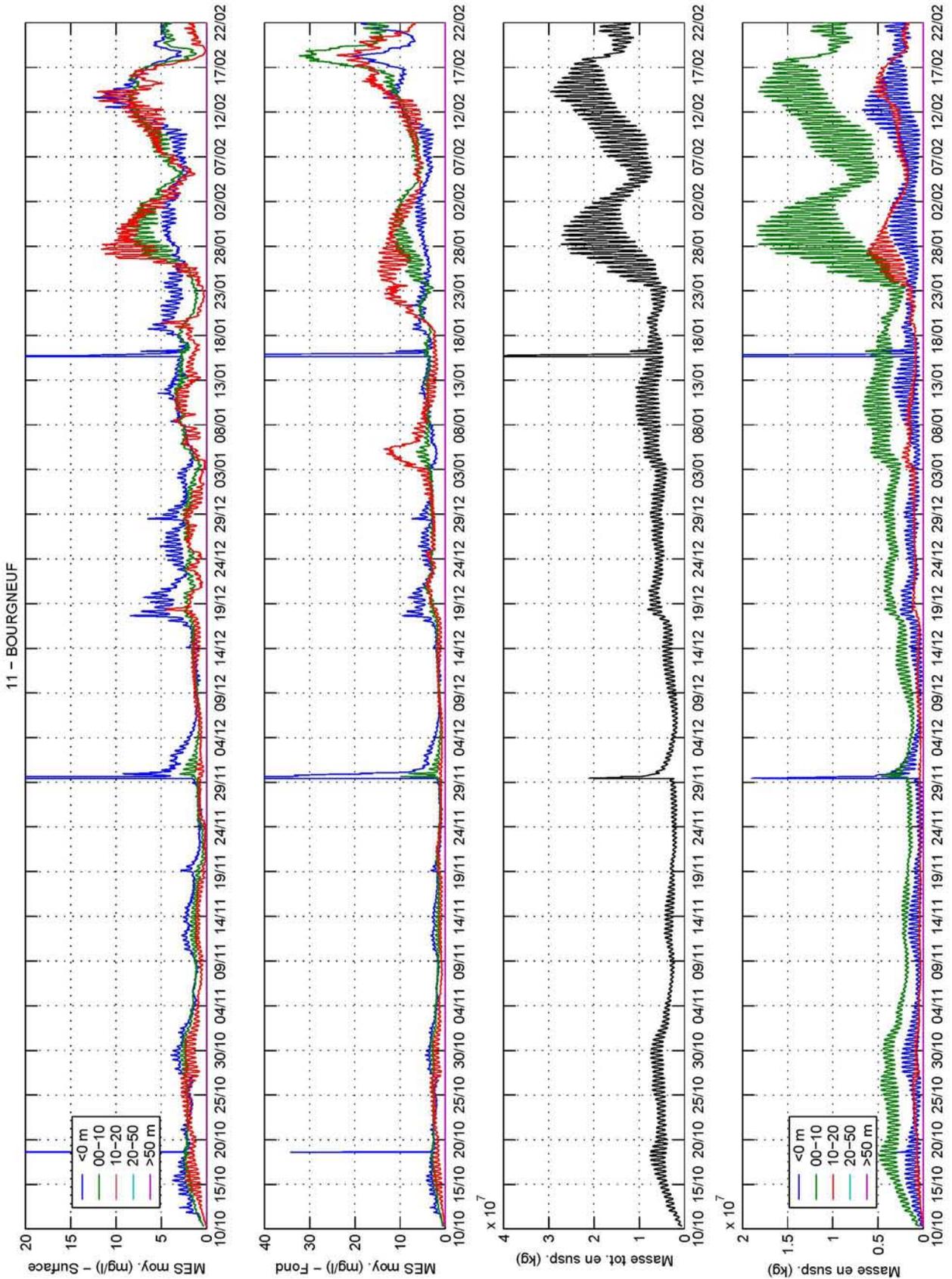


FIG. H.12 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 11-Bourgneuf.

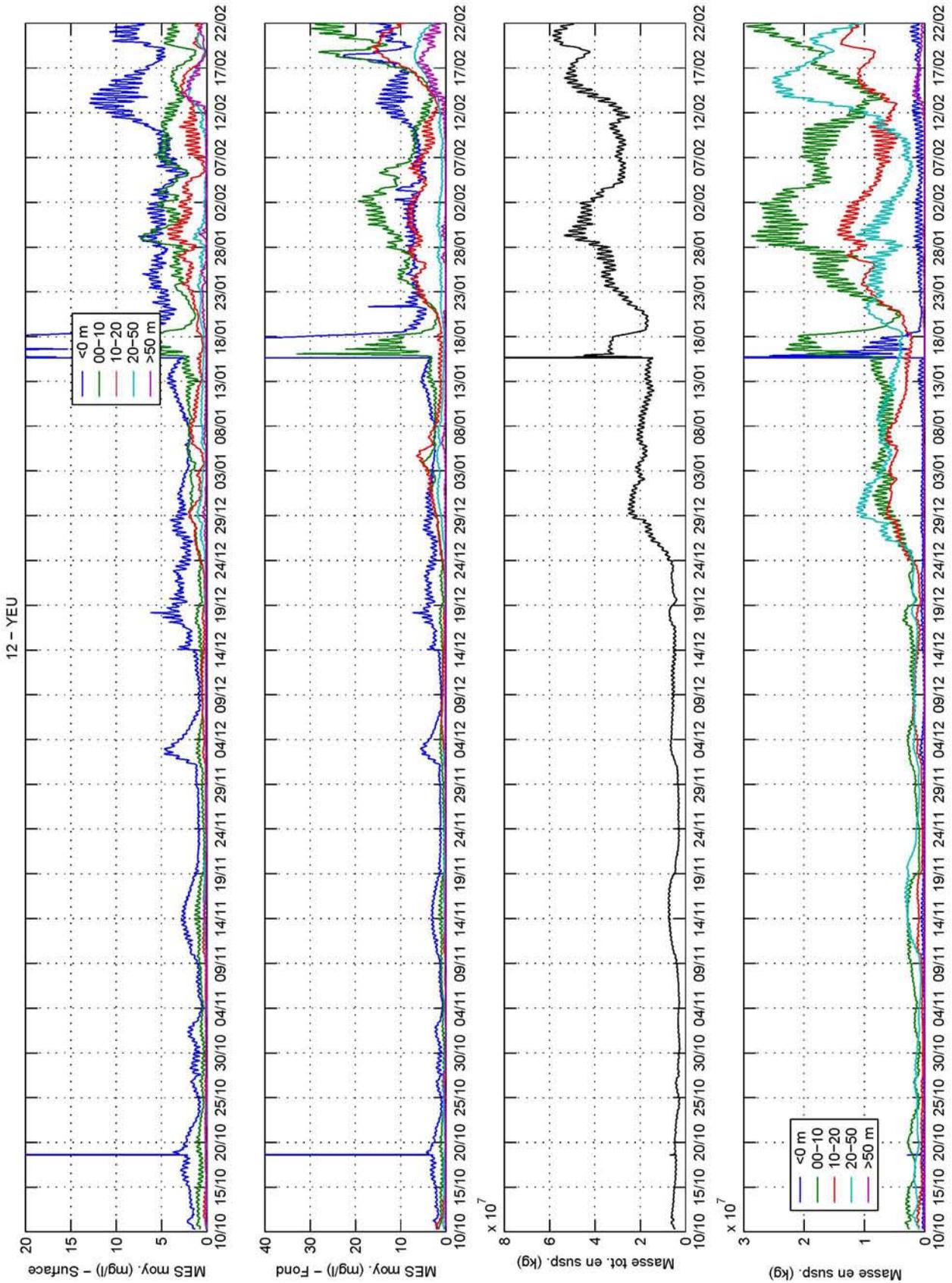


FIG. H.13 : Concentrations moyennes et masses en suspension par secteur bathymétrique dans la zone 12-Yeu.

Annexe I

Article 1 (Modélisation - IXièmes Journées Génie Côtier-Génie Civil 2006)

C. Tessier, P. Le Hir, F. Dumas et F. Jourdin, Modélisation des turbidités en Bretagne Sud et validation par des mesures *in-situ*, IXièmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Brest 12-14 septembre 2006.

Modélisation des turbidités en Bretagne Sud et validation par des mesures *in-situ*

Caroline Tessier¹, Pierre Le Hir¹, Franck Dumas¹ et F. Jourdin²

¹IFREMER DYNECO/PHYSED Centre de Brest
BP 70 - 29280 Plouzané

²EPSHOM-CMO/REC - BP 30316 - 29603 Brest

Résumé

Un modèle hydro-sédimentaire de la Bretagne Sud est calibré avec des mesures ADCP, qui permettent d'estimer les forçages hydrodynamiques et les concentrations de matière en suspension. L'exercice de comparaison entre concentrations observée et simulée révèle la forte dépendance de la turbidité à de nombreux processus sédimentaires et physiques, fortement couplés entre eux.

Abstract

A hydrodynamic and sediment model of South Brittany is calibrated with ADCP measurements, which allow to estimate hydrodynamic forcing and concentration of suspended particulate matter. The exercise of comparison between observed and simulated concentrations reveals that turbidity is highly dependant on numerous strongly coupled sedimentary and physical processes.

Mots-clés : turbidité, modélisation, rétrodiffusion acoustique, ADCP, vagues.

1.Introduction

La modélisation des turbidités en Bretagne Sud a été entreprise afin de mieux comprendre et représenter la dynamique des sédiments fins dans la zone, mais aussi de mieux prévoir les développements d'espèces phytoplanctoniques, très sensibles à la pénétration de la lumière. L'objectif est ici d'évaluer les performances d'un modèle hydro-sédimentaire avec un ensemble de mesures acquises en station fixe avec un profileur acoustique de courant (ADCP) : courant, houle et concentration massique obtenue à partir de l'intensité rétrodiffusée. Après une description du modèle et des mesures ADCP, il s'agit de discuter les résultats et les sensibilités sur l'estimation des turbidités, évaluées ici en terme de concentration massique.

2.Modélisation du transport des particules fines en Bretagne sud

2.1. Courants

Le modèle aux différences finies MARS-3D (Lazure et Dumas, 2006), développé à l'IFREMER, a été configuré avec des mailles variables (700-2000 m) et huit niveaux sigma (épaisseurs des couches variables en fonction de la hauteur d'eau),

en simulation réaliste sur une zone allant de la pointe de Penmarc'h à l'île d'Yeu. Il intègre le forçage par la marée, le vent (ARPEGE Météo-France) et les effets de densité générés par les apports des fleuves. La marée est imposée à la limite ouverte, calculée avec un modèle 2D de plus grande emprise. Les flux solaires sont modélisés selon Luyten *et al.* (1992). De plus, un appel aux climatologies de Reynault *et al.* (1998) est fait en température et salinité à la limite ouverte. La longueur de rugosité du fond considérée pour les courants intègre d'éventuels effets des rides : elle est choisie égale à 1 mm sur toute la zone. La fermeture turbulente et sa paramétrisation sont discutées plus loin.

