

Thèse de Doctorat

Spécialité : Océanographie Physique

par

Nicolas Guillou

**Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond
et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique
et la dynamique sédimentaire en zone subtidale -
applications en Manche orientale et à la pointe de la
Bretagne**

Sous la direction de Georges Chapalain

soutenue le 13 novembre 2007 devant la commission suivante :

Pr. Alain Colin de Verdière, LPO, UBO, Brest, Président

Dr. Claude Estournel, Directrice de Recherche CNRS, LA, Toulouse, Rapporteur

Pr. Philippe Fraunié, LSEET, Université de Toulon et du Var, La Garde, Rapporteur

Dr. Thierry Garlan, Ingénieur civil, SHOM, Brest, Examineur

Dr. Pierre Le Hir, Ingénieur-Chercheur, IFREMER, Examineur

Dr. Philippe Sergent, Directeur Scientifique, CETMEF, Examineur

Dr. Georges Chapalain, Chargé de Recherche CNRS, LEMAR, IUEM, Brest, Directeur de Thèse

Remerciements

Je tiens à exprimer ma gratitude à :

- Messieurs Geoffroy Caude, directeur du Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales (CETMEF) et Joël L'Her, chef du Département Environnement Littoral et Cours d'Eau (DELCE) du CETMEF, de m'avoir permis d'effectuer ce travail de doctorat dans le cadre de mon affectation ;

- et Monsieur Laurent Memery, directeur du Laboratoire des sciences de l'Environnement MARin (LEMAR), de m'avoir accueilli au sein de son unité de recherche.

Je voudrais aussi remercier tous ceux qui m'ont aidé à réaliser ce travail :

- Monsieur Georges Chapalain, directeur de thèse, pour sa disponibilité, la qualité de ses conseils en océanographie physique tant en expérimentation qu'en modélisation et l'aide précieuse apportée au cours de la rédaction ;

- Madame Claude Estournel et Monsieur Philippe Fraunié pour leur travail de rapporteur ;

- Monsieur Alain Colin de Verdière pour sa tâche de président de jury ;

- Messieurs Thierry Garlan, Pierre Le Hir et Philippe Sergent pour leur rôle d'examineur ;

- Messieurs Dominique Astruc et Laurent Thais pour leur participation à mon comité de thèse et les conseils qu'ils m'ont prodigués ;

- Monsieur Eric Duvieilbourg pour son implication dans la programmation et le déploiement des instruments ;

- Messieurs Gérard Goasguen, Guy Amis et Alain Le Berre, du Groupe Métrologie et Données Littorales (GMD) du département DELCE, pour leurs diverses aides techniques ;

- Monsieur David Morellato pour le temps consacré au traitement de certaines mesures présentées dans ce mémoire, notamment SAMBA, S4DW et VECTOR ;

- Monsieur Fabrice Arduin pour la mise à disposition d'équipements du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et la fourniture des spectres WW3 aux conditions limites de la Mer d'Iroise ;

Remerciements

- les capitaines et les équipages du Navire Océanographique de l'Institut National des Sciences de l'Univers et du Centre National de la Recherche Scientifique (INSU-CNRS) « Côtes de la Manche » pour leur efficacité au cours des deux campagnes à la mer auxquelles j'ai participé ;
- les plongeurs du LEMAR pour leur intervention sur les instruments ;
- la Subdivision des Phares et Balises de Brest pour leur soutien logistique lors de l'embarquement et du débarquement des matériels ;
- Monsieur Alain Leprêtre du Laboratoire d'Ecologie Numérique et d'Ecotoxicologie de l'Université des Sciences et Technologies de Lille (USTL) pour ses précieux conseils relatifs à l'utilisation de la technique d'interpolation des distributions granulométriques ;
- Monsieur Louis Cabioch pour son aide dans le rassemblement des données granulométriques des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche », ainsi que pour ses commentaires éclairés sur la dynamique de la Manche ;
- Mesdemoiselles Coralie Raffin et Sorcha Ni Longphuirt et Monsieur Claude Augris pour les données granulométriques qu'ils ont acceptées de me transmettre ;
- Messieurs Thierry Garlan et Patrick Guyomard du SHOM qui m'ont permis d'analyser par granulométrie laser les échantillons de sédiment de fond récoltés en Baie de Douarnenez et en Rade de Brest ;
- Monsieur Christian Tartu du LEMAR pour la filtration de prélèvements d'eau ;
- Monsieur Robert Lafite, directeur du département de géologie de l'Université de Rouen, d'avoir mis à ma disposition les résultats des traitements granulométriques par compteur coulter d'échantillons récoltés durant la campagne DIVERFLUX ;
- Monsieur Jean-Claude Salomon dont j'ai utilisé les données bathymétriques en Manche orientale ;
- le SHOM pour la transmission *via* la convention UBO-SHOM des données bathymétriques en Mer d'Iroise traitées par Monsieur Iwan Le Berre que je remercie ici également ;
- Messieurs Bernard Simon du SHOM et José Ozer du Management Unit of the North Sea Mathematical Models (MUMM) pour la mise à disposition des constantes harmoniques de marée aux limites des deux domaines d'étude ;
- Monsieur Michel Benoit et Madame Florence Lafon du Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE) d'EDF pour l'extraction et la fourniture des conditions de houle regroupées dans l'atlas numérique d'états de mer le long des côtes françaises construit dans le cadre de la collaboration EDF R&D-LNHE et le CETMEF ;
- Météo-France pour la mise à disposition de données de vent ;
- Messieurs Emmanuel Taboré, Eric Hardy et Alain Le Mercier, informaticiens à l'In-

Remerciements

stitut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et au LEMAR, de leur aide, notamment pour l'accès au pôle de calcul intensif pour la mer NYMPHEA qui s'est mû depuis peu en pôle de Calcul PARallèle Mutualisé pour l'Océanographie et la Recherche CAPARMOR ;

- Monsieur André Simon du CETMEF pour la réalisation de certaines figures de mon mémoire ;

- le personnel de l'IUEM en général et du LEMAR en particulier.

Je remercie enfin mes proches de leur soutien au cours de ces années de thèse.

Résumé

Les processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires subtidiaux sont étudiés dans le domaine côtier macrotidal de la Manche élargi à la pointe de la Bretagne. Deux sous-environnements localisés à ses confins et contrastés en termes de géométrie du trait de côte et de conditions hydrodynamiques de marée et de houle retiennent notre attention : le détroit du Pas-de-Calais et son littoral méridional, et la Mer d'Iroise et la Baie de Douarnenez. L'attention y est portée sur diverses modalités d'influence de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond, de la houle *via* son interaction avec le courant en couche limite benthique et du vent sur la circulation et la dynamique sédimentaire côtières.

L'hétérogénéité constitutive et spatiale des sédiments de fond est prise en compte par l'application d'une procédure nouvelle d'interpolation spatiale des distributions granulométriques aux noeuds des grilles de calcul numérique. Appliquée et validée en Manche orientale et centrale et en Mer d'Iroise proche, cette technique couplant une analyse factorielle sphérique et une série de krigeages restitue de manière réaliste les distributions granulométriques en respectant les gradients sédimentaires. Une évaluation plus poussée, menée en Baie de Douarnenez à partir d'un échantillonnage spécifique a permis d'optimiser la technique en termes de nombre d'axes factoriels et de densité d'échantillons à retenir.

L'approche méthodologique mise en oeuvre combine et confronte expérimentations *in situ* et modélisation numérique.

Le volet expérimental concerne l'acquisition par des échantillonneurs et une instrumentation multiparamétrique des données relatives à la distribution granulométrique des sédiments de fond, aux paramètres hydrodynamiques moyens et turbulents, et sédimentaires de la teneur en matière en suspension à travers la colonne d'eau et tout particulièrement dans la couche limite de fond, pour différentes situations météo-océanographiques (marée, houle, vent).

La modélisation, de type multi-échelles spatiales, est basée sur le couplage des codes de circulation tridimensionnelle (COHERENS) et de propagation spectrale de houle (SWAN), auxquels sont incorporés des modules de transport sédimentaire non-cohésif multiclasse par charriage et suspension, un module spécifique d'interaction houle-courant en couche limite de fond, un module d'évolution morphodynamique et diverses paramétrisations relatives aux rides sableuses de fond et aux processus de masquage/exposition des particules sédimentaires aux agents hydrodynamiques. Le modèle d'interaction houle-courant en couche limite benthique tient compte des variations sur le profil de viscosité verticale moyenne et la vitesse de frottement maximale par la houle. Critique au voisinage des étales de courant, l'approche du flux de dépôt des particules sédimentaires à l'interface eau-sédiment est optimisée par l'implantation d'un sous-maillage vertical de la demi-maille de fond avec un calcul analytique des paramètres hydrodynamiques et numérique des concentrations de sédiment en suspension (CSS).

Les applications de la modélisation en Manche orientale s'inscrivent tout d'abord dans une

approche locale des processus. Dans une optique de validation, les résultats des simulations sont confrontés aux mesures recueillies le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais, aux sites expérimentaux localisés au large de Hardelot, Merlimont et Wimereux. Les interactions entre la bande littorale de sables fins envasés, sa transition vers les substrats grossiers et la variabilité spatio-temporelle de l'hydrodynamique en situation de courant de marée seule sont analysées à travers les contributions spécifiques des diverses classes granulométriques à la CSS totale. L'impact de la houle est également évalué au site de Merlimont au cours d'un coup de vent de Nord. Les interactions mises en évidence sont une modulation de la hauteur de houle par les courants de marée et de leur vitesse orbitale par l'évolution temporelle de la surface libre, et une augmentation des contraintes de cisaillement exercées au fond qui conduisent à des CSS 4 à 7 fois supérieures à celles obtenues en condition de marée seule. Une étude de sensibilité aux différentes paramétrisations relatives au schéma de fermeture de la turbulence et aux rides sableuses de fond pour le site de Hardelot, et au modèle d'interaction houle-courant pour le site de Merlimont est également menée.

Évaluée à point fixe, la modélisation est ensuite exploitée à l'échelle régionale du détroit du Pas-de-Calais pour produire des résultats synoptiques de mises en suspension sur un substrat hétérogène en absence et en présence de houles. Cette démarche d'exploitation de la modélisation est enfin étendue géographiquement à l'échelle de la Manche orientale et centrale et paramétriquement pour examiner les effets de l'hétérogénéité spatiale du substrat sur l'atténuation de la marée par frottement sur le fond et sur les transports en suspension et en charriage qui sont comparés et examinés à travers le phénomène de masquage/exposition.

Les applications effectuées à la pointe de la Bretagne reprennent la démarche précédente en confrontant d'abord les prédictions de houle aux données houlographiques recueillies selon un linéaire côte-large et en exploitant ensuite ces résultats pour simuler les courants et la CSS enregistrée au site de Pentrez, en fond de Baie de Douarnenez. Le développement des rides sableuses de houle en modes « figé » et « non figé » est également présenté au cours de cette période d'expérimentation *in situ*.

L'analyse locale débouche sur la mise en oeuvre de la modélisation à l'échelle de la Baie de Douarnenez pour quantifier les influences respectives des courants de marée seuls, d'une houle de tempête superposée aux courants de marée et du vent. Ces simulations numériques concluent à une dynamique de marée peu active en Baie de Douarnenez induisant peu de mouvement sédimentaire et révèlent un impact fort à la houle et au vent. Divers effets de la houle sur la formation des rides sableuses, leur rôle sur les courants de marée et sur la mise en suspension des sédiments sont notamment mis en évidence et évalués. Aux mises en suspension locales des sites littoraux exposés à la houle se superposent les mises en suspension éloignées du stock de sables fins présents au centre de la Baie de Douarnenez. Le vent altère considérablement la dynamique instantanée et résiduelle de marée, ainsi que les mises en suspension et le transport des sédiments fins.

La discussion des résultats en Manche orientale a enfin motivé une étude théorique présentée en annexe et consacrée aux effets d'un cap de forme gaussienne sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire associées à une marée sinusoïdale seule et superposée à diverses houles et la morphodynamique environnante (formation de bancs en drapeau).

Table des matières

Remerciements	3
Résumé	7
Table des matières	9
Liste des symboles	13
1 Introduction générale	17
2 La Manche et ses abords	25
2.1 Caractéristiques générales de la Manche	27
2.1.1 Nature du substrat superficiel	27
2.1.2 Marée	28
2.1.3 Vent	32
2.1.4 Houle	32
2.1.5 Hydrologie	33
2.1.6 Mises en suspension et flux sédimentaires	33
2.2 Caractéristiques des sous-environnements côtiers et des zones-ateliers . . .	37
2.2.1 Le détroit du Pas-de-Calais et son littoral méridional	37
2.2.2 La Mer d'Iroise et la Baie de Douarnenez	45
3 Observations nouvelles en zones-ateliers	57
3.1 Parc instrumental et traitement de données	58
3.1.1 Bennes à sédiment de fond	58
3.1.2 Bouées houlographiques	58
3.1.3 Courantomètres-houlographes	58
3.1.4 Station d'Acquisition de Mesures Benthique Autonome	59
3.1.5 Echantillonneurs d'eau	62
3.2 Données recueillies	65
3.2.1 Zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais . . .	65
3.2.2 Zone-atelier de la Baie de Douarnenez	77
3.3 Bilan des observations nouvelles	88

4	Interpolation spatiale des distributions granulométriques des sédiments de fond	89
4.1	Rappel de la méthode d'interpolation spatiale	90
4.2	Applications et évaluations de la technique	94
4.2.1	Cas de la Manche orientale étendue	94
4.2.2	Cas de la Mer d'Iroise proche	99
4.2.3	Bilan de l'application de la technique	111
5	Modélisation numérique	113
5.1	Hypothèses générales	116
5.2	Modélisation tridimensionnelle de la circulation	118
5.2.1	Equations moyennes	118
5.2.2	Mélange vertical	119
5.2.3	Mélange horizontal	120
5.2.4	Conditions aux limites	121
5.2.5	Conditions initiales	124
5.2.6	Résolution numérique	124
5.3	Modélisation de la houle	129
5.3.1	Equations générales du modèle SWAN	132
5.3.2	Expression des termes sources et puits	134
5.3.3	Résolution numérique	137
5.4	Interaction houle-courant en couche limite de fond	138
5.4.1	Généralités	138
5.4.2	Approche retenue	143
5.5	Modélisation du transport sédimentaire	146
5.5.1	Généralités	146
5.5.2	Transport en suspension	150
5.5.3	Transport en charriage	166
5.5.4	Evolution morphodynamique	170
5.6	Paramétrisation des rugosités	171
5.6.1	Rides de courant	171
5.6.2	Rides de houle	173
5.7	Synthèse	182
6	Applications en Manche orientale	185
6.1	Analyse locale aux sites expérimentaux	186
6.1.1	Conditions de simulation	186
6.1.2	Site d'Hardelot en condition de marée seule	190
6.1.3	Site de Merlimont en condition de marée seule	205
6.1.4	Site de Merlimont en condition de tempête	218
6.1.5	Site de Wimereux en condition de marée seule	234
6.1.6	Bilan	246
6.2	Analyse régionale dans le détroit du Pas-de-Calais	250
6.2.1	Marée seule	250

6.2.2	Houles de tempête superposées à la marée	261
6.2.3	Bilan	270
6.3	Analyse régionale étendue à la Manche	271
6.3.1	Conditions de simulation	271
6.3.2	Effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dissipation par frottement de l'onde de marée M_2	276
6.3.3	Effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dynamique sédimentaire	282
6.3.4	Bilan	297
7	Applications à la pointe de la Bretagne	299
7.1	Confrontation modèles-mesures aux sites expérimentaux et interprétation .	300
7.1.1	Conditions de simulations	300
7.1.2	Houle	306
7.1.3	Courant et CSS sur le site de Pentrez en avril 2005 (EPIES 1)	316
7.2	Résultats synoptiques	322
7.2.1	Marée seule	322
7.2.2	Houle superposée à la marée	329
7.2.3	Impacts du vent superposé à la marée	346
7.2.4	Bilan	353
8	Conclusions et perspectives	355
	Bibliographie	361
	Liste des figures	381
	Liste des tableaux	407
	Index	409
	Annexes	411
A	Prédictions de surface libre	411
B	Caractéristiques des modèles de circulation et de propagation de houle	413
C	Etude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la marée et de la houle	417
C.1	Introduction	417
C.2	Conditions de simulation	420
C.3	Marée seule	422
C.3.1	Circulation	422
C.3.2	Charriage	428
C.3.3	Suspension	432

Table des matières

C.4	Houles superposées à la marée	441
C.4.1	Houle de Nord	441
C.4.2	Etude de sensibilité	460
C.5	Discussion et conclusions	465
D	Approches théoriques de l'interaction houle-courant	467
D.1	Le modèle de Signell <i>et al.</i> (1990)	467
D.2	Le modèle de Fredsøe et Deigaard (1992)	468
D.3	Le modèle d'abaques de Soulsby <i>et al.</i> (1993)	468

Liste des symboles

A_H	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	coefficient de diffusion turbulente horizontale 120
A_T	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	coefficient de diffusion turbulente verticale 119
$a_{b,rms}$	m	excursion de la houle au fond 136
C_D^b	-	coefficient de frottement de fond 121
C_D^{surf}	-	coefficient de frottement de surface 121
C_i^{bot}	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	concentration de la classe i près du fond 150
C_i^{ref}	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	concentration de référence de la classe i 150
C_{m0}	-	coefficient de Smagorinsky de l'équation des moments 119
C_{s0}	-	coefficient de Smagorinsky de l'équation de transport scalaire 119
c_b	-	concentration volumique du substratum prise égale à 0,65 150
D_{*i}	-	diamètre adimensionnel de la classe i 150
D_i	m s^{-1}	flux de dépôt de la classe i près du fond 150
d_{50}	m	diamètre médian 166
E_i	m s^{-1}	flux érosif de la classe i près du fond 151
E_w	$\text{m}^2 \text{s rd}^{-1}$	densité spectro-angulaire d'énergie des vagues 132
f	-	paramètre de Coriolis 118
f'_{cw}	-	coefficient de frottement de peau au fond en interaction houle-courant 150
f_i	-	disponibilité des sédiments de fond de la classe i 150
f'_w	-	coefficient de frottement de peau au fond pour la houle 173
f_w	-	coefficient de frottement au fond pour la houle 134
g	m s^{-2}	accélération due à la gravité prise égale à 9.81 m s^{-2} 118
H	m	hauteur d'eau totale $H = h + \zeta$ 118
h	m	hauteur d'eau moyenne 118
h_{m0}	m	hauteur significative de houle 81
k	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	énergie cinétique turbulente 119
k_w	rd m^{-1}	nombre d'onde des vagues 132
k_N	m	paramètre de Nikuradse 134
k_f	m	paramètre de Nikuradse de forme 134
k_t	m	paramètre de Nikuradse de "sheet flow" 134
k_s	m	paramètre de Nikuradse de frottement de peau 166
N_p	-	nombre de classes sédimentaires considérées 150

Liste des symboles

N_w	$\text{m}^2 \text{s}^2 \text{rd}^{-2}$	densité spectro-angulaire de variance de l'énergie des vagues 132
Q_c	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	taux de transport par charriage 166
Q_{ci}	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	taux de transport par charriage pour les sédiments de la classe i 170
R	m	rayon de la terre 118
S	psu	salinité de l'eau de mer 118
s	-	densité massique du grain de sable 150
T	°C	température de l'eau de mer 118
t	s	temps 118
\bar{U}	m s^{-1}	composante Ouest-Est de la vitesse intégrée sur la verticale 124
u	m s^{-1}	composante Ouest-Est de la vitesse dans la colonne d'eau 118
u_{*c}	m s^{-1}	vitesse de frottement due au courant au fond 138
u_{*cw}	m s^{-1}	vitesse de frottement totale en interaction houle-courant au fond 138
u_{*surf}	m s^{-1}	vitesse de frottement à l'interface air-mer 121
u_{*wm}	m s^{-1}	vitesse de frottement due à la houle au fond 144
$u_{b,rms}$	m s^{-1}	amplitude de la vitesse orbitale au fond 134
\bar{V}	m s^{-1}	composante Sud-Nord de la vitesse intégrée sur la verticale 124
v	m s^{-1}	composante Sud-Nord de la vitesse dans la colonne d'eau 118
w	m s^{-1}	composante verticale de la vitesse dans la colonne d'eau 118
w_{si}	m s^{-1}	vitesse de chute des particules sédimentaires de la classe i 150
x_1	m	abscisse du point de calcul en convention cartésienne 118
x_2	m	ordonnée du point de calcul en convention cartésienne 118
x_3	m	coordonnée verticale 118
z_0	m	paramètre de rugosité de fond 121
z_{0c}	m	paramètre de rugosité apparente 145
z_{0f}	m	paramètre de rugosité de forme 173
z_{0s}	m	paramètre de rugosité de peau 173
z_{0surf}	m	paramètre de rugosité surfacique 121
z_{0t}	m	paramètre de rugosité de "sheet flow" 173
z_{bi}	m	évolution du fond associée aux sédiments de la classe i 170
γ_0	-	coefficient empirique de resuspension 150
Δt_{2D}	s	pas de temps du mode barotrope 124
Δt_{3D}	s	pas de temps du mode barocline 124
δ_w	m	épaisseur de la couche limite de houle 143
ζ	m	élévation de la hauteur d'eau 118
ε	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$	taux de dissipation turbulente 119
ε_b	-	porosité du lit 170
η_r	m	hauteur des rides sableuses 171
θ_{cri}	-	paramètre de Shields critique des sédiments de la classe i 152
θ'_w	-	paramètre de Shields de frottement de peau pour la houle 173
κ	-	constante de Karman prise égale à 0,4 121
λ	°	longitude 118
λ_r	m	longueur d'onde des rides sableuses 173
ν_H	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	viscosité turbulente horizontale 118

Liste des symboles

ν_T	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	viscosité turbulente verticale 118
ρ_a	kg m^{-3}	masse volumique de l'air prise égale à 1,2 kg m^{-3} 121
ρ_0	kg m^{-3}	masse volumique de l'eau claire prise égale à 1025 kg m^{-3} 118
ρ_s	kg m^{-3}	masse volumique du quartz prise égale à 2650 kg m^{-3} 150
σ	-	coordonnée verticale 118
σ_w	s^{-1}	pulsation intrinsèque des vagues 132
τ_b	N m^{-2}	contrainte de cisaillement du fluide au fond 150
τ_{cri}	N m^{-2}	contrainte de cisaillement critique des sédiments de la classe <i>i</i> 151
τ_{skin}	N m^{-2}	contrainte de cisaillement superficiel moyennée sur une ride sableuse 150
τ_{surf}	N m^{-2}	contrainte de cisaillement exercée à l'interface air-mer par le vent 121
ϕ	°	latitude 118
ϕ_c	-	taux adimensionnel de transport par charriage 166
ϕ_{cw}	rd	angle entre les contraintes dues à la houle et au courant de marée 143
Ψ	-	nombre de mobilité de la houle 173
Ω	rd s^{-1}	vitesse de rotation de la terre 118
ω	rd s^{-1}	pulsation absolue des vagues 132

Chapitre 1

Introduction générale

L'environnement côtier, zone de transition entre l'océan et le continent, se caractérise, à la fois, par une forte production de ressources marines vivantes soutenue par une abondance de nutriments (*e.g.*, Postma, 1988; Postma and Zijlstra, 1988) et par une extrême exposition aux agents météo-océanographiques exacerbés par les petits fonds et aux perturbations anthropiques locales (aménagement, extraction de granulats, rejets) et globales en relation avec les changements climatiques (*e.g.*, Chamley, 2002). De ce fait, cet environnement se trouve en équilibre fragile. Une meilleure connaissance de sa dynamique, au demeurant fort complexe, est fondamentale à sa préservation. La compréhension et la quantification des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires occupe une place privilégiée dans cette problématique.

Assimilable au milieu épicontinental dans son ensemble, le domaine côtier intègre la zone littorale jouxtant le rivage (Figure 1.1). Les profondeurs y déterminent souvent l'accélération des courants et favorisent leur interaction, ainsi que celle des vagues avec le fond, ce qui induit une dispersion et une advection exacerbées des masses d'eau et une mobilisation importante des sédiments sur le fond (Figure 1.2). La limite de la zone littorale est généralement de l'ordre de 30 m, mais varie en fonction des milieux considérés notamment par leur exposition aux conditions de houle (*e.g.*, Wright *et al.*, 1982). Elle atteint ainsi une centaine de mètres sur les plateaux fortement exposés aux houles océaniques (*e.g.* NERC, 1992) et se trouve naturellement réduite dans les zones abritées où le fetch limité réduit la hauteur des houles. La zone littorale comprend la zone intertidale et une partie du domaine subtidal situé à proximité des côtes, qualifié de subtidal proche (Figure 1.1). Des échanges sédimentaires importants se produisent au sein de cette zone de transition. Ils s'inscrivent dans les flux sédimentaires à l'échelle côtière et s'ajoutent aux transports

sédimentaires associés aux courants sagittaux (“rip currents”) qui trouvent leur origine dans le déferlement à l’approche et dans la zone intertidale.

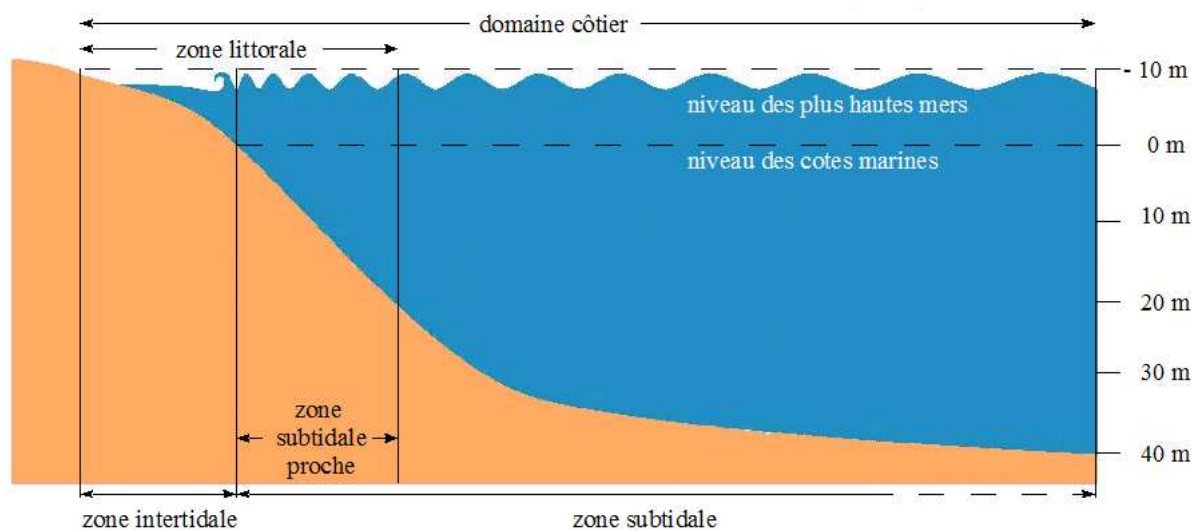


Figure 1.1 – Définition des diverses entités de la zone côtière.

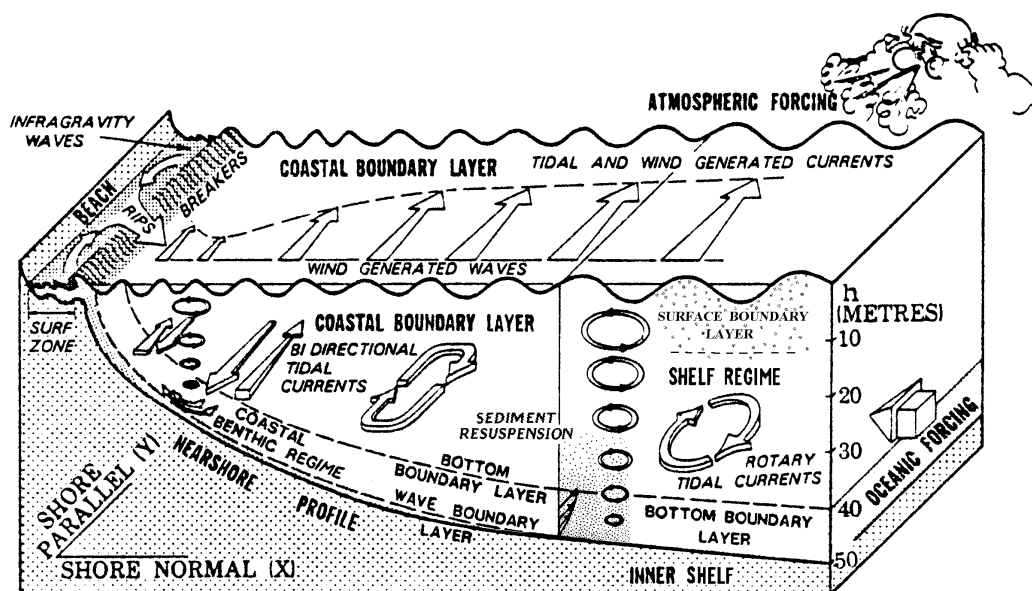


Figure 1.2 – Illustration des principaux processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires côtiers hormis les apports fluviaux (Chapalain, 2004, d’après Wright *et al.*, 1982).

Notre travail se concentrera sur le domaine côtier subtidal de la Manche. L'intérêt scientifique de cet environnement se retrouve dans la littérature pour des problématiques liées à la dynamique de marée (*e.g.*, Howarth et Pugh, 1983; Prandle, 1987, 1993; Salomon *et al.*, 1993; Guéguéniat *et al.*, 1995; Dyer et Moffat, 1998) ou à la quantification des transports sédimentaires associés (*e.g.*, Dupont *et al.*, 1993; Chapalain et Thais, 2000; Lafite *et al.*, 2000). Parmi les mers côtières qui bordent la France, la Manche constitue, sur la plate-forme continentale Est-Atlantique, une région subtidale de faible profondeur (d'une valeur moyenne de 100 m) en regard des profondeurs océaniques (Figure 1.3). A l'opposé des environnements côtiers méditerranéens du Golfe du Lion, ou atlantiques du Golfe de Gascogne, caractérisés par un plateau continental plus réduit, la Manche s'étend sur près de 650 km entre la Mer d'Iroise et le détroit du Pas-de-Calais pour une largeur maximale avoisinant les 250 km. Canalisée par les côtes anglaises et françaises, elle représente une zone de transit pour les particules fluides dont le mouvement, mis en évidence par le suivi des radionucléides artificiels issus de l'usine de retraitement des déchets radioactifs de La Hague (Cotentin) (*e.g.*, Guéguéniat *et al.*, 1995) et à travers la modélisation numérique (*e.g.*, Salomon et Breton, 1991), s'oriente vers la Mer du Nord. Cet environnement est caractérisé par une forte variabilité spatiale des composantes hydrodynamiques (*e.g.*, Salomon et Breton, 1991) et une hétérogénéité des sédiments de fond (*e.g.*, Vaslet *et al.*, 1978; Larsonneur *et al.*, 1982) qui influent sur la composition et la répartition spatiale des mises en suspension. Des taches de turbidité apparaissent ainsi au niveau des sources de fines présentes aux abords des littoraux (Figure 1.4).



Figure 1.3 – Bathymétrie de la plate-forme continentale Est-Atlantique.

Au forçage de marée dominant viennent s'ajouter épisodiquement les effets météorologiques sous forme directe (gradient de pression atmosphérique, contrainte de cisaillement dû au vent) et indirecte (génération des vagues) (Figure 1.2), et localement l'action des gradients de densité thermo-halins aux débouchés d'une série de cours d'eau dont le principal est la Seine.

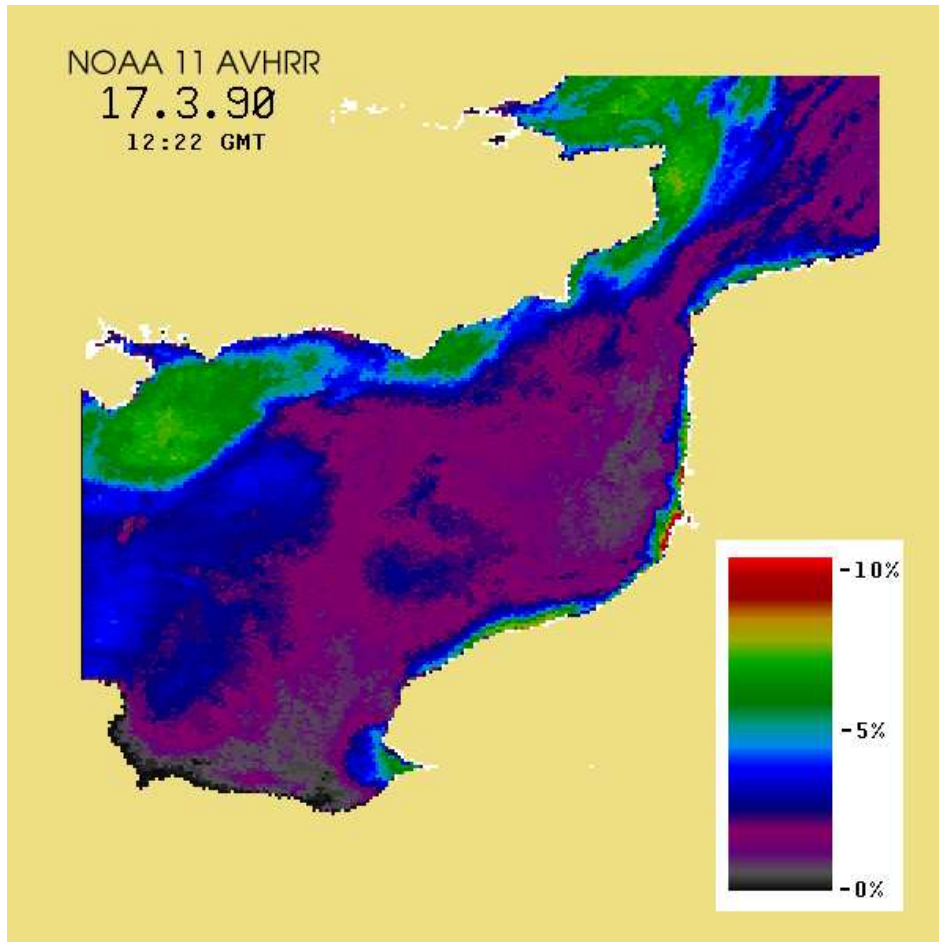


Figure 1.4 – Image NOAA 11 AVHRR de réflectance de surface en Manche orientale (Kergomard *et al.*, 1993).

L'ensemble de ces forçages se solde par la gamme étendue d'échelles spatio-temporelles et énergétiques des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires à intégrer sur le domaine subtidal de la Manche. En matière de transport sédimentaire, toutes les échelles allant de la particule sédimentaire et de la microstructure turbulente jusqu'à la longueur d'onde de la marée et le plateau continental sont concernées (Tableau 1.1). La zone subtidale proche est, par ailleurs, le siège d'interactions complexes entre ces différents forçages. Parmi celles-ci figure le phénomène d'interaction houle-courant en couche limite benthique qui modifie la contrainte totale de cisaillement superficiel exercée sur les particules sédimentaires au fond et la structure verticale de la turbulence exacerbant les mises en

suspension. Si les gradients de flux sédimentaires conduisent à l'évolution bathymétrique des fonds par dépôt et érosion, ces changements induisent en retour une modification des forçages hydrodynamiques locaux responsables des transports sédimentaires qui, par interactions mutuelles, contribue à la complexité de fonctionnement du milieu.

Classes d'échelles	Echelles spatio-temporelles	Entités physiques
Micro-échelle	1 mm - 1 m 0,1 s - 10 s	Couche limite turbulente
Petite échelle	10 m - 100 m 1 mm - 1 heure	Plages, barres, vagues
Moyenne échelle	1 km - 10 km jour - semaine / mois	Avant-côte, tronçon de littoral
Grande échelle	10 km - 100 km \geq Année	Plate-forme continentale

Tableau 1.1 – Diverses échelles spatio-temporelles en présence.

Dans le cadre de ce travail, nous choisissons de porter l'accent sur l'action des forçages de marée, de houle et de vent, et leurs actions sur la dynamique sédimentaire des particules non-cohésives qui prévalent en zone subtidale ouverte. Les effets thermo-halins liés aux apports fluviaux et les échanges thermiques à l'interface air-mer ne sont pas pris en compte. L'étude porte principalement sur deux sous-environnements côtiers localisés aux limites géographiques de la Manche, au niveau :

- du détroit du Pas-de-Calais, étroite zone canalisée de transfert entre la Manche orientale et le Sud de la Mer du Nord, marquée par un trait de côte linéaire et une prédominance des courants de marée soumis épisodiquement à des houles de tempête ;
- et en Mer d'Iroise, zone ouverte aux forçages océaniques de l'Atlantique dont le littoral déchiqueté laisse apparaître des entités littorales contrastées telles que la rade de Brest et la Baie de Douarnenez, cette dernière zone retenant notre attention.

La stratégie d'étude retenue combine et confronte la modélisation numérique et les mesures *in situ*. La modélisation consiste à développer et à coupler des codes tridimensionnels (3D) de circulation et de transport sédimentaire non-cohésif multiclasse, un modèle de propagation spectrale de houle, ainsi que diverses paramétrisations des rugosités de fond. L'approche tridimensionnelle rend notamment possible l'étude de la structure verticale des mises en suspension et des échanges sédimentaires depuis le fond jusqu'à la surface libre. En cohérence avec la variabilité des agents hydrodynamiques incorporés, un effort est consenti pour intégrer la variabilité spatiale du substrat sédimentaire. Cet effort repose sur la mise en place d'une technique originale d'interpolation spatiale des distributions

granulométriques des sédiments de fond échantillonnés. Les développements concernent la prise en compte du phénomène d'interaction houle-courant en couche limite de fond, la quantification précise du flux de dépôt à l'interface eau-sédiment et la paramétrisation de la rugosité du fond *via* la formation des micro-topographies sableuses. La modélisation est confrontée à des mesures effectuées à travers la colonne d'eau dans deux sites-ateliers, le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais et en Baie de Douarnenez. La Figure 1.5 schématise la démarche multi-échelles spatiales mise en oeuvre dans la présente étude. Les mesures concernent la vitesse moyenne du courant, la turbulence, la vitesse de cisaillement près du fond et la concentration de sédiment en suspension (CSS).

Les questions scientifiques posées abordent diverses modalités d'influence de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond et de la houle *via* son interaction avec le courant en couche limite benthique sur la circulation et la dynamique sédimentaire côtières.

Le présent mémoire s'organise comme suit. Après un état des lieux des connaissances relatives à la Manche en général, et au détroit du Pas-de-Calais et à la Mer d'Iroise, en particulier (Chapitre 2), les mesures complémentaires exploitées ou réalisées dans la présente étude sont exposées au Chapitre 3. Le Chapitre 4 est consacré à l'application et à la validation de la technique d'interpolation spatiale des distributions granulométriques des sédiments de fond. Les diverses composantes de la chaîne de modélisation numérique mise en place sont décrites au Chapitre 5 en insistant sur les couplages et les développements originaux entrepris. Les applications de cet outil aux deux environnements retenus sont analysées aux Chapitres 6 et 7 et discutées en termes d'impacts sur la dynamique sédimentaire de la prise en compte de la double hétérogénéité constitutive et spatiale des sédiments et des interactions houle-courant dans un contexte d'environnements tidaux affectés par des forçages annexes de tempête comme la houle et le vent. La discussion des résultats en Manche orientale a enfin motivé une étude théorique présentée en Annexe C et consacrée aux effets d'un cap de forme gaussienne sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire associées à une marée sinusoidale seule et superposée à diverses houles et la morphodynamique environnante (formation de bancs en drapeau).

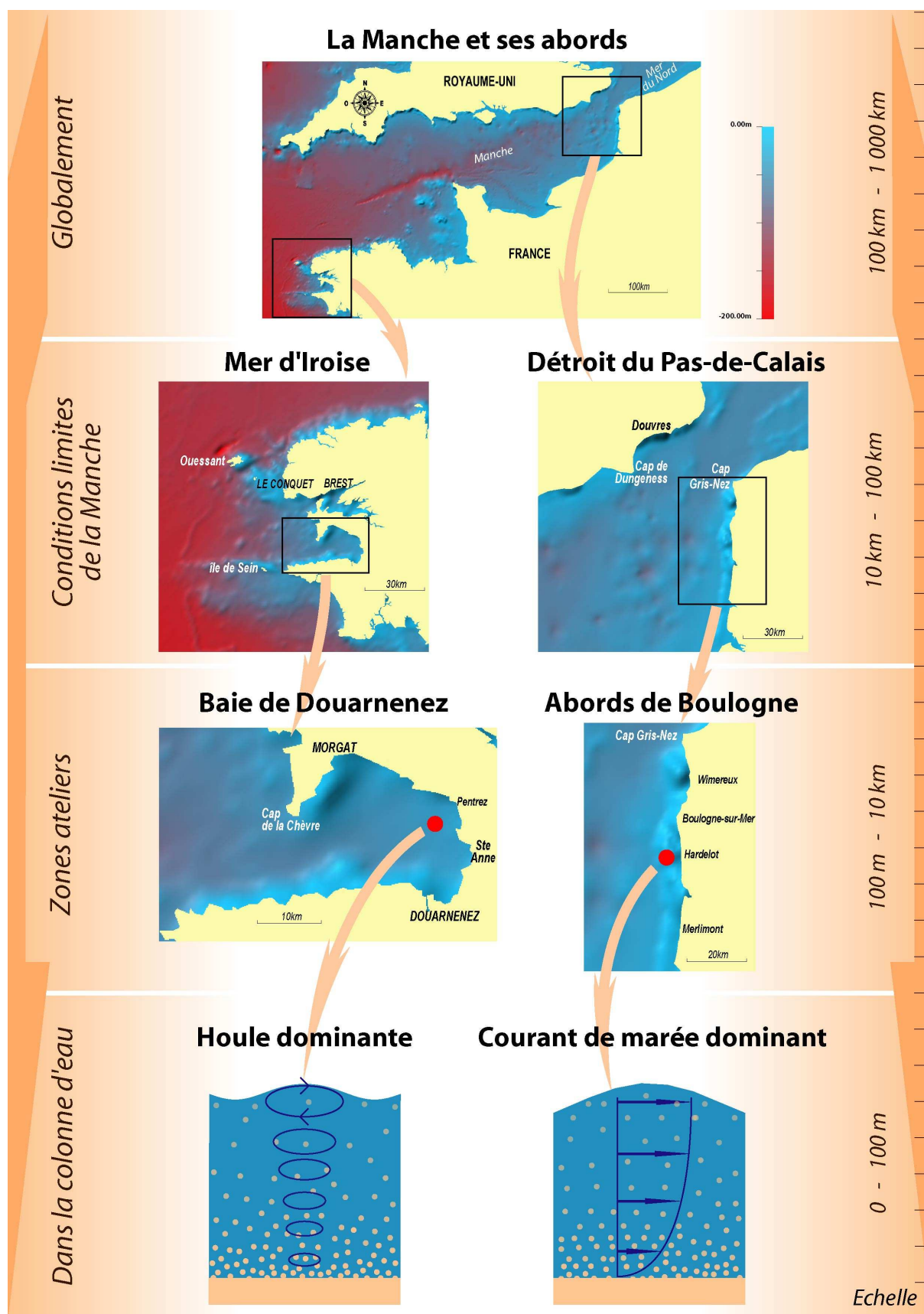


Figure 1.5 – Echelles-clés des processus étudiés.

Chapitre 2

La Manche et ses abords

La Manche, mer épicontinentale située entre la Mer Celtique et la Mer du Nord, baigne plus de 40 % du littoral français (Figure 2.1). Large de 200 km à son entrée, entre la pointe bretonne et le cap Lizard, la Manche débouche en Mer du Nord au niveau du détroit du Pas-de-Calais large de 32 km. La presqu'île du Cotentin, distante des côtes anglaises de seulement 100 km, sépare la Manche en un bassin occidental dont la profondeur moyenne est de 100 m, et un bassin oriental où les profondeurs passent de 120 m à 30 m, en moyenne, dans le détroit du Pas-de-Calais. Son bassin occidental présente quelques dépressions telles que la fosse d'Ouessant (200 m), la fosse de l'île Vierge (130 m), la fosse centrale (175 m) ou la fosse de la Hague (110 m) tandis que le bassin oriental se caractérise par d'imposants bancs combinés à des dunes de sable.

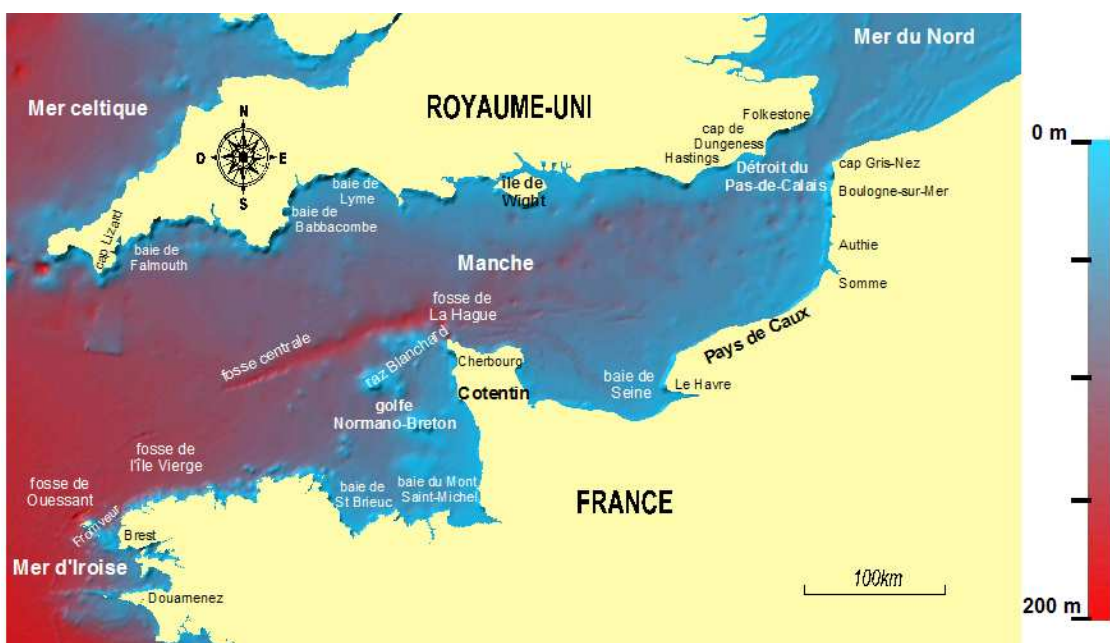


Figure 2.1 – La Manche et ses abords.

Au-delà des bassins occidental et oriental, la Manche peut être décomposée en 7 grands sous-environnements (Figure 2.2). La Manche occidentale présente ainsi une zonation entre sa région septentrionale (zone II) où la décroissance progressive des courants de marée vers la côte anglaise favorise le dépôt de sédiments fins envasés dans les fonds de baie (Baies de Falmouth, Babbacombe et Lyme) et la région méridionale, celle du golfe Normano-Breton (zone III) associée à une forte dynamique de marée (courants supérieurs à 1 m s^{-1}) et le développement de nombreux tourbillons autour des îles et des caps reproduit par la modélisation bidimensionnelle (2D) de Salomon et Breton (1991). Le passage à la Manche orientale s'établit à travers la région située entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight (zone IV) où le resserrement médian de 90 km conduit à une forte accélération des courants. La Baie de Seine (zone V), marquée par une décroissance des conditions de marée, est le réceptacle du principal apport fluvial de la Manche avec un débit moyen de $380 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (*e.g.*, Greco Manche, 1986; Cabioch, 1991). La transition vers la Manche orientale est assurée à travers la zone VI caractérisée par une décroissance progressive des courants vers le Pas-de-Calais. En résumé, les sous-environnements retenus (zones I et VII) correspondent aux deux grands sous-environnements aux limites de la Manche. Ils sont affectés par les processus hydrodynamiques majeurs à l'exception des processus thermohalins. Leur compréhension, notamment grâce aux outils qui y seront appliqués et validés, laisse augurer de leur application pour étudier les traits dominants des autres sous-environnements, à l'exception de la Baie de Seine.

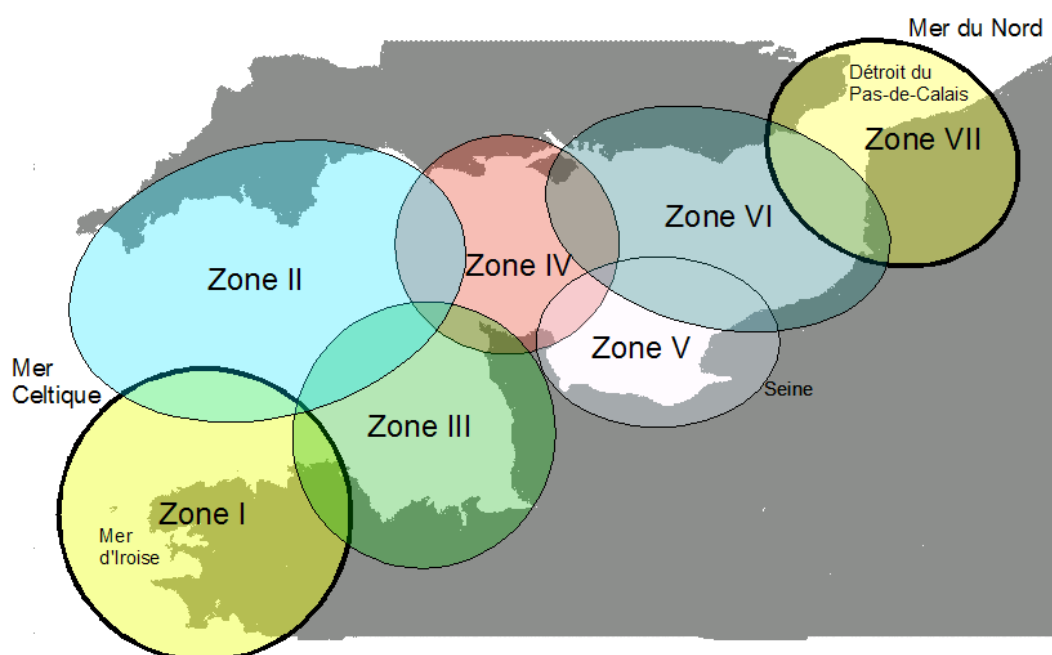


Figure 2.2 – Principales entités constitutives de la Manche et ses abords.

Dans la suite de ce chapitre, seront présentées les principales caractéristiques de l'environnement global de la Manche, puis celles des sous-environnements côtiers retenus dans le cadre de ce travail, à savoir le détroit du Pas-de-Calais et la Mer d'Iroise.

2.1 Caractéristiques générales de la Manche

2.1.1 Nature du substrat superficiel

La connaissance du substrat superficiel repose en grande partie sur la caractérisation des distributions granulométriques des matériaux dispersés sur le fond (vases, silts, sables, cailloutis...) et la localisation des affleurements rocheux. Bien qu'étant anciennes, les données des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » (Cabioch, 1977, 1984) constituent l'une des principales sources d'échantillonnage globalisée de la Manche orientale avec 2638 points localisés sur la Figure 2.3.

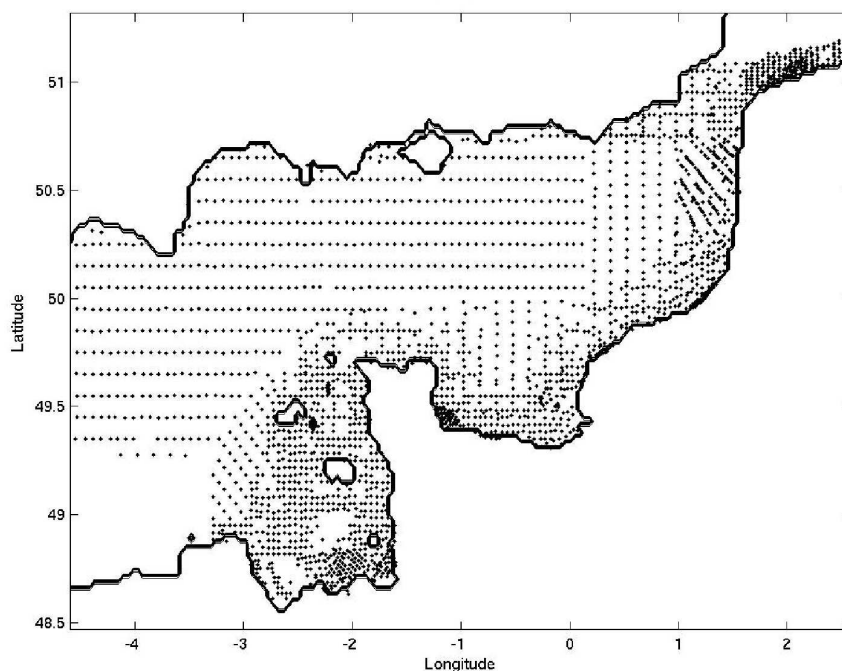


Figure 2.3 – Répartition spatiale des prélèvements des campagnes du programme « RCP 378 Benthos de la Manche ».

La densité spatiale des stations est très variable et dépend de l'hétérogénéité biosédimentaire du milieu qui a gouverné cet échantillonnage, ainsi, bien entendu, que du focus placé sur les eaux côtières françaises. La Baie de Seine, les bancs de sable en Manche orientale, le détroit du Pas-de-Calais et le golfe Normano-Breton ont ainsi fait l'objet d'un

échantillonnage particulièrement dense variant de 5 à 40 échantillons par 10 km² tandis que les fonds centraux n'ont été échantillonnés qu'à raison de 2 échantillons pour 10 km². Stables à l'échelle de quelques années selon Sanvicente Anorve (1995), les variations inter-annuelles entre 1971 et 1976 peuvent être négligées. L'analyse granulométrique de ce jeu d'échantillons a notamment permis la réalisation de cartes sédimentaires qualitatives du substrat superficiel (*e.g.*, Vaslet *et al.*, 1978; Larsonneur *et al.*, 1982) (Figure 2.4). Il ressort que, à l'entrée de la Manche orientale, les dépôts caillouteux demeurent dégagés en raison des forts courants et les séquences sédimentaires de granulométrie décroissent progressivement vers l'Est jusqu'aux sédiments sableux bordant la Baie d'Authie. Les sédiments fins et vaseux restent, quant à eux, confinés dans les fonds de baie et les estuaires tels que la Baie du Mont Saint-Michel, la Baie de Seine et la Baie de Somme du côté français, et les Baies de Babbacombe et de Lyme du côté anglais.

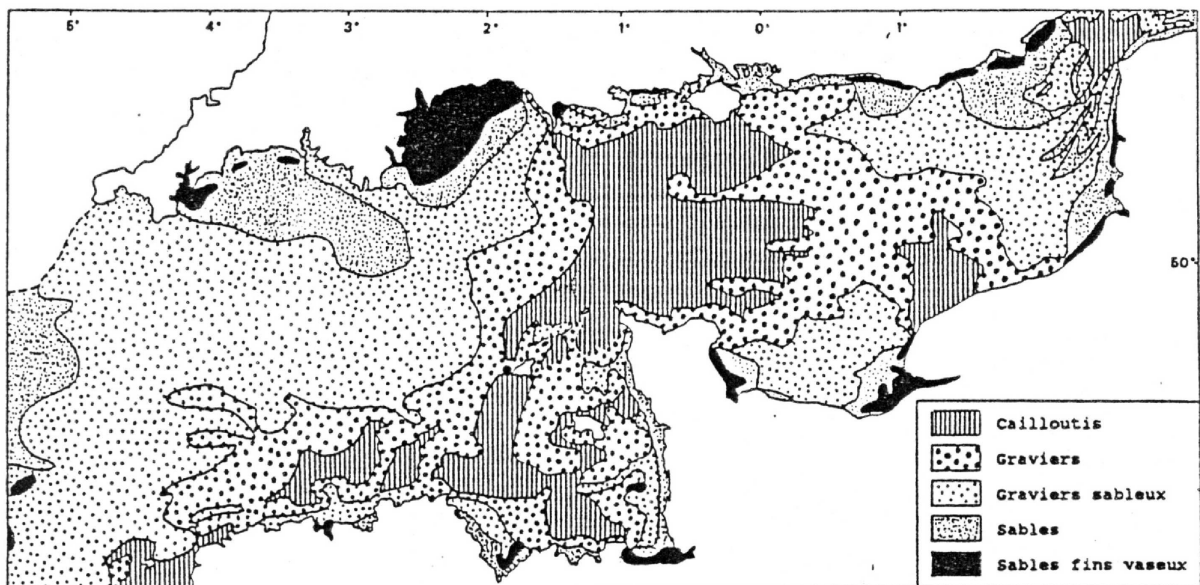


Figure 2.4 – Répartition spatiale des sédiments superficiels en Manche (Larsonneur *et al.*, 1982).

2.1.2 Marée

L'onde la plus importante en Manche est l'onde semi-diurne lunaire M_2 de période 12 heures 24 minutes (Figure 2.5). Sa phase progresse d'Ouest en Est, et les lignes d'isophase se resserrent autour d'un point amphidromique « virtuel » situé à l'Ouest de l'île de Wight, à l'intérieur des terres (SHOM, 1968; Chabert d'Hières et Le Provost, 1978). La différence de phase entre le Nord de la Bretagne et le Pas-de-Calais est de 180°. La mer est ainsi basse à Boulogne-sur-Mer lorsqu'elle est haute en Bretagne Nord et vice versa. L'amplitude de

Caractéristiques générales de la Manche

l'onde M_2 est de 2 m entre l'île de Ouessant et le cap Lizard. Le point amphidromique est associé à une diminution notable du marnage à l'Ouest de l'île de Wight. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ce point, le marnage augmente régulièrement. Il atteint localement 9 m au fond du golfe Normano-Breton et plus de 6 m en Baie de Somme.

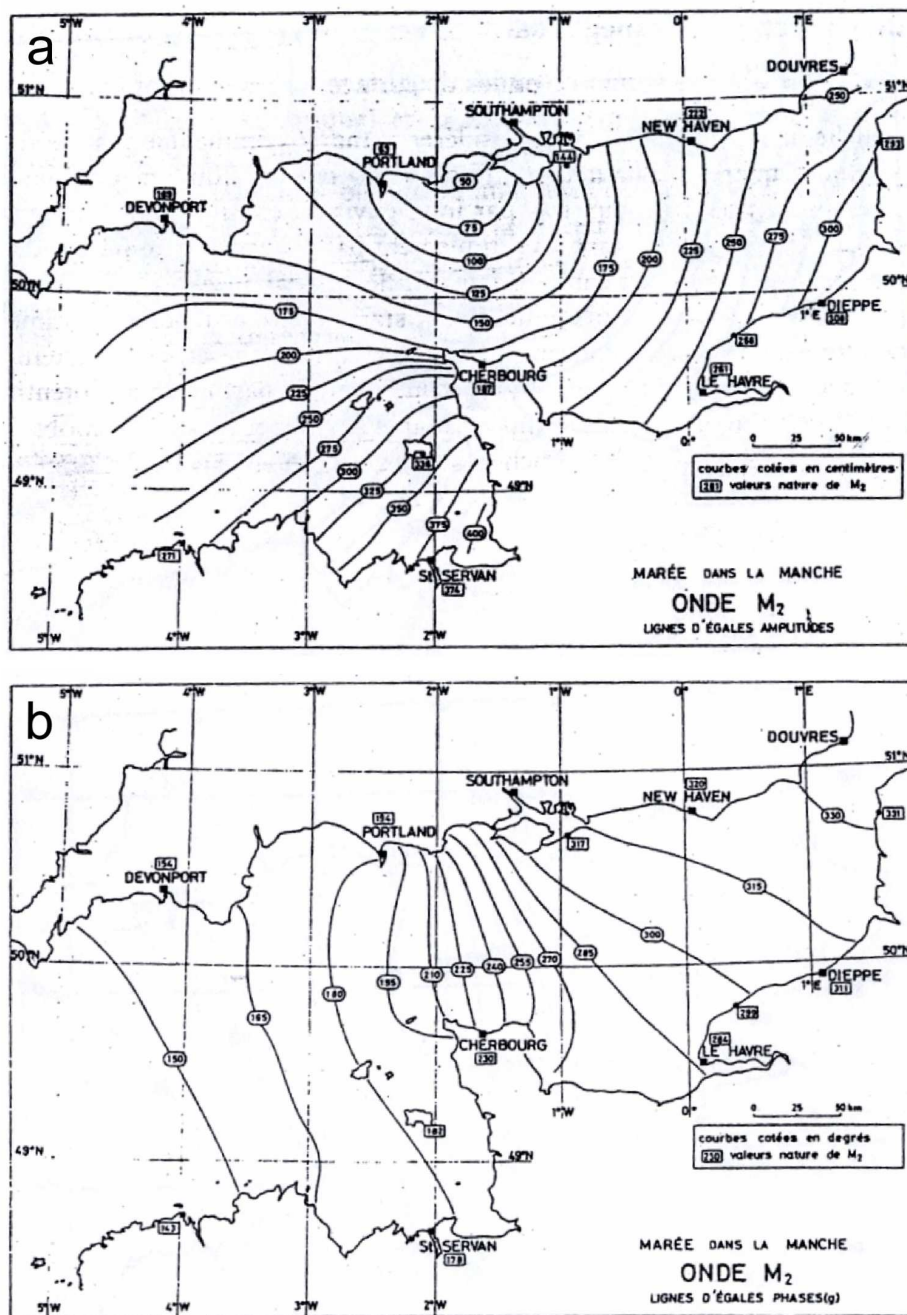


Figure 2.5 – Amplitude (a) et phase (b) de l'onde de marée M_2 observées sur la maquette de la Manche au 1/50000 ème installée sur la plaque tournante CORIOLIS de l'Institut Mécanique de Grenoble (IMG) (Chabert d'Hières et Le Provost, 1978).

Par ordre d'importance, vient ensuite l'onde semi-diurne solaire S_2 d'une période de 12 heures et d'une amplitude deux fois plus faible que l'onde M_2 . Leurs périodes étant proches, les lignes cotidales et d'isomarnage des ondes M_2 et S_2 , ainsi que les points amphidromiques sont proches. Les non-linéarités induites par petits fonds conduisent à la création d'ondes de fréquence double de celles des ondes d'origine astronomique (*e.g.*, Le Provost et Fornierino, 1985; Salomon et Breton, 1991; Garreau, 1997a). L'onde M_2 génère ainsi une onde quart-diurne M_4 de période 6 h 12 mn. De la même manière, l'onde semi-diurne S_2 induit une onde quart-diurne S_4 de période 6 heures.

Comme déjà mentionné, la diminution de la section entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight provoque une augmentation de la vitesse des courants de marée sur toute la section avec des valeurs supérieures à 2 m s^{-1} en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) (Figure 2.6). De part et d'autre de cette section, on observe une décroissance progressive des courants vers des valeurs inférieures à $0,8 \text{ m s}^{-1}$ en vive-eau moyenne dans la partie septentrionale de la Manche occidentale, et dans la région située entre la Baie de Somme et le cap de Dungeness, en Manche orientale. Les fonds de baie (Baies de Falmouth, Babbacombe et Lyme; Baie de St Briec et Baie de Douarnenez) présentent les vitesses les plus faibles avec des valeurs inférieures à $0,5 \text{ m s}^{-1}$ en vive-eau moyenne. On observe localement des pointes de vitesses. Les courants de marée peuvent ainsi dépasser 4 m s^{-1} en certains lieux comme le Raz Blanchard et le passage du Fromveur (SHOM, 1996a).

La circulation résiduelle induite par la marée se compose d'une « rivière » centrale circulant à faible vitesse (moins de 2 cm s^{-1}) depuis l'Atlantique vers la Mer du Nord, et de tourbillons latéraux de géométrie et d'intensité variable, conditionnés par la topographie (Figure 2.7) (Salomon et Breton, 1991, 1993). Le temps de transit à travers la Manche est estimé à 2 ans. Plusieurs estimations du flux résiduel annuel, en condition de marée moyenne, à travers le détroit du Pas-de-Calais ont été proposées : $82000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour Prandle (1978), $30000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour Pingree et Griffiths (1980) et $27000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour Salomon et Breton (1991). L'ensemble de ces valeurs est bien en deçà des estimations expérimentales par courantométrie, câbles téléphoniques (Von Arx, 1962) ou traceurs (radionucléides), évaluées à $130000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (*e.g.*, Salomon et Breton, 1991).

Caractéristiques générales de la Manche

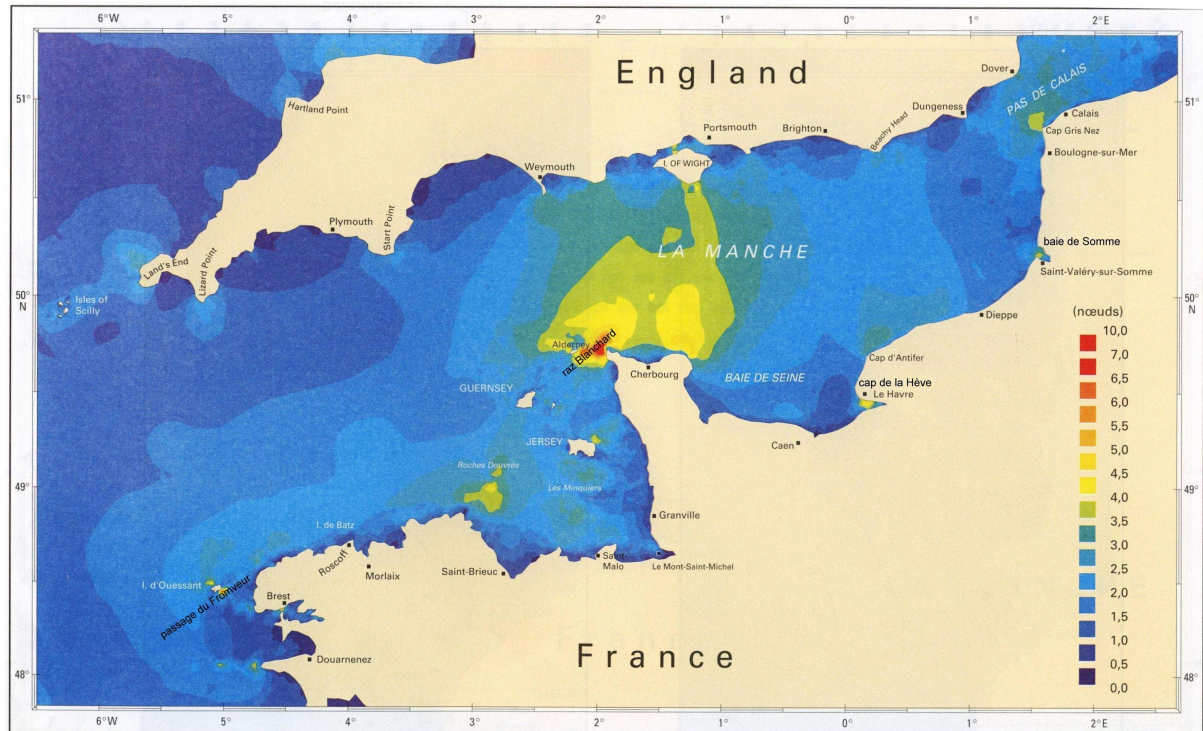


Figure 2.6 – Vitesse maximale du courant de marée en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle TELEMAC (EDF, 2001) (SHOM, 2000).

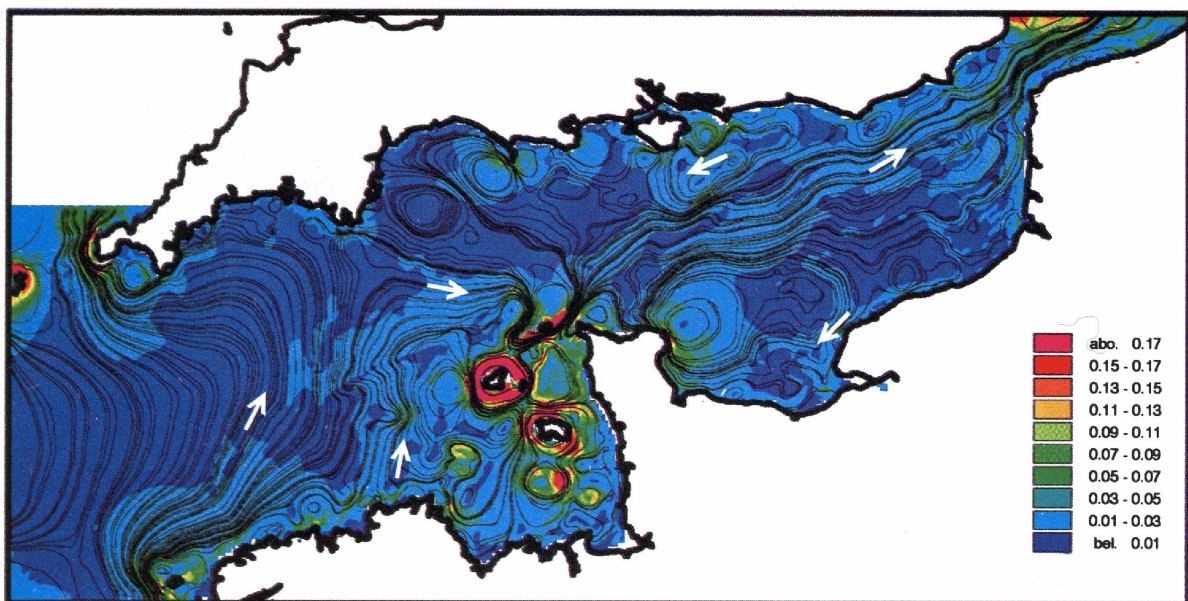


Figure 2.7 – Trajectoires et intensités (en m s^{-1}) des courants à long terme simulées, pour une marée moyenne, en l'absence de vent (Salomon et Breton, 1993).

Pingree et Griffiths (1979), Larssonneur *et al.* (1982) et Salomon (1991) montrent une corrélation forte entre la répartition spatiale des maximae de courant de marée (Figure 2.8) et des sédiments superficiels (Figure 2.4). Sans entrer dans le détail des résultats qui seront explicités par la suite (Chapitres 4 et 6), on constate ainsi la présence de dépôts caillouteux dans les régions où les contraintes de cisaillement sont les plus importantes.

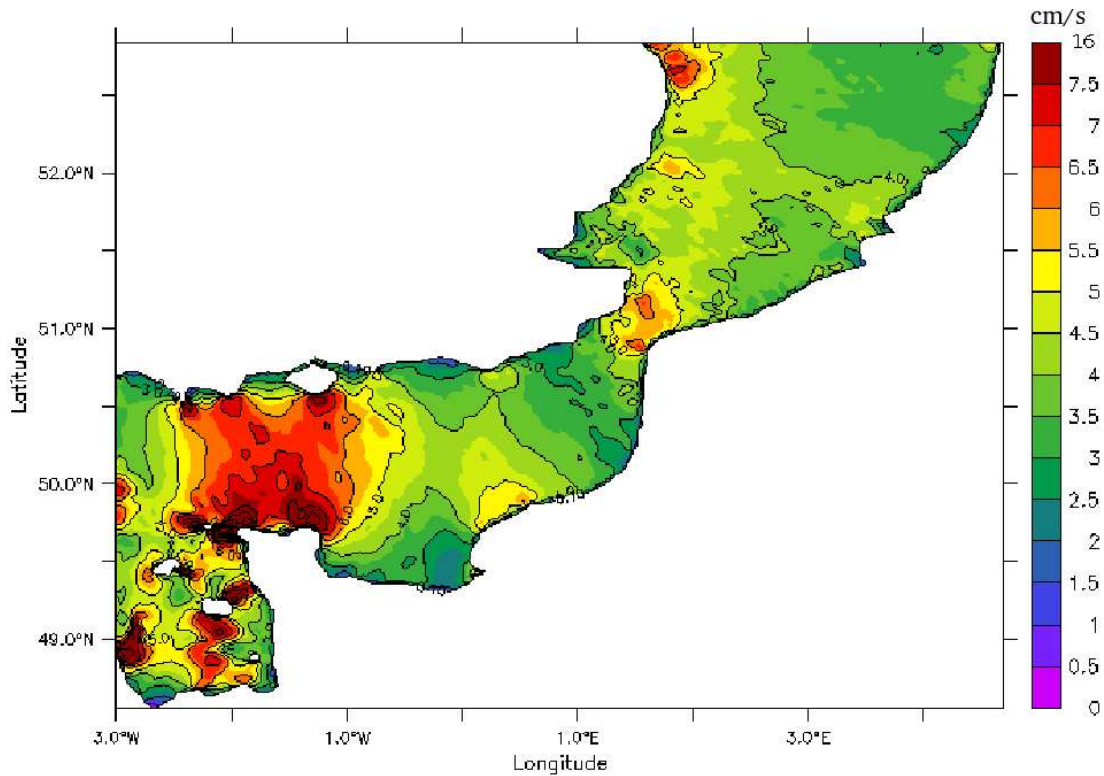


Figure 2.8 – Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coefficient 70) sur un fond supposé non-ridé ($z_0 = 0,0035$ m) calculée par le modèle 3D COHERENS (Section 5.2).

2.1.3 Vent

En Manche, les vents sont principalement de Suroît et d'une vitesse moyenne de 6 m s^{-1} . Salomon *et al.* (1993) ont montré que le vent est responsable des trois quarts du transport des masses d'eau à travers le détroit du Pas-de-Calais (Section précédente) et conduit à une forte variabilité annuelle du débit moyen qui peut varier de 90 à $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

2.1.4 Houle

Un total de 16732 observations visuelles effectuées par Météo-France entre 1960 et 1980 a permis d'estimer les caractéristiques des houles en Manche (Météo-France, 1991, Figure 2.9). Les houles dominantes sont des secteurs Sud-Ouest à Nord-Ouest. Le climat de houle

établi à partir de 23 années de prédictions numériques (modèle TOMAWAC, Benoit, 2003) effectuées aux abords des côtes françaises par Benoit et Lafon (2004) montre que les houles d'Ouest atteignent 2 m de hauteur moyenne contre seulement 1 m pour les houles de Nord.

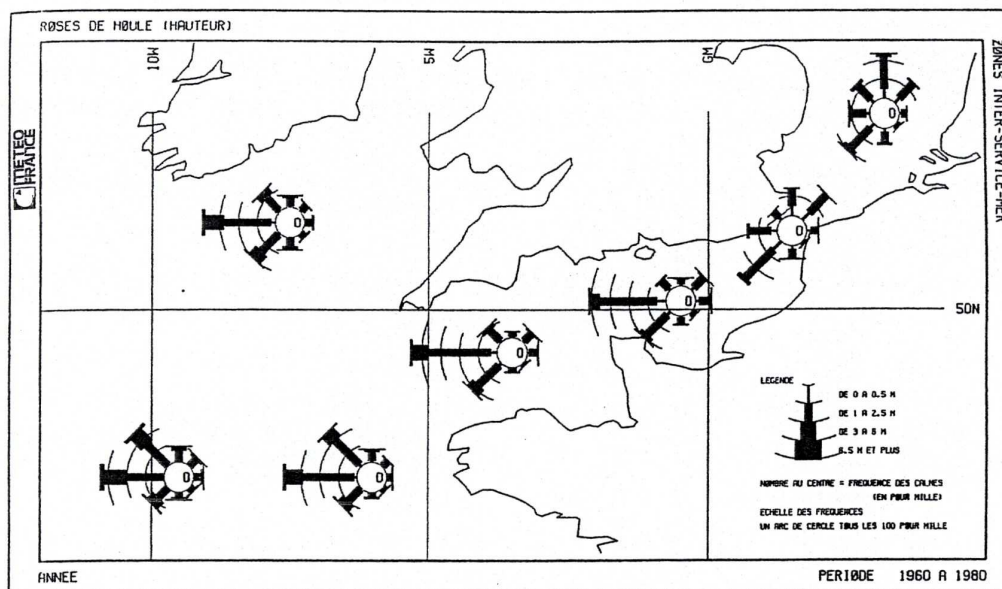


Figure 2.9 – Synthèse des observations de houle en Manche entre 1960 et 1980 (Météo-France, 1991).

2.1.5 Hydrologie

La Figure 2.10 montre la répartition synoptique du paramètre de Pingree et Griffiths (1978), $S = \log_{10}[h/C_D \bar{U}^3]$ (avec h la hauteur d'eau, \bar{U} la vitesse moyenne et $C_D = 0,0025$), sur le plateau continental Nord-Européen, et la relie à la position connue des fronts thermiques estivaux : à l'ouvert la Manche (front d'Ouessant), de la Mer d'Irlande et au Sud de la Mer du Nord. Ces résultats coïncident avec ceux prédits par diverses modélisations de la structure thermohaline sur le plateau continental Nord-Européen (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b).

2.1.6 Mises en suspension et flux sédimentaires

A partir de prélèvements d'eau effectués en Manche orientale en septembre et novembre 1994, Velegakis *et al.* (1999) ont établi une description synoptique de la teneur en Matière En Suspension (MES) à proximité de la surface (Figure 2.11). Les concentrations les plus élevées s'observent près des côtes, le long du Pays de Caux, à l'Est du cap de

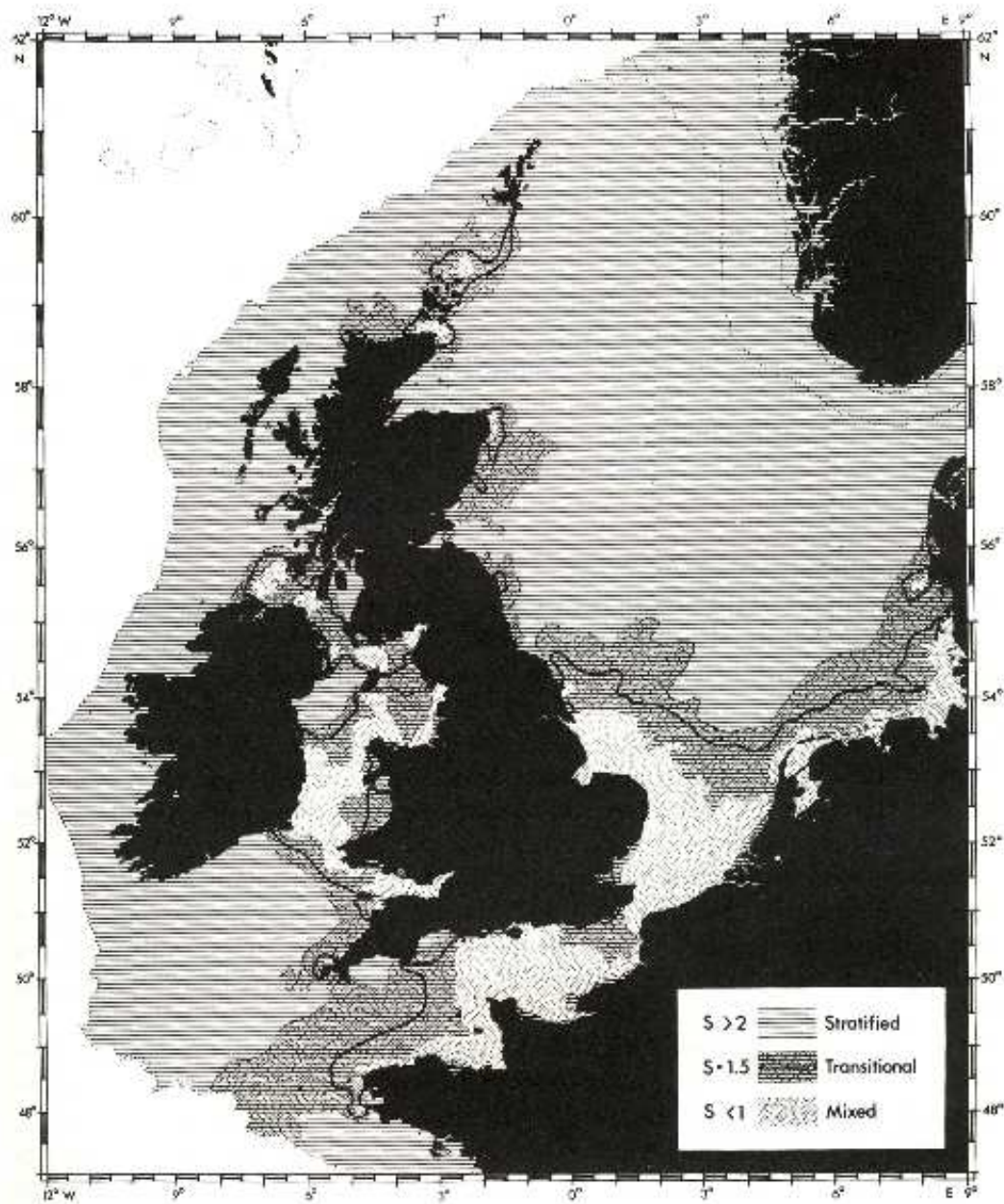


Figure 2.10 – Fronts thermiques sur le plateau continental Nord-Européen localisés sur la base du paramètre de Pingree et Griffiths (1978), $S = 1,5$ (ligne en gras). $S > 2$ correspond aux régions stratifiées en période estivale, $S < 1$ indique les zones qui restent bien mélangées tout au long de l'année (Pingree et Griffiths, 1978).