2.2. Houles

L'effet des houles et de la mer de vent est pris en compte à partir de simulations stationnaires du modèle de propagation SWAN (Booij *et al.*, 1999), configuré sur la même zone et le même maillage irrégulier. Les variations de hauteur d'eau, la génération/dissipation par le vent, la friction sur le fond, les interactions non linéaires et la réfraction par les courants sont prises en compte. Ce modèle est forcé le long de sa limite ouverte par un ensemble de spectres directionnels, fournis par Fabrice Ardhuin (SHOM) à partir de simulations de WAVEWATCH-III à 0.1 degré de résolution (forcé par les vents ECMWF et emboîté dans un modèle de l'Atlantique Nord).

2.3. Sédiment

Le modèle MARS intègre les modules d'érosion, dépôt et tassement de sédiments multicouches du modèle SiAM-3D (Cugier et Le Hir, 2002). Le tassement n'est pas considéré ici. Un fond sédimentaire quasi-réaliste est pris en compte dans le modèle, avec trois classes de particules (sable moyen, sable fin et vase). Les graviers et cailloutis ne sont pas considérés. La dynamique des sables étant limitée à la couche de fond, on s'intéresse ici aux particules fines uniquement, dont la vitesse de chute est paramétrée en fonction de la concentration.

3. Mesures in-situ ADCP

En collaboration avec le SHOM, un mouillage expérimental a été mis en place dans le Mor-Bras en octobre 2004 (position sur la figure 5), avec un ADCP Broadband 1200 kHz (RDI) posé au fond pendant dix jours : les courants et l'intensité rétrodiffusée du signal sont échantillonnés tous les demi-mètres sur la colonne d'eau, à partir de 1,60 m du fond, toutes les 10 mn. L'appareil a également mesuré les spectres de vagues chaque heure (calculs avec le logiciel WavesMon, RDI). Un courantomètre ADCP de fréquence 300 kHz avait également été mouillé à proximité : le parfait accord sur les vitesses a permis une validation *a posteriori* de cette mesure.

3.1. Estimation des contraintes

Le remaniement des sédiments fait appel à une estimation fine des contraintes de peau générées par les vagues et les courants. La contrainte liée au courant de marée est calculée à partir de la vitesse près du fond $u(z)$ et d'une rugosité de peau z_0 , selon : $\tau_c = \rho_0 u_*^2$, avec $u_* = \kappa u(z) / \ln(z/z_0)$, ρ_0 étant la masse volumique de l'eau, z la hauteur par rapport au fond et κ la constante de von Karman.

La contrainte liée aux houles est paramétrisée à l'aide du facteur de frottement f_w : $\tau_w = 0,5 f_w \rho_0 U_{bot}^2$, où U_{bot} est la vitesse orbitale au fond. f_w est pris comme le maximum des deux formulations suivantes, qui correspondent aux régimes laminaire (f_{wL}) ou turbulent rugueux (f_{wRT}) :

- $f_{wL} = 2 R_w^{-0,5}$, avec le nombre de Reynolds $R_w = U_{bot} A / \nu$, où A est l'excursion orbitale près du fond et ν est la viscosité du fluide,
- $f_{wRT} = 1,39 (A/z_0)^{-0,52}$ (in Soulsby, 1997).

U_{bot} et A sont calculés à partir des spectres :

$$U_{bot}^2 = 2 U_{rms}^2 = 2 \sum_i \frac{4\pi^2 f_i^2 h_i df_i}{\sinh^2(2\pi H / \lambda_i)} \quad \text{et} \quad A_{spec}^2 = 2 \sum_i \left(h_i df_i / \sinh^2(2\pi H / \lambda_i) \right), \quad \text{avec}$$

h_i la composante i du spectre de houle (m^2/Hz), λ_i la longueur d'onde associée à la fréquence i du spectre et H la hauteur d'eau.

Devant l'incertitude sur la valeur de la rugosité du fond z_0 , les contraintes sont estimées pour deux valeurs différentes, $z_{01}=0,1$ mm et $z_{02}=0,033$ mm, les fonds de la zone étudiée étant composés de vase à plus de 80%. Les mesures ADCP donnent : $R_w < 7 \cdot 10^{-4}$ et $A/(30z_{01})=50-300$. L'écoulement est en régime de transition, avec $0,01 < f_{wL} < 0,05$ et $f_{wRT} \geq f_{wL}$ pour z_{01} mais $f_{wRT} \leq f_{wL}$ pour z_{02} . Pour les événements de houle observés durant cette période, avec des hauteurs significatives atteignant deux mètres, les contraintes liées aux houles sont ainsi de 0,6 ou 0,3 Pa selon que l'on considère une rugosité z_{01} ou z_{02} . L'interaction houle-courant, pour le calcul de la contrainte sur le fond, est prise en compte par la formulation de Soulsby (1997). La contrainte maximale est indiquée sur la figure 1 pour les deux valeurs de rugosités; l'écart est de 40% lors des pics de houle.

Pour la modélisation, nous avons retenu le paramètre z_{01} , plus représentatif des rugosités physiques de peau des sédiments naturels. Le facteur de frottement appliqué est f_{wRT} , dans lequel A est estimé avec la période moyenne (plus "représentative" pour f_w que la période de pic, d'après les mesures ADCP). Par contre, U_{bot} est calculé spectralement par SWAN.

3.2. Obtention de la concentration massique à partir du signal rétrodiffusé

Le signal acoustique de l'ADCP est rétrodiffusé par les particules présentes dans la colonne d'eau, et dépend donc de la concentration. En corrigeant des pertes de transmission de l'onde au cours de sa propagation, qui dépendent des conditions hydrologiques, on obtient un indice de rétrodiffusion des particules dans l'eau qui varie avec leur concentration et leur nature. Cet indice, normalisé par unité de volume rétrodiffusant, peut être calibré directement en concentration massique

avec des mesures indépendantes, pesées MES et turbidité optique (Tessier *et al.*, 2006). Les calibrations obtenues ici sont présentées sur la figure 2. Les valeurs de concentration massique obtenues à partir des signaux ADCP (figure 1) fluctuent de 10 à 50 mg/l à trois mètres du fond, en fonction des houles et de la marée, mais aussi en fonction des coups de vent, qui induisent des mélanges importants de la colonne d'eau.

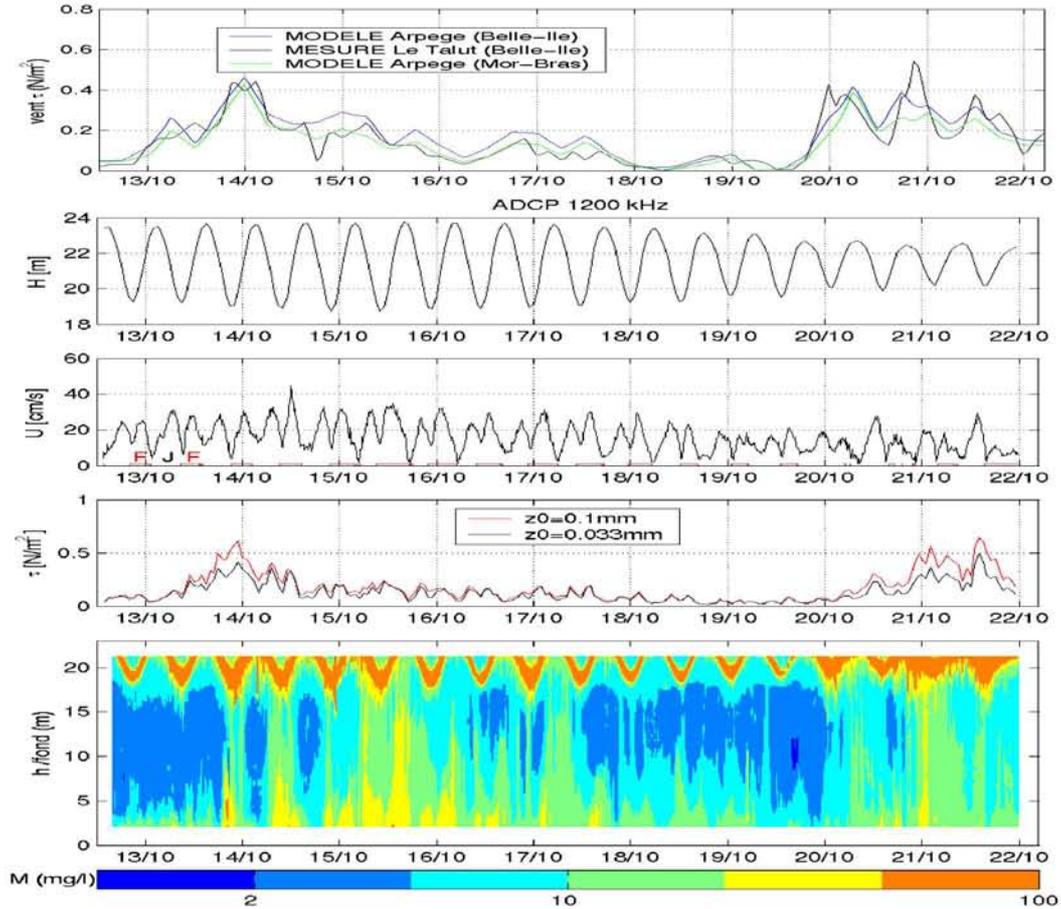


Figure 1 : Tension de vent du modèle Arpège à Belle-Ile et dans le Mor-Bras, et mesuré à Belle-Ile ; Mesures de l'ADCP 1200 kHz en octobre 2004 : hauteur d'eau (m), intensité du courant à 3m du fond (cm/s) (Flot en rouge), contrainte houle + courant (N/m^2) pour deux valeurs de z_0 , concentration massique (mg/L.) en fonction de la hauteur par rapport au fond (l'écho de la surface libre apparaît en orange).

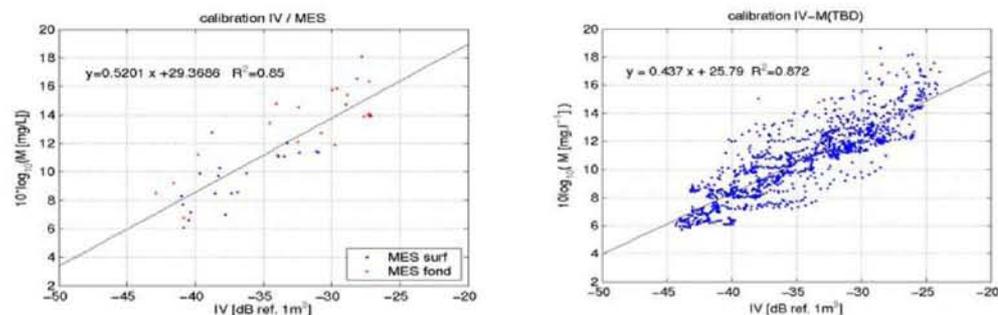


Figure 2 : Calibration de l'indice de rétrodiffusion IV avec les pesées MES (gauche) et avec le turbidimètre optique TBD calibré (droite)

4. Résultats du modèle et sensibilités

4.1. Houles et contraintes globales

Les résultats du modèle SWAN sont comparés aux mesures de houles en trois points : à l'île d'Yeu (bouée CETMEF YEU), à l'embouchure de la Loire (bouée CETMEF ST-NAZAIRE) et dans le Mor-Bras (ADCP). Les positions des points sont indiqués sur la figure 4. Les variations temporelles du forçage sont bien reproduites aux trois points. La figure 3 montre les comparaisons à l'embouchure de la Loire et dans le Mor-Bras. La période moyenne de la bouée est plus grande du fait de sa fréquence maximale de 0.5 Hz. La période moyenne calculée par le modèle prend donc en compte des hautes fréquences que ne voit pas la bouée. Le modèle montre une légère sensibilité à la paramétrisation de la génération/dissipation par le vent et une plus forte à la friction sur le fond, elle-même contrôlée par les macro-rugosités du fond (paramètre k_N de rugosité de Nikuradse). Pour mieux reproduire l'atténuation des vagues à la côte, k_N est pris égal à 0,3 m, au lieu de la valeur 0,05 m par défaut. Les hauteurs significatives simulées restent parfois trop fortes (14-16/10/2004), mais comme les résultats sont corrects à St-Nazaire, l'imprécision dans le Mor-Bras peut être imputée à un effet du vent local ou à une atténuation par la liquéfaction des vases dans la zone. Cependant, les tentatives de spatialisation de la rugosité du fond n'ont pas été concluantes.