Dungeness et de l'île de Wight. Des mesures effectuées le long de la section reliant l'île de Wight et la presqu'île du Cotentin indiquent des concentrations de 35 mg l^{-1} en février 1995 à l'Est de l'île de Wight contre 7 mg l^{-1} du côté français et 5 mg l^{-1} dans la partie centrale (Velegrakis *et al.*, 1999). Ces observations s'accordent avec les données antérieurement compilées par Mc Cave (1973), Eisma et Kalf (1979) et Van Alphen (1990), ou plus récemment, le long d'une radiale à travers le détroit du Pas-de-Calais, entre le cap Gris-Nez et Folkestone, dans le cadre du programme de recherche européen FLUXMANCHE Marine Science and Technology (MAST), par Shimwell *et al.* (1991) (Tableau 2.1). Là encore, les concentrations sont plus importantes près de la côte anglaise ($8\text{-}35 \text{ mg l}^{-1}$) que de la côte française ($1,5\text{-}8 \text{ mg l}^{-1}$).

	Eaux centrales	Eaux côtières
FLUXMANCHE	$2\text{-}3 \text{ mg l}^{-1}$	$10\text{-}35 \text{ mg l}^{-1}$
Mc Cave (1973)	$0,3 \text{ mg l}^{-1}$	12 mg l^{-1}
Eisma et Kalf (1979)	$0,9\text{-}5 \text{ mg l}^{-1}$	$1,3\text{-}11 \text{ mg l}^{-1}$
Van Alphen (1990)	$3,4 \text{ mg l}^{-1}$	$10,6 \text{ mg l}^{-1}$

Tableau 2.1 – Gamme des valeurs mesurées de MES en Manche orientale.

En lien avec la résiduelle de courant (Section 2.1.2), il est généralement admis un flux de particules sédimentaires fines en suspension orienté de la Manche vers la Mer du Nord. Eisma et Kalf (1979) estiment que 11,5 à 15 millions de tonnes de matières en suspension transitent chaque année dans le détroit du Pas-de-Calais. Eisma et Irion (1988) révisent ce chiffre à la hausse, entre 22 et 30 millions tonnes, tandis que Van Alphen (1990) l'évalue à 17 millions de tonnes. Dans l'ensemble des cas, la contribution liée aux fleuves est peu importante (Dupont *et al.*, 1993), de l'ordre de 5 % selon Velegrakis *et al.* (1996).

La circulation à long terme s'organise selon un schéma simplifié comportant des zones de partage et de convergence sédimentaire pour le transport en charriage (Kenyon et Stride, 1970), dont l'existence est confirmée par l'utilisation très localisée de traceurs radioactifs dans le détroit du Pas-de-Calais (*e.g.*, Dewez *et al.*, 1989; Beck *et al.*, 1991) et la modélisation numérique (*e.g.*, Grochowski *et al.*, 1993a,b) (Figure 2.12). Ces travaux montrent en particulier l'existence d'une zone de divergence entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight, et d'une zone de convergence entre Hastings et le Nord de l'estuaire de la Somme. Cette région présente, en outre, localement à l'échelle du détroit du Pas-de-Calais, une série de veines de transport dominées par le flot le long des zones côtières et le jusant au coeur du détroit du Pas-de-Calais (*e.g.*, Grochowski *et al.*, 1993a,b).

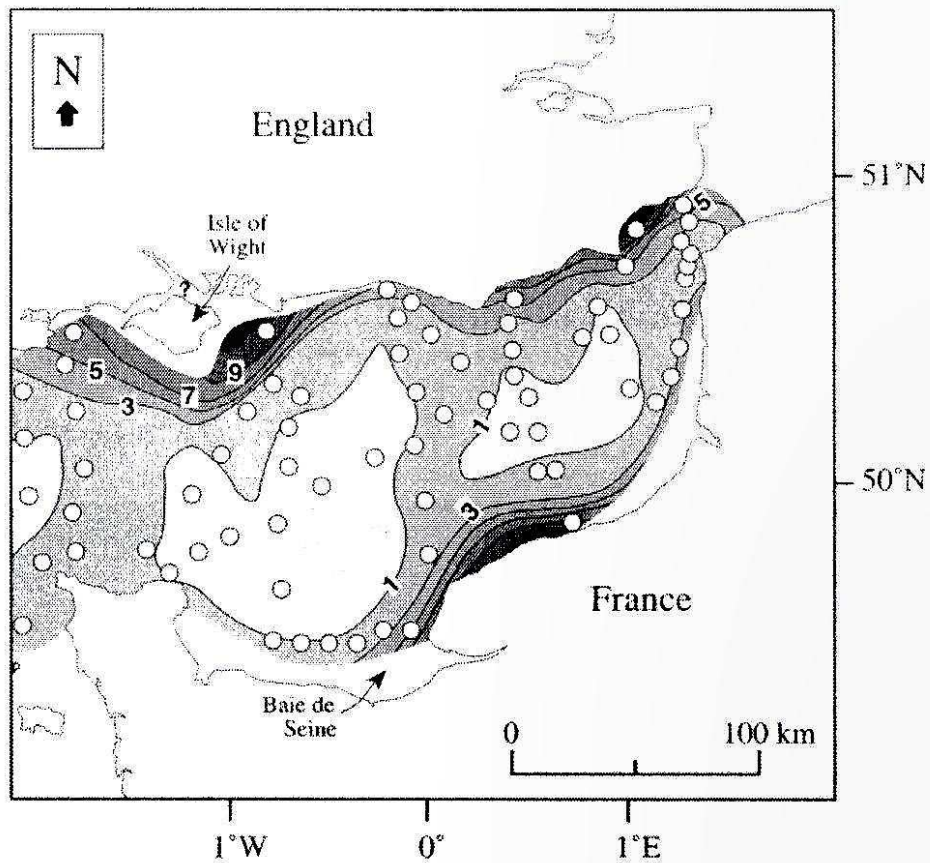


Figure 2.11 – Concentration de matière en suspension (en mg l^{-1}) à proximité de la surface en Manche orientale au début du mois de septembre 1994. La localisation des stations d'échantillonnage est représentée par un cercle \circ (Velegarakis *et al.*, 1999).

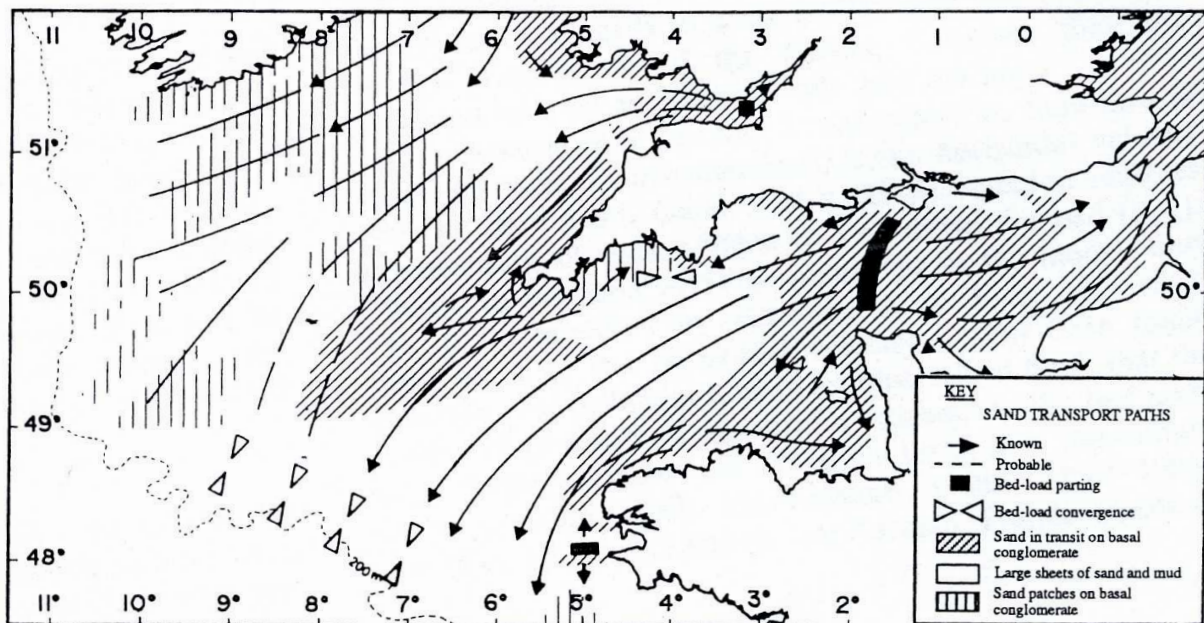


Figure 2.12 – Flux de transport sédimentaire par charriage en Manche (Hamilton, 1979).

2.2 Caractéristiques des sous-environnements côtiers et des zones-ateliers

2.2.1 Le détroit du Pas-de-Calais et son littoral méridional

2.2.1.1 Nature et morphologie des fonds

Le littoral français du détroit du Pas-de-Calais se distingue par deux façades quasi-rectilignes (Figure 2.13) : entre la Baie d'Authie et le cap Gris-Nez, la façade Ouest orientée Nord-Sud ; entre le cap Gris-Nez et la frontière franco-belge, la façade Nord, orientée Sud-Ouest/Nord-Est. Ces deux façades s'ouvrent respectivement sur la Manche orientale et la Mer du Nord. Le littoral est marqué par une succession de falaises et de plages sableuses remarquables par leurs barres qui s'étendent pratiquement de la rive Nord de la Somme jusqu'en Belgique.

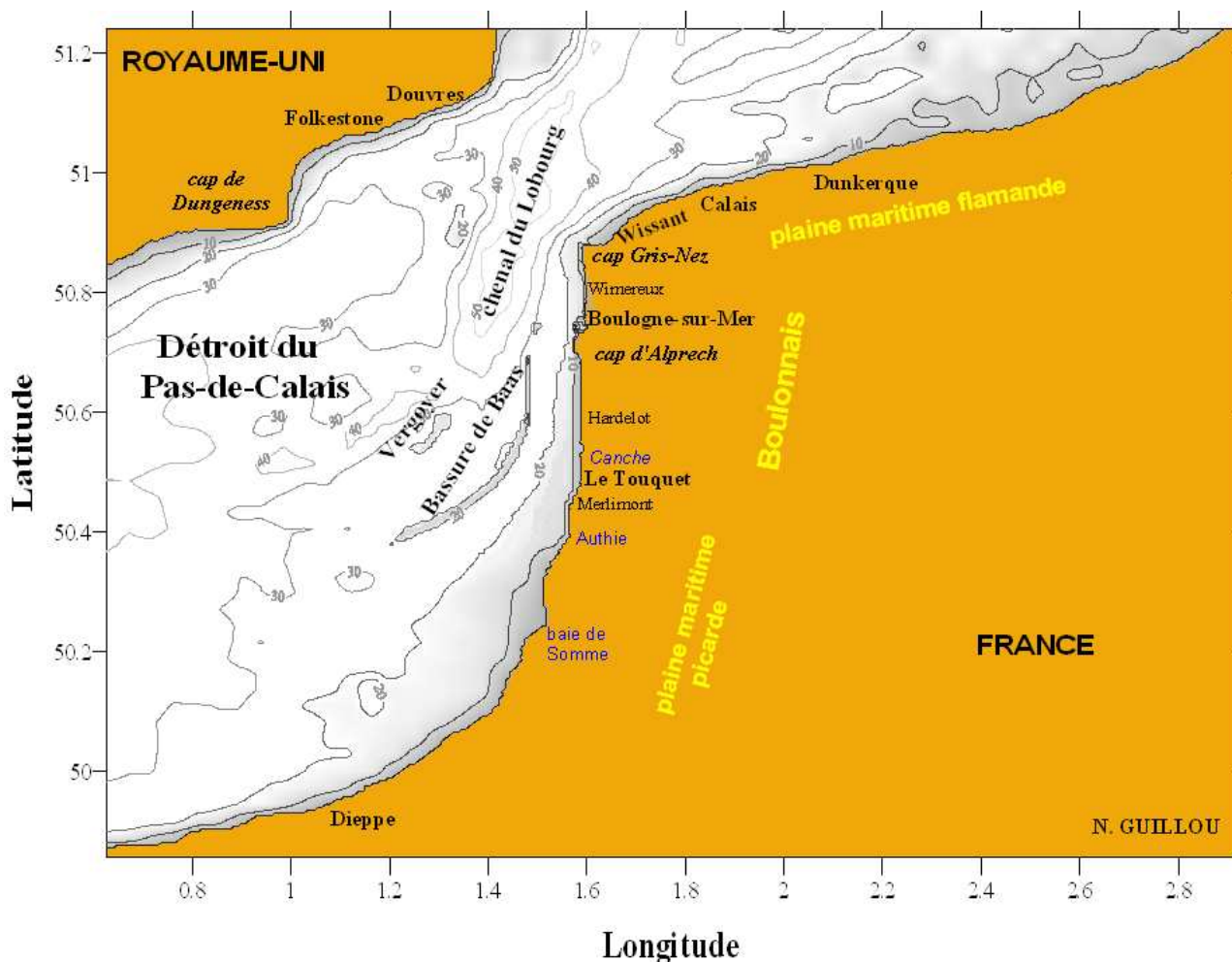


Figure 2.13 – Bathymétrie (en m) du détroit du Pas-de-Calais (d'après les données fournies par Jean-Claude Salomon).

Les fonds marins se caractérisent par une profondeur n'excédant 50 m que dans le chenal du Lobourg, dépression allongée selon un axe Nord-Sud, et la présence de nombreux bancs sableux, au nombre de 3 sur la façade Ouest et de 13 sur la façade Nord (e.g., Augris *et al.*, 1990; Beck *et al.*, 1991, Figure 2.14).

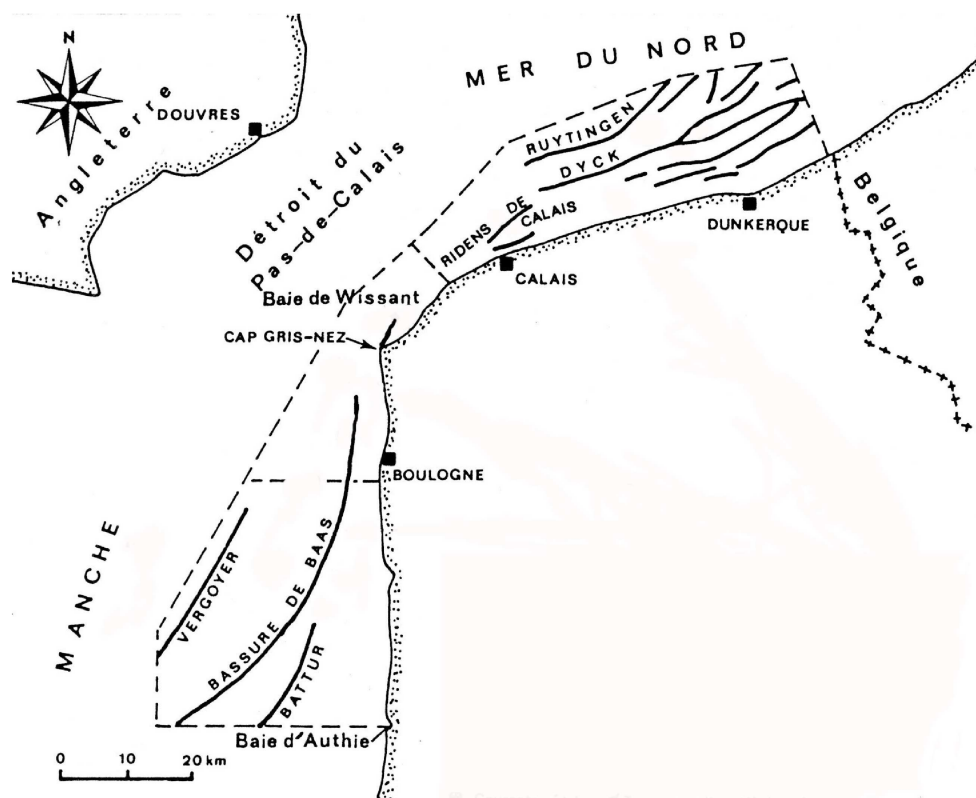


Figure 2.14 – Principaux bancs dans le détroit du Pas-de-Calais (d'après Dewez *et al.*, 1989).

Deux secteurs sableux littoraux encadrent une zone d'affleurements rocheux localisée face au cap Gris-Nez (Figure 2.15). Ces affleurements observés sur l'estran se prolongent à 6 km au large par une série de crêtes rocheuses (Augris *et al.*, 1987) redressées selon une direction Ouest-Sud-Ouest/Est-Nord-Est et dont la hauteur diminue progressivement de 8 m à la côte à 2 m au large (Clabaut, 1988; Dewez *et al.*, 1989; Augris *et al.*, 1990). De part et d'autre du cap Gris-Nez, les fonds sableux sont modulés par des bancs déjà mentionnés auxquels sont associées des figures de plus petites tailles allant des dunes de quelques centaines de mètres de longueur d'onde et 3 à 4 m de hauteur aux mégarides de 2 à 20 m de long et d'une hauteur variant de 5 cm à 1,5 m. Des micro-rides dont la hauteur ne dépasse pas 5 cm et qui seront ultérieurement qualifiées de rides, se forment sur l'ensemble des secteurs sableux. Des cailloutis occupent le centre du détroit. A leur transition avec les secteurs sableux, se développent des rubans sableux. L'épaisseur de la couverture sableuse varie de quelques décimètres au niveau des taches et des rubans sableux à 30 m au niveau des grands bancs (Dewez *et al.*, 1989).

La couverture sédimentaire entre la Bassure de Baas et la côte est marquée par une gradation progressive des diamètres sédimentaires vers le large et la présence d'une bande de sables fins à proximité du littoral (Augris *et al.*, 1987) (Figure 2.16). Un tel gradient côte-large se généralise sur l'ensemble du domaine.

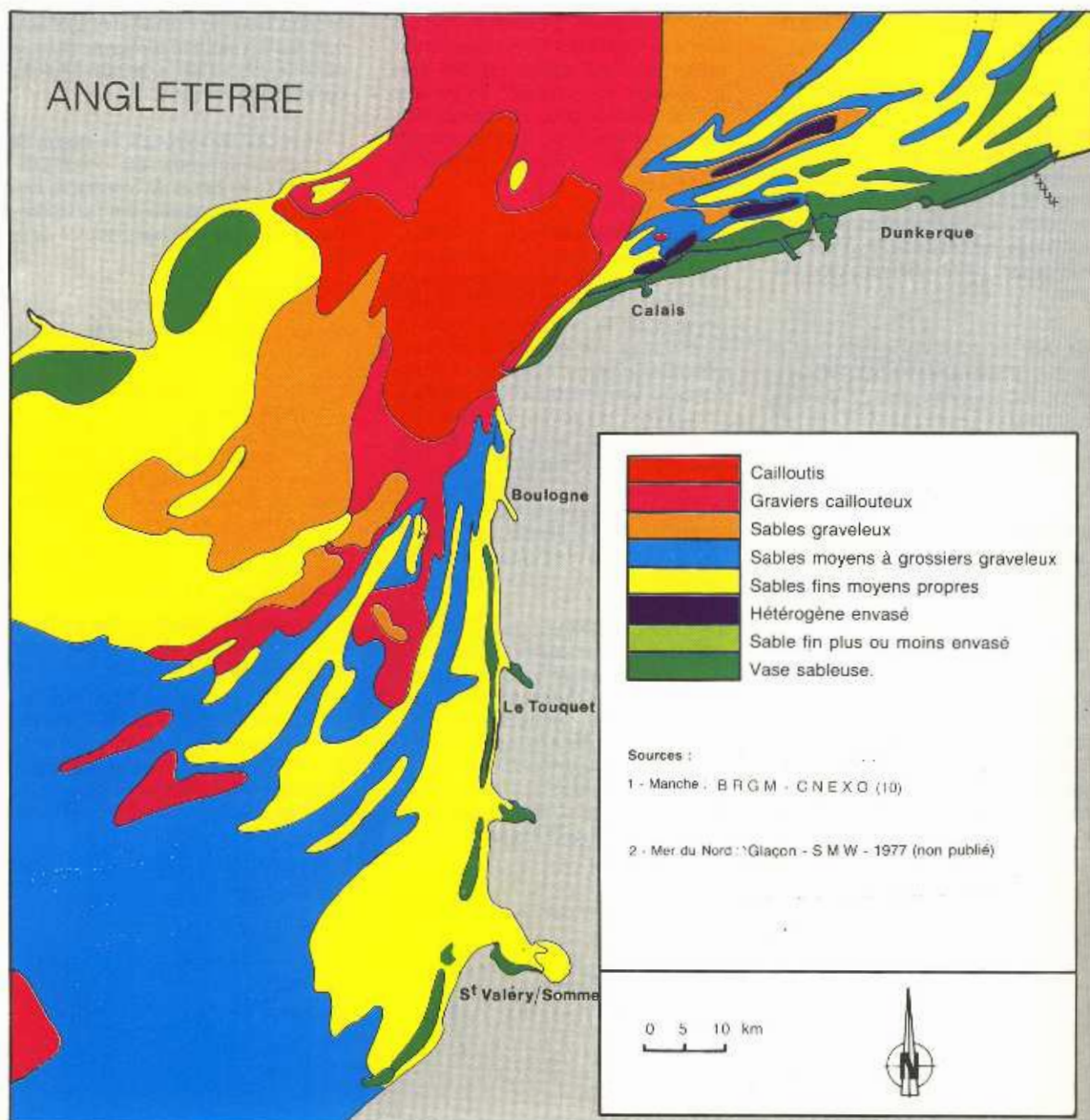


Figure 2.15 – Nature des sédiments superficiels (Barbier *et al.*, 1986).

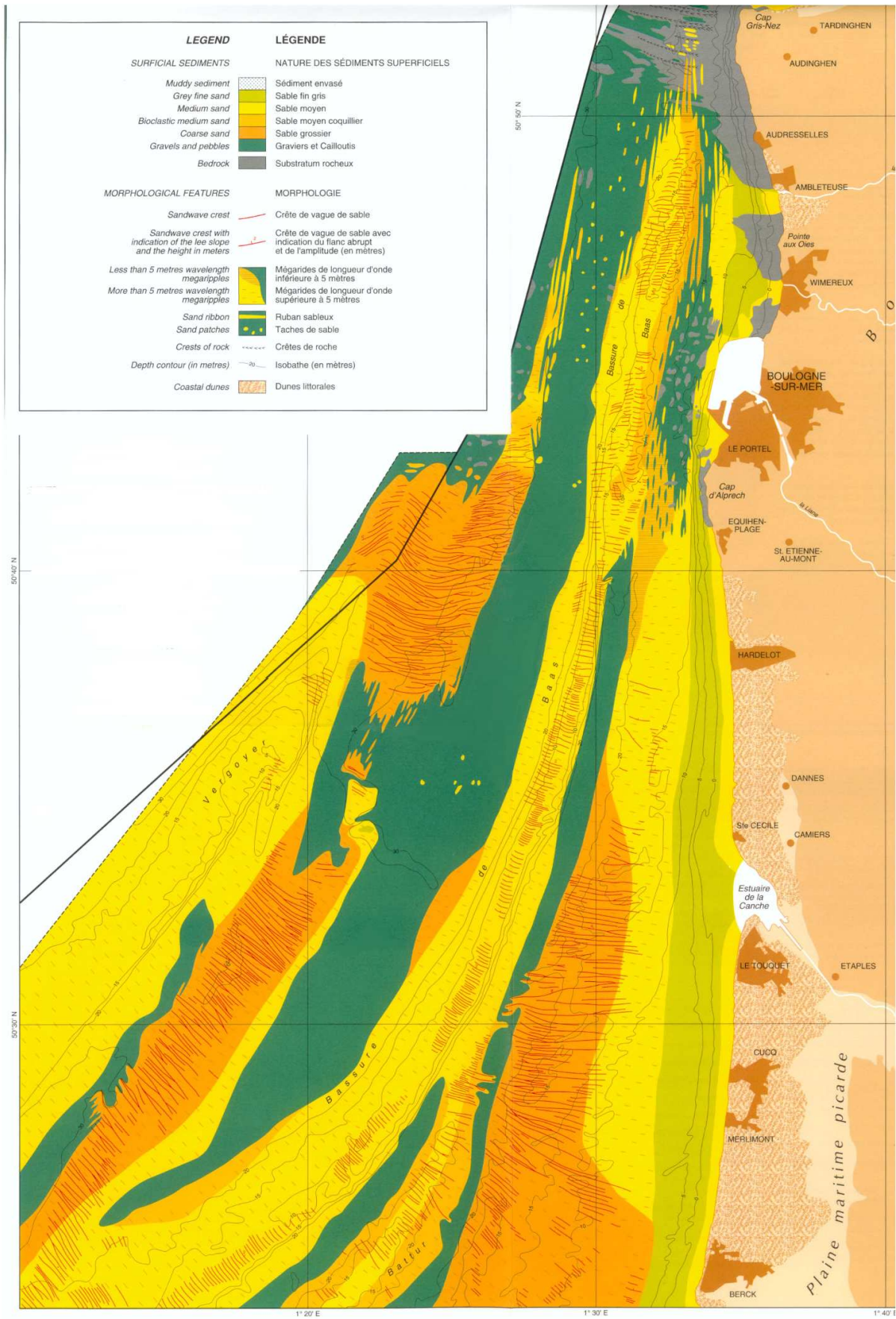


Figure 2.16 – Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer (Augris *et al.*, 1987).

2.2.1.2 Marée

Le détroit du Pas-de-Calais présente une forte hydrodynamique de marée. En condition de vive-eau moyenne (coefficient 95), le marnage atteint 7,7 m dans les ports du Touquet et de Dunkerque et décroît en se déplaçant vers le Nord-Est (Tableau 2.2). Le décalage de marée avoisine une heure entre Boulogne-sur-Mer et Dunkerque.

Coefficient de marée	Boulogne-sur-Mer	Wissant	Calais	Dunkerque
45	4,62 m	4,31 m	3,97 m	3,54 m
70	6,40 m	5,84 m	5,22 m	4,57 m
95	7,69 m	7,02 m	6,37 m	5,60 m

Tableau 2.2 – Evolution du marnage entre Boulogne-sur-Mer et Dunkerque en fonction du coefficient de marée (SHOM, 1999).

En condition de vive-eau moyenne, les courants de surface atteignent 3,4 noeuds devant le cap Gris-Nez. Au large, les courants près du fond sont inférieurs de 20 à 30 % à ces valeurs (SHOM, 1968). La zone côtière rectiligne, orientée Nord-Sud, de la Côte d’Opale au Sud de Boulogne-sur-Mer est caractérisée par un courant de flot légèrement dominant orienté vers le Nord. Il apparaît que les bancs, tout particulièrement la Bassure de Baas, influent sur les courants dans une bande proximale de la côte dont la largeur diminue en progressant vers le Nord, sa largeur passant de 30 km au niveau de l’estuaire de la Somme à 2 km au Nord de Boulogne-sur-Mer.

2.2.1.3 Vent

Une étude statistique des vents locaux enregistrés à Boulogne-sur-Mer de 1949 à 1976 par le centre météorologique départemental de Boulogne-sur-Mer montre que les vents de secteur Sud-Ouest sont les plus fréquents et les plus forts : leur vitesse dépasse chaque hiver 30 m s^{-1} (*e.g.*, Clabaut, 1988, Figure 2.17). La vitesse maximale observée au cours des cinq dernières années de mesure atteint 45 m s^{-1} . L’importance de ces vents, et dans une moindre mesure de ceux de secteur Nord-Est, se traduit par l’étirement de la rose annuelle des vents selon un axe Sud-Ouest/Nord-Est.

2.2.1.4 Houle

La façade Ouest du détroit du Pas-de-Calais est quasi-exclusivement exposée aux houles de secteur Ouest provenant de l’Atlantique. Les mesures d’état de mer effectuées à Boulogne-sur-Mer pendant 5 ans de septembre 1955 à mai 1960 (Figure 2.18) indiquent une hauteur significative annuelle de 4 m (Allen et Delannoy, 1990). Le littoral franco-belge où prédominent des houles formées en Mer du Nord, subit des conditions d’agitation

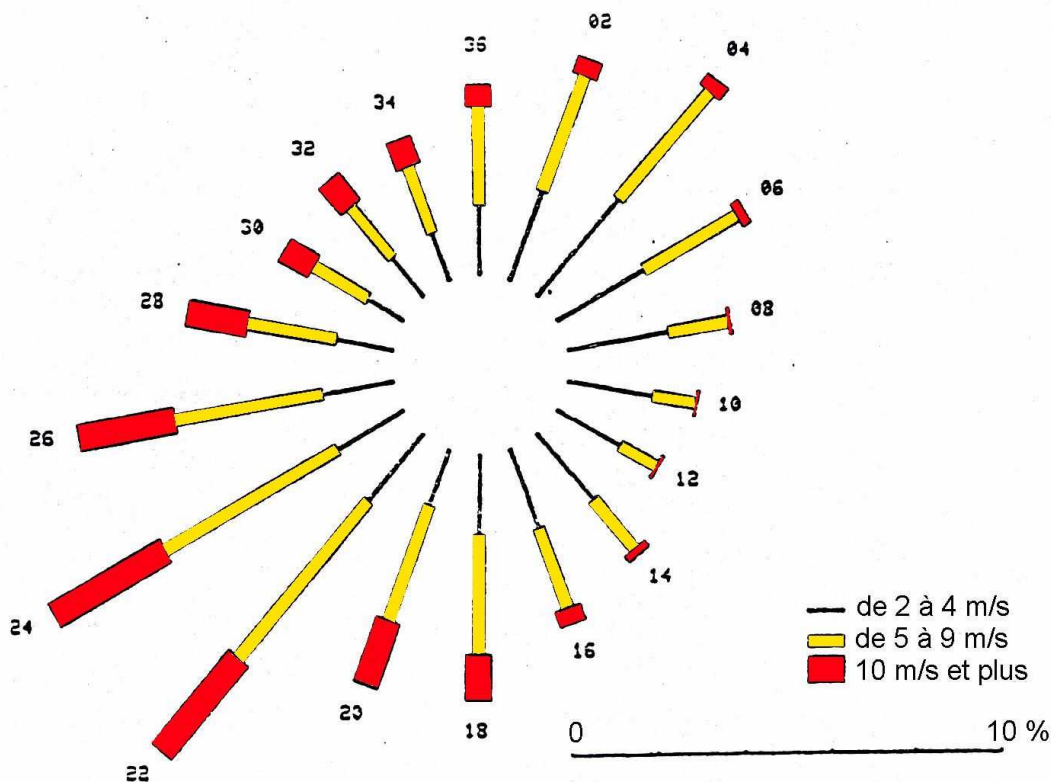


Figure 2.17 – Répartition annuelle moyenne des vents à Boulogne-sur-Mer entre 1949 et 1976 (Centre Météorologique Départemental de Boulogne-sur-Mer, d’après Clabaut, 1988).

sensiblement moins fortes avec une hauteur de houle annuelle de 3,2 m calculée à partir d’une série d’enregistrements de durées variables entre 1960 et 1971 effectués à Dunkerque (Allen et Delannoy, 1990, Figure 2.19).

Une compilation par Grochowski *et al.* (1993b) des observations effectuées au niveau des bancs du Varne (centre du détroit du Pas-de-Calais) (Draper et Graves, 1968) et de la Bassurelle (Ouest du Vergoyer) (Despeyroux, 1985), au large de Boulogne-sur-Mer (*e.g.*, Dewez *et al.*, 1989) et de Folkestone (Hydraulic Research, 1991) a permis d’établir une classification des conditions de houle dans le détroit du Pas-de-Calais (Grochowski *et al.*, 1993b) synthétisée au Tableau 2.3. Ces houles évoluent avec le rythme saisonnier du vent, de sorte qu’une période hivernale (d’octobre à mars) caractérisée par une plus grande agitation du plan d’eau avec des vagues comprises entre 1,25 et 2,5 m pour 30 à 40 % des cas et entre 2,5 et 6 m pour 10 à 20 % des cas, succède à une période estivale (d’avril à octobre) d’agitation moindre avec des vagues n’excédant pas 1,25 m dans 70 à 90 % des cas.

	Période (s)	Hauteur significative (m)
Houle moyenne	5,5	0,75
Houle de tempête	6,5	2,5
Houle annuelle	7,0	4,2

Tableau 2.3 – Classification des conditions de houle dans le détroit du Pas-de-Calais (Grochowski *et al.*, 1993b).

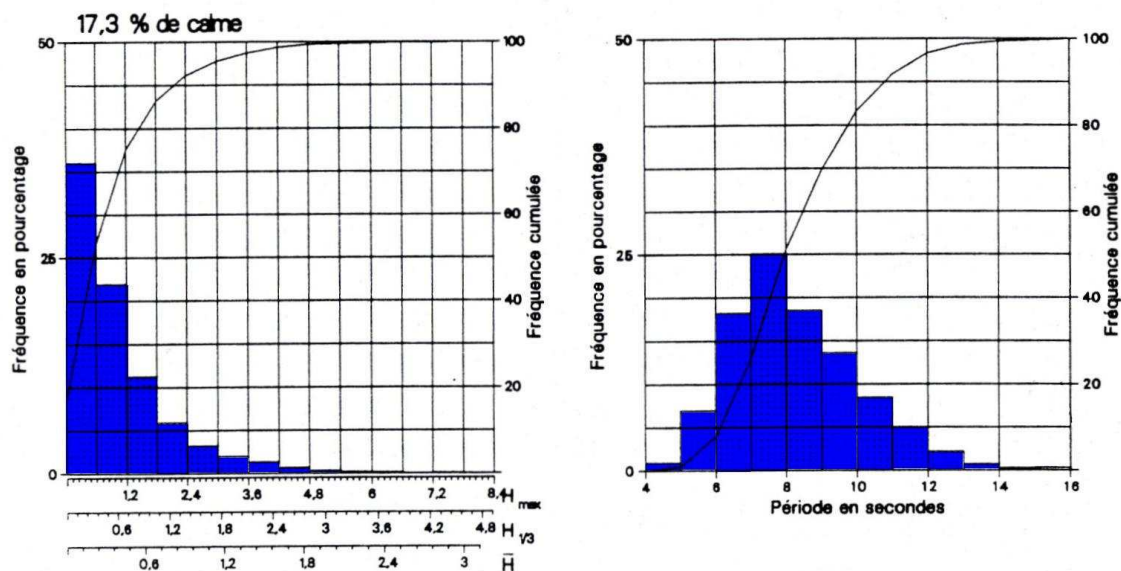


Figure 2.18 – Histogrammes de la hauteur et de la période maximale à Boulogne-sur-Mer (Allen et Delannoy, 1990).

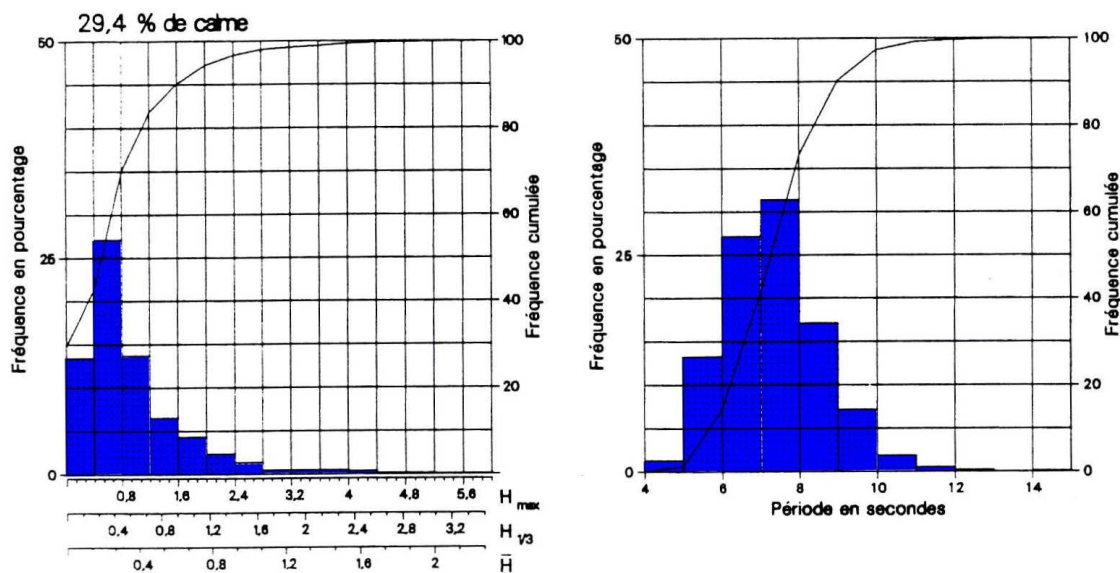


Figure 2.19 – Histogrammes de la hauteur et de la période maximale à Dunkerque (Allen et Delannoy, 1990).

2.2.1.5 Hydrologie

Le panache des cours d'eau picards, principalement la Somme, produit une structure hydrologique frontale (Figure 2.20) qui évolue au cours du cycle morte-eau/vive-eau (Brylinski et Lagadeuc, 1990; Dupont *et al.*, 1991; Brylinski *et al.*, 1991) et des saisons. Les eaux de cette bande d'eau côtière dessalée large de 3 à 5 miles, dérivent lentement vers le Nord suivant la résiduelle de marée (Salomon et Breton, 1991) et les vents dominants de secteur Sud-Ouest. Sous certaines conditions de crue et de vent, cette zone frontale est significativement influencée par le panache des eaux de la Seine ayant dérivé le long du littoral du Pays de Caux.

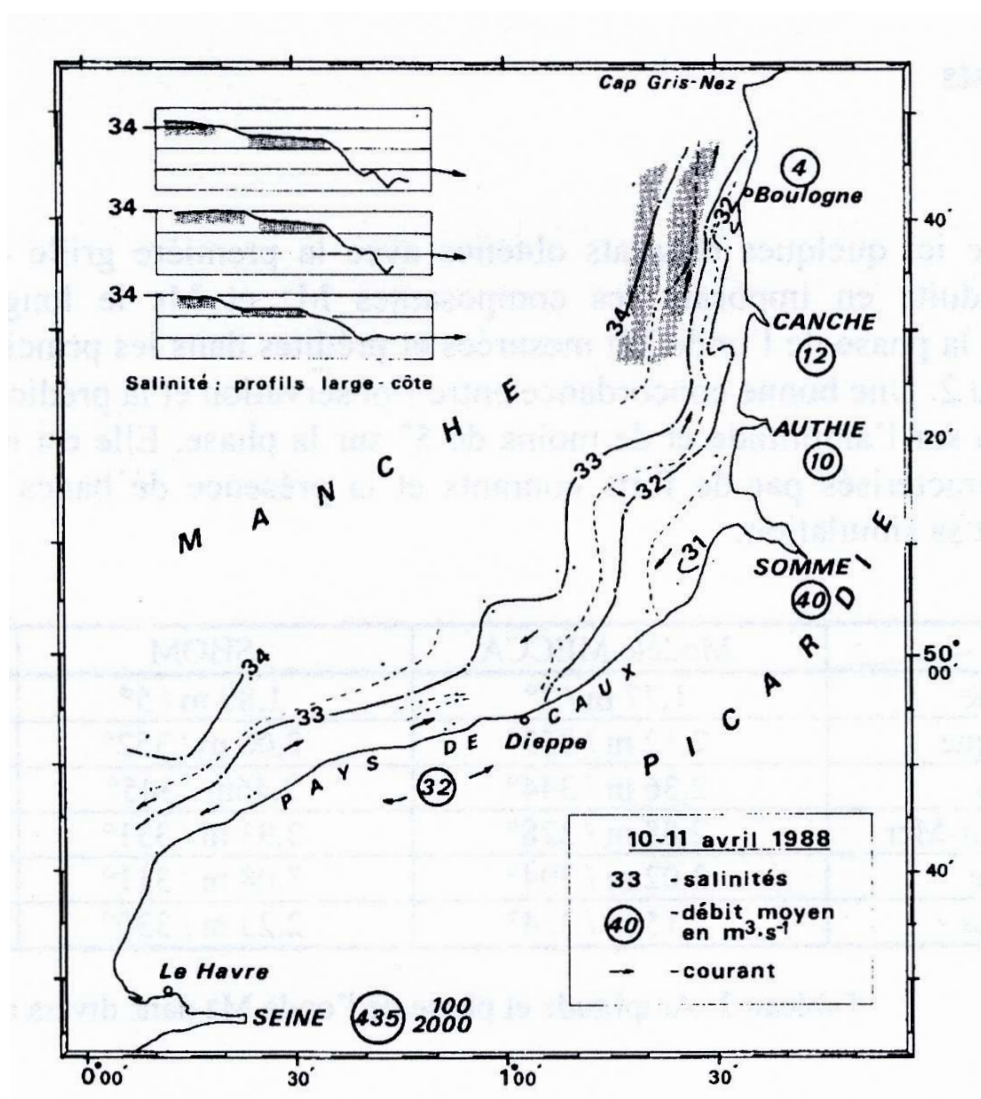


Figure 2.20 – Salinité de surface observée en Manche orientale les 10 et 11 avril 1988 (Brylinski *et al.*, 1991).