La figure 4 illustre une distribution des houles en situation de tempête. Le rôle d'abri du Mor Bras par les îles et Quiberon est clair, mais la baie de Vilaine reste exposée et les vitesses orbitales (et donc le frottement sur le fond) n'y sont pas négligeables. Dans ce type de zone peu profonde au fond sédimentaire facilement remobilisable, l'action des houles joue un rôle important dans la génération des turbidités côtières. Les courants de marée y sont faibles mais sont responsables du mélange vertical et du transport des particules remises en suspension par les houles.

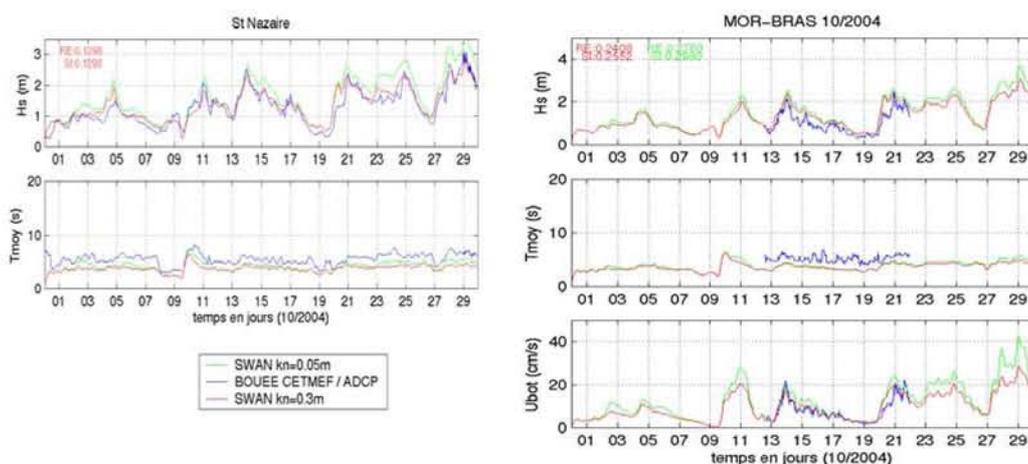


Figure 3: hauteur significative (m), période moyenne (s) et vitesse orbitale au fond (cm/s) dans le Mor-Bras (droite) et à l'embouchure de la Loire (gauche); mesures (bleu) [Bouée CETMEF / ADCP dans le Mor-Bras] et simulations SWAN pour $k_N=0,3$ m (rouge) et $k_N=0,05$ m (vert).

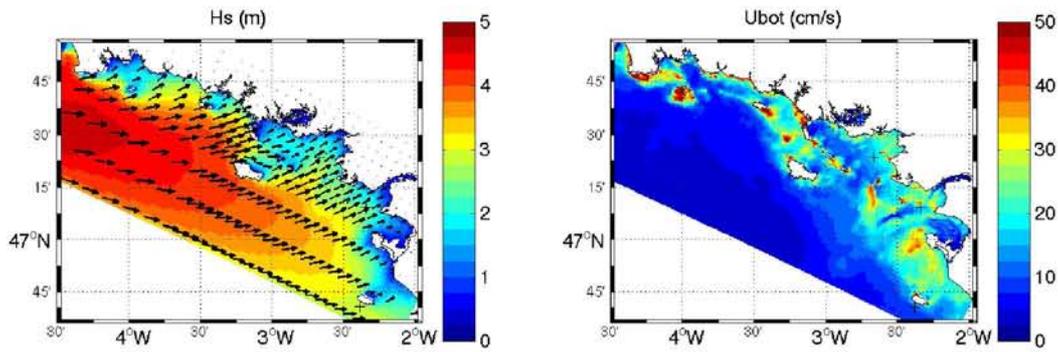


Figure 4: Simulation SWAN $k_N=0,3$ m, sortie du 14/10/2004 00:00:00. Hauteur significative (m) et incidence des houles (gauche), vitesse orbitale au fond (cm/s) (droite). Les trois points de mesure sont indiqués par des croix noires.

4.2. Turbidités

La simulation de référence pour les turbidités a été faite avec le paramétrage suivant :

- *Erosion*: $E=E_0(\tau/\tau_{ce}-1)$, avec $\tau_{ce}=0,25$ N/m² et $E_0=1,3 \cdot 10^{-6}$ kg/m²/s,
- *Dépôt*: $D=Ws C (1-\tau/\tau_{cd})$, avec $\tau_{cd} = \tau_{ce}$ et Ws variant de 0.1 mm/s (faibles concentrations) à 6 mm/s (pour $C=1$ g/l) (Le Hir *et al.*, 2001),
- vent du modèle ARPEGE, variable spatialement,
- fermeture turbulente de Luyten *et al.* (1996), qui résout l'équation de transport de l'énergie cinétique turbulente (ECT) avec un taux de dissipation fonction d'une longueur de mélange paramétrée.

Les résultats de la simulation de référence sont illustrés par la figure 5 (distribution surface/fond des turbidités après tempête) et la figure 6 (évolution du profil de turbidité au point de mouillage de l'ADCP, donc directement comparable à la figure 1). La figure 6 met en évidence une remise en suspension localisée en baie de Vilaine, dont l'extension sud est proche du point de mesure ADCP. On comprend ainsi qu'une modulation des paramètres ou forçages du modèle est susceptible d'influencer fortement sa capacité à reproduire les mesures. C'est ce qui a été vérifié par une série de simulations non illustrées ici.

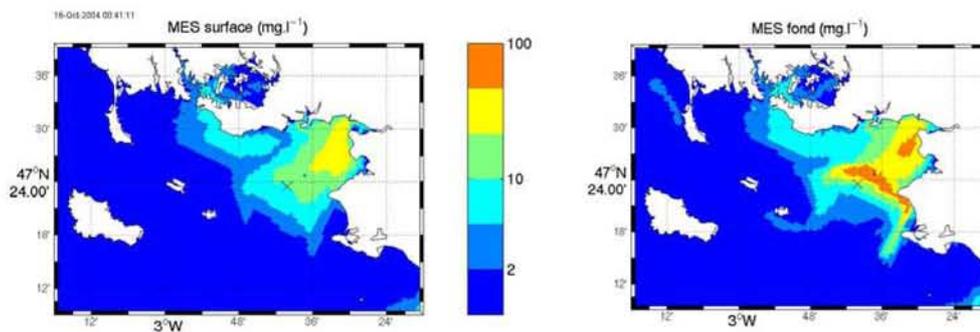


Figure 5: MODELE: Concentrations massiques (mg/l) en surface (droite) et au fond (gauche) le 16/10/2004 (fermeture turbulente de Luyten, vent Arpege). La croix noire situe le point de mesure ADCP.

Naturellement, les vagues sont l'agent principal des remises en suspension, mais les simulations révèlent que les turbidités calculées à l'emplacement de l'ADCP

seraient fortement influencées par un transport advectif. La figure 6 montre en effet un retard des concentrations par rapport aux contraintes. Cette contribution dépend non seulement de l'importance des remises en suspension dans les secteurs moins profonds du nord de la baie, encore atteints par les vagues, mais aussi du schéma de circulation 3D dans toute la baie. En effet, le courant de marée y est assez faible en dehors des chenaux, et les vents contribuent pour une large part à l'hydrodynamique (cela est même visible en remplaçant le forçage "ARPEGE" par un champ de vent uniforme reconstitué à partir des mesures au sémaphore du Talut). La circulation générée par le vent est elle-même dépendante des conditions de stratification qui sont liées aux apports fluviaux (la Vilaine, mais aussi le panache de la Loire) : dans le modèle 3D, tout cela est contrôlé par la fermeture turbulente que l'état de l'Art ne permet pas de formuler de façon indiscutable. Les résultats au point fixe avec la fermeture turbulente de Gaspar (1990), sur la figure 6, montrent des différences liées à la grande proximité du panache turbide, mais qui restent malgré tout d'un bon ordre de grandeur, par rapport aux mesures.

Une ambiguïté demeure également sur les flux de remise en suspension (localement, et dans le reste de la baie), le calcul de contrainte de cisaillement étant lui-même sensible au paramètre de rugosité mal connu. La figure 6 montre d'autre part que les variations de contraintes calculées et déduites de la mesure ne sont pas parfaitement corrélées, révélant ici un léger désaccord sur la propagation des vagues (ou leur dépendance du vent local).

Cet exercice de comparaison entre turbidités observée et simulée révèle la forte dépendance de la turbidité à de nombreux processus sédimentaires et physiques, ces derniers étant fortement couplés entre eux.

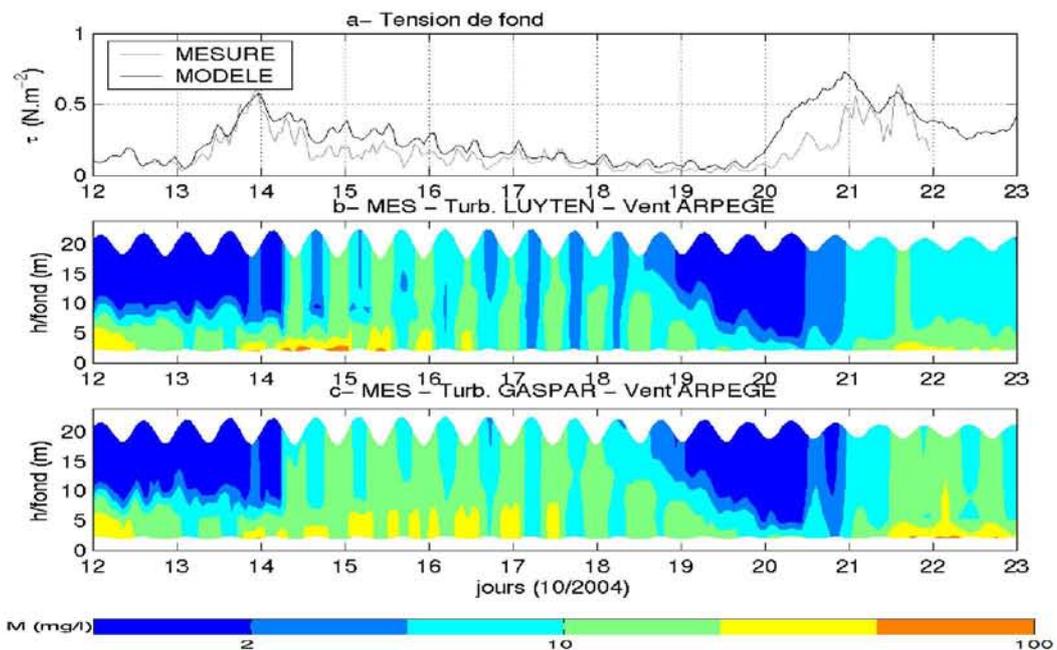


Figure 6: Résultats du modèle au point ADCP (Mor-Bras) en fonction du temps : (a) contrainte houle + courant ; (b) et (c) concentration massique en fonction de la hauteur par rapport au fond. (b) Turbulence de Luyten et al. (1996) et vent Arpege (c) Turbulence de Gaspar (1990) et vent Arpege.

5. Conclusion

Les mesures ADCP acquises en continu pendant une dizaine de jours dans le Mor-Bras ont permis d'évaluer la variabilité des forçages hydrodynamiques et d'estimer les concentrations massiques dans la colonne d'eau. Une calibration du modèle hydro-sédimentaire de la Bretagne Sud a alors été faite, avec une paramétrisation simple des phénomènes d'érosion et de dépôt des particules fines. Du fait de la complexité du site étudié, exposé aux houles du large et aux panaches des fleuves (Loire, Vilaine), l'étude a montré la sensibilité des turbidités au vent, à la structure thermohaline, et à la fermeture turbulente, qui contribuent ensemble à modifier le transport et le mélange, et donc le flux de remise en suspension.

Remerciements

Le mouillage et les mesures en mer ont été réalisées avec le SHOM et la MHA (campagne OPTIC-PCAF 2004, à bord du "La Pérouse"). Nous remercions aussi le CETMEF pour les données des houlographes, et F. Arduin pour les spectres de houles WAVEWATCH-III.

Références

- Booij, N., Ris, R.C., et Holthuijsen, L.H. (1999), A third-generation wave model for coastal regions. 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4), 7649-7666.
- Cugier, P. et Le Hir, P. (2002), Development of a 3D Hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling. Application to the plume of the Seine River (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55, 673-695.
- Gaspar, J.P., Grégoris, Y., et Lefevre, J.M. (1990), A simple eddy kinetic energy model for simulations of oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *J. Geophys. Res.*, 95 (C9), 16179-16193.
- Lazure, P. et Dumas, F. (2006), A 3D hydrodynamical model for applications at the region scale (MARS-3D) : Application to the bay of Biscay. *Ocean Modelling*, submitted.
- Le Hir, P., Ficht, A., Silva Jacinto, R., Lesueur, P., Dupont, J.-P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., et Cugier, P. (2001), Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine Estuary (France). *Estuaries*, 24 (6B), 950-963.
- Luyten, P., Deleersnijder, E., Ozer, J., et Ruddick, K.G. (1996), Presentation of a family of turbulence closure models for stratified shallow water flows and preliminary application to the Rhine outflow region. *Cont. Shelf. Res.*, 16, 101-130.
- Luyten, P. et De Mulder, T., A module representing surface fluxes of momentum and heat. MUMM's contribution to MAST-0050-C. Technical report 9. *Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea and Scheldt Estuary*, 1992.
- Reynaud, T., Legrand, P., Mercier, H., et Barnier, B. (1998), A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *Int. WOCoastal Engineering Newsletter*, 32, 29-31.
- Soulsby, R. (1997), Dynamics of marine sands, a manual for practical applications. London, *Thomas Telford Publications*. 256p.
- Tessier, C., Le Hir, P., Lurton, X. et Castaing, C. (2006), Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP). *Comptes Rendus Geosciences*, soumis.

Annexe J

Article 2 (ADCP - CRAS Géosciences)

C. Tessier, P. Le Hir, X. Lurton et P. Castaing, Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP),
Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Géosciences, soumis.

C. R. Géosciences
Océanographie (Géologie marine)

Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP).

Estimation of suspended particulate matter from backscatter intensity of Acoustic Doppler Current Profiler.

Caroline Tessier⁽¹⁾, Pierre Le Hir, Xavier Lurton, Patrice Castaing

⁽¹⁾IFREMER, Centre de Brest, DYNECO/PHYSED, BP70 29280 Pouzané, France
E-mail : ctessier@ifremer.fr ; Tel : 02 98 22 40 75 ; Fax : 02 98 22 45 94

Résumé :

A partir du signal rétrodiffusé des ADCP, une information « turbidité » est obtenue en calculant un indice de rétrodiffusion volumique, dont la dynamique est corrélée au forçage par la marée et la houle. Cet indice est calculé en corrigeant le signal reçu des pertes de transmission, et en prenant en compte les caractéristiques acoustiques propres à notre appareil, déterminées par calibration en bassin. Pour quantifier les matières en suspension (MES), une calibration empirique de cet indice a été faite à partir de mesures indépendantes, obtenues avec un turbidimètre optique. Les résultats montrent qu'une calibration à un seul niveau suffit pour obtenir des profils verticaux de concentration massique par acoustique. De plus, la période de mesure de calibration peut être réduite à deux jours, si la dynamique des MES est importante (vives-eaux et houles).

Abstract :

From the backscatter intensity of an ADCP, a « turbidity » information is obtained by computing a volume target strength, which dynamics is correlated to tide and waves forcing. This strength is calculated from the ADCP signal, taking into account the transmission losses and the acoustical characteristics of our ADCP, established with a calibration in a tank of water. In order to quantify the mass concentration, an empirical calibration of this index is obtained with independant measurements of mass concentration with an optical turbidimeter. Results show that in the present environment (tide and waves) a one level calibration is efficient to obtain water profiles of mass concentration from acoustical measurement. Moreover, the time period of calibration can be reduced to about two days, with the essential condition of measuring a sufficient range of mass concentration, like during spring water with some waves.

Mots-clés : zone côtière, ADCP, turbidité, concentration massique, marée, houles

Keywords : coastal area, ADCP, turbidity, mass concentration, tide, waves

1 Introduction

L'objectif de ce travail est d'exploiter l'intensité rétrodiffusée d'un courantomètre profileur acoustique à effet Doppler (ADCP), afin de quantifier les matières en suspension dans une zone côtière, soumise aux courants de marée et aux houles. Le principe de mesure repose sur la dépendance de l'intensité acoustique reçue par l'appareil à la quantité de réflecteurs que constituent les matières en suspension (MES). L'intérêt est multiple : il permet plusieurs niveaux de mesures dans la colonne d'eau et il est moins sensible aux bio-salissures que les systèmes optiques. De plus, la simultanéité des mesures du courant et des MES est susceptible de permettre l'estimation directe des flux particulières.

L'utilisation d'appareils acoustiques pour l'étude des processus sédimentaires est reconnue pour les sédiments sableux, et pour des courtes échelles spatio-temporelles (période de la marée, dans les deux mètres au dessus du fond). Thorne et Hanes [11] ont fait une synthèse des méthodologies possibles applicables aux ABS (Acoustic Backscatter System). Sur des sédiments cohésifs, Hamilton et al. [6] et Shi et al. [7] ont utilisé un ASSM (Acoustic Suspended Sediment Monitor, possédant 1 transducteur vertical, à la fréquence de 500 kHz), dans des gammes de concentration élevée (0,5-8 g.l⁻¹). Plus récemment, Gartner [5] a exploité les signaux d'ADCP 1200 et 2400 kHz sur des périodes de temps plus grandes, toujours dans des gammes de concentrations élevées (0,3-0,6 g.l⁻¹). En ce qui concerne les logiciels disponibles sur le marché, il existe le logiciel VISEA-PDT (Aqua Vision BV), qui a l'avantage de pouvoir fonctionner en temps réel, et le logiciel Sediview (DRL), qui a été utilisé notamment par Ferré et al. [3] sur des données ADCP 300 kHz. Devant la confidentialité des algorithmes, nous avons fait le choix de développer notre propre méthode de calcul, afin d'identifier les processus majeurs intervenant dans la mesure acoustique de turbidité. De plus, les quelques données techniques disponibles sur les ADCP RDI (Deines [1]) n'étant pas suffisantes, une calibration en bassin des appareils a permis de prendre en compte leurs caractéristiques individuelles.

2 Matériel et méthode

2.1 Méthodologie acoustique

L'ADCP émet une onde acoustique qui est atténuée au cours de sa propagation dans la colonne d'eau et qui est rétrodiffusée par les particules présentes. L'intensité du signal rétrodiffusé est enregistré par l'appareil en unité arbitraire, en fait un nombre de « counts » NC . Pour relier cette grandeur à la charge en particules de l'eau, il est nécessaire d'établir un bilan d'énergie entre l'émission et la réception, l'équation du Sonar, souvent exprimée en décibels ($1\text{dB}=20 \log_{10}(P/P_0)$), P étant la pression acoustique et $P_0=1 \mu\text{Pa}$ la pression de référence) (Lurton [9]) :

$$NR = NE - 2PT + IR \quad (1)$$

avec NR le niveau reçu, NE le niveau émis, PT les pertes de transmission, et IR l'indice de rétrodiffusion lié à la concentration massique recherchée M .

Le niveau émis NE ($\text{dB}_{1\mu\text{Pa}/1\text{m}}$) est obtenu par calibration de l'ADCP en bassin, en fonction de la tension des piles U_{ADC} (counts) enregistrée par l'appareil :

$$NE = -1,149 \cdot 10^{-4} \cdot (U_{ADC})^2 + 0,0707 \cdot (U_{ADC}) + 207,47 \quad (2)$$

Le niveau reçu, mesuré en counts (NC) a été calibré en décibels (NR) avec la relation suivante, obtenue à partir de mesures en bassin :

$$NR = B + Kc (NC - NC_0) \quad (3)$$

avec $B=70 \text{ dB}_{1\mu\text{Pa}}$, $NC_0=46$ counts et $Kc=0,423 \text{ dB/counts}$, valeur proche de 0,45 la valeur nominale proposée par RDI.

Les pertes de transmission PT sont liées à la divergence sphérique (décroissance en $1/R^2$ de l'intensité acoustique, R étant la distance au transducteur) et à l'amortissement par le milieu dissipatif (décroissance exponentielle de l'amplitude en distance). Elles sont évaluées en décibels selon :

$$PT = 20 \log_{10}(\psi \cdot R) + (\alpha_w + \alpha_s) \cdot R \quad (4)$$

avec α_w le coefficient d'atténuation liée à l'eau (selon le modèle de Francois et Garrison [4], $\alpha_w = 0,5316 \text{ dB/m}$ à 10°C , 34 psu et 20 m de profondeur). Il a été vérifié qu'à la fréquence de 1200 kHz, le coefficient d'atténuation α_s liée aux particules présentes dans la colonne d'eau, est négligeable pour la gamme de concentration mesurée pendant la période du mouillage ($M < 120 \text{ mg/l}$). Dans le cas contraire, une méthode itérative est nécessaire pour calculer la concentration massique intervenant alors dans le terme d'indice de rétrodiffusion et dans le terme de perte par transmission.