2.2.2 La Mer d'Iroise et la Baie de Douarnenez

2.2.2.1 Nature et morphologie des fonds

Située à la pointe de la Bretagne, la Mer d'Iroise est délimitée par les parallèles et méridiens joignant la côte finistérienne aux îles de Sein et d'Ouessant (Figure 2.21). Ouverte aux forçages hydrodynamiques à ses limites Nord, Sud et Ouest, elle présente un littoral déchiqueté marqué par l'alternance de falaises et de criques sableuses. L'irrégularité du trait de côte s'illustre notamment à travers la présence de deux sous-environnements remarquables : la rade de Brest, baie semi-fermée peu profonde de 180 km² dont la moitié de la superficie se situe sous l'isobathe 5 m et qui s'ouvre sur l'océan par un goulet étroit de 1,75 km à l'Ouest au droit de la pointe des Espagnols, et la Baie de Douarnenez, d'une superficie de 195 km², semi-ouverte à l'Ouest à travers un détroit de 9 km entre le cap de la Chèvre et le cap Sizun (Figure 2.22). Au large, les profondeurs maximales atteignent 80 m et décroissent rapidement à l'approche du littoral pour avoisiner les 30 m au centre de la Baie de Douarnenez.

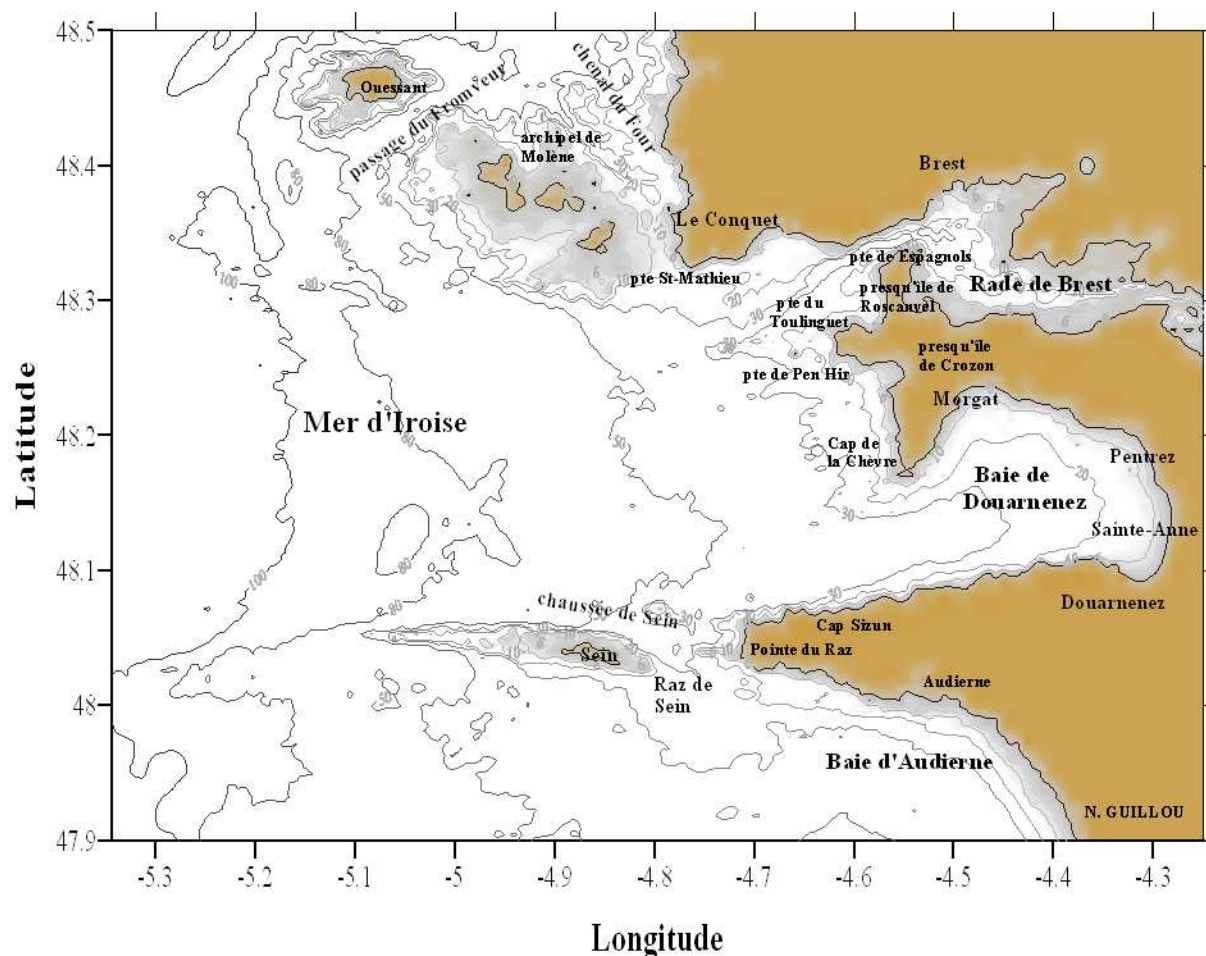


Figure 2.21 – Bathymétrie (en m) de la Mer d'Iroise (d'après les données du modèle numérique de terrain du SHOM).

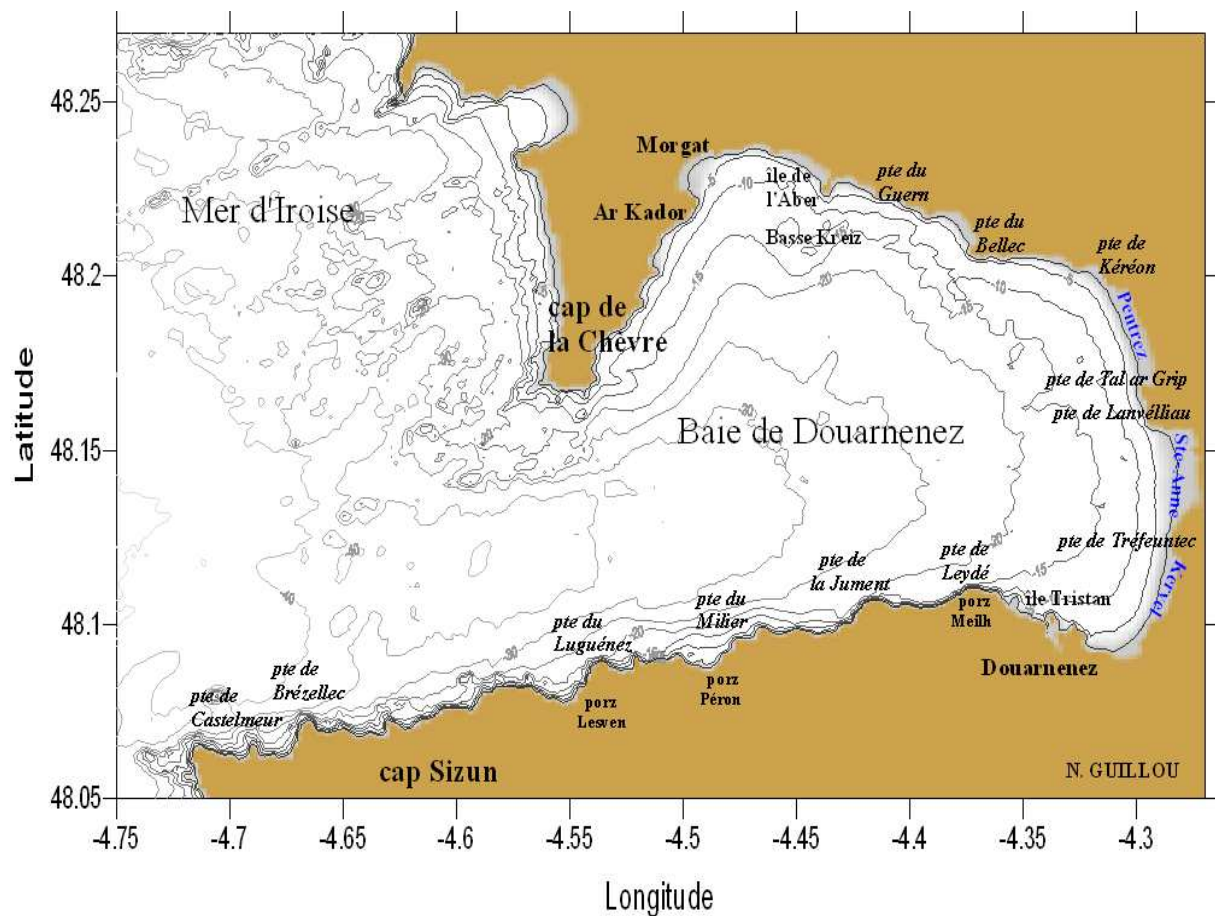


Figure 2.22 – Bathymétrie (en m) de la Baie de Douarnenez (d'après les données du modèle numérique de terrain du SHOM).

Le Berre (1999) a compilé un ensemble d'observations effectuées en Mer d'Iroise par Hirschberger *et al.* (1968), Marec et Hirschberger (1975), Chassé et Glémarec (1976) et le SHOM (1996b). La cartographie des faciès bio-sédimentaires fut reprise par Raffin (2003) (Figure 2.23). Les affleurements rocheux occupent une majeure partie du substrat de la Mer d'Iroise (Figure 2.23). On les retrouve en trois principaux endroits : chaussée de Sein, archipel de Molène et abords de l'île de Ouessant, et Ouest du cap de la Chèvre. Ce dernier affleurement s'étend au large sur une distance de 26 km. A l'approche du rivage, on observe une décroissance progressive de la taille des sédiments. Le substratum de la rade de Brest se compose de dépôts caillouto-graveleux et de sables pour partie coquilliers dans le centre Ouest de la rade, et de sédiments envasés à des degrés divers ailleurs (Figure 2.24) alors que la Baie de Douarnenez est caractérisée en grande partie par des sables dans les 2/3 Nord de la baie (Figure 2.25).

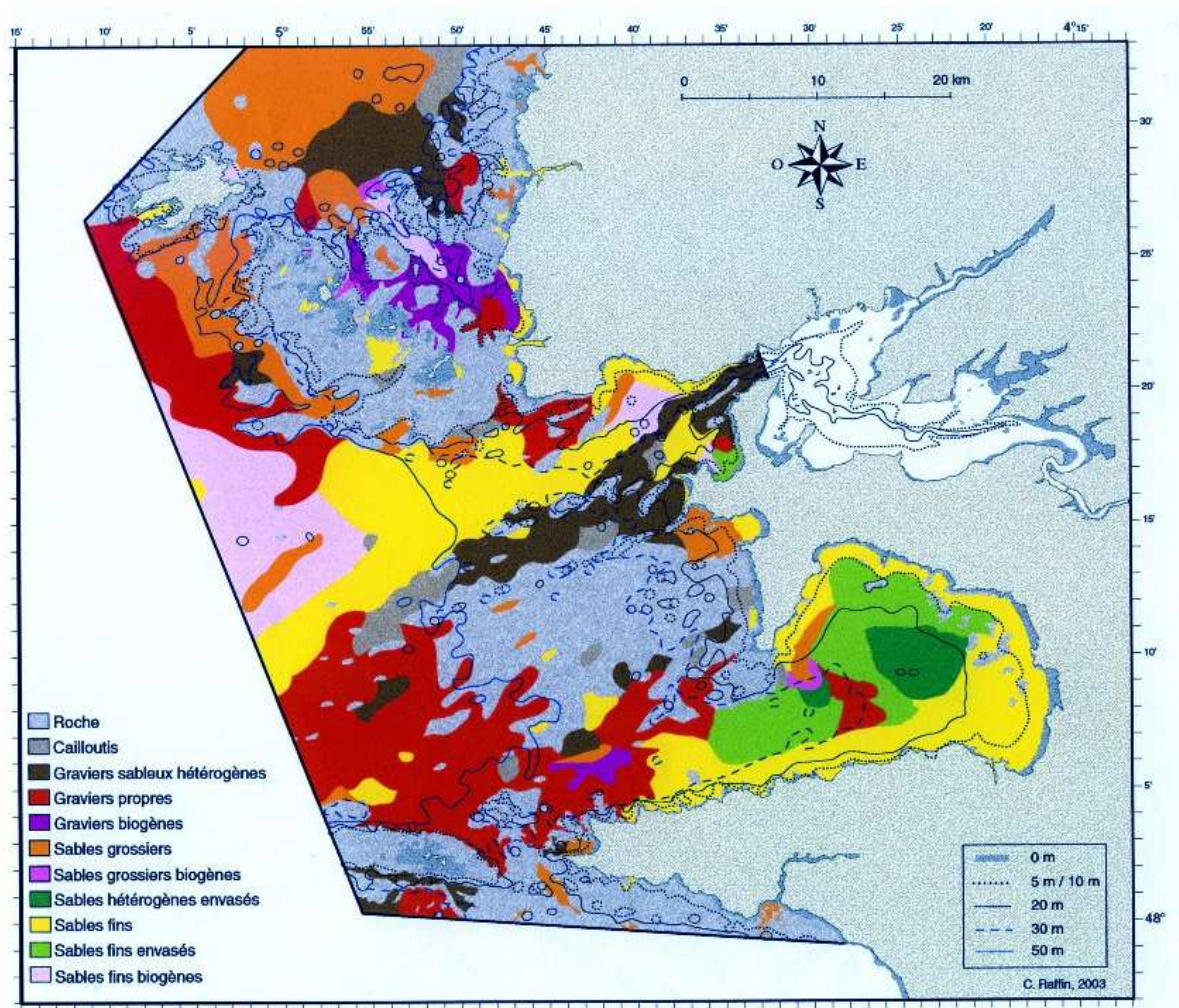


Figure 2.23 – Cartographie des types sédimentaires pour les fonds de la Mer d'Iroise (Raffin, 2003).

La nature des fonds de la Baie de Douarnenez a été étudiée par Hirschberger *et al.* (1968) (Figure 2.25). Ces travaux furent complétés par Toulemont (1972), Chassé et Glémarec (1976), et Augris *et al.* (1988, 2005). Hirschberger *et al.* (1968) adoptent une distribution granulométrique répartie en 15 classes différenciées par leur masse respective en cailloutis, graviers et sables et débris coquilliers tout en cartographiant les secteurs de maërl et en identifiant les aires d’affleurements rocheux. Dans la partie septentrionale de la Baie de Douarnenez, la distribution granulométrique est répartie en 6 classes pour Augris *et al.* (1988). Il ressort que le substrat est constitué de sables grossiers siliceux et calcaires, de graviers dans la partie centrale, de sables fins dans le secteur abrité à l’Est du cap de la Chèvre, et de dépôts de maërl dans la partie septentrionale, entre l’île de l’Aber et la pointe du Bellec. Les fonds rocheux se limitent à l’entrée du plan d’eau, dans le prolongement du cap de la Chèvre, et à proximité des pointes en fond de baie, tout particulièrement entre les pointes de Lanvélliau et du Guern, au Nord-Ouest de la baie. Des cailloutis envasés sont enfin présents en périphérie des affleurements rocheux. Les substrats de sables grossiers coquilliers et de maërl se présentent sous la forme de rubans sableux de quelques centimètres à quelques décimètres d’épaisseur, d’une largeur de quelques mètres à plus de 100 m pour une longueur d’onde kilométrique. Ces rubans sableux sont modelés par des mégarides de houle hautes de 5 cm à 1,5 m. On distingue deux familles de mégarides classées en fonction de leur longueur d’onde. Les premières, d’une longueur d’onde comprise entre 1 et 2 m, apparaissent au large de la côte du cap Sizun, de la pointe de Castelmeur à la pointe de la Jument, sur les sables grossiers coquilliers à la périphérie des affleurements rocheux de fond de baie situés face à Pentrez et, de manière disséminée, à l’Est du cap de la Chèvre. Leur présence est également observée au centre de la baie sur les sables grossiers et les graviers. Le deuxième type de mégarides, de longueur d’onde supérieure à 2 m, se développent au Nord Ouest de Porz Lesven, au large de Porz Peron et au niveau de la Basse Kreiz. Les rides de plus courtes longueurs d’onde comprises entre 5 et 20 cm et d’une hauteur inférieure à 5 cm peuvent se superposer à ces mégarides. A noter enfin la présence, au centre de la baie, de sillons sablo-graveleux profonds de 1 à 2 m, larges d’environ 200 m, longs de 900 à 1200 m, et tapissés de mégarides.

En vue d’établir l’Atlas thématique de l’environnement marin de la Baie de Douarnenez (Augris *et al.*, 2005), 236 échantillons de sédiments superficiels répartis dans 152 stations ont été recueillis par l’Ifremer en Baie de Douarnenez (Figure 2.26). L’analyse granulométrique porte sur 6 classes : $< 63 \mu\text{m}$; $63 - 125 \mu\text{m}$; $125 - 250 \mu\text{m}$; $250 - 500 \mu\text{m}$;

500 μm – 2 mm ; et > 2 mm. A l'exception de ces travaux, l'échantillonnage récent datant de moins de 5 ans, est relativement pauvre en Baie de Douarnenez. A l'échelle de la Mer d'Iroise entière, incluant la rade de Brest et la Baie de Douarnenez, on dénombre les 135 échantillonnages de Raffin (2003) et les 116 de Ni Longphuir (2006) (Figure 2.27).

2.2.2.2 Marée

La Mer d'Iroise présente des marnages voisins respectivement de 6 m en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) et de 3 m en condition de morte-eau moyenne (coefficient 45). Il y règne de forts courants alternatifs, supérieurs à 2 noeuds à la sortie du chenal du Four, de 5 noeuds dans le goulet de la rade de Brest et 8 noeuds dans le raz de Sein (*e.g.*, SHOM, 1968; Mariette *et al.*, 1982; Dupuy, 1993).

Le régime hydrodynamique de la Baie de Douarnenez contraste avec celui de ces secteurs (Figure 2.28). Le marnage y varie de 2,6 m en morte-eau moyenne à 5,5 m en vive-eau moyenne avec des écarts de phase inférieurs à 10° sur l'ensemble de la baie (source SHOM). A l'exception du Sud du cap de la Chèvre où les courants atteignent 1 noeud en condition de vive-eau moyenne (SHOM, SEAMER, 2001), les courants de marée demeurent inférieurs à 10 cm s^{-1} . Ils déterminent une recirculation avec un remplissage de fond dans le Sud et une vidange de surface dans le Nord (dans Augris *et al.*, 2005).

2.2.2.3 Vent

La répartition annuelle des vents est établie à partir des observations tri-horaires effectuées à la pointe du Raz entre 1984 et 2003 (Figure 2.29). Elle traduit une forte exposition aux vents du large. Les secteurs Nord, Nord-Ouest, Ouest, Sud-Ouest et Sud présentent un minimum de 35 évènements de vent sur 1000 caractérisés par des vitesses supérieures à 11 m s^{-1} . Ce taux ne dépasse pas les 15 pour 1000 pour les secteurs Nord-Est, Est et Sud-Est. Les vitesses supérieures à 17 m s^{-1} sont préférentiellement observées en direction du Sud et du Sud-Ouest. Des simulations numériques montrent que le vent a une influence notable sur la circulation résiduelle de marée en Baie de Douarnenez (*e.g.*, SEAMER, 2001; Augris *et al.*, 2005). Les vents de secteur Sud-Ouest poussent ainsi l'eau de surface vers la partie septentrionale de la baie, tandis qu'un mouvement compensatoire de direction opposée s'établit près du fond (dans Augris *et al.*, 2005).

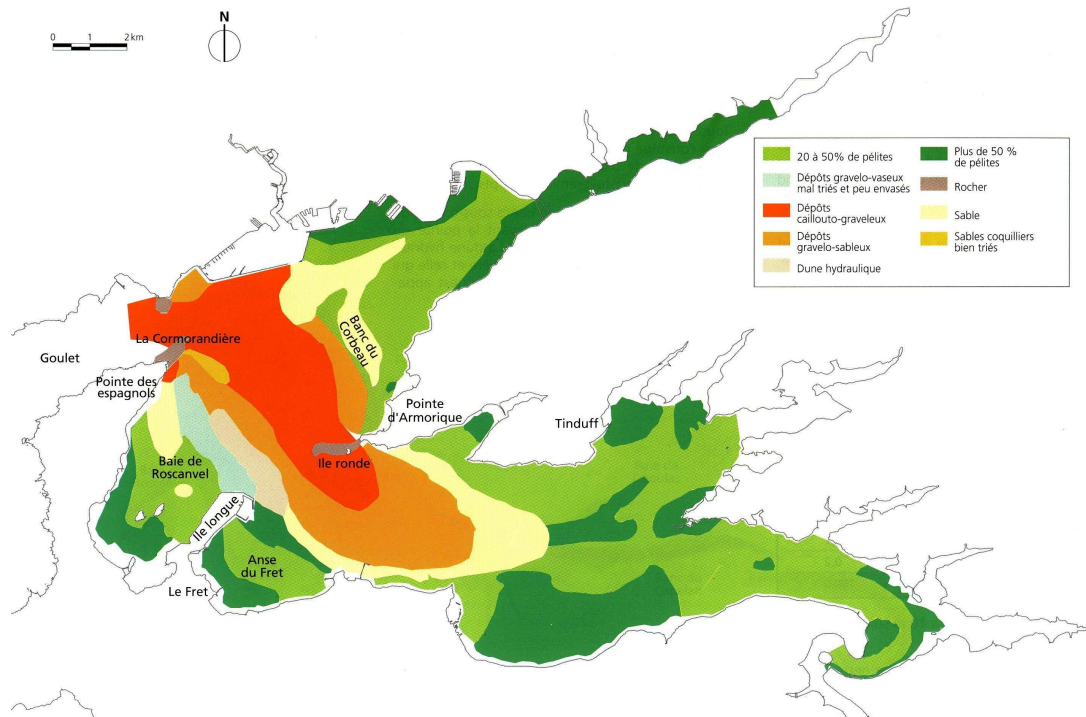


Figure 2.24 – Cartographie des types sédimentaires des fonds de la rade de Brest (Troadec et Le Goff (coordonnateurs) *et al.*, 1997).

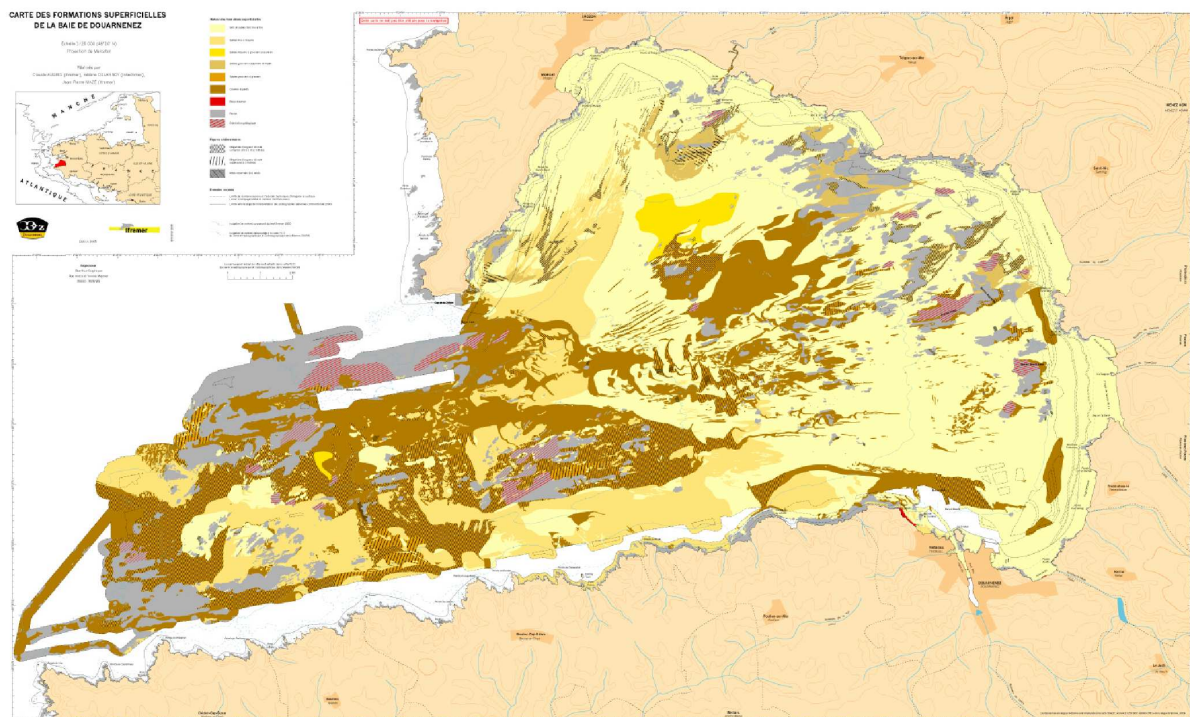


Figure 2.25 – Carte des formations superficielles de la Baie de Douarnenez (Augris *et al.*, 2005).

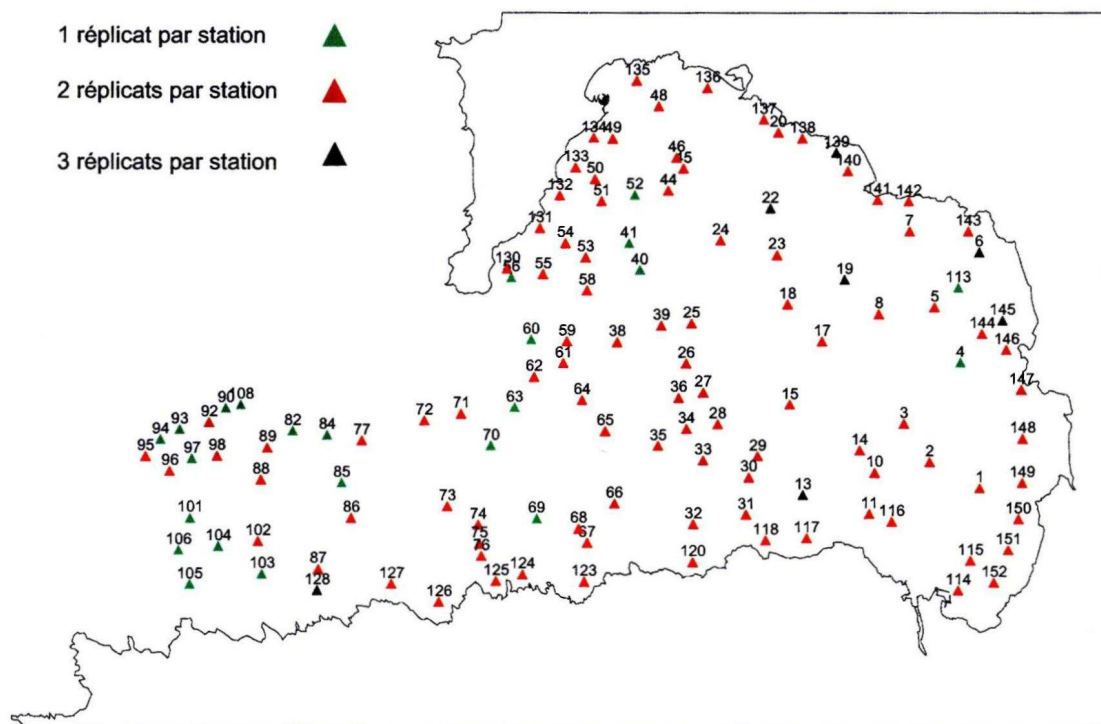


Figure 2.26 – Carte des stations ayant fait l’objet d’un échantillonnage biologique (mai-juin 2001) (Blanchet *et al.*, 2004).

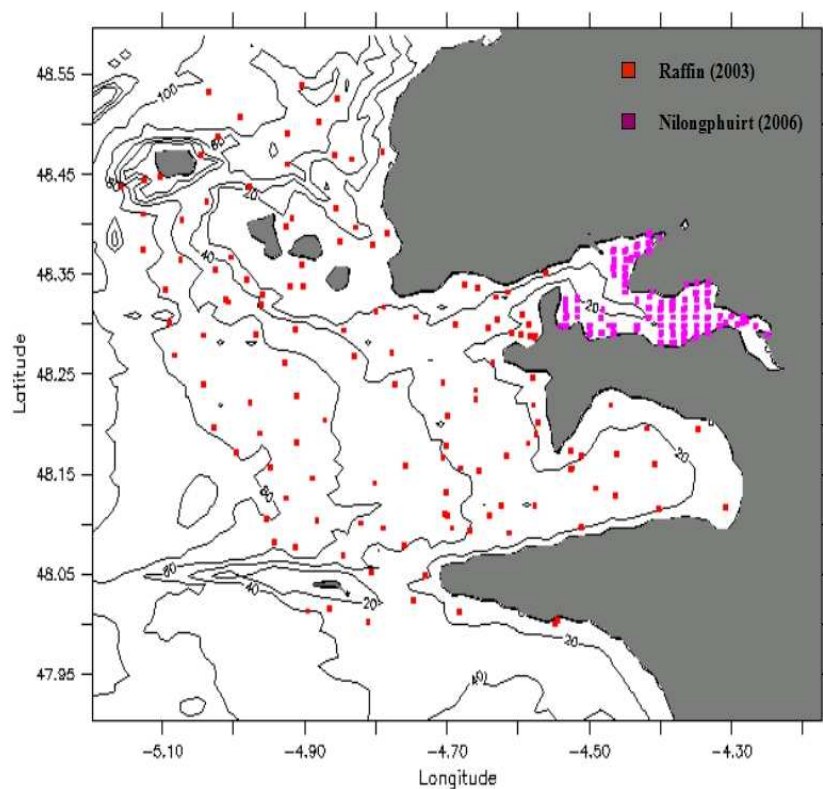


Figure 2.27 – Répartition des prélèvements effectués en Mer d’Iroise depuis 2003.

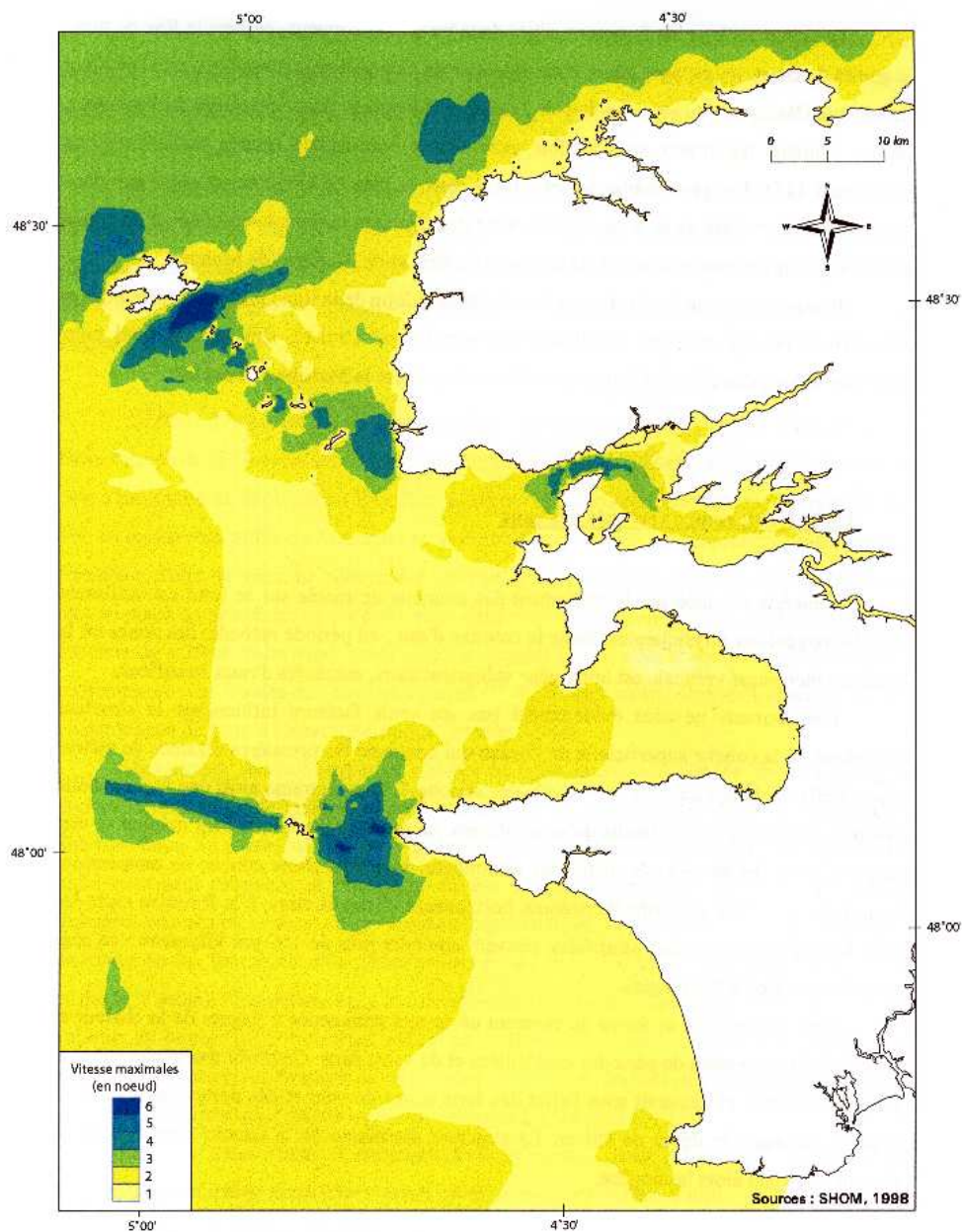


Figure 2.28 – Répartition spatiale de l'intensité maximale des courants de marée moyennés sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) (dans Le Berre, 1999).

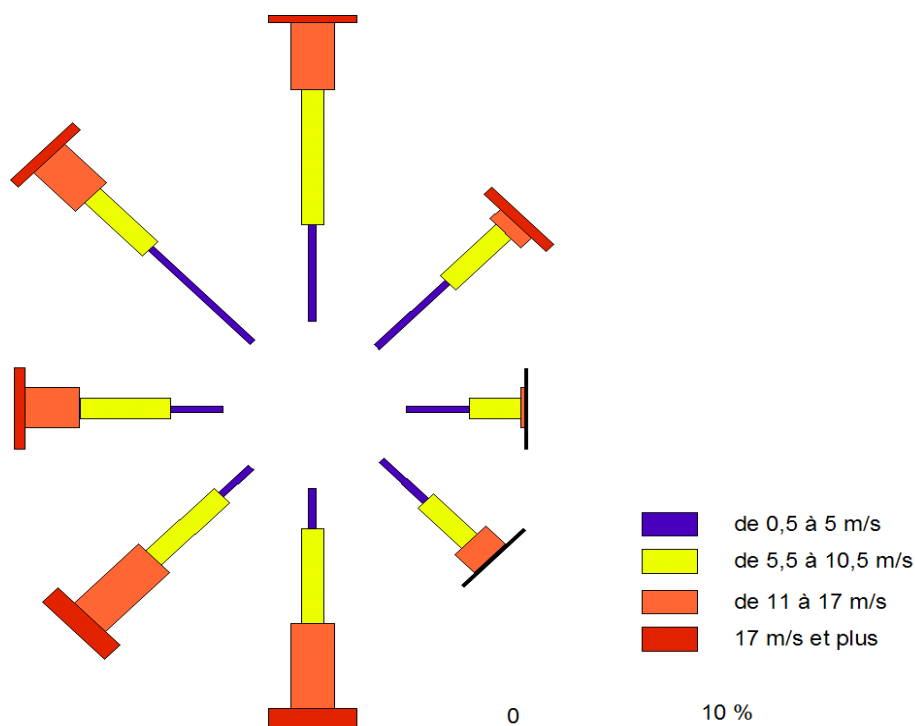


Figure 2.29 – Répartition annuelle des vents à la pointe du Raz entre 1984 et 2003 (SHOM, 2006, d'après Météo-France).

2.2.2.4 Houle

Des mesures réalisées à la pointe de Luguenez (cap Sizun) du 7 décembre 1975 au 10 novembre 1978 par le Laboratoire National d'Hydraulique d'Electricité de France (EDF-LHN) et l'étude du Service Technique Central des Ports Maritimes et des Voies Navigables (STCPMVN) en prévision des travaux d'extension du port de Douarnenez, donnent des hauteurs significatives maximales de 5,60 m avec des périodes maximales de l'ordre de 15 s pour des périodes moyennes de 7 à 12-13 s (Tableau 2.4). Des observations plus récentes, réalisées à la pointe du Toulinguet pendant 2 ans et demi du 21 décembre 1994 au 10 juillet 1997 (source CETMEF) (Figure 2.30) indiquent des vagues de hauteurs significatives inférieures à 1 m pendant 70 % du temps, de 2 m pendant 90 % du temps et dépassant 3 m pendant 0,5 % du temps. Les périodes de ces houles se situent autour de 7-8 secondes.

La Baie de Douarnenez offre une large gamme d'exposition à la houle, depuis les sites très battus de la pointe de Brézellec et du cap de la Chèvre jusqu'aux sites abrités de Ar Kador et de Morgat, en passant par les sites d'exposition moyenne comme les pointes du Millier et Porz Meilh. Les épures de réfraction fondées sur la loi de Snell établies par le STCPMVN montrent, qu'en se propageant dans la baie, une houle de 15 s de période tend à s'épanouir sous l'effet de la réfraction par les fonds, notamment derrière le cap de

la Chèvre, où on observe une convergence des orthogonales de houle au niveau de l'île de l'Aber (Figure 2.31). La propagation des houles en Baie de Douarnenez est soumise aux effets d'atténuation par frottement sur le fond accentués en faibles profondeurs. La perte d'énergie apparaît en particulier pour les houles de période supérieure à 5 s.

	Direction (°)	Hauteur significative (m)	Période (s)
Sud-Ouest	255	5,40	9 à 15 s
Ouest	275	5,60	9 à 15 s
Nord-Ouest	295	5,40	9 à 15 s

Tableau 2.4 – Caractéristiques des houles du large (Talec, 1989).

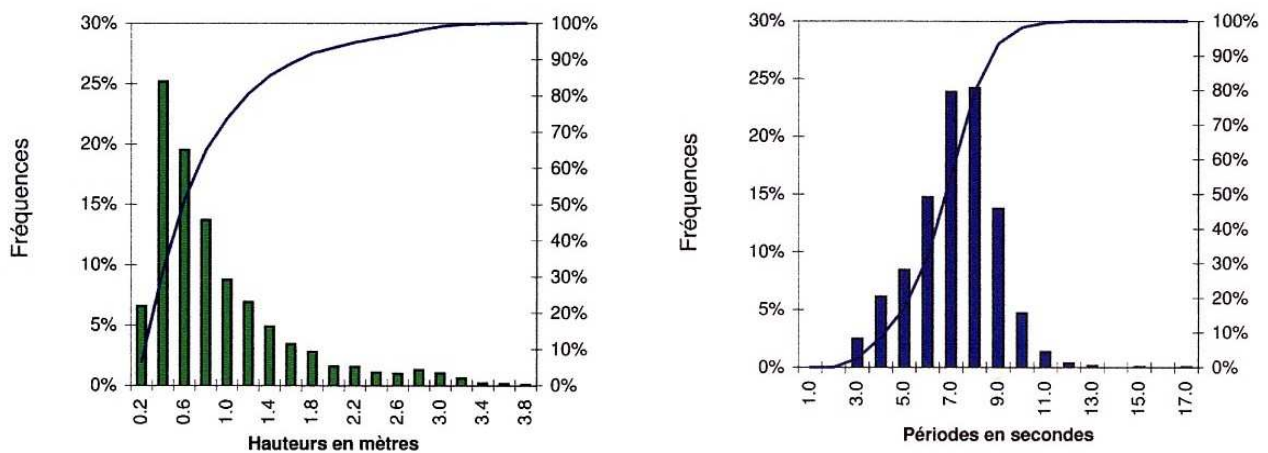


Figure 2.30 – Hauteur significative et période de la houle à la pointe du Toulinguet (source CETMEF).