Pour la perte par divergence sphérique, un facteur de correction ψ est appliqué dans le champ proche, où le champ de pression est oscillant. La formulation de Downing et al. [2] est utilisée : $\psi = [1 + 1.35z + (2.5z)^{3.2}] / [1.35z + (2.5z)^{3.2}]$, où $z = R/R_0$, avec $R_0 = a_t^2 / 2\lambda$, a_t étant le rayon du transducteur et λ la longueur d'onde. Ici $R_0 = 1.08$ m.

L'indice de rétrodiffusion IR dépend de la densité numérique N des particules dans le volume insonifié V de la cellule considérée, et de σ , la section efficace de rétrodiffusion moyenne de ces particules. Il s'exprime selon :

$$IR = 10 \log_{10}(\sigma \cdot N \cdot V) \quad (5)$$

Le volume V croît avec la distance au transducteur. Les faisceaux des transducteurs pouvant être assimilés à un cône, le volume insonifié de la $i^{\text{ème}}$ cellule, V_i à la distance R_i du transducteur vaut $V_i = \pi (\phi/2)^2 R_i^2 L$ (m^3), avec $\phi = 0.99^\circ$ l'ouverture équivalente du faisceau et $L = D/2$ (m), D étant la hauteur de la cellule ADCP. Notons que la dimension L dépend de la configuration de l'ADCP. Du fait de la présence d'un filtre passe-bande à la réception, L est ici la dernière moitié de la cellule (RDI, comm. pers.).

La densité numérique N s'exprimant en fonction de la concentration massique M , la masse volumique ρ_s et le volume individuel des particules v_s ($N = M / \rho_s \cdot v_s$), il est finalement possible d'écrire, à partir de (1),(4) et (5) :

$$10 \log_{10}(M) = \underbrace{NR - NE}_{\text{signal}} + \underbrace{20 \log_{10}(\psi R) + 2(\alpha_w + \alpha_s)R}_{\text{transmission}} - \underbrace{10 \log_{10}(\pi \cdot (\phi/2)^2 \cdot L)}_{\text{géométrie}} - \underbrace{10 \log_{10}(\sigma / \rho_s \cdot v_s)}_{\text{caractérisation des particules}} \quad (6)$$

Pour obtenir la concentration massique M , sans aucune calibration, il est nécessaire de connaître ou de faire des hypothèses sur la dimension et la nature des particules. La section efficace de rétrodiffusion σ dépend aussi de ces caractéristiques, par rapport à celles de l'onde acoustique utilisée. Elle peut être modélisée pour différents types de particules, en fonction du rapport entre la taille des particules et la longueur d'onde du signal ADCP (Stanton [10], Thorne et al. [12]). Nous avons donc construit un modèle de ce type et tenté de caractériser les particules présentes, afin de quantifier les paramètres σ , ρ_s et v_s . Cependant, les concentrations massiques obtenues de cette façon ne sont pas du bon ordre de grandeur, indiquant une variabilité de la taille des particules et la nécessité d'une calibration dans le traitement. Nous sommes donc revenus à une information « turbidité », obtenue par le calcul de l'indice de rétrodiffusion volumique IV (dB ref. 1m^3), en calculant l'indice de rétrodiffusion pour un volume unitaire de 1m^3 , avec l'hypothèse que chaque cellule est homogène :

$$IV = 10 \log_{10}(\sigma M / \rho_s v_s) = NR - NE + 20 \log_{10}(\psi R) + 2\alpha_w R - 10 \log_{10}(\pi (\phi/2)^2 L) \quad (7)$$

Pour quantifier les MES, nous avons alors cherché à établir une calibration empirique de IV avec des mesures indépendantes, ce qui a été fait dans notre cas avec celles d'un turbidimètre, lui-même calibré en concentration massique.

2.2 Instrumentation et site d'étude

Dans le but de valider la mesure de turbidité par ADCP, ont été mouillés côte à côte (Fig. 1) : un ADCP RDI Workhorse 1200 kHz, avec option WAVES, et un turbidimètre TBD MICREL, muni d'un capteur LSS (WETLabs, longueur d'onde 880 nm), ayant une gamme de mesure de 0 à 300 NTU. L'ADCP a été placé au fond de la mer, protégé par une cage anti-chalutage (Barnacle Oceanscience). Le turbidimètre a été maintenu à 1,50 m du fond par un petit flotteur, afin de réaliser une mesure toutes les 5 mn, à la même cote du fond que la première cellule ADCP. L'ADCP a été configuré avec des cellules de 50 cm, et a réalisé une mesure de courant toutes les 10 mn et une mesure du spectre des vagues chaque heure sur une période de 10 mn.

De plus, des filtrations d'eau et pesées (sur filtres Whatman GF/F 47) des MES ont été faites à proximité pendant 6 heures, à partir de prélèvements d'eau effectués avec une bouteille Niskin à 2,50 m du fond et 1 m sous la surface. Des profils de transmissiométrie (C-Star de WET-Labs, chemin optique de 10 cm, longueur d'onde 660 nm), et de rétrodiffusion optique (OBS-3 de D. & A. Instrument, longueur d'onde 875 nm) ont été acquis simultanément. Les pesées de MES ont permis de calibrer en concentration massique les profils de transmission et de turbidité, ces derniers étant eux-mêmes utilisés pour calibrer le turbidimètre optique TBD mouillé à 1,50 m du fond.

Le mouillage a été mis en place en Bretagne Sud, à 1.5 milles nautiques à l'Ouest de la pointe du Castelli, au Sud-Est de l'île Dumet (Fig. 2), du 5 au 18 Février 2005 (jours 35 à 48), sur des fonds meubles vaseux. La hauteur d'eau varie en ce point de 16 à 22 m selon la marée. Le passage entre l'île Dumet et la côte induit une intensification des courants de marée dans cette zone, avec des

vitesse au fond pouvant dépasser 50 cm/s en vives-eaux. De plus, l'effet de cap concentre l'énergie des houles du large.

2.3 Calibration du transmissiomètre et des turbidimètres optiques

La calibration en concentration massique du transmissiomètre et de l'OBS-3 a été faite à partir des pesées MES (gamme 0,7-35 mg.l⁻¹), en sub-surface et à 3 m du fond.

Pour le transmissiomètre, l'atténuation à 660 nm (m⁻¹) a été calculée à partir du pourcentage de lumière reçue, la corrélation avec les MES donne la relation suivante (M_{trans} en mg.l⁻¹ et X_{trans} en m⁻¹):

$$M_{trans} = 0,65764 X_{trans}^2 + 1,5344 X_{trans} \quad (R^2 = 0,977, n = 27)$$

La calibration de l'OBS-3 donne la relation suivante (M_{OBS} en mg.l⁻¹ et X_{OBS} en mV):

$$M_{OBS} = 0,06985 X_{OBS} \quad (R^2 = 0,964, n = 27)$$

A partir des valeurs de concentration extraites des profils alors obtenus avec ces deux capteurs (gamme 8-40 mg.l⁻¹), la calibration du TBD Micrel, positionné à 1,50 m du fond, donne les relations suivantes (M_{TBD} en mg.l⁻¹ et x_{TBD} en NTU):

- $M_{TBD1} = 2,3816 x_{TBD} \quad (R^2 = 0,802, n = 13)$ (OBS-3)
- $M_{TBD2} = 2,7682 x_{TBD} \quad (R^2 = 0,741, n = 13)$ (transmissiomètre)

La corrélation est meilleure avec l'OBS-3, peut-être parce que les mesures de l'OBS-3 et de l'ADCP sont toutes deux basées sur la rétrodiffusion. De manière générale, les mesures faites au transmissiomètre et celles faites avec l'OBS-3 sont très proches, seuls quelques profils diffèrent légèrement près du fond.

3 Résultats et discussion

3.1 Sensibilité de l'indice de rétrodiffusion volumique IV

L'indice de rétrodiffusion volumique IV est obtenu à partir du niveau NR reçu par l'ADCP, après correction des pertes de transmission et normalisation par unité de volume (7). Dans la colonne d'eau, il varie ici de -66 à -22 dB ref. 1m³ (Fig. 3). Cette réponse acoustique fait clairement apparaître un gradient vertical de concentration, corrélé à la marée, elle-même mise en évidence par l'écho de la surface libre.

Le niveau émis par l'ADCP décroît de 216 à 215,2 dB/1μPa/1m. Le niveau reçu NR varie de 72 à 140 dB/1μPa. Sur cette gamme de variation, l'erreur qui pourrait être faite sur l'estimation de K_c (valeur typique de 0,45 au lieu de 0,423 ici) est de 2,4 dB. Compte tenu de la fréquence élevée de l'ADCP, les pertes de transmission atteignent 48 dB sur une hauteur d'eau de 20 mètres. Dans notre cas, un coefficient d'atténuation moyen α_w a été calculé pour toute la période, à partir des mesures de température au fond enregistrées par l'ADCP (variant de 9,5 à 10,5°C sur toute la période) et une salinité moyenne de 34 psu. Les profils de température et salinité réalisés ponctuellement, ont montré des variations entre la surface et le fond de 2°C en température et de 4 psu en salinité. Les erreurs maximales induites sont estimées à 1,15 dB, ce qui reste faible par rapport à la gamme de variation de IV . Dans nos conditions environnementales, l'indice de rétrodiffusion volumique apparaît donc ainsi être une bonne estimation de la turbidité par acoustique, répondant aux forçages locaux.

Cependant, étant donné qu'un écart de 3 dB sur cet indice équivaut à un facteur 2 sur la concentration, on comprend la difficulté d'obtenir un bon ordre de grandeur en concentration, par inversion directe du signal ADCP (6), d'autant plus que la méconnaissance de la variabilité spatio-temporelle de la distribution de taille des particules, peut induire des biais importants. C'est pourquoi une calibration empirique de l'indice de rétrodiffusion a été préférée.

3.2 Corrélation ADCP / TBD

Nous avons donc cherché à calibrer l'indice de rétrodiffusion volumique en concentration massique, comme toute mesure classique de turbidité obtenue dans une unité différente (NTU, FTU, Volts...). A partir des mesures du TBD placé à 1,50 m du fond, une corrélation a pu être établie entre l'indice IV_1 mesuré dans la première cellule ADCP et le logarithme de la concentration massique M_{TBD1} estimée avec le TBD (Fig. 4):

$$10 \log_{10}(M_{TBD1}) = a * IV_1 + b \quad (8)$$

La détermination des coefficients par minimisation des écarts donne $a = 0,548$ et $b = 38,34$, avec un coefficient de corrélation de 0,97.

La série temporelle (Fig. 5) montre une très bonne adéquation entre les mesures de concentration obtenues avec l'ADCP et avec le TBD. Une variabilité semi-diurne est visible, et les concentrations dépassent les 100 mg.l⁻¹ pendant la période des jours 41 à 44. L'ADCP montre une légère sous-estimation de certains pics de concentration par rapport au TBD (jours 37 et 41). Ces écarts sont plus faibles que ceux trouvés par Gartner [5], entre un ADCP et un OBS-3, ainsi que ceux trouvés par Holdaway et al. [8] entre un ADCP et un transmissiomètre. Gartner [5] trouve des pentes équivalentes de 0,40 à 1,15 avec un ADCP 1200 kHz, dans des gammes de concentration plus élevées (260-500 mg.l⁻¹ au lieu de 120 mg.l⁻¹ ici). Il signale une variabilité temporelle et entre sites, indépendante de la fréquence de l'ADCP, soulignant ainsi la forte sensibilité du signal ADCP à la variabilité des tailles des particules et agrégats. Dans notre cas, la calibration est effectuée par l'intermédiaire du signal du turbidimètre optique TBD, et non directement avec les pesées MES. Le TBD et l'ADCP sont tous deux sensibles à la taille des particules a_s , mais du fait de leurs longueurs d'onde très différentes (880 nm pour le TBD, et 1.2 mm pour l'ADCP) leurs sensibilités respectives sont en a_s^2 et a_s^6 . La très bonne corrélation observée entre les deux signaux (entre le signal en NTU et l'Indice de rétrodiffusion) est donc remarquable, alors que la probabilité de changement de spectre des particules est très élevée pendant ces 13 jours de mesures.