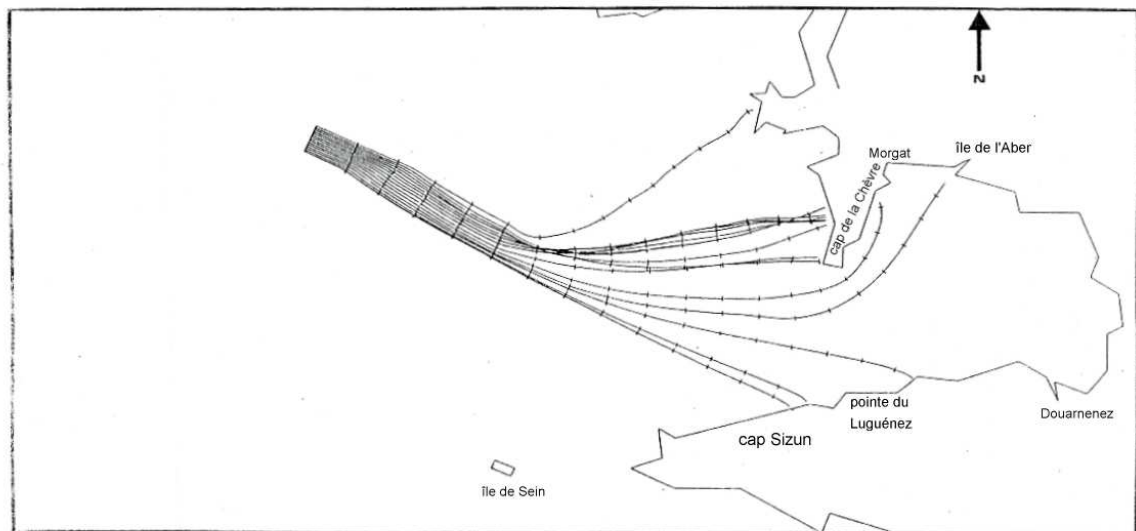


Figure 2.31 – Epure de réfraction pour une houle de Nord-Ouest et 15 s de période (STCPNVM, 1986).

2.2.2.5 Hydrologie

La température de surface de l'eau de la Baie de Douarnenez varie, au cours d'une année météorologique « moyenne » de 9 °C à la fin de l'hiver à 16 °C en fin d'été. L'amplitude thermique croît globalement d'Ouest en Est. En zone littorale, par petits fonds, la température descend ainsi à 6 °C en hiver, tout particulièrement au débouché des rivières plus froides que la mer pour monter à 19 °C en été. En période estivale, une stratification thermique s'établit au centre de la baie (Birrien *et al.*, 1985, 1987; Morin *et al.*, 1993, 1994) (Figures 2.32 et 2.33). S'étendant jusqu'au cap de la Chèvre, elle est séparée de la zone brassée homogène de la Mer d'Iroise par un front thermique. Les simulations numériques effectuées par l'Ifremer (*e.g.*, Augris *et al.*, 2005) reproduisent les observations effectuées par Birrien *et al.* (1985). Elles montrent notamment que la stratification concerne une zone ovoïde s'étendant du centre de la baie vers la côte Est du cap de la Chèvre. La couche de surface chaude et mélangée par le vent a une épaisseur maximale de 6-7 m. Elle est séparée de l'eau du fond, plus froide de 2,3 °C, par une thermocline de quelques mètres.

Les apports d'eau douce par les cours d'eau sont faibles. En effet, les rivières se jetant dans la Baie de Douarnenez ont, en période hivernale, des débits ne dépassant que rarement $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. En période estivale, ces apports se limitent à quelques dizaines de litres par seconde. Notons enfin que la Baie de Douarnenez est également affectée par une dessalure printanière liée selon Birrien *et al.* (1985) à l'arrivée d'eaux originaires de la Loire. La salinité entre le cap de la Chèvre et le cap Sizun passe de 35 à 34, voire 33,5.

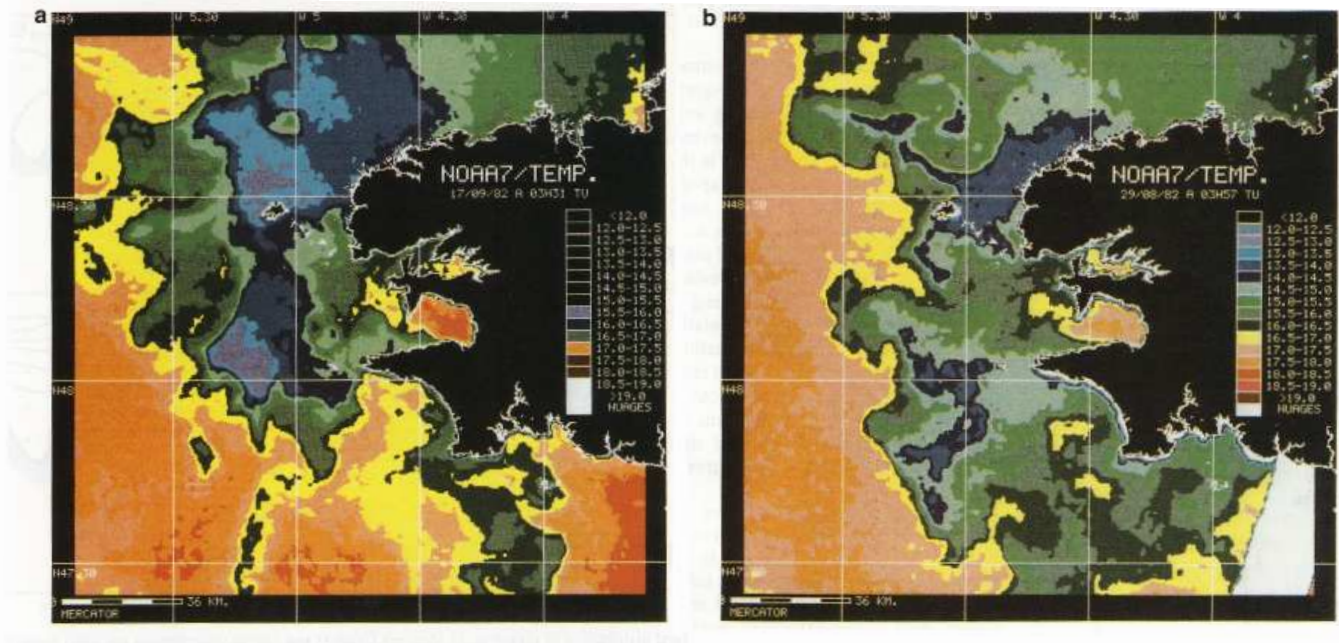


Figure 2.32 – Images satellitales de la distribution de la température de surface en vive-eau (a) et en morte-eau (b) à la fin de l'été (Morin *et al.*, 1993).

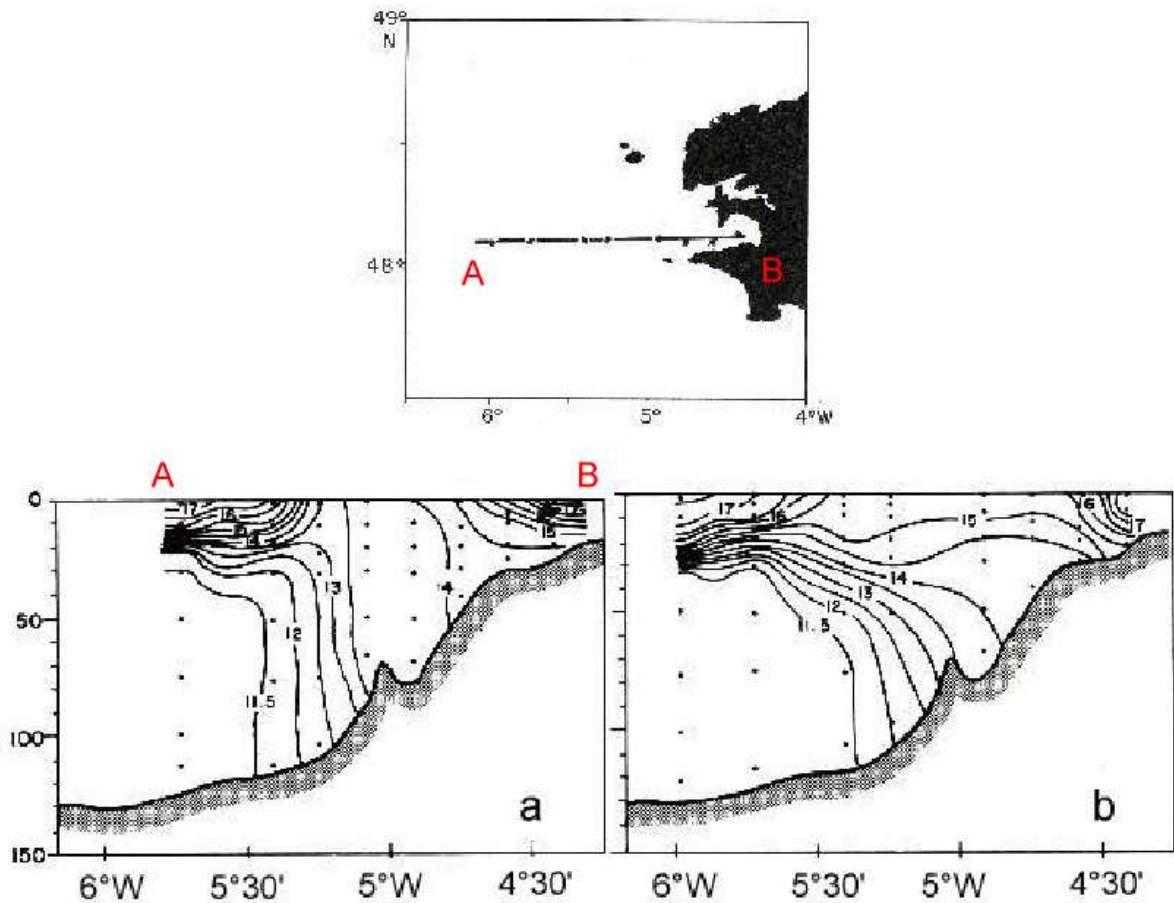


Figure 2.33 – Distribution verticale de la température (en °C) selon le transect A-B en vive-eau (a) et en morte-eau (b) (d'après Morin *et al.*, 1993).

Chapitre 3

Observations nouvelles en zones-ateliers

Le présent chapitre expose l'effort d'observation entrepris dans les deux zones-ateliers retenues. Il concerne l'acquisition à échelle locale de données complémentaires relatives à la distribution granulométrique des sédiments de fond, aux paramètres hydrodynamiques moyens (hauteur d'eau, courants, vitesse orbitale) et turbulents (énergie cinétique turbulente, contrainte de cisaillement près du fond), et à la teneur en Matières En Suspension (MES) à travers la colonne d'eau, avec, toutefois, une emphase sur la couche limite de fond. Au niveau de la zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais sont concernées quatre campagnes à la mer menées entre 1997 et 2000 par Chapalain et collaborateurs dans le cadre du programme régional Nord-Pas-de-Calais DYSCOP (DYnamique du Système CÔtier du Pas-de-Calais) et du programme européen MAST III PROMISE (PRe-Operational Modeling In the Seas of Europe) (*e.g.*, Chapalain *et al.*, 1999; Chapalain et Thais, 1999, 2000; Chapalain, 2004; Chapalain et Thais, 2004). Au niveau du site atelier de la Baie de Douarnenez, quatre campagnes, auxquelles j'ai contribué, ont été entreprises en 2005 et 2006. L'ensemble de ce travail à la mer a été réalisé avec le Navire Océanographique de l'INSU-CNRS, « Côtes de la Manche ». Au-delà de la description du milieu, ces observations complémentaires serviront, en premier lieu, à intégrer précisément le substrat sédimentaire et à valider la modélisation des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires. Les équipements et instruments déployés, ainsi que les méthodes de traitement des données sont d'abord exposés. Les données acquises dans chacun des sites ateliers sont ensuite présentées.

3.1 Parc instrumental et traitement de données

3.1.1 Bennes à sédiment de fond

L'échantillonnage des sédiments de fond est réalisé à l'aide d'une benne Shipeck (Figure 3.1) ou d'une benne Smith-McIntyre (Figure 3.2) pour les substrats les plus grossiers. Les échantillons sont ensuite traités à la colonne à tamis (norme de l'Association Française de NORmalisation - AFNOR) et/ou au granulomètre laser en fonction de la taille et de l'hétérogénéité des prélèvements afin d'obtenir les proportions relatives à chaque classe sédimentaire : la distribution granulométrique.

3.1.2 Bouées houlographiques

Les bouées houlographiques DATAWELL (Figure 3.3) permettent de mesurer ponctuellement les déplacements de la surface libre associés à la houle et d'en déduire les caractéristiques statistiques (hauteur significative, période de pic, etc). Deux types de bouées ont été déployées : des bouées non-directionnelles et des bouées directionnelles. Les bouées non-directionnelles sont équipées d'un accéléromètre disposé selon l'axe vertical de la bouée et d'un compas. Elles mesurent ainsi l'accélération verticale (pilonnement), et l'élévation de la surface libre par double intégration. Dans le cadre de nos applications, ces mesures sont effectuées à une fréquence d'acquisition de 1,28 Hz durant 30 minutes toutes les heures. Plus récentes, les bouées directionnelles disposent de trois accéléromètres qui fournissent, par double intégration des signaux mesurés, les déplacements de la bouée dans les trois directions (x,y,z). Cette mesure permet notamment de connaître la direction des vagues. Différentes méthodes d'analyse sont employées pour traiter ces données et obtenir le spectre en fréquence-direction. Nous retenons la méthode de l'entropie maximale ("Maximum Entropy Method" - MEM) (Lygre et Krogstad, 1986). Les mesures à la bouée directionnelle sont acquises à une fréquence de 2 Hz pendant 20 minutes toutes les 30 minutes.

3.1.3 Courantomètres-houlographes

Le courantomètre-houlographe intégré S4DW (Figure 3.4) de type « P-U-V » mesurant les deux composantes de la vitesse (U,V) dans le plan horizontal et la pression P se présente sous la forme d'une sphère de 25 cm de diamètre. La mesure de la vitesse du courant est effectuée selon le principe de l'induction électromagnétique de Faraday. Deux paires d'électrodes placées dans l'enveloppe du capteur détectent la force électromagnétique (fem) causée par le mouvement de l'eau de mer dans le champ magnétique créé par

l'instrument. Les mesures sont effectuées à une fréquence d'acquisition de 2 Hz pendant une séquence de 30 mn réitérée toutes les heures. Dans le cas présent, le S4DW est disposé dans une cage amagnétique en aluminium à 30 cm au-dessus du fond.

Le courantomètre acoustique de type VECTOR (NORTEK) (Figure 3.5) mesure les trois composantes du courant en exploitant l'effet Doppler-Fizeau, à savoir le décalage de fréquence entre les ondes émises et reçues et renvoyées par les particules en suspension dont la vitesse est assimilée à celle du fluide. Le volume de mesure est un cylindre de 1,4 cm de côté dont la base a 1,4 cm de diamètre, situé à 15,7 cm de la tête émettrice du capteur, dans son axe. Les mesures des composantes de vitesse, auxquelles s'ajoutent les mesures de pression, sont acquises à une fréquence de 8 ou 16 Hz pendant une séquence de 9 mn réitérée toutes les heures.

Une chaîne de traitement analyse séquence par séquence les données pour corriger de la pression atmosphérique les mesures de pression et calculer les valeurs moyennes de hauteur d'eau, de vitesse et les écarts types, ainsi que l'énergie cinétique turbulente, la vitesse de frottement et la contrainte de cisaillement près du fond selon la méthode proposée par Soulsby et Humphery (1990) qui consiste à séparer la vitesse orbitale due à la houle des fluctuations turbulentes du courant en linéarisant le spectre de la variance des vitesses à la base du pic de houle, généralement compris entre 1/25 Hz et 1/6 Hz (Figure 3.6). La vitesse orbitale près du fond est calculée à partir des données de hauteur instantanée en appliquant la théorie d'Airy.

3.1.4 Station d'Acquisition de Mesures Benthique Autonome

La Station d'Acquisition de Mesures Benthique Autonome (SAMBA) est une structure de 800 kg pour une hauteur de 3 m (Figure 3.7) destinée à être déployée dans un environnement soumis à de forts courants et de grosses houles (Chapalain, 2004). Elle est équipée de deux modules d'acquisition de mesures, l'un à « haute fréquence », l'autre à « basse fréquence ». Le module « haute fréquence » est dédié à la mesure des vagues et des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires dans la couche de fond sur une hauteur de 1,5 m à une cadence maximale de 4 Hz. Des séquences de mesures finies sont réitérées avec des intervalles de temps programmables allant de quelques minutes à quelques heures. Le module comporte un capteur de pression (PAROSCIENTIFIC), quatre courantomètres électromagnétiques (fonctionnement basé sur le principe de l'induction

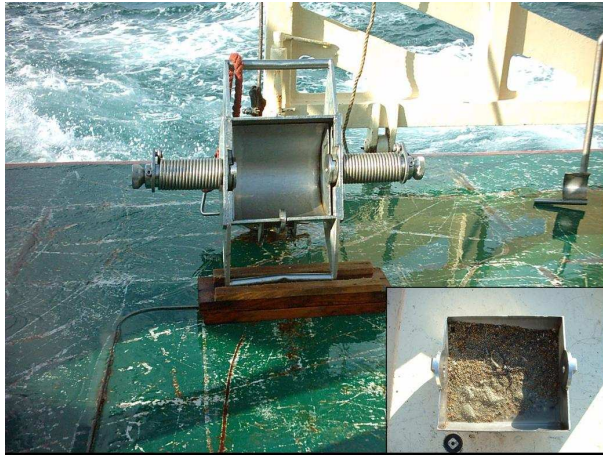


Figure 3.1 – Benne Shipeck. En médaillon, le godet semi-cylindrique rempli de sédiment.



Figure 3.2 – Benne Smith-McIntyre.



Figure 3.3 – Bouée houlographique DATAWELL Waverider de 0,9 m de diamètre, équipée d'une antenne HF pour la transmission des données en temps réel.



Figure 3.4 – Courantomètre-houlographe S4DW.



Figure 3.5 – Courantomètre-houlographe VECTOR (NORTEK).

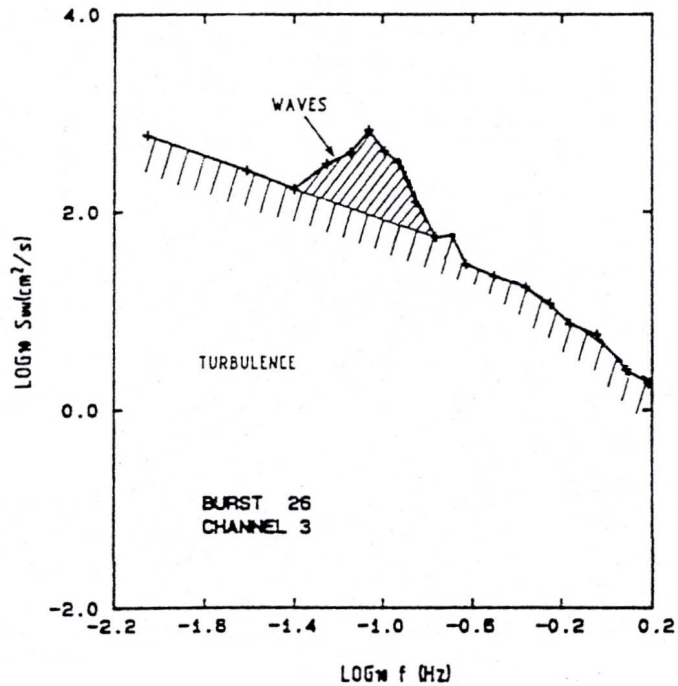


Figure 3.6 – Spectre de la variance du module de la vitesse décrivant la méthode de traitement de Soulsby et Humphery (1990).

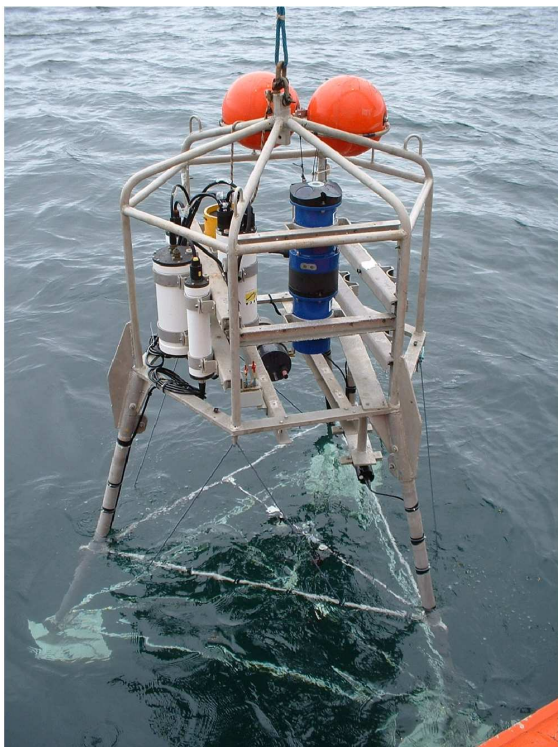


Figure 3.7 – Station d'Acquisition de Mesures Benthique Autonome (SAMBA) lors de son immersion depuis le N/O INSU-CNRS « Côtes de la Manche » (en bleu, l'ADCP).

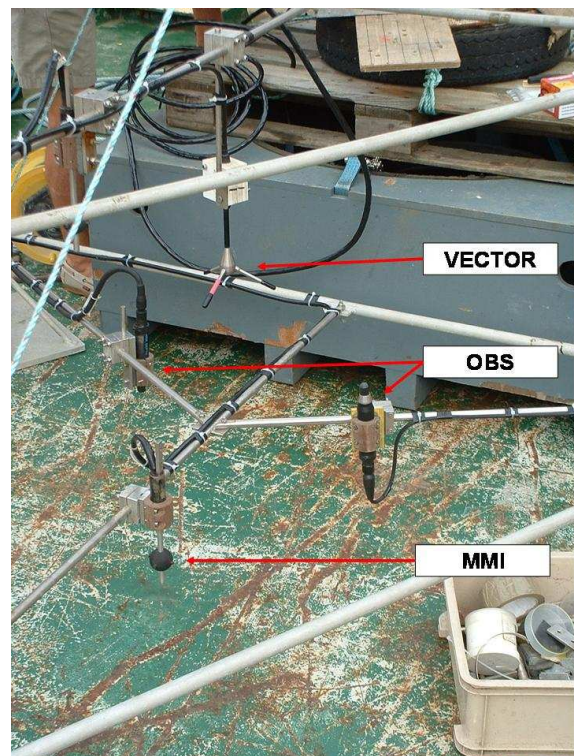


Figure 3.8 – Détails des capteurs de la couche limite de fond installés sur SAMBA : Courantomètre électromagnétique Marsh-McBirney, Inc. (MMI), courantomètre acoustique VECTOR et Optical Backscattering Sensor (OBS).

électromagnétique de Faraday décrit dans la section précédente) bidirectionnels de 3,8 cm de diamètre (MARSH-MCCBIRNEY, Inc.) et quatre capteurs de turbidimètres à rétro-diffusion infra-rouge (OBS-3) (Figure 3.8). Ce type de capteur est constitué d'une diode qui émet un rayon infrarouge et d'un détecteur qui enregistre l'intensité rétro-diffusée par les particules en suspension face au capteur ($\simeq 5$ cm). Le module « haute fréquence » de base de SAMBA est également complété par un courantomètre acoustique VECTOR (NORTEK) de nouvelle génération (Section 3.1.3) (Figure 3.8). Dans chaque cas, les mesures sont effectuées pendant 9 mn toutes les heures. Le module « basse fréquence » de SAMBA réalise des séquences de mesures des paramètres d'environnement avec un pas de temps de quelques minutes. Il comprend une thermistance et un profileur de courant à effet Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP) RD Instruments (1200 kHz) explorant typiquement toutes les 5 mn avec une résolution d'un mètre la structure verticale du courant et l'intensité acoustique rétro-diffusée par les particules en suspension (Figure 3.7).

Un module de contrôle de l'inclinaison et de l'orientation de la plate-forme sur le fond comprenant deux inclinomètres et un compas, ainsi qu'un dispositif acoustique de positionnement et de récupération par bout et flottabilité largables complètent les instruments embarqués sur SAMBA.

La même chaîne de traitement que celle utilisée précédemment pour les données des courantomètres-houlographes est appliquée à l'ensemble des données, à compléter des données de matière en suspension (MES).

3.1.5 Echantillonneurs d'eau

Les mesures indirectes de MES peuvent s'avérer délicates en raison de l'imprévisibilité des gammes d'amplitude de teneurs en MES et de leur composition (nature, distribution granulométrique). Des prélèvements de MES offrent une alternative et un complément aux mesures indirectes qu'elles servent à étalonner. Ils sont effectués à différents instants du cycle de marée par trois types de préleveurs. Il s'agit respectivement d'une simple bouteille NISKIN, de l'Echantillonneur MULTIPLE (ECMUL) et de l'échantillonneur séquentiel HYDROBIOS modifié.

De manière conventionnelle, la bouteille NISKIN arrimée sur le câble hydrologique

est déclenchée par l'envoi d'un message.

L'Echantillonneur MULTiple (ECMUL) (Figure 3.9) (Chapalain et Thais, 2004) est un préleveur étagé d'eau à quatre niveaux réglables au voisinage du fond, en l'occurrence ici, à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m. Il est constitué d'une cage lestée, haute de 1,6 m, accueillant une série verticale de quatre bouteilles à clapets de 1,8 l, disposées horizontalement. Les clapets sont initialement maintenus ouverts à l'aide d'une paire de câbles arrimés sur des ergots solidaires d'une tige coulissante dont la partie inférieure, terminée par une plaque-palpeur, dépasse sous la structure. ECMUL est manoeuvré par le treuil du navire. Au contact avec le fond, le coulisement de la plaque-palpeur déclenche la fermeture des clapets réalisant la prise d'échantillons. Ce dispositif effectue des prélèvements instantanés et simultanés d'eau minimisant les risques de contamination des échantillons par les mises en suspension de sédiment occasionnées par le contact de la structure avec le fond.

L'HYDROBIOS modifié (Figure 3.10) est un échantillonneur séquentiel posé sur le fond. Il dispose de 10 bouteilles d'une capacité de 2 litres dont les orifices d'entrée, constitués de tubes simples recourbés en position fermée et droits en position ouvert, sont situés à 50 cm au-dessus du fond et s'ouvrent en différé à intervalles de temps réguliers multiples d'une demie ou d'une heure.

Les échantillons d'eau collectés subissent en laboratoire un rinçage pour éliminer le sel, un séchage, une pesée pour déterminer la masse totale de matière en suspension (MES) et une combustion pour éliminer la fraction organique et déterminer les fractions organiques et minérales de la part en suspension.



Figure 3.9 – EChantillonneur MULTiple (ECMUL) lors de son immersion.

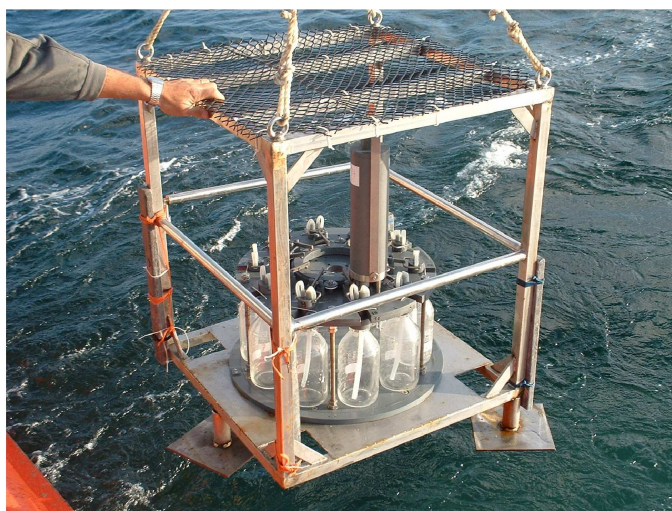


Figure 3.10 – HYDROBIOS lors de son immersion.

3.2 Données recueillies

3.2.1 Zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais

Les observations ont été effectuées en trois points géographiques situés le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais (Figures 3.11 et Tableau 3.1), le premier à 2,5 miles nautique de la plage de Merlimont, le deuxième à 1 mile de la plage d’Hardelot, et le dernier à 0,9 miles de la plage de Wimereux. Les mesures ont été réalisées durant 4 campagnes répertoriées au Tableau 3.2.

La couverture sédimentaire superficielle se compose de sables fins aux sites d’Hardelot et de Merlimont et de sables moyens à Wimereux (Tableau 3.1). Des trois sites, le substrat sédimentaire à Hardelot est le plus hétérogène et celui présentant les fractions de vases, de silts et de sables très fins (11 %) les plus importantes (Figure 2.16). Les sondages effectués dans cette région ont révélé des fonds plats et dépourvus de rides ou de dunes (Chapalain et Thais, 2000, 2004).

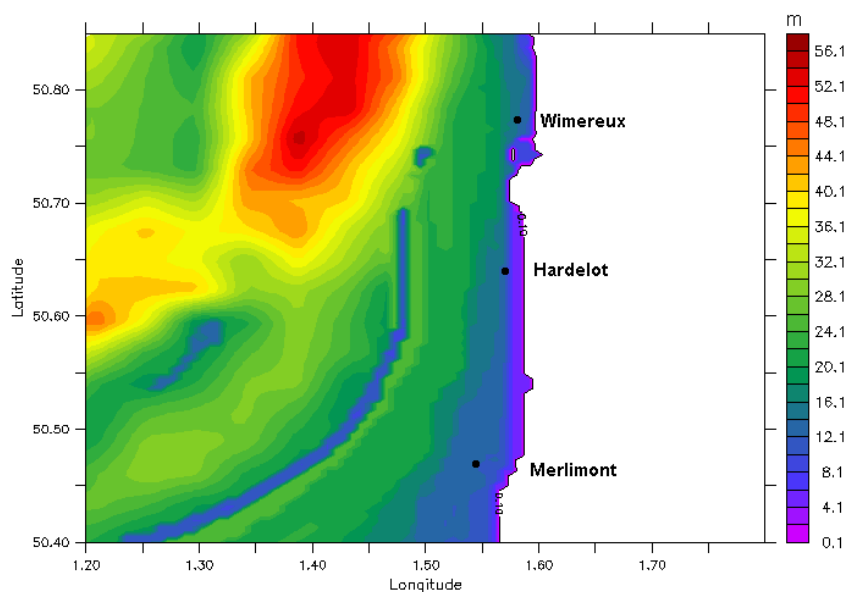


Figure 3.11 – Localisation des sites expérimentaux le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.

Site d'étude	Longitude	Latitude	d_{50}	Profondeur moyenne
point#1-Merlimont	1°32,200' E	50°27,000' N	256 μm	13,50 m
point#2-Hardelot	1°33,320' E	50°38,000' N	225 μm	16,50 m
point#3-Wimereux	1°34,998' E	50°46,630' N	320 μm	13,60 m

Tableau 3.1 – Descriptif des sites expérimentaux.

Campagne de mesure	Période	Site	Coefficient de marée
ESPRIS'97 (1)	du 21 au 28 septembre 1997	Merlimont, Hardelot	99 ▲ 49 ▼ 64
MEMPHYS'98 (2)	du 5 au 9 octobre 1998	Merlimont	101 ▼ 116
MEMPHYS'99	du 27 au 31 août 1999	Merlimont	88 ▼ 97
DIVERFLUX	du 3 au 8 juillet 2000	Wimereux	102 ▲ 75
(1) Etude Sédimentaire du PRISme Subtidal			
(2) Mesure En Mer des Processus HYdrodynamiques et Sédimentaires			

Tableau 3.2 – Campagnes de mesures effectuées le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.

3.2.1.1 Echantillonnage des sédiments de fond

Les données des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » (Cabioch, 1977) (Section 2.1.1) ont été complétées par des séries de prélèvements collectés autour des sites expérimentaux : 45 sur le site de Wimereux, 88 sur le site d'Hardelot et 168 sur le site de Merlimont (Figure 3.12). 9 tamis de tailles comprises entre 50 μm et 2 cm (norme AFNOR) sont utilisés pour traiter ces échantillons (Tableau 3.3).

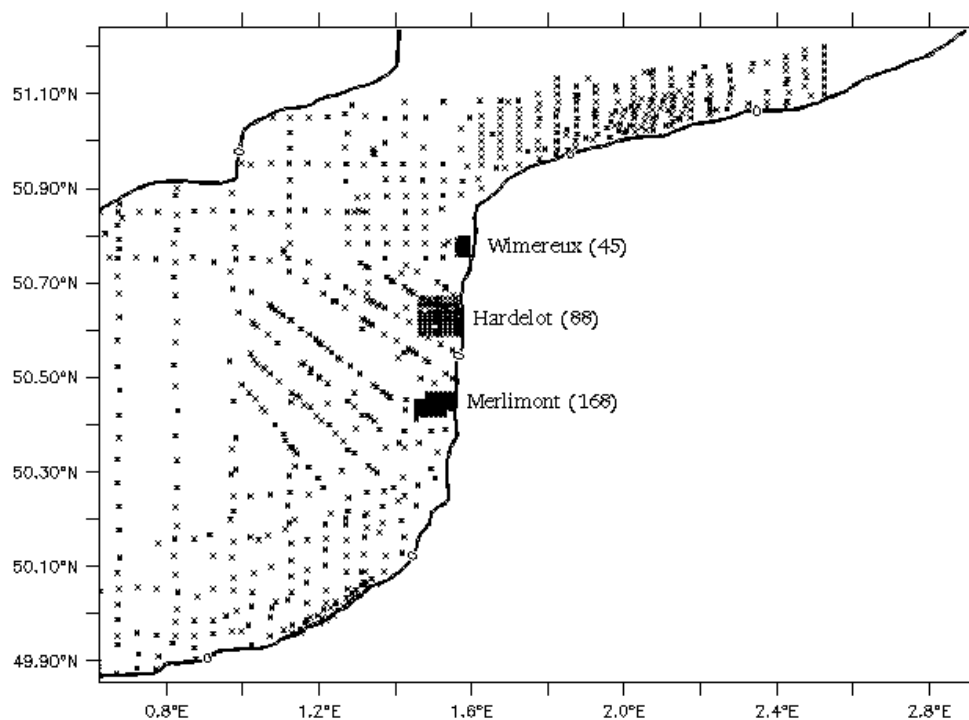


Figure 3.12 – Répartition des prélèvements effectués autour des sites de mesure.

Tailles des tamis	50 μm	100 μm	200 μm	500 μm	1 mm	2 mm	5 mm	1 cm	2 cm
-------------------	------------------	-------------------	-------------------	-------------------	------	------	------	------	------

Tableau 3.3 – Tailles des tamis utilisés.

3.2.1.2 Données météorologiques

Les données de pression atmosphérique et de vitesse et direction du vent sont mesurées au sémaphore de Boulogne-sur-Mer. Les mesures de pression atmosphérique servent à corriger les mesures de pression pour restituer la hauteur d'eau instantanée.

3.2.1.3 Mesures hydrodynamiques

Les données recueillies en 1997, lors de la campagne ESPRIS, aux sites d'Hardelot et de Merlimont sont caractérisées par des conditions de houle faible (l'énergie cinétique associée au mouvement orbital de houle ne dépassant pas 10 % de l'énergie cinétique turbulente aux pointes de courant) marquée par une dynamique de marée dominante des courants de flot et de jusant globalement orientés Nord-Sud (Figure 3.13). Les enregistrements effectués en 1999 à Merlimont et en 2000 à Wimereux présentent, de la même manière, une dynamique de marée dominante.

La série de mesures à Merlimont en 1998 est caractérisée par un événement de houle associé à un coup de vent de Nord. La hauteur significative de houle atteint une valeur maximale de 2 m en fin de période et son évolution temporelle montre une corrélation avec les données courantologiques (Figure 3.14). Les deux premiers pics de houle d'une hauteur significative supérieure à 1 m apparaissent ainsi, en période d'accalmie, aux pointes de flot, lorsque le courant de marée est opposé à la houle en provenance du Nord (Figure 3.14). Bien que cette dépendance soit moins marquée durant la tempête, on observe une augmentation sensible de la hauteur significative en période de flot le 7 octobre à 12h00, le 8 octobre à 1h30 et à 12h00. La hauteur significative maximale est ainsi en phase avec ce dernier pic de flot. La Figure 3.15 présente l'évolution du rapport entre les contraintes de cisaillement dues au courant τ_c et à la houle τ_w , $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$ (Soulsby *et al.*, 1993). A l'exception des phases d'étale, le courant de marée domine sur la houle à Merlimont avec un rapport supérieur à 0,8 au début de la période de mesure. Au plus fort de la tempête, il atteint 0,6, indiquant une situation de compétition entre les forçages exercés par les courants de marée et la houle.

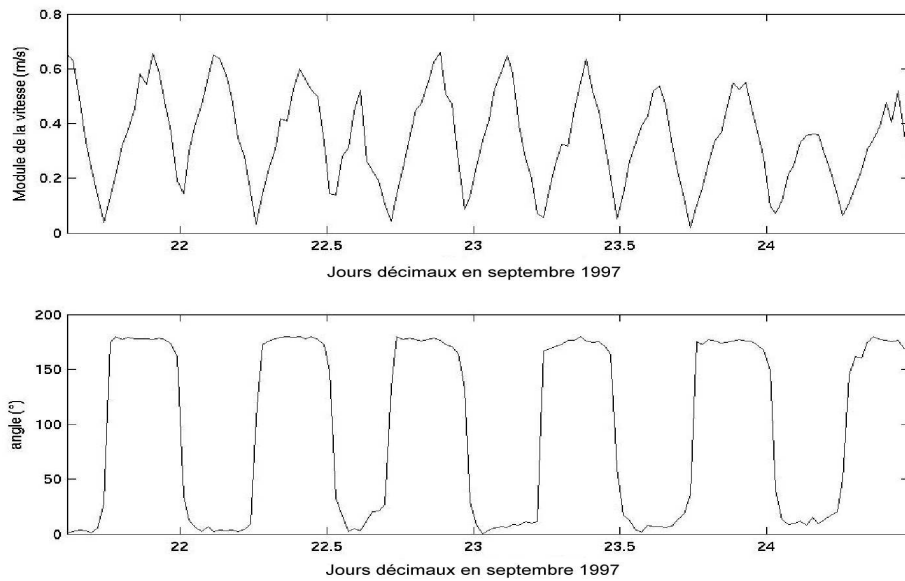


Figure 3.13 – Chroniques du module et de la direction repérée par rapport au Nord dans le sens horaire de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97 (septembre 1997).

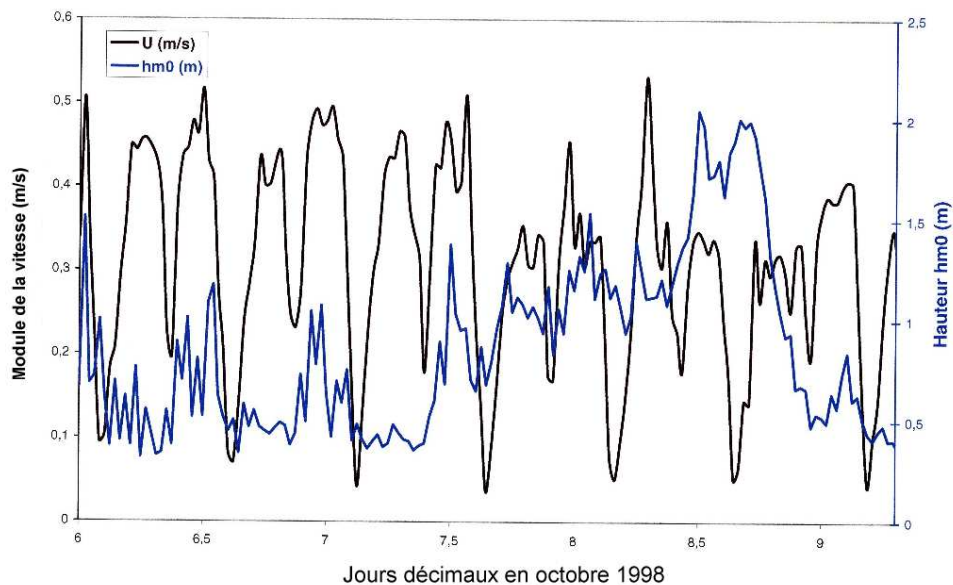


Figure 3.14 – Chroniques de la hauteur significative et du module de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98 (octobre 1998).