3.3 Robustesse de la relation $IV / 10\log_{10}(M)$ pour différentes périodes de mesures

La robustesse de la relation $IV / 10\log_{10}(M)$ (8) a été testée en évaluant la corrélation séparément pour différentes périodes de calibration. L'intérêt est d'estimer la période optimale et la durée minimale nécessaire du mouillage du turbidimètre optique, afin de limiter les risques de chalutage et de bio-salissures. Nous avons donc calculé les coefficients de calibration, obtenus en considérant des périodes plus ou moins courtes de la série temporelle du TBD. La sélection des périodes a été faite en fonction des régimes de marée, vives-eaux (VE) / mortes-eaux (ME), et de houle.

Les paramètres de houles (hauteur significative et période du pic) sont calculés par le logiciel WavesMon (RDI) à partir des mesures ADCP de vitesses, pression et écho de la surface. La période de mesures couvre un cycle VE / ME (Fig. 6). Les houles sont de faible amplitude (< 0,8 m) sauf pendant les jours 41-44, où elles atteignent 2 m à certains moments. Des houles longues ($T_{pic} > 15$ s) de faible amplitude sont présentes le jour 39.

A partir de ces observations, plusieurs périodes P ont été choisies (Fig. 6) et une corrélation de type (8) a été établie pour chacune d'entre elles (Tab. 1) : P1 : VE sans houle, P2 : VE avec houles longues de faible amplitude, P3 : VE avec houles courtes de 1,50-2,0 m, P4 : VE (périodes 1 à 3), P5 : ME avec houle, P6 : ME. De plus, l'erreur quadratique moyenne EQ (%) a été calculée pour chacune des relations obtenues, sur les séries complètes de concentration massique du TBD (M_{TBD}) et de l'ADCP (M_{ADCP}) :

$$EQ = 100 \sqrt{\frac{\sum_{13 \text{ jours}} (M_{ADCP} - M_{TBD})^2}{\sum_{13 \text{ jours}} (M_{TBD})^2}}$$

Les résultats montrent que l'erreur quadratique moyenne est plus importante lorsque la calibration est faite en VE seule (P1, EQ = 22%) par rapport aux périodes de houle (P2, P3, P4, EQ < 19%), où la dynamique des MES est plus importante. Sur la figure 4, les mesures faites au cours des périodes P1 et P2 sont mises en évidence, par rapport à l'ensemble des points. Selon la période considérée, la relation calculée est plus ou moins écartée du nuage de points gris. De plus, la calibration en période de houles courtes de forte amplitude est un peu moins satisfaisante que celle en période de houles longues (P2), et cela du fait de l'absence de faibles turbidités en période très agitée. Cependant, les erreurs obtenues pour ces 4 périodes restent relativement faibles, et les séries temporelles de concentration massique obtenues sont très proches de celle du TBD (Fig. 7). En ME seule (P6), la dynamique étant vraiment faible, la pente déterminée est très inférieure à celle de référence (P0) et la série obtenue est incorrecte (Fig. 7).

L'essentiel est donc de tenter de cibler une période de validation où les contrastes de concentration seront élevés, bien que cela ne soit pas évident à prévoir. Dans notre environnement, les mesures en ME ne suffisent pas, celles en VE seule peuvent suffire, mais les mesures pendant les périodes de houles améliorent sensiblement les résultats. La période de mesures de calibration peut alors être réduite à un ou deux jours.

3.4 Validation sur les profils verticaux

La validité sur la colonne d'eau de la calibration de la mesure acoustique de turbidité a été vérifiée sur plusieurs profils verticaux de concentration massique obtenus par l'ADCP et par l'OBS-3 (Fig. 8). Les structures observées par le capteur optique sont bien retrouvées avec la mesure ADCP. Une couche turbide de fond est observée, dont l'épaisseur et la structure varient en fonction de l'heure marée. Au dessus, les concentrations sont inférieures à 10 mg.l⁻¹. A mi-marée (flot) (Fig. 8a), les profils sont un

peu moins bien corrélés du fait de la plus grande dynamique dans la zone. La concentration à 1,50 m du fond atteint les 30-35 mg.l⁻¹. A pleine mer (Fig. 8b), le gradient de concentration est quasi linéaire entre 7 m et 1,50 m du fond, la concentration passe de 2 à 20 mg.l⁻¹. Les profils de l'OBS-3 vont plus près du fond et montrent un gradient bien plus fort dans le dernier mètre, avec une concentration massique atteignant 30 mg.l⁻¹. Ce jour là, la mer était très calme et des houles longues de très faible amplitude ont été observées à certains moments de la journée, elles étaient imperceptibles au moment des profils mais peuvent avoir eu une influence sur les signaux de turbidité.

Ces résultats montrent que la calibration du signal ADCP avec des mesures indépendantes à un seul niveau, fixe par rapport au fond, suffit à exploiter le signal ADCP sur toute la colonne d'eau. Notons que cela est possible aussi parce que dans ces conditions hivernales, les particules présentes dans la colonne d'eau sont essentiellement minérale et probablement de nature homogène (la source étant le fond). Finalement, à partir de cette calibration (8), la concentration massique sur toute la colonne d'eau et pour toute la série temporelle, peut se calculer en fonction de l'indice de rétrodiffusion *IV* (Fig. 9). De même qu'avec l'observation de *IV*, l'influence de la marée et des houles est ici visible. Pendant la période de houles de 2 m, les concentrations atteignent 25 mg.l⁻¹ vers 5-6 m du fond, et sont de l'ordre de 15 mg.l⁻¹ jusqu'à mi-profondeur. En fin de période (ME sans houle), les concentrations sont inférieures à 5 mg.l⁻¹ dans la colonne d'eau, et inférieures à 10 mg.l⁻¹ entre 1,5 et 3 m du fond. Une variabilité semi-diurne est observée, qui est corrélée aux périodes de flot de la marée, bien plus fort que le jusant au fond (Fig. 6), et renforçant le forçage des houles. Le déphasage des pics de MES avec la VE pourrait être lié à l'inertie entre la remise en suspension et la sédimentation lente des particules fines, mais aussi à l'effet des houles sur l'état de compaction du sédiment. Il y a donc une interaction forte entre le forçage par la marée et celui des houles. La modélisation numérique permettra d'aller plus loin dans l'interprétation.

4 Conclusion

A partir de l'intensité rétrodiffusée des ADCP, un indice de rétrodiffusion volumique *IV* (dB ref. 1m³) a été calculé, en corrigeant des pertes de transmission et en considérant les caractéristiques propres des transducteurs ainsi que la baisse du niveau émis en fonction de l'énergie des piles. Cet indice permet une mesure acoustique de la turbidité, mettant en évidence l'effet de la marée et des houles dans notre zone d'étude. Pour quantifier cette turbidité en concentration massique, une calibration de *IV* a été obtenue avec des mesures indépendantes d'un turbidimètre optique, placé au niveau de la première cellule ADCP. Il a été montré que cette calibration est satisfaisante même lorsqu'elle est faite sur une courte période, à condition que la dynamique des MES soit suffisante. Cette variabilité est observée en vive-eau et surtout pendant des périodes de houles, modulées par la marée. De plus, avec une calibration à un seul niveau, la relation est applicable sur toute la colonne d'eau et les profils verticaux de concentration massique obtenus alors ont été validés par comparaison à des profils indépendants.

Remerciements :

Merci à H. Jestin, et P. Bassoullet (IFR/DYNECO/PHYSED) ainsi qu'aux plongeurs IFREMER X. Caisey, J.F. Bouget, C. Mingant et D. Clech', qui ont participé à la mise en place et la récupération du mouillage. Nous remercions D. Lucas pour sa participation au mouillage avec le Kreiz Ar Mor ainsi que l'équipage du Gwen-Drez pour le relevage. Merci à M. Legathe (Affaires Maritimes de Piriac) pour son concours et à S. Breerette (IFR/STH/LBP) pour ses contacts auprès des professionnels de la pêche. Nous remercions aussi P. Cann (IFR/DYNECO/PHYSED) et J. Chauvin (IFR/LER La Trinité) pour les mesures effectuées à bord de la vedette Mesklec. Merci à M. Derrien et Y. Le Gall (IFR/TSI/AS) pour la calibration en bassin de l'ADCP.

Références :

- [1] K.L. Deines, Backscatter estimation using broadband ADCP, RD Instruments Application Note FSA-008 (1999).
- [2] A. Downing, P.D. Thorne, C.E. Vincent, Backscattering from a suspension in the near field of a piston transducer, Journal of the Acoustical Society of America 97(3) 1614-1620, 1995.
- [3] B. Ferré, K. Guizien, X. Durrieu de Madron, A. Palanques, J. Guillén, A. Grémare, Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner-shelf of the Gulf of Lion (NW Mediterranean), Continental Shelf Research, in press, 2005.
- [4] R.E. Francois, G.R. Garrison, Sound absorption based upon ocean measurement, part II, Journal of the Acoustical Society of America 72(6) (1982) 1870-1890.

- [5] J.W. Gartner, Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California, *Marine Geology* 211 (2004) 169-187.
- [6] L.J. Hamilton, Z. Shi, S.Y. Zhang, Acoustic backscatter measurements of estuarine suspended cohesive sediment Concentration Profiles, *Journal of Coastal Research*, 14(4) (1998) 1213-1224.
- [7] Z. Shi, L.F. Ren, L.J. Hamilton, Acoustic profiling of fine suspension concentration in the Chnagjiang estuary, *Estuaries* 22(3A) (1999) 648-656.
- [8] G.P. Holdaway, P.D. Thorne, D. Flatt, S.E. Jones, D. Prandle, Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration, *Continental Shelf Research* 19 (1999) 421-441.
- [9] X. Lurton, *Acoustique sous-marine, présentation et applications*, Editions IFREMER, 110 pp., 1998.
- [10] T.K. Stanton, Differences between sound scattering by weakly scattering spheres and finite-length cylinders with applications to sound scattering by zooplankton, *Journal of the Acoustical Society of America* 103(1) (1998) 254-264.
- [11] P.D. Thorne, D.M. Hanes, A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes, *Continental Shelf Research* 22 (2002) 603-632.
- [12] P.D. Thorne, P.J. Hardcastle, R.L. Soulsby, Analysis of acoustic measurements of suspended sediments, *Journal of Geophysical Research* 98(C1) (1993) 899-910.]

Liste des tableaux :

Tableau 1 : Valeur des coefficients a et b de la relation $IV / 10\log_{10}(M)$ (8) pour différentes périodes de l'enregistrement ADCP (Fig. 6) et écart quadratique moyen EQ (%) associé, calculé sur l'ensemble de la série temporelle des concentrations massiques.