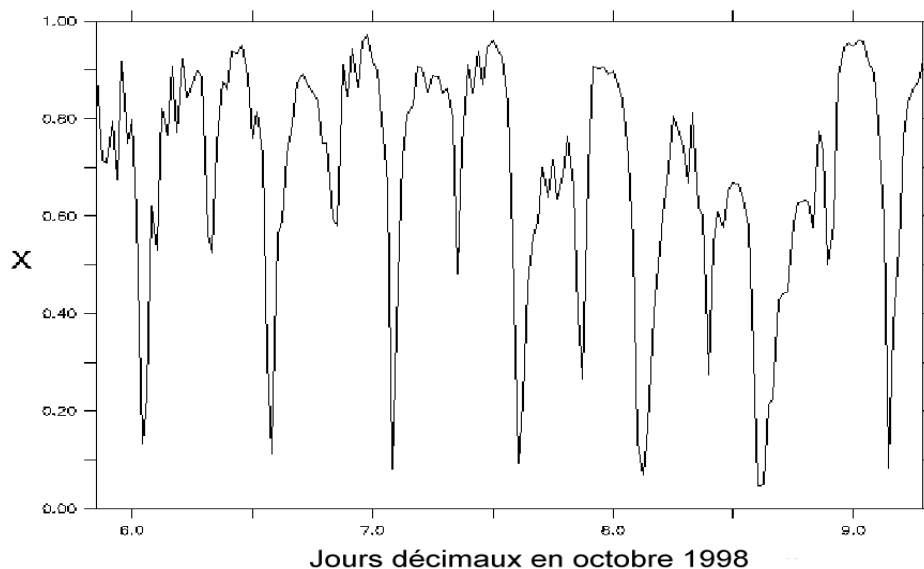


Figure 3.15 – Chronique du rapport $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$ mesurée au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

3.2.1.4 Mesures de matière en suspension

Conditions de marée seule

Les teneurs en MES mesurées en septembre 1997 à Hardelot présentent une périodicité quart-diurne correspondant à l'alternance des mises en suspension par les courants de flot et de jusant. Cette évolution se retrouve dans la couche limite externe, à 5 m au-dessus du fond, sur les données recueillies par l'ADCP et calibrées à l'aide des échantillonnages NISKIN effectués au même niveau (Chapalain *et al.*, 1999) (Figure 3.16). La décroissance du signal de turbidité liée au cycle vive-eau/morte-eau est associée à une dynamique de flot dominante. A proximité du fond, l'intensité des mises en suspension n'a pu être captée pour cause de saturation, sans doute par les sédiments fins (Chapalain, 2004).

Sur le site de Merlimont, on note en 1997 un déphasage entre les pointes de courant et les mises en suspension locales. Les pics de MES apparaissent au voisinage des renverses de courant (Figure 3.17) et suggèrent un effet conjugué de l'hétérogénéité spatiale du substrat au voisinage de la zone d'étude et de l'advection-dispersion horizontale des MES dans la colonne d'eau par les courants de marée. Les données recueillies en 1999 à 0,3 m du fond par l'OBS laissent également apparaître un tel décalage entre les pointes de courant et de MES à certains instants de la mesure (Figure 3.18). Par ailleurs, l'analyse des concentrations de sédiment en suspension (CSS) aux différents niveaux de mesures de l'ECMUL met en évidence une distribution verticale uniforme en jusant et caractérisée par

un gradient de concentration selon la verticale plus marquée en flot (Chapalain et Thais, 2004) (Figure 3.19). On peut remarquer au passage, en dépit d'une fraction organique négligeable, une différence entre les mesures indirectes effectuées à 0,3 m au-dessus du fond le 28 août 1999 (Figure 3.18) qui présentent une intensité supérieure à 50 mg l^{-1} et les mesures directes où les CSS sont inférieures à 40 mg l^{-1} (Figure 3.19). En outre, l'évolution quart-diurne de la CSS totale observée sur les mesures directes n'apparaît pratiquement pas sur les mesures indirectes.

Au site de Wimereux, les CSS mesurées à l'ECMUL à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond sont caractérisées par une périodicité quart-diurne marquée par une prédominance du pic de flot du 7 juillet 2000 sur le pic de jusant du 6 juillet 2000 (Figure 3.20). A 1,4 m au-dessus du fond, la CSS atteint ainsi 24 mg l^{-1} en flot contre $20,5 \text{ mg l}^{-1}$ en jusant. Contrairement aux données recueillies à Merlimont en 1999 (Figure 3.19), les pics de CSS présentent des déphasages locaux entre les différents niveaux vraisemblablement dus à un aléa de la mesure. Les analyses des distributions granulométriques des échantillons récoltés à l'aide la bouteille NISKIN, le 5 juillet 2000 en condition de vive-eau (coefficient 99) et le 8 juillet 2000 en condition proche d'une marée moyenne (coefficient 63), à 0,2 et 1 m du fond, et à 5 m de la surface (Figure 3.21), mettent, par ailleurs, en évidence des effets d'ajustements différentiels des diverses classes granulométriques en suspension accentués par le coefficient de marée. Ces effets sont particulièrement visibles à marée basse où la distribution granulométrique entre 0,2 et 1 m au-dessus du fond varie plus rapidement en vive-eau qu'en marée moyenne. Cette évolution se traduit paradoxalement par une augmentation sensible du diamètre moyen des sédiments mis en suspension, de l'ordre de $10 \mu\text{m}$ à 1 m au-dessus du fond. En complément, un échantillonnage à mi-profondeur (variable avec l'évolution de la surface libre) à l'aide d'une bouteille NISKIN, concomitant avec les mesures de rétro-diffusion acoustique du profileur RD Instruments (1200 kHz), a permis d'établir une courbe de calibration *in situ* nécessaire à la restitution des chroniques de MES dans la couche limite externe à 6,63 m au-dessus du fond (niveau moyen d'étalonnage) (Figures 3.22 et 3.23). Il apparaît que le signal de MES obtenu présente globalement une intensité supérieure à 9 mg l^{-1} alors qu'il oscille entre 5 mg l^{-1} et 23 mg l^{-1} à 0,9 m au-dessus du fond suggérant un défaut de calibrage des mesures ADCP de MES ou une sensibilité inadaptée du capteur durant la campagne DIVERFLUX.

Condition de tempête

La houle exacerbe les mises en suspension au site de Merlimont. Les MES enregistrées à 0,3 m au-dessus du fond en 1998 (Figure 3.24) atteignent ainsi, avec une intensité maximale supérieure à 400 mg l^{-1} , des valeurs 10 fois plus grandes que celles enregistrées en 1999 au même niveau dans une situation de courant de marée seul (Figure 3.19). En période d'accalmie, les évolutions conjointes de la MES totale et de la surface libre enregistrées à Merlimont (Figure 3.25) montrent que les pics de MES apparaissent à marée basse. On observe ainsi un décalage moyen de 9 heures entre les pics de houle en phase avec le courant de flot et les pics de MES. Cette observation est également valable à l'amorce de la tempête.

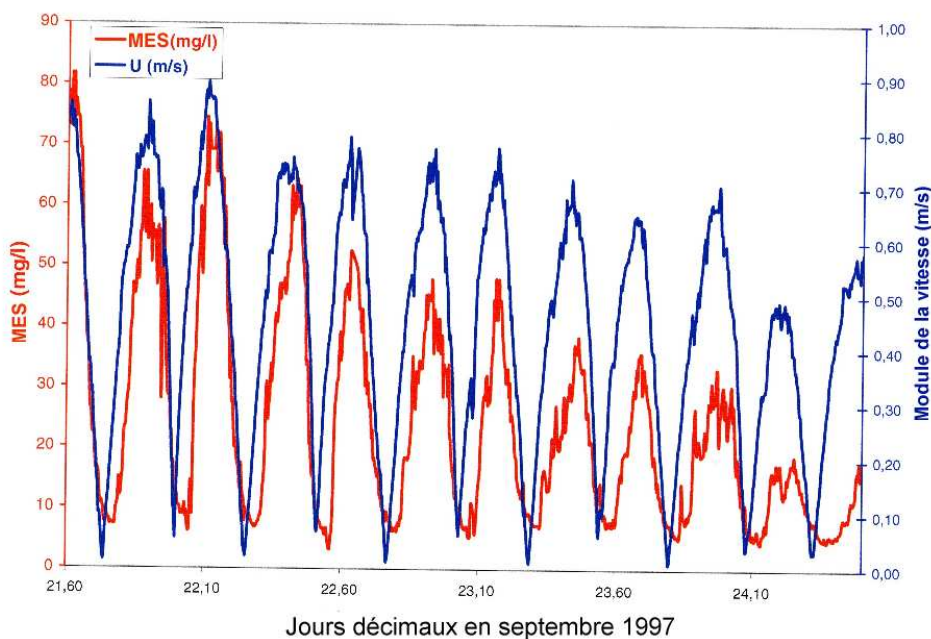


Figure 3.16 – Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 5 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).

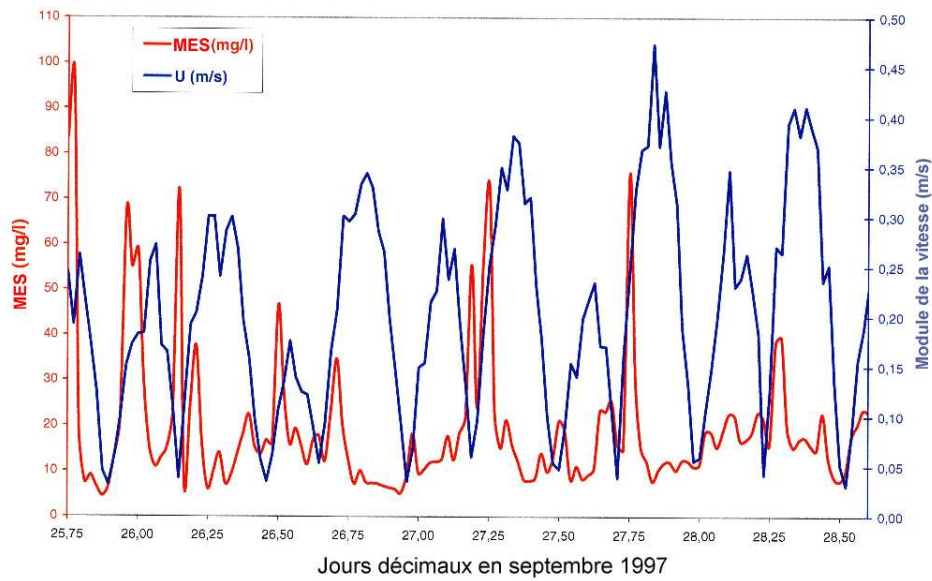


Figure 3.17 – Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.

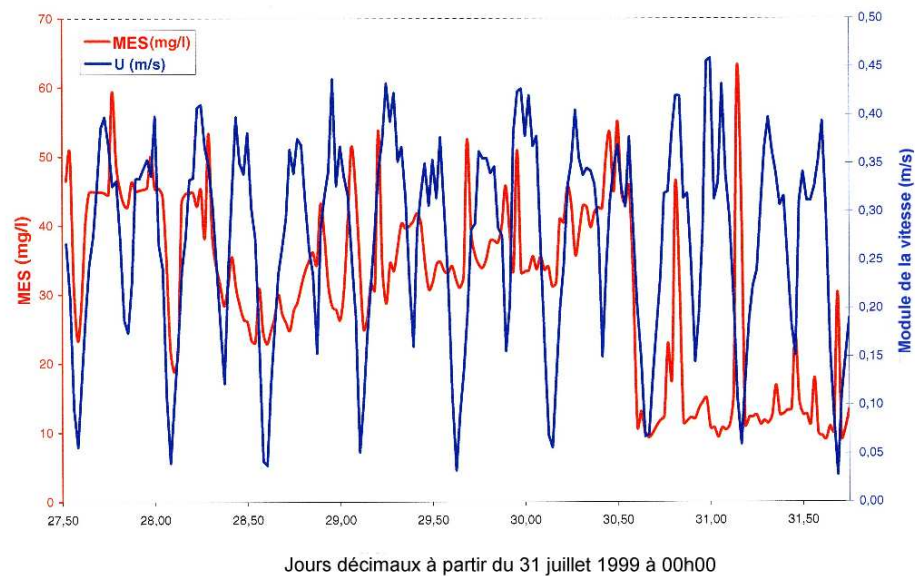


Figure 3.18 – Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99 (août 1999).

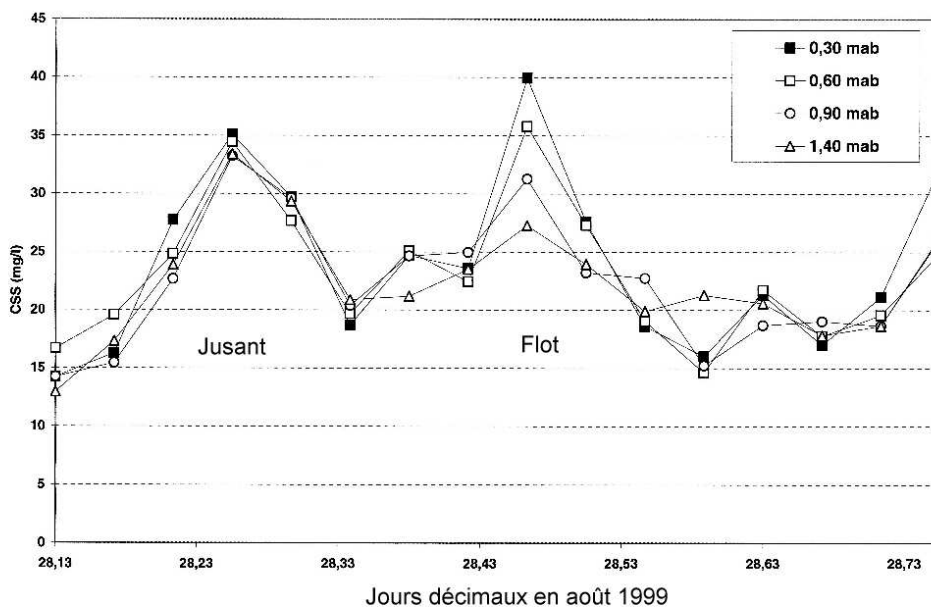


Figure 3.19 – Chroniques de la CSS mesurées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.

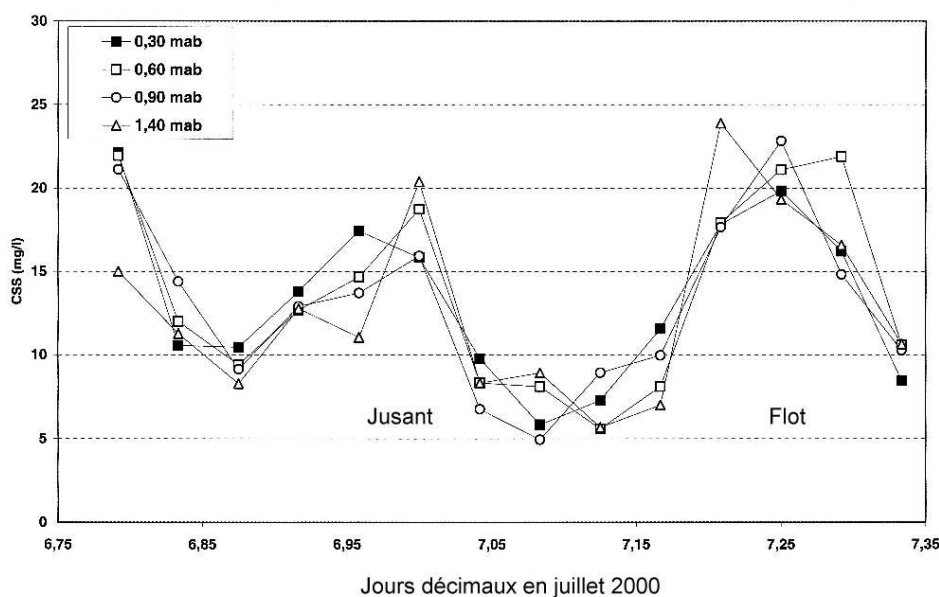


Figure 3.20 – Chroniques de la CSS mesurées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX (juillet 2000).

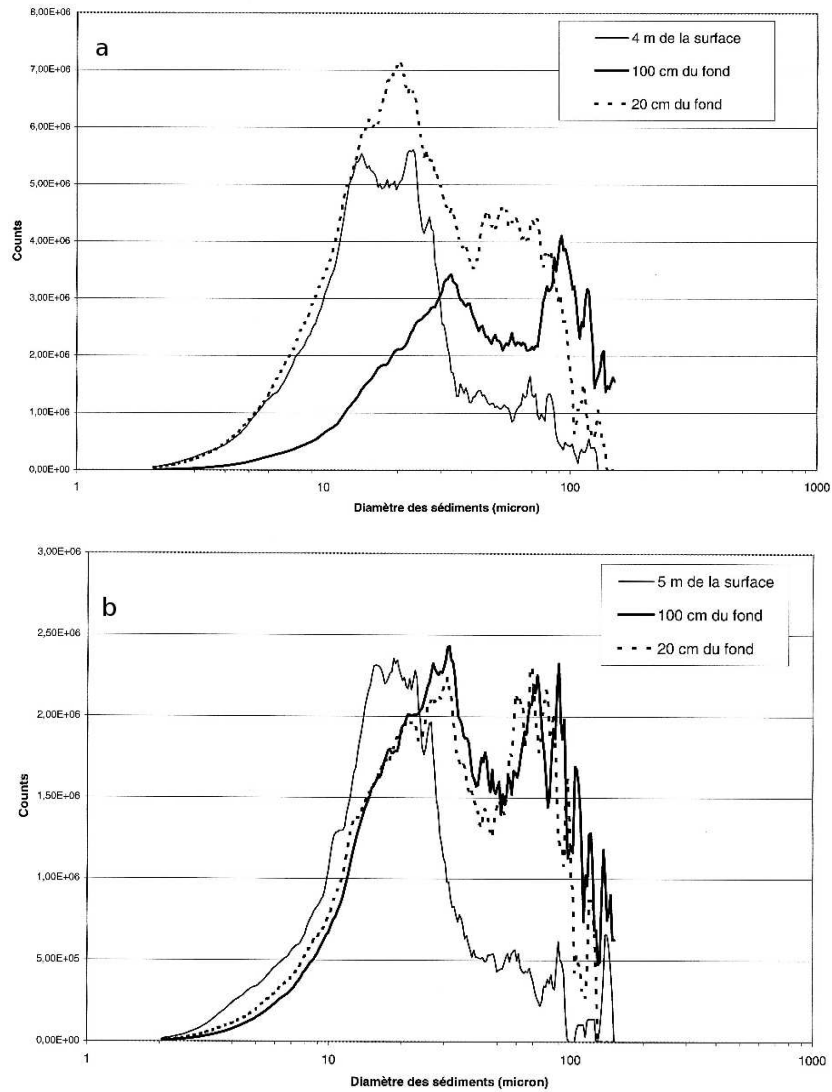


Figure 3.21 – Distributions granulométriques (“counts” du coulter) de sédiment échantillonné dans la colonne d’eau à marée basse le 5 juillet 2000 (coefficient 99) (a) et le 8 juillet 2000 (coefficient 63) (b) au site de Wimereux (campagne DIVERFLUX) (données de R. Lafite, UMR 6143, CNRS, Universités de Caen et Rouen, M2C).

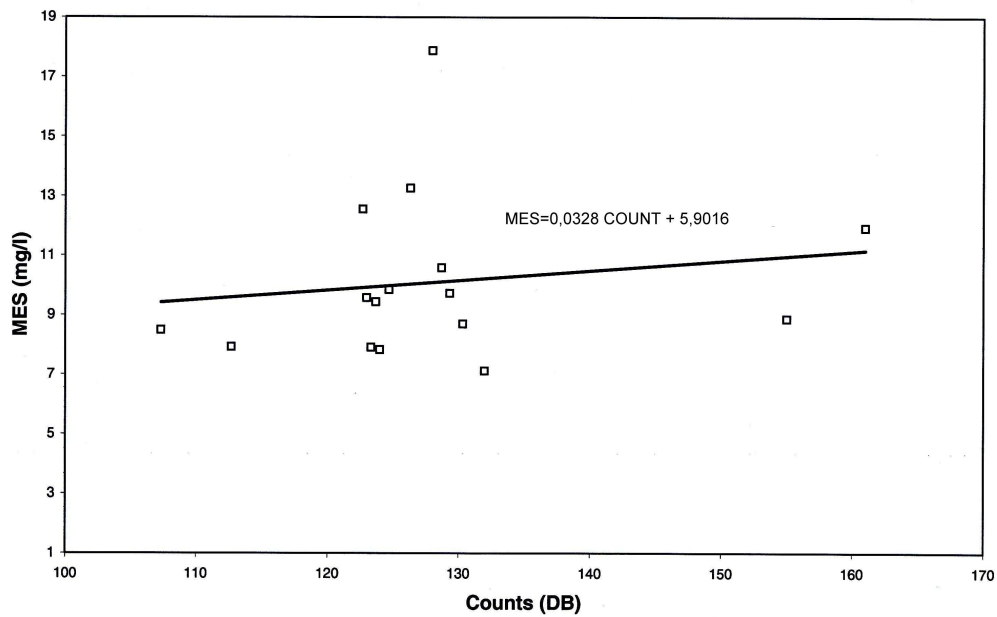


Figure 3.22 – Courbe de calibration du signal acoustique rétro-diffusé du profileur de courant à effet Doppler au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

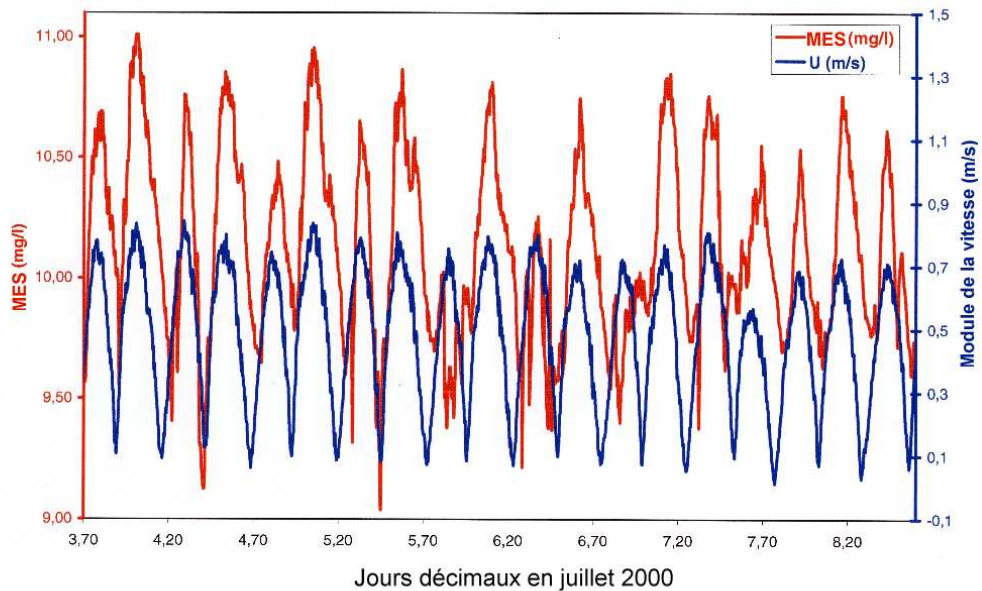


Figure 3.23 – Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 6,63 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

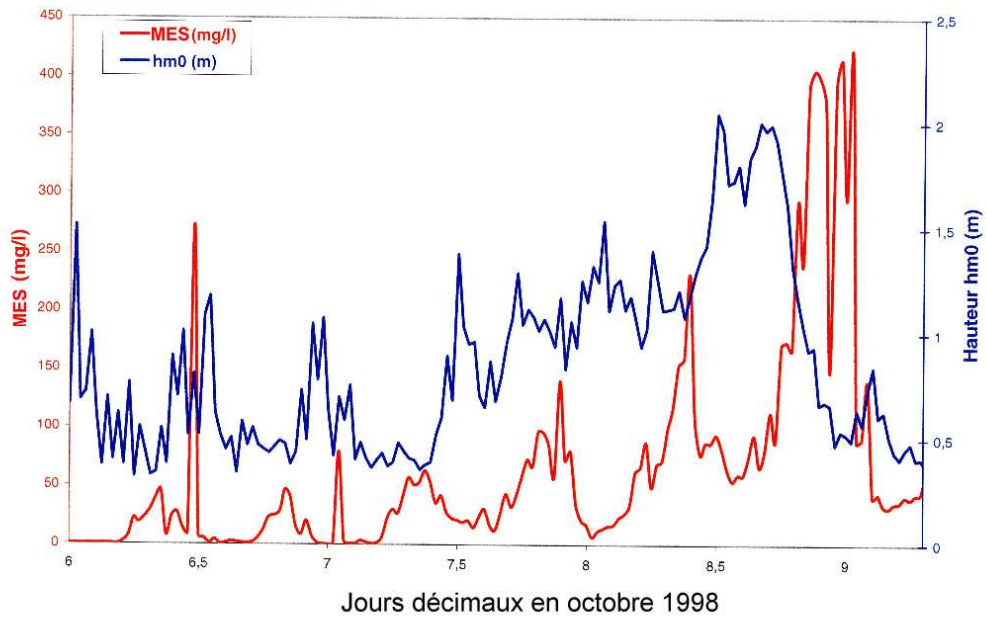


Figure 3.24 – Chroniques de la hauteur significative de houle et de la MES à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998).

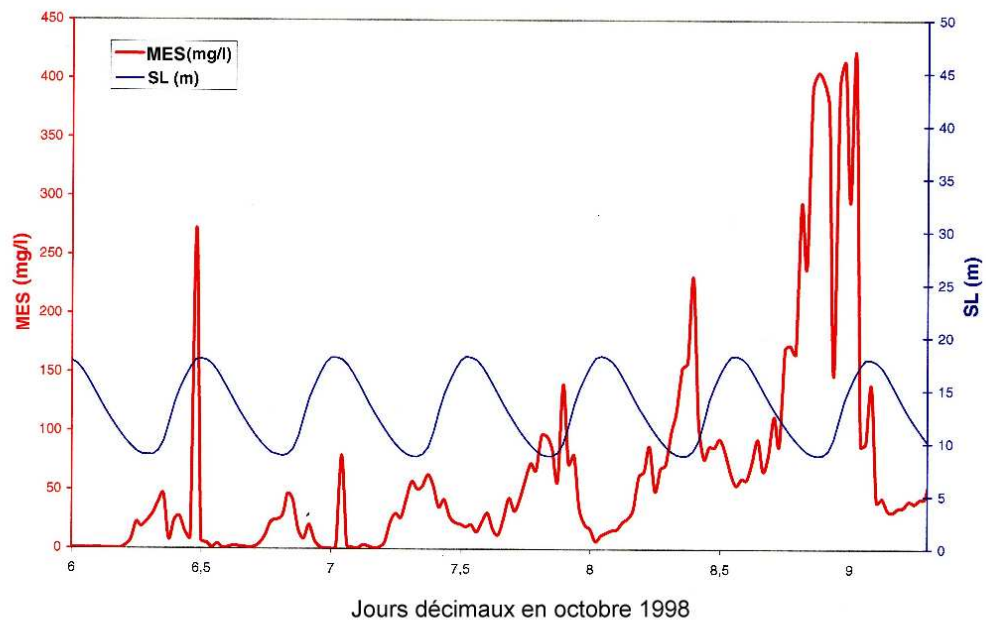


Figure 3.25 – Chroniques de la surface libre et de la MES à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

3.2.2 Zone-atelier de la Baie de Douarnenez

En Baie de Douarnenez, les observations ont été faites en trois points situés sur des fonds silto-sableux à proximité de la côte et présentant chacun différents degrés d'exposition aux conditions de houle en provenance de l'Atlantique (Figure 3.26) : le premier, face à l'entrée de la baie, à 0,9 miles nautique de la plage de Sainte-Anne-la-Palud, le deuxième à 1,2 miles de la plage de Pentrez et le troisième, dans la partie septentrionale de la baie, à 0,4 miles de la côte entre l'Anse de Morgat et l'île de l'Aber (Tableau 3.4). Les mesures ont été effectuées durant 4 campagnes répertoriées au Tableau 3.5. Dans chaque cas, les données de MES sont enregistrées au site de Pentrez où la station SAMBA, l'ECMUL et l'HYDROBIOS sont immergés sur des fonds de sables fins ($d_{50} = 150 \mu\text{m}$). En complément, la pose de houlographes (DW1, DW2 et DW3) permet de disposer des conditions de houle selon un linéaire côte-large pour chaque campagne (Figure 3.27). Les Tableaux 3.6 et 3.7 présentent les calendriers de déploiement des instruments en Baie de Douarnenez dont la durée pour les houlographes en 2006 avoisine un mois.

Site d'étude	Longitude	Latitude	d_{50}	Profondeur moyenne
point#1-Sainte-Anne-la-Palud	04°17,649' W	48°08,478' N	140 μm	9,10 m
point#2-Pentrez	04°19,500' W	48°11,000' N	150 μm	16,10 m
point#3-Morgat	04°28,000' W	48°14,000' N	135 μm	9,10 m

Tableau 3.4 – Descriptif des sites expérimentaux en Baie de Douarnenez.

Campagne de mesure	Période	Site	Coefficient de marée
EPIES 1 (1)	du 15 au 21 avril 2005	Sainte-Anne-la-Palud, Pentrez, Morgat	44 \blacktriangle 25 \blacktriangledown 68
EPIES 2	du 13 au 18 septembre 2005	Sainte-Anne-la-Palud, Pentrez, Morgat	37 \blacktriangledown 110
TRAVIES 1 (2)	du 10 au 19 avril 2006	Pentrez, Morgat	60 \blacktriangledown 88 \blacktriangle 54
TRAVIES 2	du 5 au 7 mai 2006	Pentrez, Morgat	32 \blacktriangledown 39
(1) Etudes des Processus à l'Interface Eau-Sédiment			
(2) TRAnsferTs au Voisinage de l'Interface Eau-Sédiment			

Tableau 3.5 – Campagnes de mesures effectuées en Baie de Douarnenez.

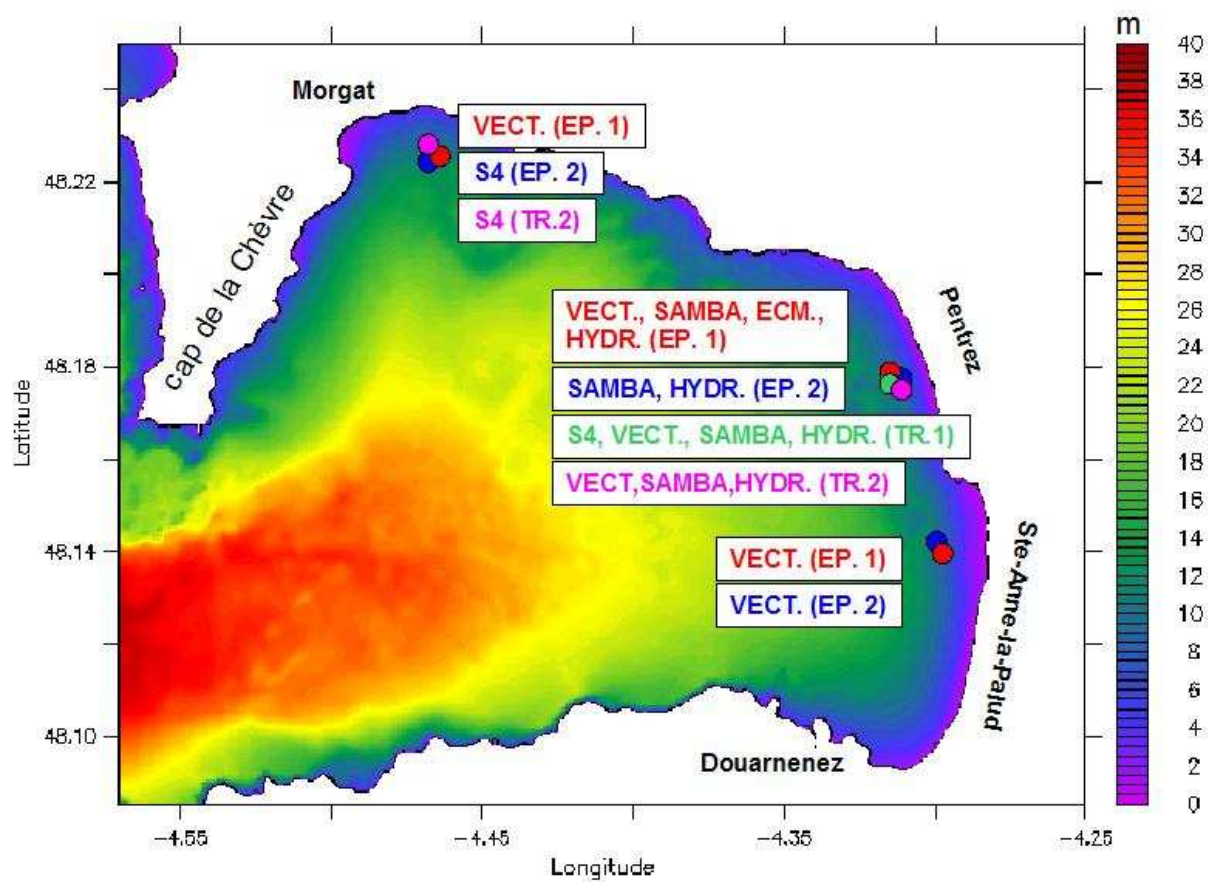


Figure 3.26 – Localisation des instruments déployés en Baie de Douarnenez de 2005 à 2006, lors des campagnes EPIES 1 (**EP.1**), EPIES 2 (**EP.2**), TRAVIES 1 (**TR.1**) et TRAVIES 2 (**TR.2**) (Vect. : VECTOR, S4 :S4DW, Hydr. :HYDROBIOS et ECM. :ECMUL).

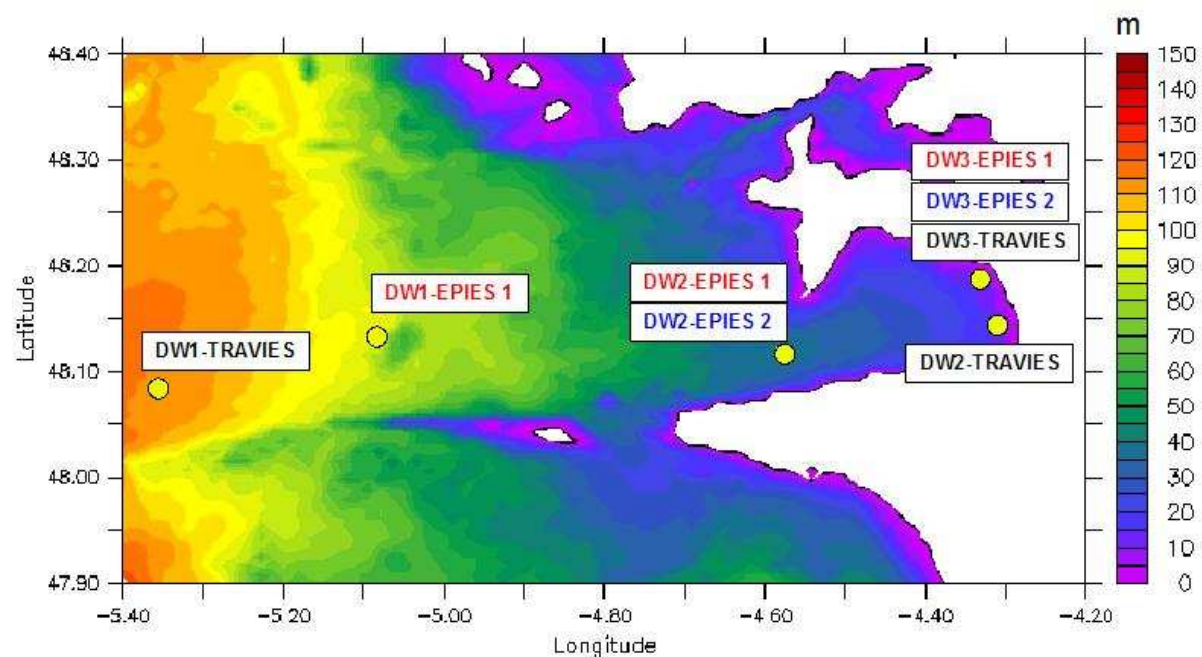


Figure 3.27 – Localisation des houlographes déployés durant les campagnes EPIES et TRAVIES.

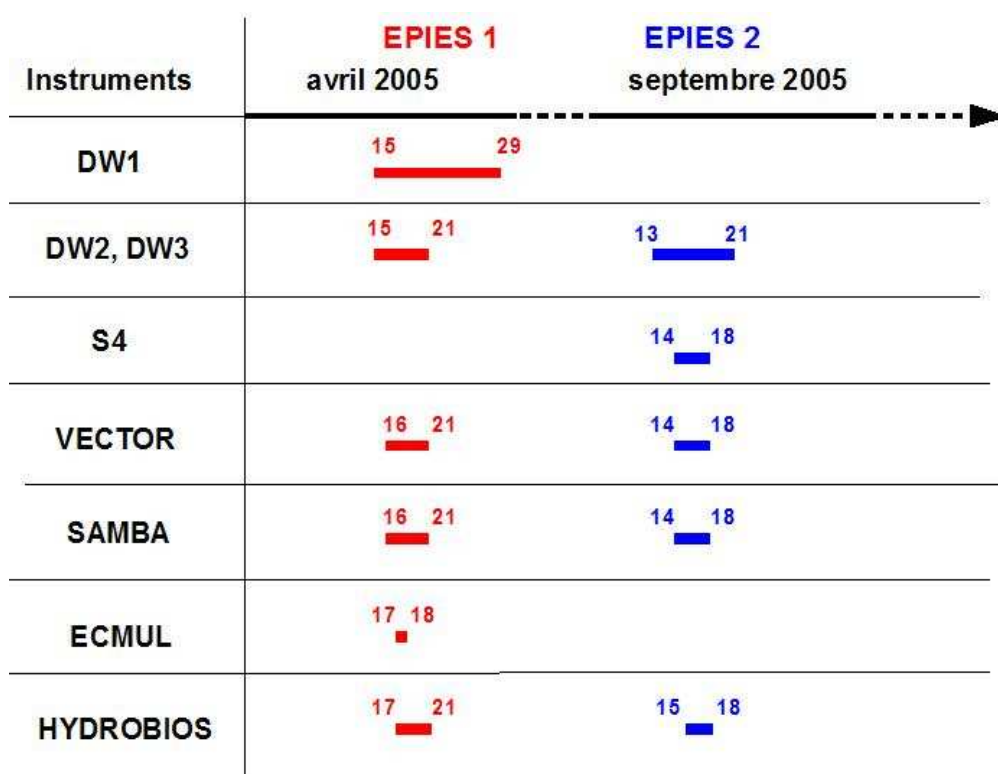


Tableau 3.6 – Calendrier de déploiement des instruments en 2005 durant les campagnes EPIES.

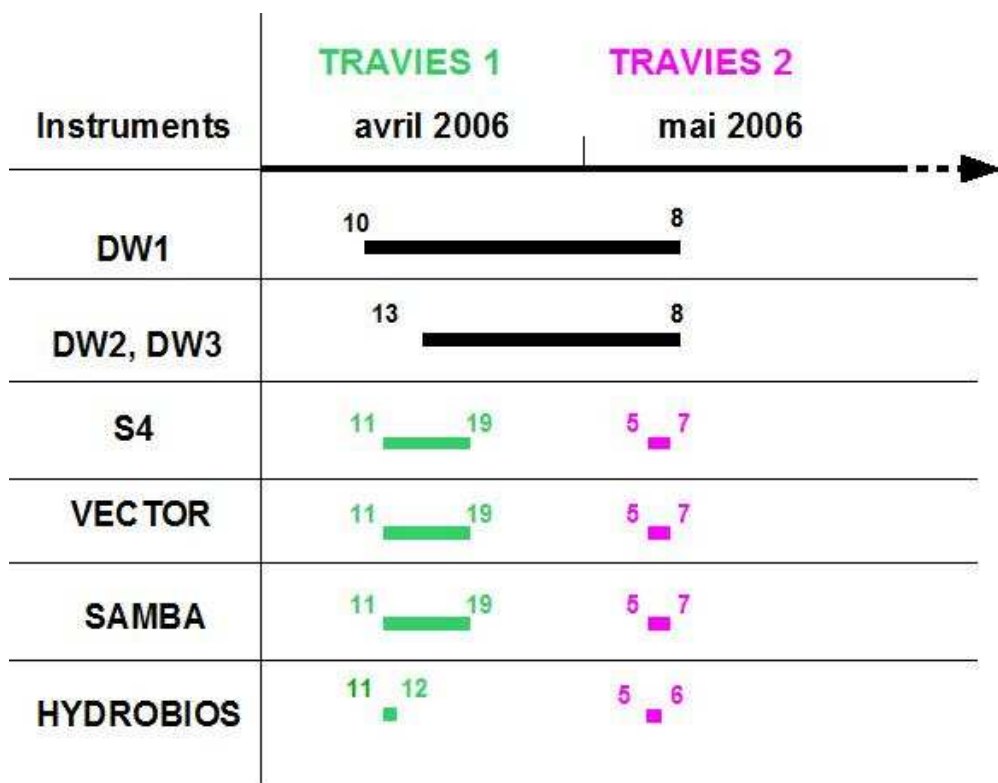


Tableau 3.7 – Calendrier de déploiement des instruments en 2006 durant les campagnes TRAVIES.

3.2.2.1 Echantillonnage des sédiments de fond

L'échantillonnage sédimentaire de Raffin (2003) et Ni Longphuir (2006) (Section 2.2.2.1) est complété en Baie de Douarnenez par une série de 268 prélèvements dont 223 réguliers selon une grille de 1 km de résolution spatiale et 45 irréguliers, et à l'entrée de la rade de Brest par une série de 27 prélèvements (Figure 3.28). Le traitement des échantillons est effectué à partir de 15 tamis dont les tailles sont indiquées au Tableau 3.8.

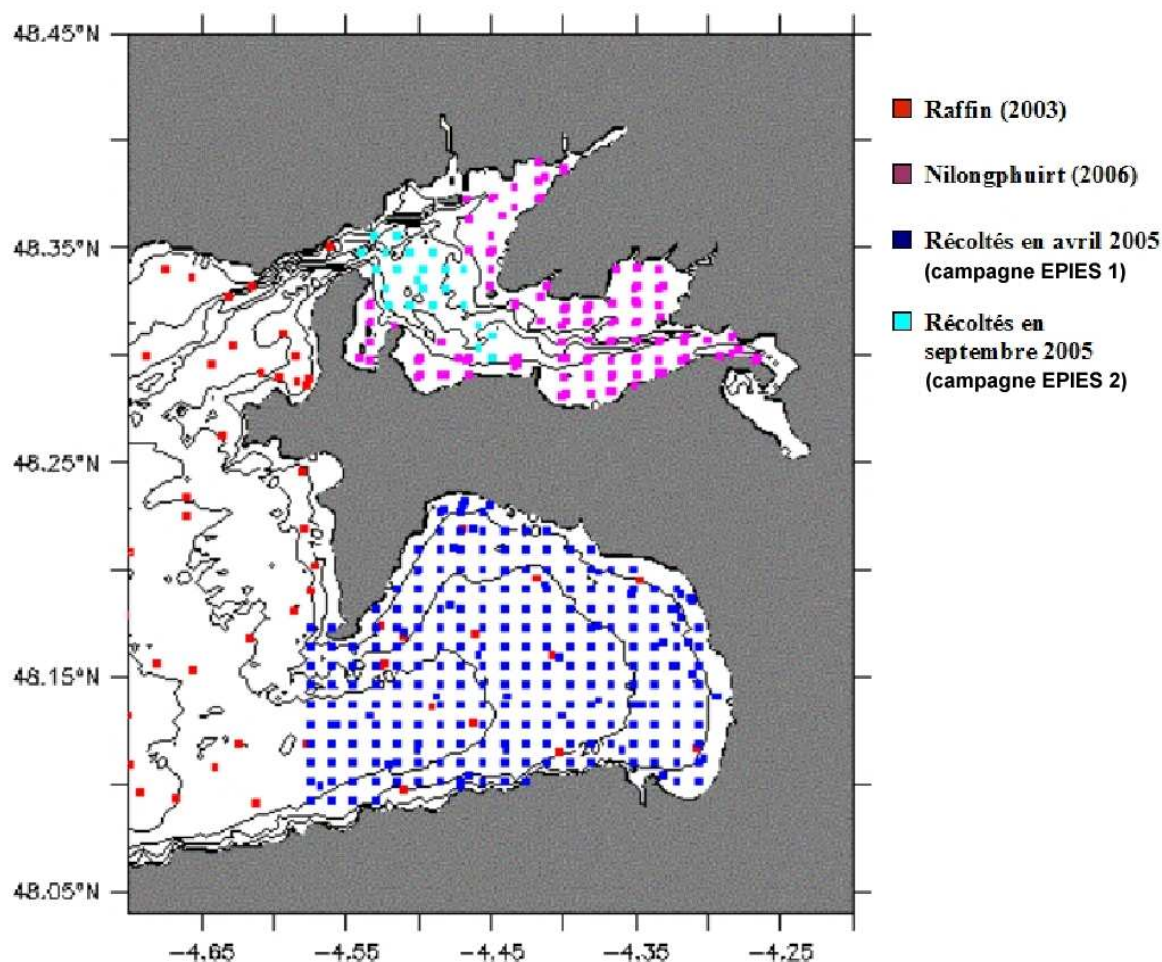


Figure 3.28 – Localisation des prélèvements récoltés depuis 2003 en Mer d'Iroise proche.

Taille des tamis	50 μm	100 μm	180 μm	300 μm	400 μm	500 μm	800 μm
1 mm	1,25 mm	1,60 mm	2 mm	5 mm	1 cm	1,25 cm	2 cm

Tableau 3.8 – Tailles des tamis utilisés.

3.2.2.2 Données météorologiques

Les données de pression atmosphérique et de vitesse et direction du vent sont mesurées au sémaphore de la pointe du Raz.

3.2.2.3 Mesures hydrodynamiques

Mesures de houle

Nous présentons ici successivement les données acquises au cours des trois déploiements, en avril 2005 (campagne EPIES 1), septembre 2005 (campagne EPIES 2) et avril-mai 2006 (campagnes TRAVIES 1 et 2) (Tableau 3.5).

Les mesures d'avril 2005 (EPIES 1) se caractérisent entre le 18 et le 20 avril par le passage d'une dépression. L'évolution de la hauteur significative est marquée par deux pics dont le plus important atteint 4 m le 19 avril à 06 h 00 (TU) au large (bouée DW1) avant de décroître à 2,8 m à l'entrée de la baie (bouée DW2) et 1,6 m devant la plage de Pentrez (bouée DW3) (Figure 3.29). Le pic de hauteur significative du 19 avril 2005 apparaît à la bouée DW3, située face à Pentrez, plus de 7 heures avant celui de la bouée DW2, située à l'entrée de la Baie de Douarnenez. La répartition spectrale de l'énergie, au pic de houle du 19 avril 2005 à la bouée DW2, est caractérisée à la bouée DW1 par la présence d'un pic secondaire situé autour de 0,14 Hz qui se retrouve lissé au niveau de la bouée DW2 en raison de la perte d'énergie du large à la côte, mais qui présente un décalage sensible dans les 0,25 Hz à la bouée DW3 (Figure 3.30) suggérant une influence du vent dans la propagation de la houle en Baie de Douarnenez. Le tracé des évolutions conjointes de l'amplitude du vent mesurée au sémaphore de la pointe du Raz et de la hauteur significative de houle à la bouée DW3 confirme cette hypothèse (Figure 3.31). On observe ainsi une corrélation entre les pics d'intensité du vent et les pics de houle apparaissant au site de Pentrez. Au niveau du pic de houle du 19 avril 2005, le déphasage entre l'évolution du module de la vitesse du vent et celle de la hauteur significative de houle à la bouée DW3 est de 1 heure, ce qui correspond, en première approximation, à la propagation d'une houle de 10 s dans une profondeur de 30 m sur une distance de 24 km, à savoir l'ordre de grandeur de la distance séparant la bouée DW2 à l'entrée de la Baie de Douarnenez de la bouée DW3 située face à Pentrez qui est de 19,5 km. L'utilisation du modèle de propagation à la Section 7.1.2 permettra de quantifier plus précisément cette influence du vent sur l'évolution de la houle en Baie de Douarnenez durant la campagne EPIES 1.

L'analyse des données de la campagne EPIES 2, en septembre 2005, met en évidence une autre configuration météorologique avec un vent d'Est atteignant 30 m s^{-1} au sémaphore de la pointe du Raz contre 15 m s^{-1} pour la campagne EPIES 1. Les hauteurs

significatives de houle sont en moyenne deux fois plus faibles qu'en avril 2005 (Figure 3.32). On retrouve cependant une atténuation analogue de la houle entre l'entrée (bouée DW2) et le fond de la baie, face à Pentrez (bouée DW3), la hauteur significative de houle étant globalement divisée par deux au cours de sa propagation dans la Baie de Douarnenez en septembre 2005.

Les données de la campagne TRAVIES couvrent une période plus large s'étalant sur près d'un mois. La séquence d'enregistrement est caractérisée par quatre événements de houle dont le plus important atteint une hauteur significative de 3,70 m au large, comparable à celle mesurée en avril 2005 au large de la Baie de Douarnenez (Figure 3.33). L'évolution des hauteurs significatives au fond de la baie est cohérente avec la série temporelle au large et ne présente que de faibles différences entre les sites de Sainte-Anne-la-Palud (bouée DW2) et Pentrez (bouée DW3).

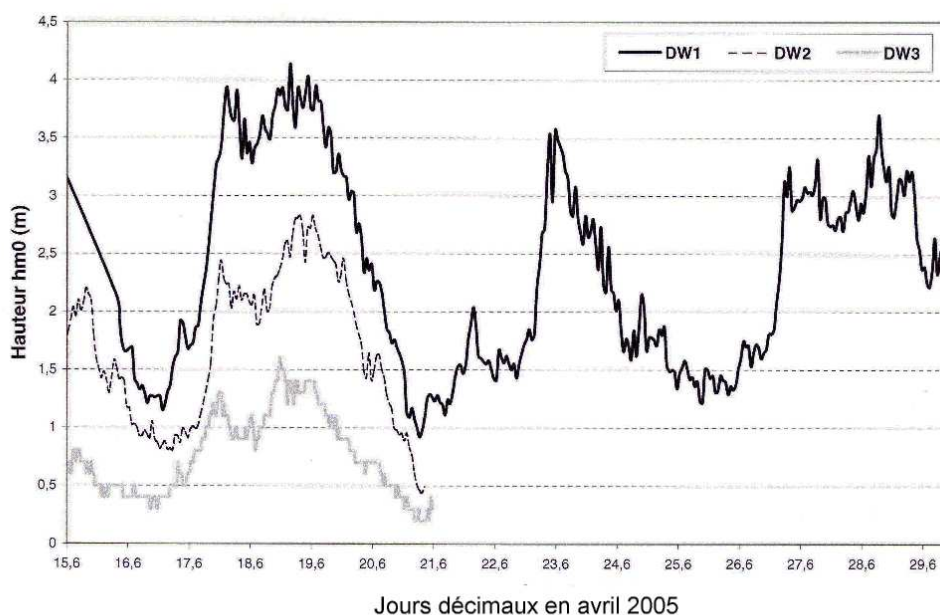


Figure 3.29 – Chroniques des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW1 (large), DW2 (entrée de la Baie de Douarnenez) et DW3 (face à la plage de Pentrez) durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

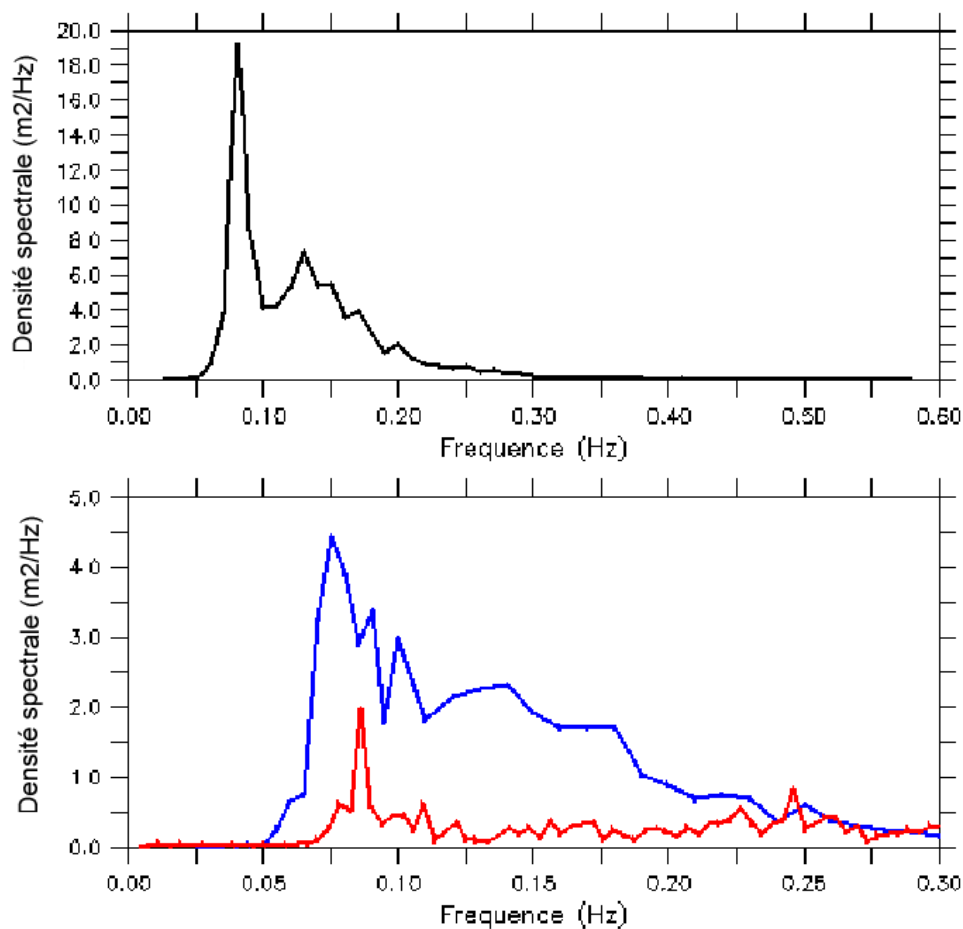


Figure 3.30 – Répartitions spectrales de l'énergie des vagues aux bouées DW1 (ligne noire), DW2 (ligne bleue) et DW3 (ligne rouge) le 19 avril 2005 à 12h00 (TU) (campagne EPIES 1).

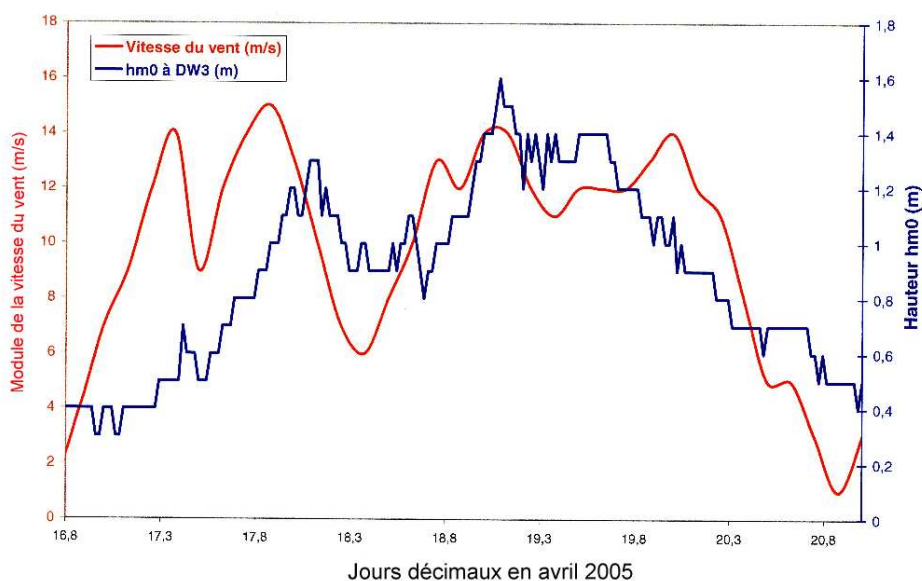


Figure 3.31 – Chroniques du module de la vitesse du vent mesurée au sémaphore de la pointe du Raz et de la hauteur significative de houle mesurée à la bouée DW3 durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

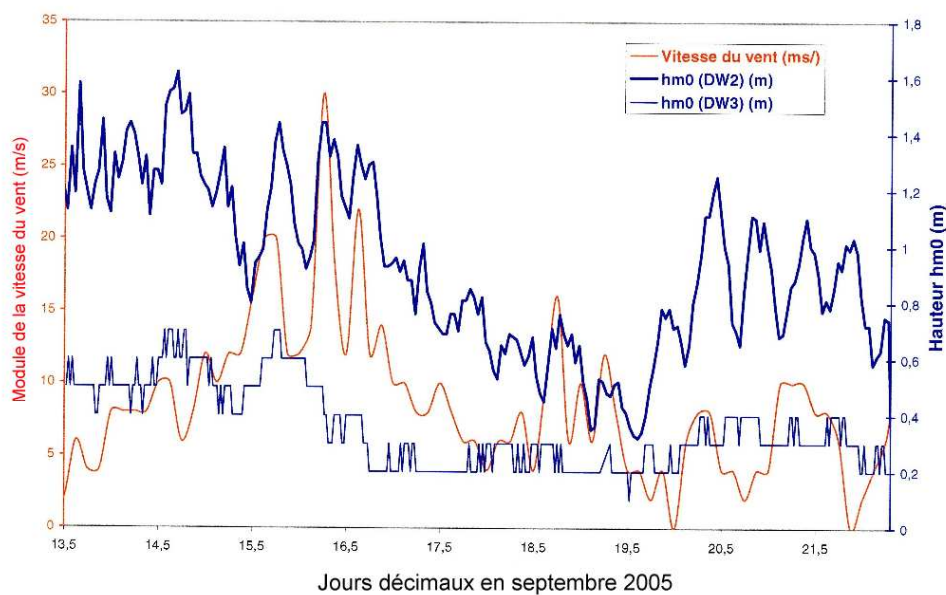


Figure 3.32 – Chroniques du module de la vitesse du vent mesurée au sémaphore de la pointe du Raz et des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW2, à l'entrée de la Baie de Douarnenez, et DW3, devant la plage de Pentrez, durant la campagne EPIES 2 (septembre 2005).

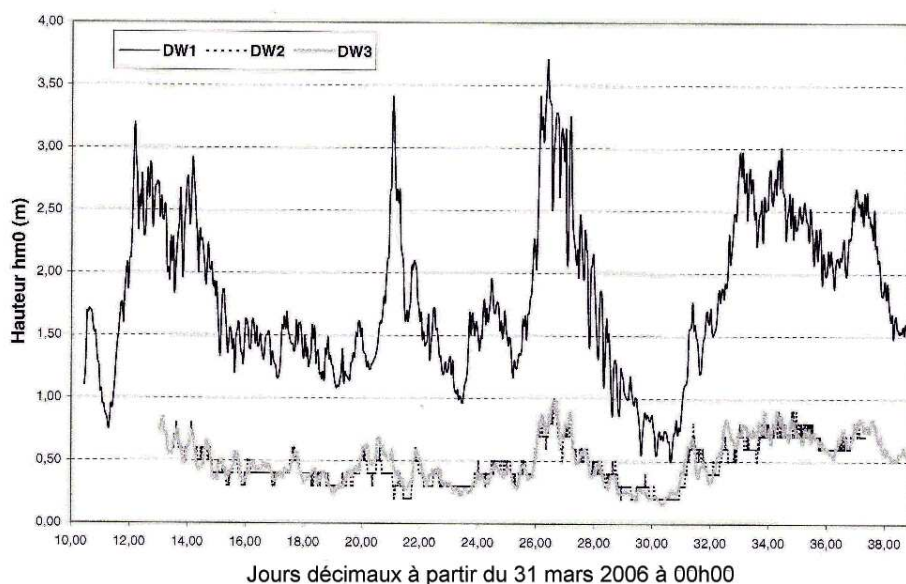


Figure 3.33 – Chroniques des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW1, DW2 et DW3 durant les campagnes TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006).

Mesures courantantologiques

Le Tableau 3.9 présente les vitesses maximales de courant enregistrées aux sites de Sainte-Anne-la-Palud, Pentrez et Morgat durant les campagnes EPIES 1 (avril 2005), EPIES 2 (septembre 2005) et TRAVIES 1 (avril 2006). Les courants sont globalement faibles avec une vitesse maximale de $12,2 \text{ cm s}^{-1}$ enregistrée à 0,30 m au-dessus du fond à Morgat durant la campagne EPIES 2. Les valeurs les plus faibles sont observées à Sainte-Anne-la-Palud. En avril 2005, les vitesses à Sainte-Anne-la-Palud sont en moyenne inférieures de 2 cm s^{-1} à celles relevées à Pentrez en dépit d'un niveau de mesure de 1 m contre 0,88 m à Pentrez (Figure 3.34). Cette différence se maintient durant la campagne EPIES 2 avec des vitesses enregistrées à Sainte-Anne-la-Palud en moyenne inférieures de 2 à 3 cm s^{-1} aux mesures à Pentrez et à Morgat (Figure 3.35). Les mesures présentent enfin un caractère général apériodique qui semble suggérer un impact météorologique, notamment du vent sur l'hydrodynamique de la Baie de Douarnenez.

Campagne de mesure (coefficient de marée)	Vitesse maximale du courant
EPIES 1 (44 \blacktriangleright 25 \blacktriangleright 68)	Pentrez à 0,88 m au-dessus du fond : $12,1 \text{ cm s}^{-1}$
	Ste-Anne-la-Palud à 1,00 m au-dessus du fond : $9,9 \text{ cm s}^{-1}$
EPIES 2 (37 \blacktriangleright 110)	Morgat à 0,30 m au-dessus du fond : $12,2 \text{ cm s}^{-1}$
	Pentrez à 0,30 m au-dessus du fond : $10,6 \text{ cm s}^{-1}$
	Ste-Anne-la-Palud à 0,37 m au-dessus du fond : $5,9 \text{ cm s}^{-1}$
TRAVIES 1 (60 \blacktriangleright 88 \blacktriangleright 54)	Pentrez à 0,50 m au-dessus du fond : $9,4 \text{ cm s}^{-1}$

Tableau 3.9 – Comparaison du module du courant en Baie de Douarnenez durant les campagnes EPIES 1, EPIES 2 et TRAVIES 1.

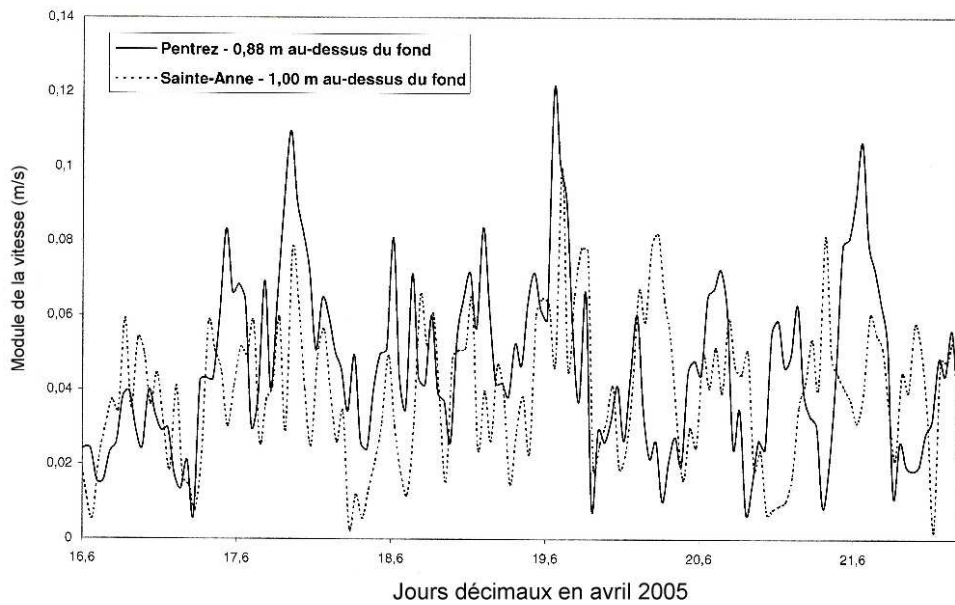


Figure 3.34 – Chroniques du module de la vitesse mesurée à 0,88 m au-dessus du fond au site de Pentrez et à 1,00 m au-dessus du fond au site de Sainte-Anne-la-Palud durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

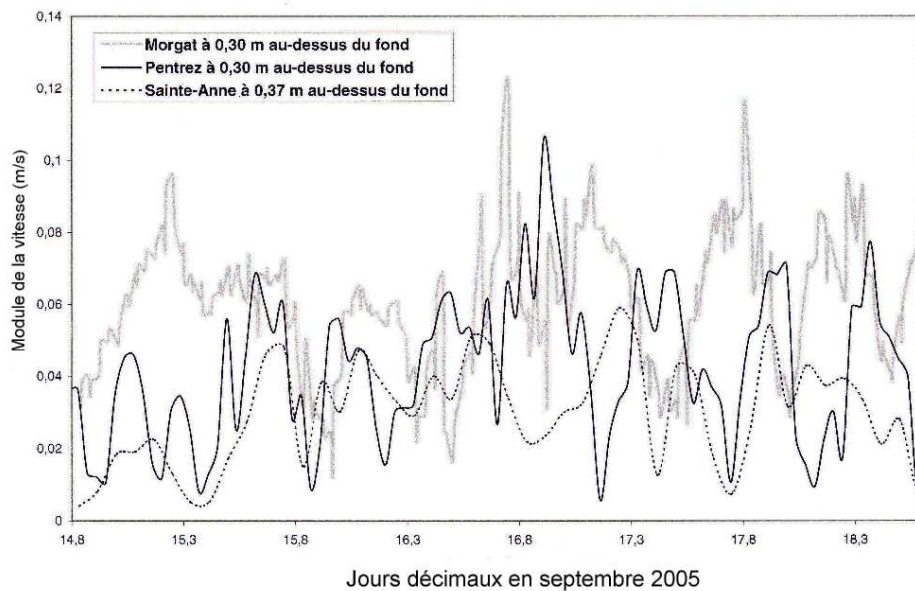


Figure 3.35 – Chroniques du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond aux sites de Morgat et Pentrez et à 0,37 m au-dessus du fond au site de Sainte-Anne-la-Palud durant la campagne EPIES 2 (septembre 2005).

3.2.2.4 Mesures de matière en suspension

La Figure 3.36 présente les évolutions conjointes de la hauteur significative de houle et de la MES mesurées à 0,28 m au-dessus du fond au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1. L'enregistrement de la MES totale est caractérisé par deux pics de turbidité de 922 mg l^{-1} et 812 mg l^{-1} apparaissant pratiquement immédiatement à partir d'un niveau minimum de turbidité inférieur à 5 mg l^{-1} . On observe une corrélation entre les pics de houle et de MES avec un décalage de l'ordre de 4 heures qui suggère un transport local de particules fines à partir d'une tache de mise en suspension apparaissant sous l'effet de la houle et située à proximité du site de mesure en raison de la faiblesse des courants mesurés (Section précédente). Cependant, le niveau minimum de MES pratiquement nul durant la campagne EPIES 1 semble plus représentatif de mises en suspension locales de sédiments plus grossiers, ou d'une sensibilité inadaptée du néphélomètre aux conditions turbides du milieu. L'ordre de grandeur de ces mises en suspension est néanmoins retrouvé durant la campagne TRAVIES 1 au niveau des données recueillies à 0,5 m au-dessus du fond à l'HYDROBIOS qui atteignent 1200 mg l^{-1} au site de Pentrez. Les applications numériques effectuées en Baie de Douarnenez (Section 7.1.3) permettront de préciser le transport des sédiments au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1.

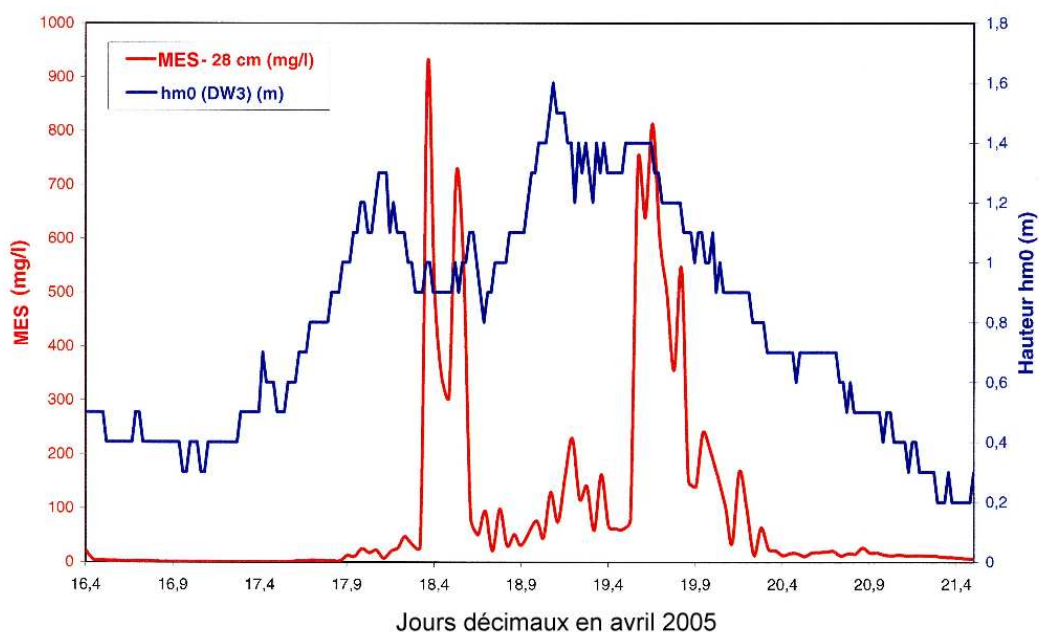


Figure 3.36 – Chroniques de la hauteur significative de houle et de la MES à 0,28 m au-dessus du fond mesurées au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

3.3 Bilan des observations nouvelles

Les données enregistrées au cours des différentes campagnes relatées dans ce chapitre représentent deux jeux complets comparables de l'hydrodynamique et de l'hydro-sédimentaire des zones-ateliers qui constituent une base expérimentale pour la mise en oeuvre et la validation de la modélisation.

Au niveau du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais, les données confirment que le forçage dominant est la marée. Cependant, en période de tempête, la houle est susceptible d'entrer en compétition avec la marée. On observe en outre des déphasages entre les forçages et les MES enregistrées qui suggèrent aux sites expérimentaux une contribution de mises en suspension éloignées soumises à l'advection par les courants dans le contexte d'une hétérogénéité spatiale du substrat et de l'hydrodynamique de marée.

Les mesures en Baie de Douarnenez montrent que cet environnement est soumis à la triple action de la houle, du vent et de la marée parmi laquelle cette dernière est mineure. Les courants sont trop faibles pour mettre en suspension les sédiments superficiels et ne contribuent à leur transport qu'au cours des tempêtes avec des pics de MES concomitants avec les pics de houle. L'influence de la houle sur la structure verticale des courants de marée ressort des données. Celle-ci s'exerce *via* une augmentation de la rugosité globale ("overall roughness") et de la rugosité apparente en perpétuelle évolution.

Chapitre 4

Interpolation spatiale des distributions granulométriques des sédiments de fond

De manière générale, les données granulométriques sont disponibles en une série de points qui ne coïncident pas forcément avec les noeuds des maillages des modèles numériques bidimensionnels (2DH) ou tridimensionnels (3D) d'hydrodynamique et de transport sédimentaire. Leur prise en considération, ainsi que celle de paramètres statistiques dérivés tels que le diamètre médian d_{50} , dans la modélisation, de même d'ailleurs que la réalisation de cartes, requiert de recourir à une interpolation spatiale de ces données multivariées. Les diverses fractions granulométriques ne peuvent rigoureusement pas être interpolées séparément compte tenu des corrélations existant entre les diverses variables. Leprêtre *et al.* (2006) ont récemment proposé une technique mixte couplant une analyse multivariée (Analyse Factorielle Sphérique - AFS) et une série de krigeages, qui appliquée en Baie de Wissant (Pas-de-Calais) s'est avérée apte à restituer de manière réaliste les distributions granulométriques complètes et par suite les paramètres statistiques dérivés tels que la médiane, en respectant les gradients sédimentaires. Après une brève description de la méthode dont les détails sont disponibles dans Leprêtre *et al.* (1997, 2006) et Chapalain et Leprêtre (soumis), nous appliquerons la technique aux deux sous-environnements étudiés en procédant sur le second d'entre eux à une évaluation plus poussée sur la base d'un échantillonnage approprié.

4.1 Rappel de la méthode d'interpolation spatiale

Les étapes successives de la méthode sont synthétisées sur la Figure 4.1. On considère un plan d'échantillonnage constitué de I prélèvements répartis géographiquement sur le domaine d'étude. La distribution granulométrique d'un échantillon (noté i) est donnée par les J fractions observées des différentes classes de taille des particules $p_{i,j}$, $(i,j) \in [1,I] \times [1,J]$ et issues de l'analyse granulométrique (Section 3.1.1). Un plan d'échantillonnage spatial se présente ainsi sous la forme d'une matrice de données où les lignes correspondent aux prélèvements et les colonnes aux différentes classes granulométriques. Les prélèvements E_i ($i = 1, I$) sont appelés « objets » et les différentes classes $p_{i,j}$ ($j = 1, J$) d'un « objet » i sont les « variables » du Tableau 4.1.

	C_1	C_2	\cdots	C_J
E_1	$p_{1,1}$	$p_{1,2}$	\cdots	$p_{1,J}$
E_2	$p_{2,1}$	$p_{2,2}$	\cdots	$p_{2,J}$
\vdots	\vdots	\vdots	\ddots	\vdots
E_I	$p_{I,1}$	$p_{I,2}$	\cdots	$p_{I,J}$

Tableau 4.1 – Matrice des distributions granulométriques échantillonnées.

Ces variables granulométriques sont des données « fermées » dans la mesure où la somme des éléments d'une ligne est égale à l'unité :

$$\sum_{j=1}^J p_{i,j} = 1 . \tag{4.1}$$

Sous certaines conditions hydrodynamiques, des corrélations naturelles sont identifiées entre les proportions d'un même échantillon. Ainsi, les fractions grossières peuvent être associées à des fractions fines piégées.

Si on travaille sur les racines carrées des proportions $y_{i,j} = \sqrt{p_{i,j}}$, tous les prélèvements ont le même poids et sont représentés dans le repère Euclidien par un vecteur de longueur unité :

$$L_i = \sum_{j=1}^J y_{i,j}^2 = 1 . \tag{4.2}$$

La distance de Hellinger $d_{i,l}$ (Lecam, 1970) est utilisée pour évaluer la distance entre deux « objets » i et l ,

$$d_{i,l} = \sqrt{\sum_{j=1}^J (\sqrt{p_{i,j}} - \sqrt{p_{l,j}})^2} . \tag{4.3}$$

Cette distance est comprise entre 0 et $\sqrt{2}$ puisque chaque « objet » est situé à la surface d'une hypersphère de rayon unité (Equation 4.1), et sur un seul orthant car les coordonnées sont positives.

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) (*e.g.*, Lebart *et al.*, 1982) permet de dégager un ensemble hiérarchisé d'axes factoriels (correspondant aux vecteurs propres) qui sont autant de variables synthétiques indépendantes intégrant les relations des variables initiales et pouvant être traitées séparément pour les interpolations. On procède souvent en ACP à un centrage-réduction des variables afin de donner la même importance à chacune des données de la matrice « objets-variables ». Dans le cas des distributions granulométriques, la réduction des variables est susceptible de créer, au sein d'une même classe granulométrique, des dépendances entre les proportions des différents échantillons. En effet, si une fraction fine est très échantillonnée sur le domaine d'étude, la réduction des variables risque de favoriser leur représentation au détriment des fractions grossières qui peuvent se retrouver sous-représentées. On choisit ainsi de favoriser la représentation spatiale des échantillons, et non le degré d'échantillonnage d'une classe granulométrique. On applique un simple centrage aux variables $Y_j = (y_{i,j})_{i \in [1,I]}$:

$$X_{i,j} = y_{i,j} - \bar{y}_j . \quad (4.4)$$

On parle alors d'ACP centrée ou d'Analyse Factorielle Sphérique (AFS) (Dommenges et Volle, 1979). Cette analyse multivariable est compatible avec la métrique de Hellinger. L'application de l'AFS à ce jeu de données conduit à un ensemble de coordonnées $C_\lambda(y_{i,j})$, $(i,j) \in [1,I] \times [1,J]$ sur chaque axe F_λ ($\lambda \in [1,J]$) de l'analyse factorielle. L'autre intérêt de l'AFS est de permettre un filtrage des données (*e.g.*, Gauch, 1982). En effet, l'essentiel de la structure (ou inertie) du tableau de données est retrouvé dans les h axes principaux de l'AFS. Les axes subséquents peuvent être considérés comme porteurs du bruit de fond.

Après avoir réalisé l'AFS, on traite alors séparément chacun des h axes factoriels principaux en interpolant les coordonnées factorielles correspondantes sur le maillage final choisi comportant K points. L'interpolation est effectuée à l'aide d'un krigeage (*e.g.*, Journel et Huijbregts, 1978). Dans leur application en Baie de Wissant, Leprêtre *et al.* (2006) montrent la prééminence du modèle de variogramme exponentiel. Par souci de simplicité, c'est ce même type de modèle qui est retenu. Pour chaque axe factoriel principal F_λ ($\lambda \in [1,h]$), on obtient K valeurs interpolées. Les axes subséquents présentent des

valeurs nulles. Le tableau de départ est alors reconstitué à partir des coordonnées des « points-objets » sur les différents axes h de l'AFS et des valeurs propres correspondantes (Lebart *et al.*, 1982). Les valeurs reconstituées sont recentrées pour obtenir les $y_{k,j}$, $(k,j) \in [1,K] \times [1,J]$, qui expriment les racines carrées des proportions sur le nouveau maillage. La reconstitution partielle sur h axes peut conduire à des valeurs légèrement négatives des $y_{k,j}$. Un algorithme de réajustement élimine les valeurs négatives et préserve l'allure du profil granulométrique obtenu (Leprêtre *et al.*, 2006). En sortie d'algorithme, les valeurs $y'_{k,j}$ sont portées au carré pour obtenir les distributions granulométriques interpolées aux K noeuds du maillage.

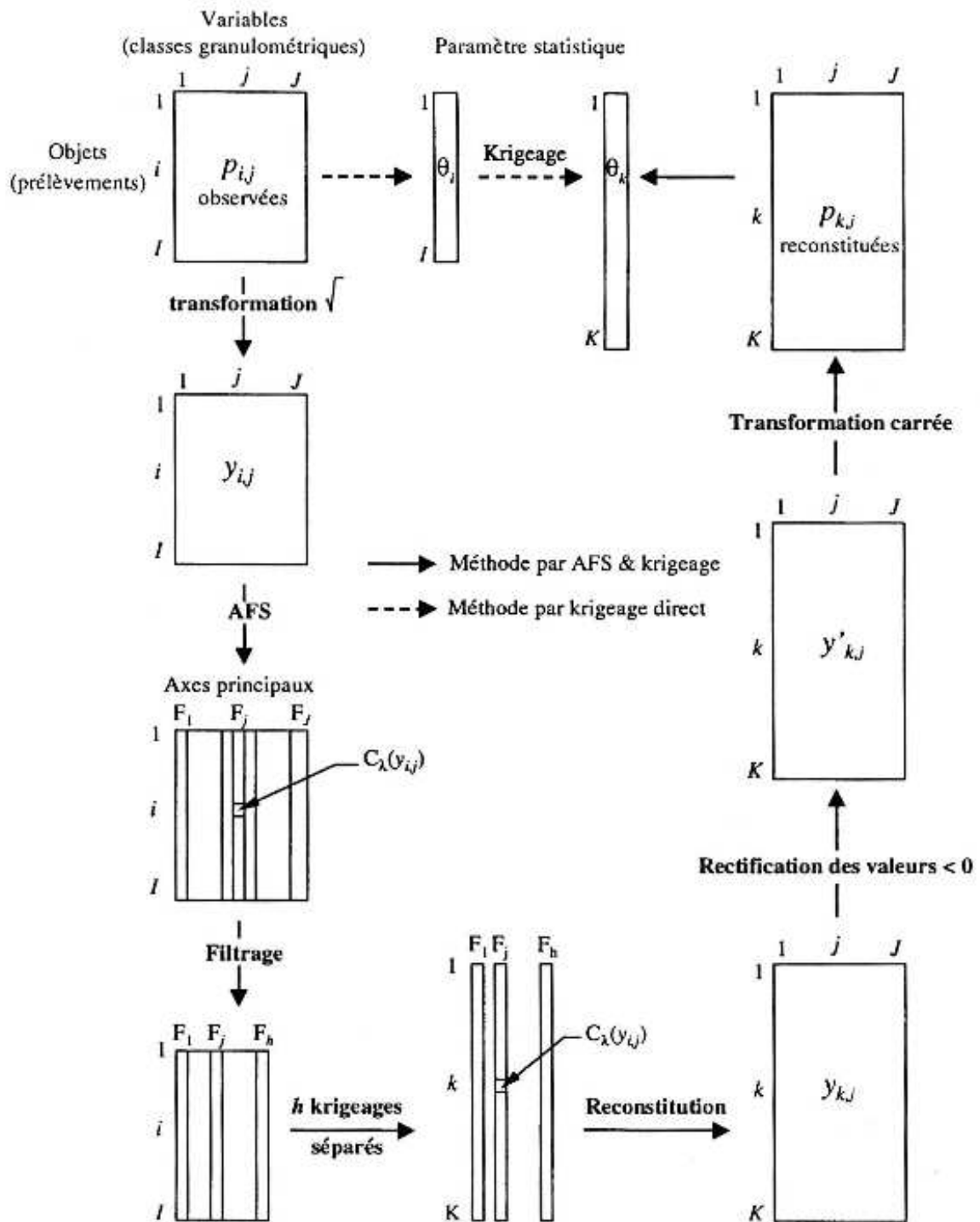


Figure 4.1 – Etapes successives de la méthode d'interpolation spatiale (Leprêtre *et al.*, 2006).