Table 1 : Values of coefficients a and b of relation $IV / 10\log_{10}(M)$ (8), for different periods of ADCP recording (Fig. 6) and root mean square error EQ (%), calculated with the whole time series of mass concentration.

Liste des figures :

Fig. 1 : Schéma du mouillage et géométrie de la mesure ADCP.

Fig. 1 : Schema of mooring and geometry of ADCP measurement

Fig. 2 : Situation de la zone d'étude, position du mouillage.

Fig. 2 : Location of study area and mooring.

Fig. 3 : Indice de rétrodiffusion volumique (dB ref. 1m^3) en fonction du temps (exprimé en jour julien depuis le 01/01/2005) et de la hauteur par rapport au fond (m).

Fig. 3 : Evolution of volume target strength (dB ref. 1m^3), with time in Julian days (from 01/01/2005), and with height above bottom (m).

Fig. 4 : Relation entre l'indice de rétrodiffusion volumique de la cellule 1 de l'ADCP et la concentration massique estimée par le turbidimètre TBD à 1,50 m du fond. Les points mesurés pendant la vive-eau sans houle sont en noir (P1), les croix indiquent les mesures pendant la période de vive-eau avec des houles longues (P2). La corrélation indiquée est faite sur la série complète P0 (points gris).

Fig. 4 : Scatter plot of volume target strength of ADCP bin 1 and mass concentration from the turbidimeter TBD at 1.50 m a.b. Recording during spring water only (P1) are in black points, crosses are measurements during spring water plus long waves (P2). The correlation is calculated with the whole time series P0 (gray points).

Fig. 5 : Séries temporelles de la concentration massique (mg.l^{-1}) à 1,50 m du fond, estimée avec la mesure optique (TBD) (gris) et la mesure acoustique (ADCP) (noir).

Fig. 5 : Time series of mass concentration (mg.l^{-1}) at 1.50 m a.b., estimated from optic measurement TBD (gray) and from acoustic measurement ADCP (black).

Fig 6 : Grandeurs physiques mesurées par l'ADCP 1200 kHz. (a) Concentration massique dans la cellule 1 (F+1,50 m) ; (b) hauteur significative de houle ; (c) Période du Pic ; (d) Hauteur d'eau ; (e) Intensité du courant horizontal dans la cellule 1 (F+1,25m). Les périodes retenues pour les différentes calibrations sont délimitées par les traits verticaux.

Fig. 6 : Physical parameters obtained with ADCP 1200 kHz. (a) mass concentration in bin 1 (F+1.50m) ; (b) waves significant height ; (c) pic period ; (d) water depth ; (e) horizontal current velocity in bin 1 (F+1.25m). Selected periods for tested calibrations are delimited with vertical lines.

Fig. 7 : Séries temporelles de la concentration massique (mg.l^{-1}) à 1,50 m du fond, estimée avec le TBD (trait gris) et avec l'ADCP, calibré sur la période P2 (trait noir), et sur la période P6 (points noirs).

Fig. 7 : Times series of mass concentration (mg.l^{-1}) at 1.50 m a. b., estimated from TBD (gray line) and from ADCP, calibrated with P2 period (black line) and P6 period (black points).

Fig. 8 : Profils de concentration massique (mg.l^{-1}) estimés avec la mesure ADCP (trait) et la mesure OBS-3 (points), jour 39 (a) mi-marée, (b) pleine mer.

Fig. 8 : Profiles of mass concentration, estimated from ADCP (line) and from OBS-3 (points), day 39 (a) half tide, (b) high tide.

Fig 9 : Evolution temporelle de la concentration massique (mg.l^{-1}), estimée par mesure acoustique (ADCP), sur toute la colonne d'eau.

Fig. 9 : Time series of mass concentration (mg.l^{-1}) in water column, from acoustic measurement (ADCP).

P	Caract.	a	b	EQ(%)
0	tout	0.548	38.34	17.60
1	VE	0.491	35.55	21.93
2	VE+h.l.	0.526	37.24	18.22
3	VE+h.	0.476	35.73	18.98
4	=1 à 3	0.530	37.59	17.46
5	ME+h.	0.615	41.00	20.34
6	ME	0.3249	25.77	62.08

Tableau 1

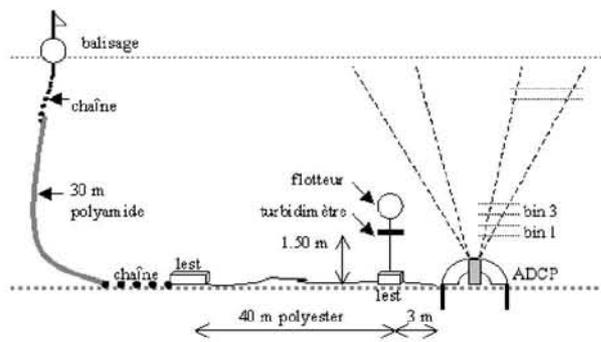


Fig. 1

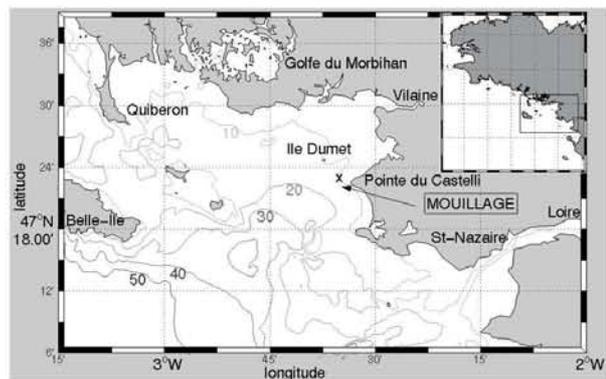


Fig. 2

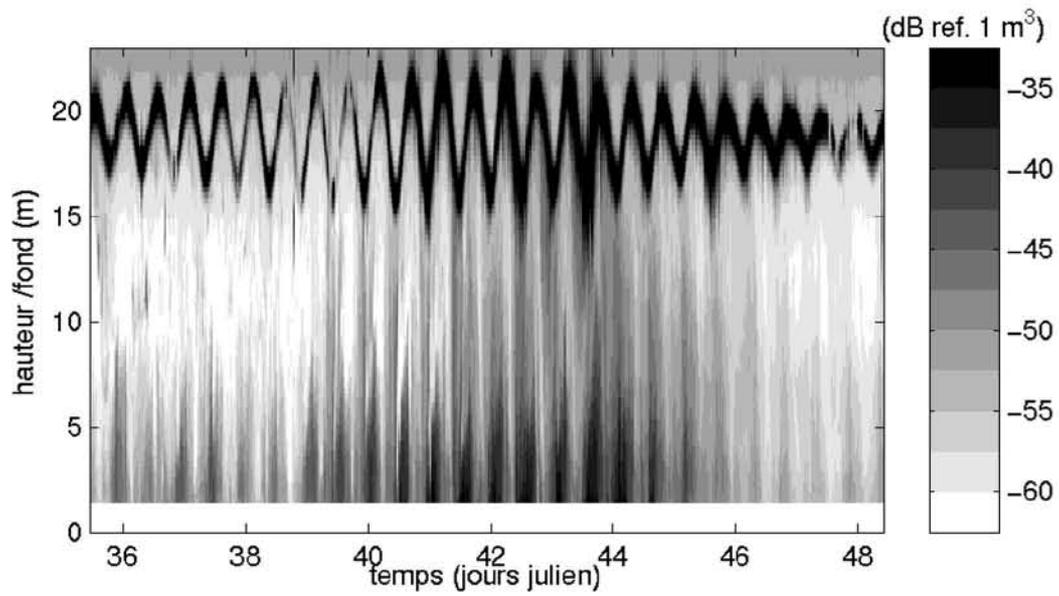


Fig. 3

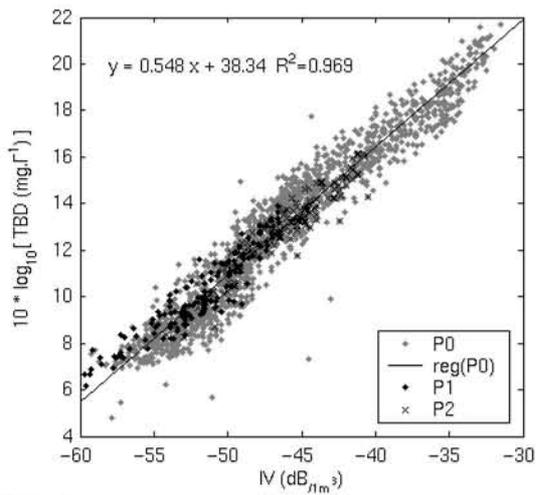


Fig. 4

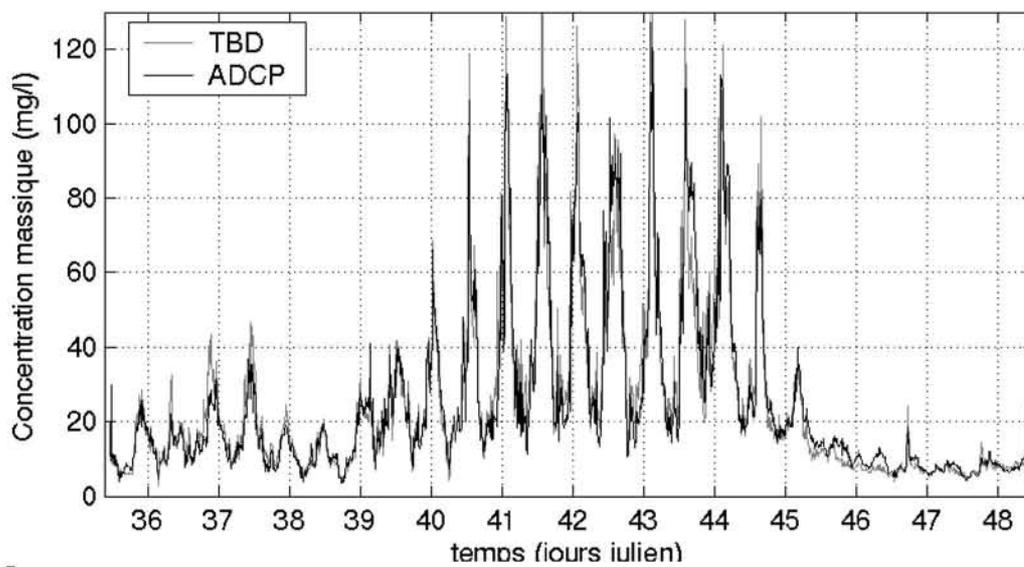


Fig. 5

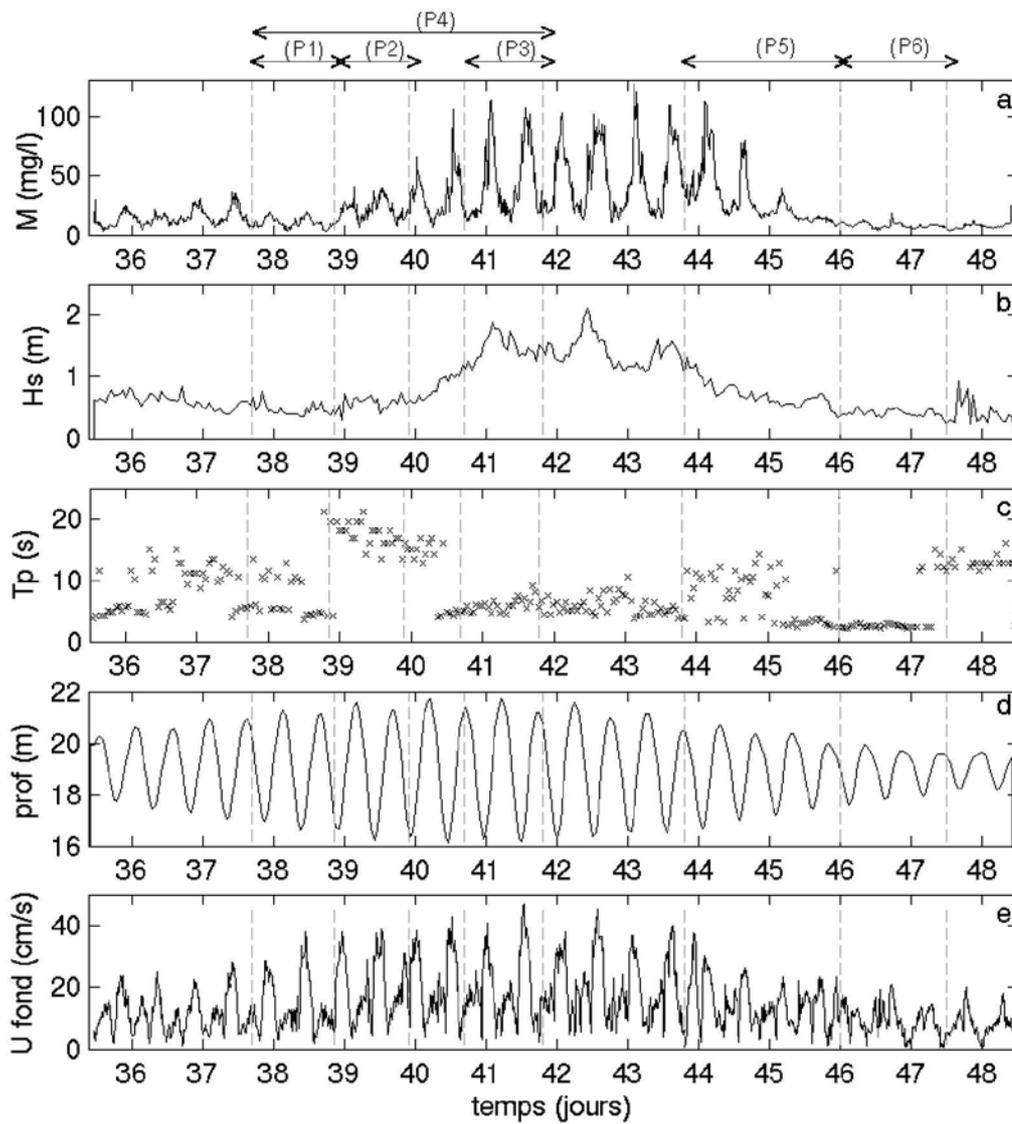


Fig. 6

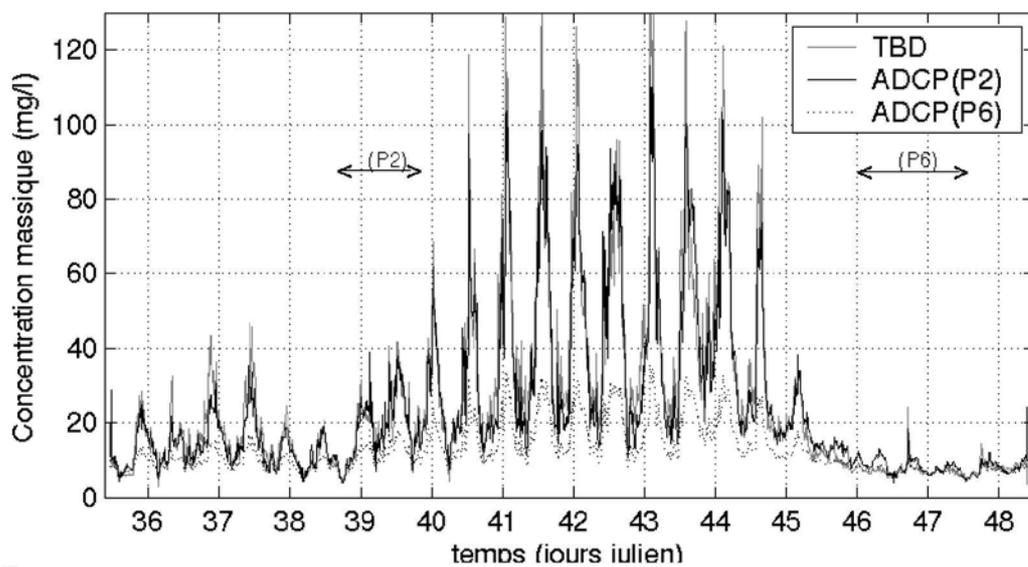


Fig. 7

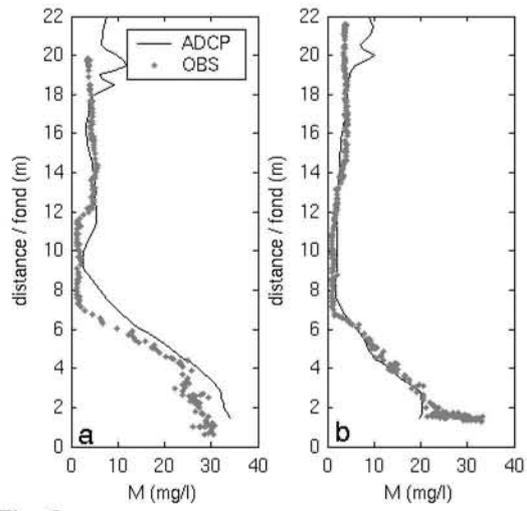


Fig. 8

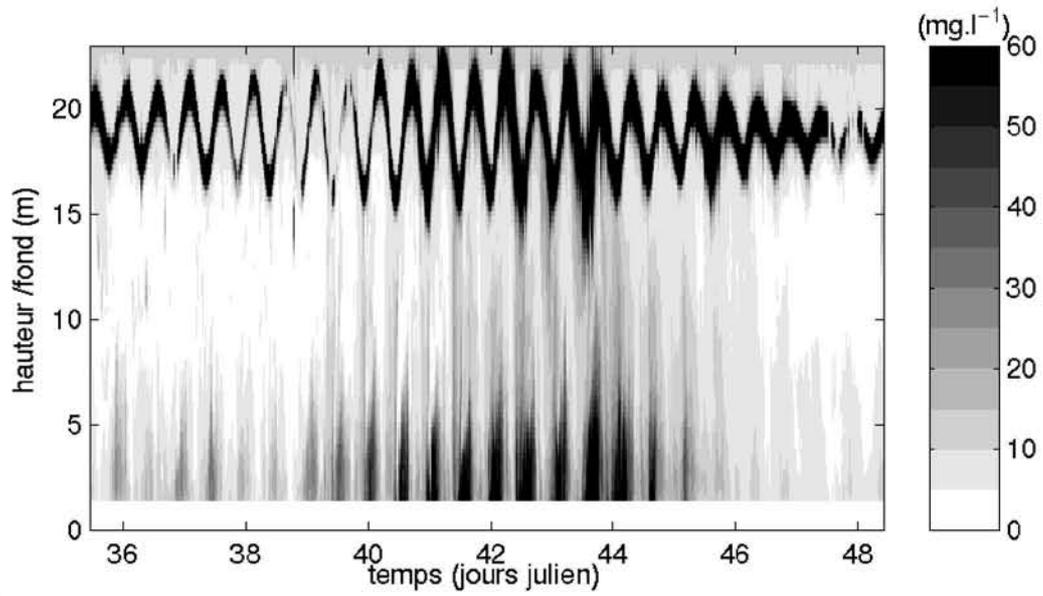


Fig. 9

Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : L'exemple de la région marine Bretagne Sud.

L'étude des variabilités spatio-temporelles des turbidités en Bretagne Sud a été entreprise en associant les résultats des campagnes hydrologiques, des suivis in-situ au point fixe, des observations satellitales et une modélisation numérique 3D déterministe. La synthèse des observations antérieures montre un gradient côte-large des concentrations qui ne dépassent guère les 30 mg/l au delà de la zone littorale. Des profileurs acoustiques (ADCP) ont été mouillés pour mesurer les courants, les vagues et la dynamique des particules fines associée à ces forçages. A partir du signal rétrodiffusé, les séries temporelles de concentration massique sur toute la colonne d'eau ont été déduites, les valeurs peuvent atteindre 100 mg/l à 1.50 m du fond pendant les événements de houles, à l'entrée de la baie de Vilaine. La calibration empirique du signal rétrodiffusé avec des mesures indépendantes de turbidité s'est révélée très satisfaisante et plus efficace que l'inversion d'un modèle de rétrodiffusion, du fait des incertitudes instrumentales et environnementales. Ces mesures au point fixe ont permis de calibrer un modèle hydro-sédimentaire (MARS-3D/SIAM) en configuration quasi-réaliste (marée, vent, apports par les fleuves, couverture sédimentaire), avec une paramétrisation simple des processus sédimentaires (érosion, dépôt). Le forçage des vagues est issu du modèle SWAN. Les résultats de 5 mois de simulation montrent l'importance des circulations liées au vent et de la structure hydrologique dans la répartition spatiale des turbidités, qui restent principalement générées par les houles. Les concentrations moyennes par secteurs et les flux de matière sont aussi estimés.

Mots-clefs : turbidité, circulations, vagues, profileur acoustique de courant, rétrodiffusion acoustique, modèle numérique MARS-3D, Bretagne Sud

Characterization of water turbidity and its dynamics : The South Brittany coastal zone (France) as a case study.

The space and time turbidity variability in Southern Brittany was studied, from the combination of results of hydrological campaigns, long-term instrumented moorings, satellite observations and 3D process-based numerical modelling. Previous observations exhibit a cross-shore concentration gradient with values hardly exceeding 30 mg/l beyond the littoral zone. Acoustic profilers (ADCP) were moored to measure currents, waves and the associated dynamics of fine particles. Time series of mass concentration in the whole water column were estimated from the analysis of the backscattered signal. During wave episodes, values can reach 100 mg/l at 1.50 m above bottom, just outside the Bay of Vilaine. The empirical calibration of the signal with independent measurements of turbidity is very satisfactory and more efficient than the inversion of a backscattering model, due to instrumental and environmental uncertainties. These data were used to calibrate a hydrodynamic and sediment transport numerical model (MARS-3D/SIAM) in a realistic configuration (tide, wind, river flows, sediment cover) with a simple parameterization of sedimentary processes (erosion, deposition). Wave forcing is computed with SWAN model. Results of a 5 months simulation show the important role of wind circulations and hydrological structures on the spatial distribution of turbidity, which is mainly generated by waves. Mean turbidity levels and fluxes in specific areas are also estimated.

Key-words : turbidity, circulations, waves, acoustic current profiler, acoustic backscattering, MARS-3D numerical model, Southern Brittany