4.2 Applications et évaluations de la technique

La technique d'interpolation spatiale mixte AFS-krigeage est appliquée en Manche orientale et en Mer d'Iroise. Dans chaque cas, les résultats obtenus sont comparés aux cartographies « qualitatives » des fonds sédimentaires établies par les sédimentologues. Dans un premier temps, la capacité de la technique à interpoler la médiane à partir des échantillons collectés est évaluée. Dans un second temps, grâce à un plan d'échantillonnage spécifique en Baie de Douarnenez, une évaluation plus poussée est menée sur les distributions granulométriques interpolées.

4.2.1 Cas de la Manche orientale étendue

La méthode d'interpolation spatiale mixte est appliquée aux 2638 échantillons prélevés au cours des campagnes du programme « RCP 378 Benthos de la Manche » (Section 2.1.1, Figure 2.3). Une classe virtuelle comprise entre 30 cm et 1 m est ajoutée aux classes granulométriques effectives afin de tenir compte de la présence d'affleurements rocheux. Les 11 classes sédimentaires ainsi obtenues sont présentées dans le Tableau 4.2. La dénomination retenue pour chaque classe granulométrique est basée sur celle proposée par Wentworth (1922). Le diamètre des sédiments considéré pour chaque classe y est également indiqué. L'histogramme des valeurs propres de l'AFS montre la présence de 5 axes majeurs sur les 11 disponibles dont le cumul représente plus de 93 % de la variance totale (Figure 4.2). Le filtrage des données est opéré en ne conservant que ces 5 axes.

La technique mixte AFS-krigeage est appliquée sur une grille de 2 km de résolution spatiale s'étendant du golfe Normano-Breton à la partie méridionale de la Mer du Nord (Section 6.3). On procède à une première évaluation de la technique mixte AFS-krigeage en comparant la répartition de la médiane issue des distributions calculées (Figure 4.3-a) à celle résultant d'un krigeage direct des médianes issues des échantillons observés (Figure 4.3-b). Des divergences significatives apparaissent immédiatement entre les deux méthodes tout particulièrement sur la typologie de certaines entités sédimentaires comme les zones de sables fins envasés ($4 < \phi_{50} < 6$) à proximité du littoral qui sont, avec le krigeage direct, trop étendus au Sud de Brighton et d'Hastings, et trop confinés au fond de la Baie de Seine ou de la Baie de Lyme, et les zones de graviers ($-4 < \phi_{50} < -1$) dont l'extension en Manche orientale, entre le Pays de Caux et le Sud de Brighton, est surestimée par le krigeage direct. La comparaison des cartographies « quantitatives » produites par les deux méthodes (Figure 4.3) avec la cartographie « qualitative » des sédiments super-

ficiels établie par Vaslet *et al.* (1978) et Larssonneur *et al.* (1982) (Section 2.1.1, Figure 2.4) révèle les meilleures capacités prédictives de la méthode mixte AFS-krigeage (Figure 4.3-a) par rapport à la méthode par krigeage direct (Figure 4.3-b) avec une diffusion spatiale de l'information mieux maîtrisée. Ainsi, la technique mixte AFS-krigeage s'avère apte à reproduire les gradients sédimentaires francs associés aux deux zones de cailloutis ($-8 < \phi_{50} < -6$), en Manche orientale, entre la Presqu'île du Cotentin et l'île de Wight et dans le détroit du Pas-de-Calais, enchâssées dans les larges secteurs gravelo-sableux et sableux en Mer du Nord méridionale. De la même manière, le meilleur rendu des gradients sédimentaires par la méthode mixte AFS-krigeage apparaît entre les sables grossiers ($0 < \phi_{50} < 2$) et les poches de sables fins envasés correctement circonscrites le long du littoral français en Baie de Seine, en Baie de St Briec et à l'Est de la Presqu'île du Cotentin, et le long de la côte anglaise dans la Baie de Lyme et de part et d'autre du cap de Dungeness.

Les diamètres médians estimés le long de deux radiales orthogonales orientées Ouest-Est et Sud-Nord, se croisant au site de mesure d'Hardelot (Section 3.2.1) sont comparés aux observations les plus proches à la Figure 4.4. Cette illustration confirme les conclusions précédentes, avec notamment une réelle capacité de la méthode mixte AFS-krigeage à reproduire le gradient sédimentaire latitudinal entre les sables ($\phi_{50} \simeq 2$) bordant le littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais et les cailloutis ($\phi_{50} \simeq -7$) présents au Nord.

Classe granulométrique	Type de sédiment	Taille des tamis	Diamètre sédimentaire considéré
1	silts	0 – 50 μm	25 μm
2	sables très fins	50 – 100 μm	75 μm
3	sables fins	100 – 200 μm	150 μm
4	sables moyens	200 – 500 μm	350 μm
5	sables grossiers	0,5-1 mm	750 μm
6	sables très grossiers	1 – 2 mm	1,5 mm
7	graviers	2 – 5 mm	3,5 mm
8		0,5-1 cm	7,5 mm
9		1 – 2 cm	1,5 cm
10	cailloutis	2 – 30 cm	16 cm
11	affleurements rocheux	0,3-1 m	65 cm

Tableau 4.2 – Tailles des tamis utilisés et diamètres sédimentaires considérés pour chaque classe granulométrique en Manche orientale.

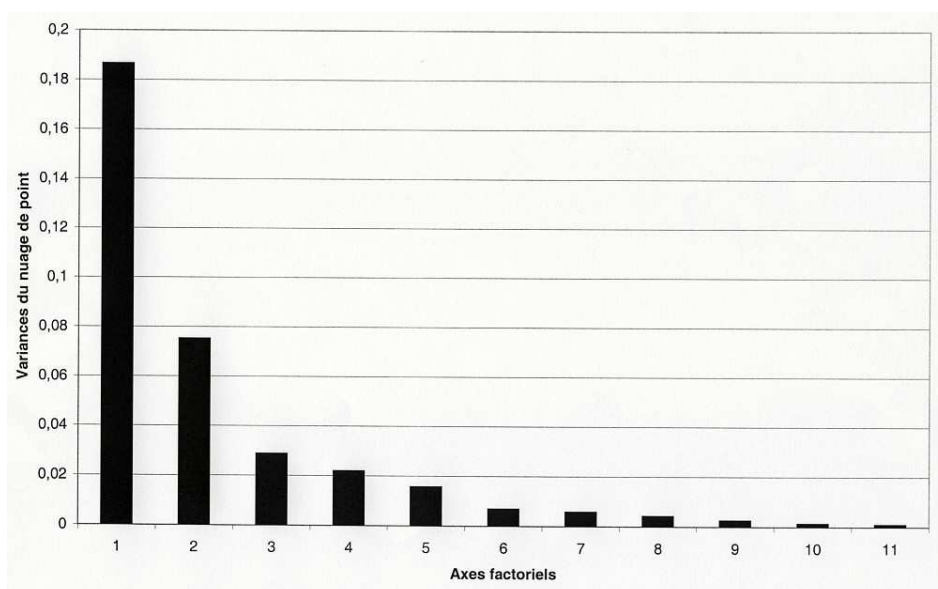


Figure 4.2 – Histogramme des valeurs propres de l'AFS du tableau de données des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » correspondant aux variances du nuage de points projeté sur les axes factoriels.

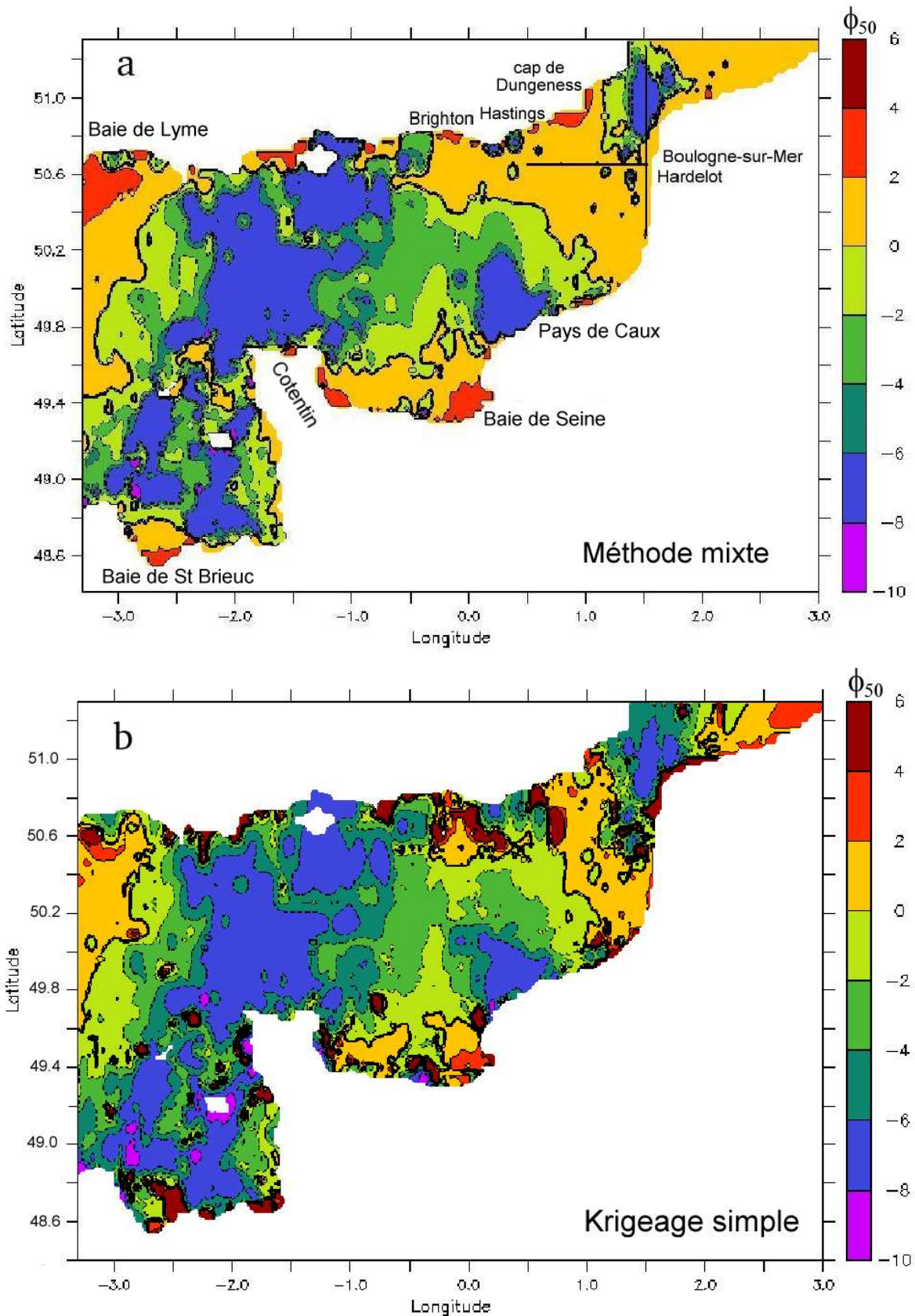


Figure 4.3 – Répartitions spatiales en Manche du diamètre médian ϕ_{50} , calculées par la technique mixte AFS-krigeage (a) et par un krigage direct de la médiane observée (b). Le diamètre médian est représenté selon l'échelle de Wentworth (1922) $\phi_{50} = -\log(d_{50})/\log(2)$ où d_{50} est exprimé en mm.

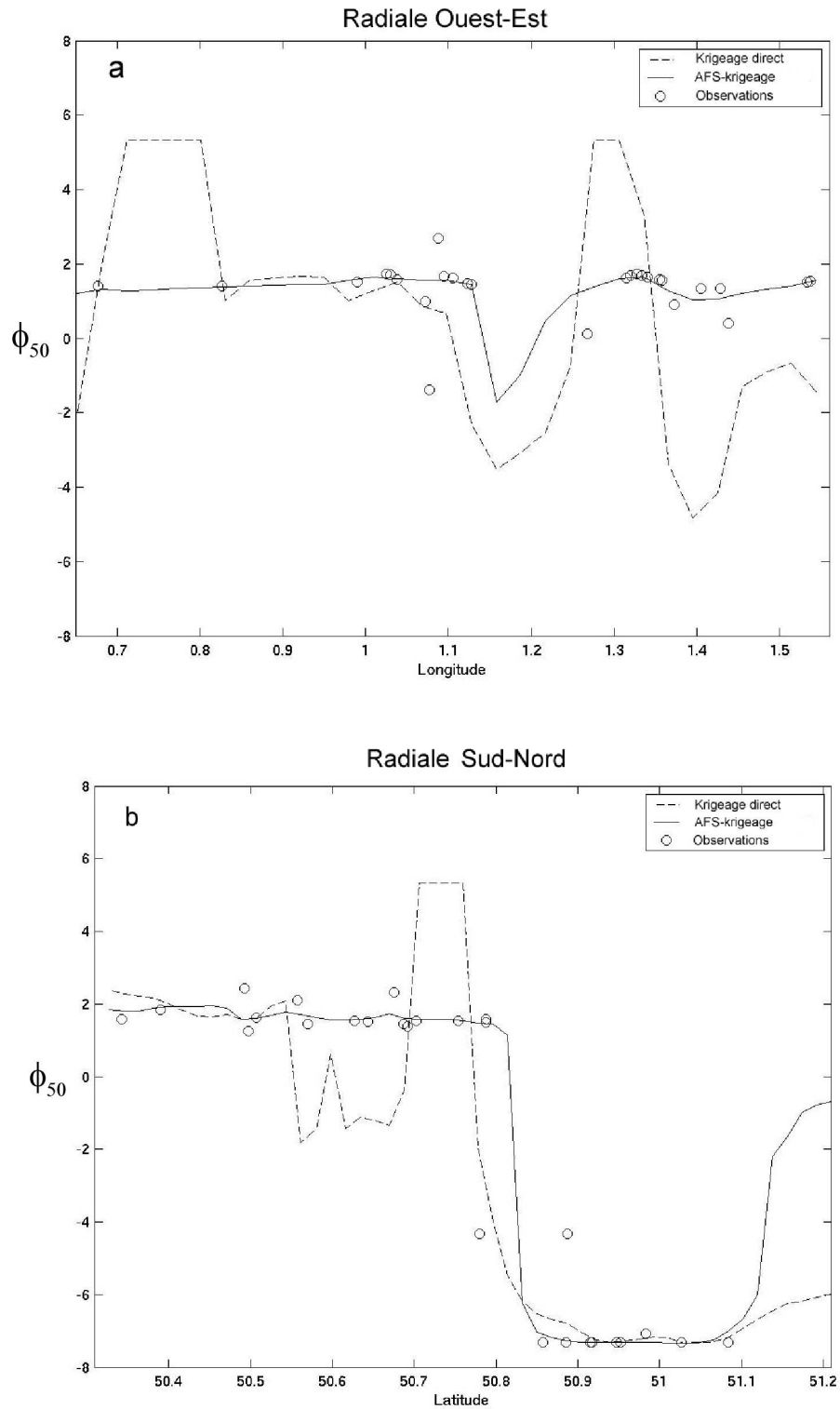


Figure 4.4 – Comparaison du diamètre médian ϕ_{50} restitué le long de deux radiales orthogonales orientées Ouest-Est (a) et Sud-Nord (b) et se croisant au site d’Harelot.

4.2.2 Cas de la Mer d'Iroise proche

La technique mixte AFS-krigeage est appliquée à la zone côtière de la Mer d'Iroise proche incluant la Baie de Douarnenez et la Rade de Brest sur la base du jeu de 426 échantillons granulométriques décrits à la Section 3.2.2.1. De la même manière que précédemment dans le cas de la Manche orientale, une classe virtuelle comprise entre 30 cm et 1 m permet d'intégrer les zones d'affleurements rocheux, portant à 17 le nombre total de fractions granulométriques considérées (Tableau 4.3).

L'interpolation est réalisée sur le maillage du modèle appliqué à la zone d'étude de la Mer d'Iroise (Section 7.1.1). Orienté selon les directions Ouest-Est et Sud-Nord, ce maillage possède une maille régulière de 300 m. La technique d'interpolation spatiale ne permettant pas de tenir compte des terres vierges d'échantillons, le domaine d'interpolation a été segmenté en trois secteurs correspondant respectivement à la Baie de Douarnenez, à la Rade de Brest et à la zone maritime à l'Ouest de la Presqu'île de Crozon. A l'instar de l'application en Manche orientale, seuls les 5 axes majeurs représentant plus de 96 % de la variance totale sont conservés pour chaque secteur.

La comparaison avec les diverses cartographies « qualitatives » établies par Hirschberger *et al.* (1968), Toulemont (1972), Marec et Hirschberger (1975), Chassé et Glémarec (1976), Augris *et al.* (1988), le SHOM (1996b), Le Berre (1999) et Augris *et al.* (2005) (Section 2.2.2.1) souligne à nouveau les meilleures capacités prédictives de la technique mixte AFS-krigeage. A l'Ouest de la Presqu'île de Crozon, la technique reproduit les poches de sables des Anses de Camaret et de Dinant, ainsi que le gradient sédimentaire jusqu'aux substrats rocheux au large (Figure 2.23). Dans le goulet de la Rade de Brest, le pavage de cailloux et de graviers ($-10 < \phi_{50} < -1$) résistant aux forts courants de marée supérieurs à $1,5 \text{ m s}^{-1}$, ainsi que son avancée en rade selon un axe Nord-Ouest/ Sud-Est sont retrouvés. Il en est de même de l'auréole de sédimentation du matériel arraché dans cette zone d'érosion intense. Aux dépôts gravelo-sableux ($-2 < \phi_{50} < 0$) succèdent, vers la périphérie et l'aval des vallées sous-marines, les dépôts sableux ($0 < \phi_{50} < 3$). En progressant vers l'Elorn et l'Aulne apparaissent les zones de décantation des particules fines auxquelles s'ajoutent celles apportées par ces mêmes cours d'eau. Enfin, les substrats vaseux présents en Baie de Roscanvel et dans l'Anse du Fret sont correctement localisés.

En Baie de Douarnenez, on retrouve le gradient sédimentologique naturel entre les

sables grossiers à graviers ($-1 < \phi_{50} < 0$) à l'entrée de la baie et les sables fins ($2 < \phi_{50} < 3$) de fond de baie (Augris *et al.*, 2005). Les secteurs de sables grossiers coquilliers ($-2 < \phi_{50} < -1$) en périphérie des affleurements rocheux au Sud-Ouest de la pointe du Bellec, ainsi que ceux de sables fins envasés au Sud de Pen ar Vir et au Nord-Est de Douarnenez sont reproduits de manière satisfaisante.

L'efficacité de la technique mixte AFS-krigeage à restituer les gradients sédimentaires naturels est confirmée le long de deux radiales orthogonales centrées dans la baie (Figure 4.6), le krigeage direct du diamètre médian mesuré conduisant à une série de valeurs de la médiane saturées par les classes les plus fines ($\Phi_{50} \simeq 10$).

Classe granulométrique	Type de sédiment	Taille des tamis	Diamètre sédimentaire considéré
1	silts	0 – 50 μm	25 μm
2	sables très fins	50 – 100 μm	75 μm
3	sables fins	100 – 180 μm	140 μm
4		180 – 300 μm	240 μm
5	sables moyens	300 – 400 μm	350 μm
6		400 – 500 μm	450 μm
7	sables grossiers	500 – 800 μm	650 μm
8		0,8 – 1 mm	900 μm
9	sables très grossiers	1-1,25 mm	1,125 mm
10		1,25-1,6 mm	1,425 mm
11		1,6-2 mm	1,8 mm
12	graviers	2 – 5 mm	3,5 mm
13		5 – 10 mm	7,5 mm
14		10-12,5 mm	11,25 mm
15		12,5-20 mm	16,25 mm
16	cailloutis	2 – 30 cm	16 cm
17	affleurements rocheux	0,3-1 m	65 cm

Tableau 4.3 – Tailles des tamis utilisés et diamètres sédimentaires considérés pour chaque classe granulométrique en Mer d'Iroise proche.

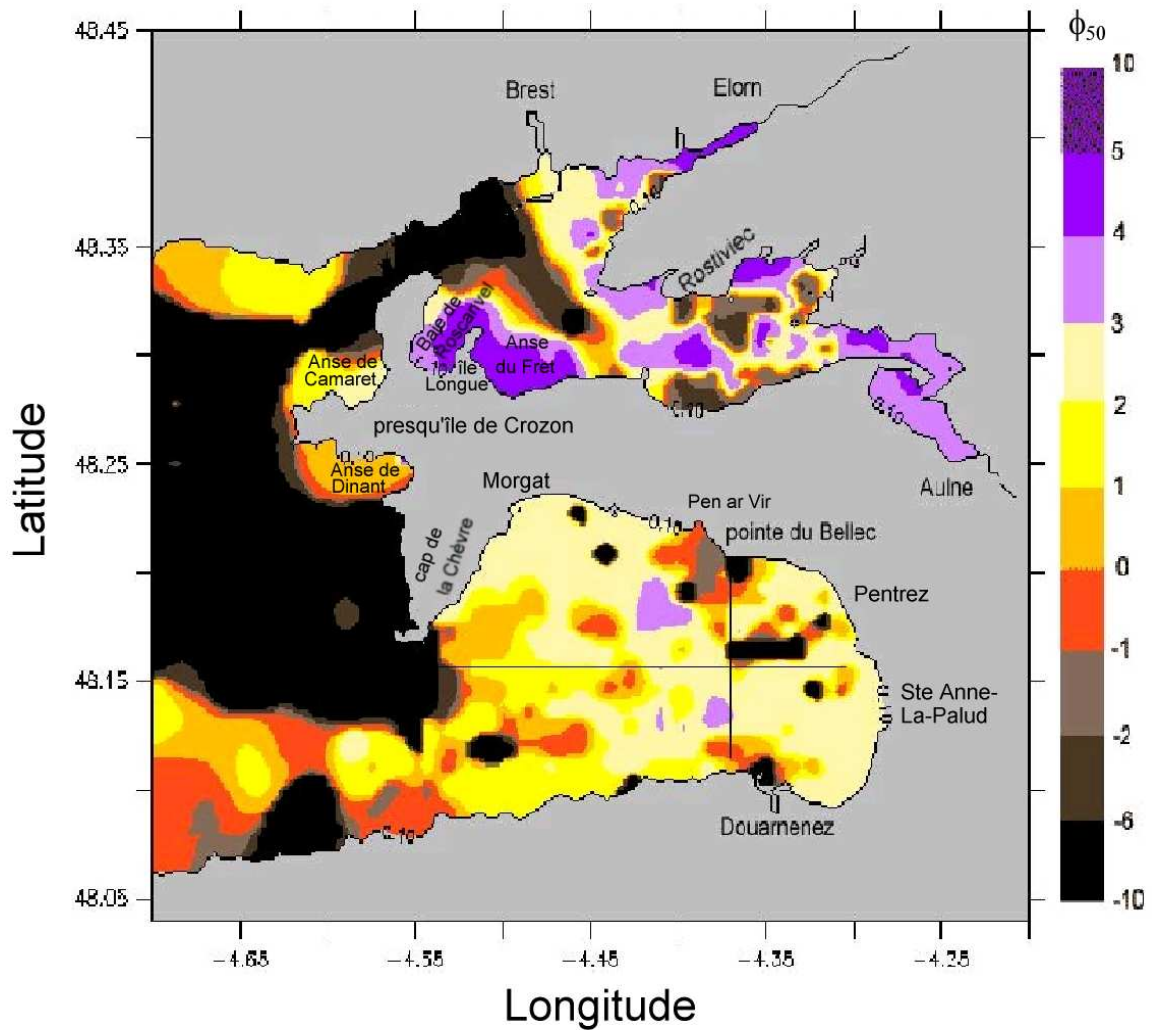


Figure 4.5 – Répartition spatiale du diamètre médian ϕ_{50} en Mer d'Iroise, Baie de Douarnenez et Rade de Brest calculée par la technique mixte AFS-krigeage.

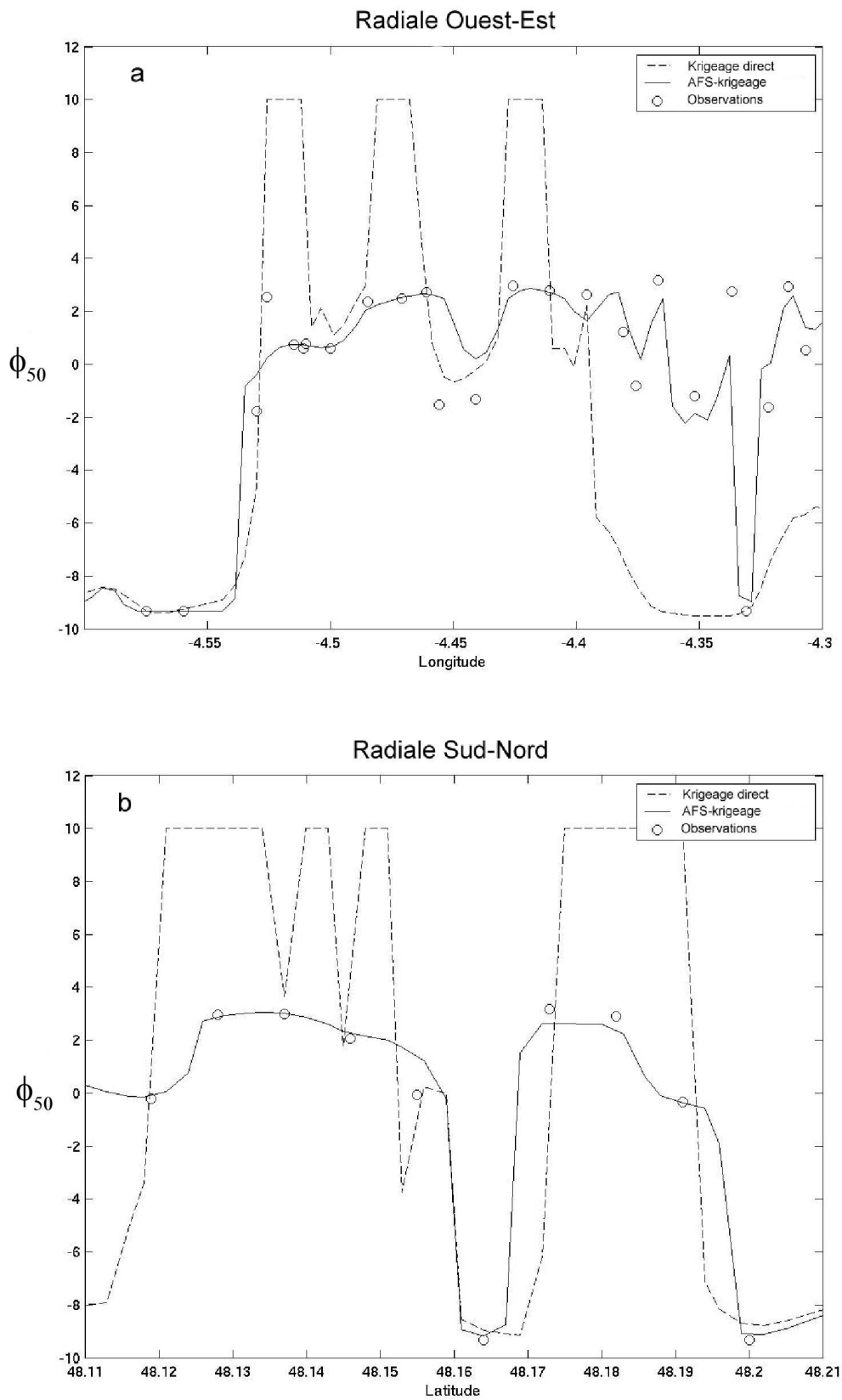


Figure 4.6 – Comparaison du diamètre médian restitué le long de deux radiales orientées Ouest-Est (a) et Sud-Nord (b) et passant par le point de coordonnées (4°37'0W, 48°16'0N) (centre de la Baie de Douarnenez).

Une évaluation plus poussée de la technique mixte AFS-krigeage est menée en Baie de Douarnenez sur sa capacité à approcher les distributions granulométriques d'une série d'échantillons-témoins non prise en considération dans le jeu de données initiales. Dans cette perspective, la technique mixte AFS-krigeage est appliquée aux 223 échantillons répartis régulièrement en Baie de Douarnenez avec un pas d'espace de 1 km (Section 3.2.2.1). Le maillage d'interpolation spatiale couvre la Baie de Douarnenez avec une résolution de 50 m. L'histogramme des valeurs propres de l'AFS montre 6 axes majeurs sur un total de 17 qui cumulent 96 % de la variance totale. Les distributions granulométriques interpolées sont comparées à celles observées aux 45 points-témoins prélevés de manière irrégulière (Figure 4.7). La Figure 4.8 présente la distance de Hellinger entre les distributions granulométriques interpolées et les observations aux 45 prélèvements-témoins irréguliers. Il ressort de fortes disparités entre les différents échantillons avec une valeur extrême pour le point #43 de 1,41 qui correspond à la distance de Hellinger maximale entre 2 échantillons situés à l'extrémité d'un axe factoriel sur une hypersphère de rayon 1. L'interprétation de la distance de Hellinger requiert la visualisation des profils granulométriques. La Figure 4.9 présente ainsi une série de 8 échantillons caractérisés par une distance de Hellinger entre les prédictions et les observations inférieure à 0,25. Dans l'ensemble des cas, la restitution des distributions granulométriques est très satisfaisante. Les meilleures prédictions sont obtenues aux points #7 et #10 avec une distance de Hellinger voisine de 0,10. Aux autres points, on observe un écart sensible entre les distributions interpolées et les observations, principalement au niveau des pourcentages de la fraction disponible dans la classe dominante de l'échantillon. Pour une distance de Hellinger de 0,24 au point #32, le pic de la distribution granulométrique est ainsi sous-estimé de 10 %. De la même manière, la représentation à la Figure 4.10 des distributions d'une série de 8 échantillons caractérisés par une distance de Hellinger supérieure à 0,60 met en évidence les points les moins bien approchés en Baie de Douarnenez. Pour une distance de Hellinger de l'ordre de 0,60 observée aux points #6, #11 et #29, la distribution granulométrique interpolée surestime l'hétérogénéité de l'échantillon. L'augmentation de la distance de Hellinger se caractérise par un décalage de classe(s) dominante(s). Les points #25 et #30 qui présentent un substrat de cailloutis sont ainsi prédits comme étant des sables grossiers. Le point #8 a la distance de Hellinger la plus importante de cette série avec une valeur de 1,20. La distribution granulométrique interpolée reporte 89 % de la disponibilité dans la dernière classe, celle des affleurements rocheux. La Figure 4.11 présente la répartition de ces deux séries d'échantillons irréguliers avec la répartition spatiale du diamètre médian obtenue par application de la technique mixte AFS-krigeage à l'ensemble des 268 échantillons. Les

meilleures prédictions apparaissent dans les zones de faibles gradients granulométriques, alors que les plus mauvaises prédictions se trouvent, en grande partie, aux lisières franches entre substrats différents.

Pour terminer, la sensibilité de la technique mixte AFS-krigeage à la densité d'échantillons incorporés et au nombre d'axes conservés (filtrage) est testée sur la qualité des prédictions aux 45 points-témoins.

Dans un premier temps, la technique mixte AFS-krigeage est appliquée à un échantillonnage dégradé ne retenant qu'un point sur deux selon chaque direction du plan d'échantillonnage régulier, soit un total de 55 points réguliers distants de 2 km. Le filtrage consiste comme précédemment à ne conserver que les 6 axes factoriels majeurs représentant 96 % de la variance totale. Les différences entre les distances de Hellinger calculées aux 45 points-témoins à partir des échantillonnages réduit (55 points) et complet (223 points) sont montrées sur la Figure 4.12. La partie négative de l'histogramme représente la réduction de la distance de Hellinger entre les profils interpolés et observés en prenant en compte les 223 échantillons réguliers dans les données initiales. A l'inverse, la partie positive reflète l'amélioration obtenue à partir des 55 échantillons réguliers. Il ressort que les deux applications de la technique mixte AFS-krigeage donnent des résultats très proches avec un écart maximum de -0,16 à l'échantillon #23. L'estimation des 45 distributions-témoins est significativement améliorée avec la prise en considération de l'échantillonnage complet. Cette amélioration peut être quantifiée par le cumul des différences de la distance de Hellinger sur l'histogramme 4.12 qui est égale à -0,8. On observe, par ailleurs, avec la prise en compte de l'échantillonnage complet, une réduction de l'écart par rapport aux mesures de plus de 0,05 sur 16 profils. Cependant, la prise en compte de la série complète d'échantillons réguliers ne conduit pas à une amélioration nette sur l'ensemble des 45 prélèvements irréguliers. Le point #31 est ainsi légèrement mieux estimé avec l'échantillonnage dégradé qu'avec la série complète. La localisation des 5 points présentant un écart positif supérieur à 0,05 sur l'histogramme 4.12 est présentée sur la Figure 4.13. De la même manière que précédemment, la répartition spatiale du diamètre médian résultant de l'utilisation des 268 échantillons permet de visualiser l'information échantillonnée aux 45 points irréguliers. Il ressort que les prélèvements les mieux prédits avec le maillage dégradé ne se trouvent pas à proximité des points de ce maillage, mais préférentiellement dans des zones de forts gradients sédimentaires situées à l'entrée de la Baie de Douarnenez, au Nord-Ouest de Pentrez et de l'affleurement rocheux au Sud de la pointe

de Trébéron. Sur l'ensemble des points irréguliers présents dans ces régions (Figure 4.7), ces échantillons présentent ainsi un substrat plus proche des données du maillage dégradé.

Dans un second temps, l'effet du filtrage est analysé en retenant l'ensemble des axes dans l'application de la technique mixte AFS-krigeage. La Figure 4.14 présente les différences par rapport à un filtrage ne retenant que les 6 axes dominants, soit 96 % de la variance totale. Les écarts sont, dans ce cas, très faibles. La différence est inférieure à 0,1 sur 42 échantillons, et à 0,05 sur 34 d'entre eux. Le filtrage tend à améliorer sensiblement le rendu des distributions granulométriques observées avec un écart maximal de -0,2 à l'échantillon #29 et un cumul des différences de la distance de Hellinger sur l'histogramme de -0,42.

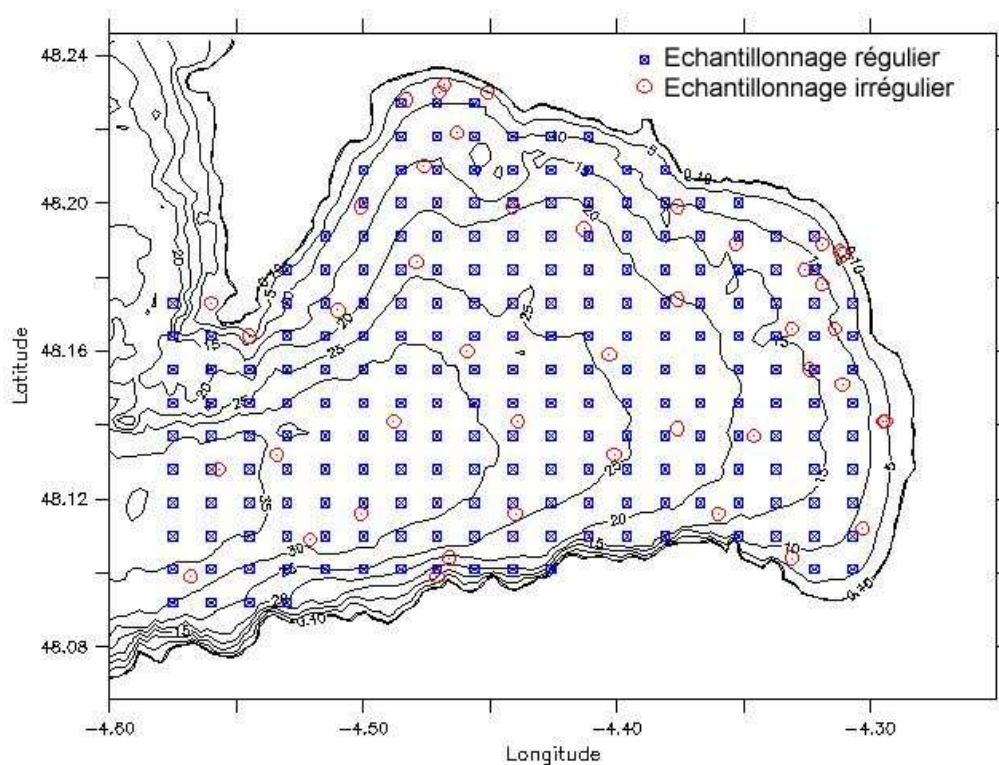


Figure 4.7 – Localisation des points d'échantillonnage en Baie de Douarnenez.

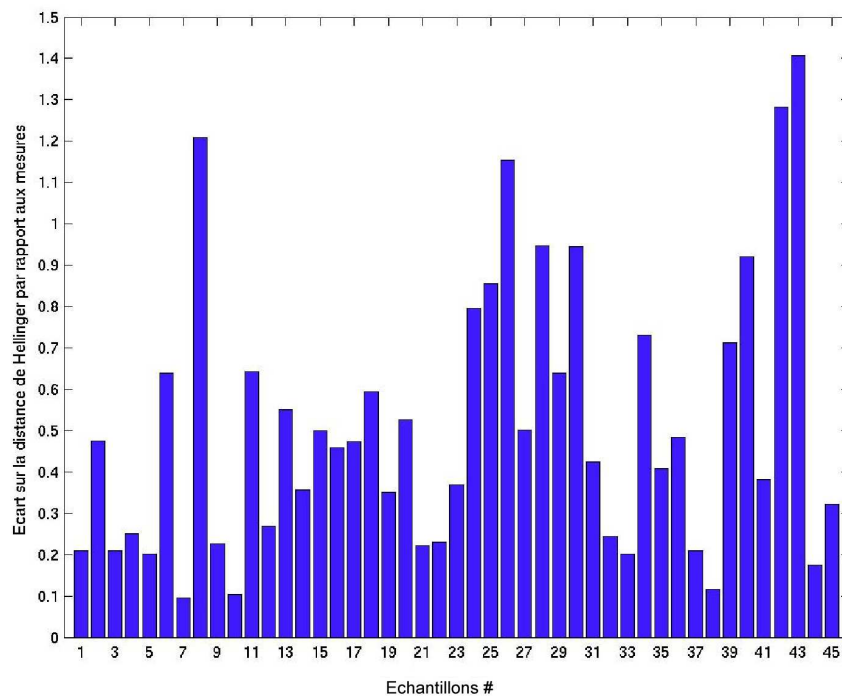


Figure 4.8 – Comparaison de la distance de Hellinger entre les échantillons interpolés et les échantillons mesurés aux 45 prélèvements irréguliers effectués en Baie de Douarnenez.

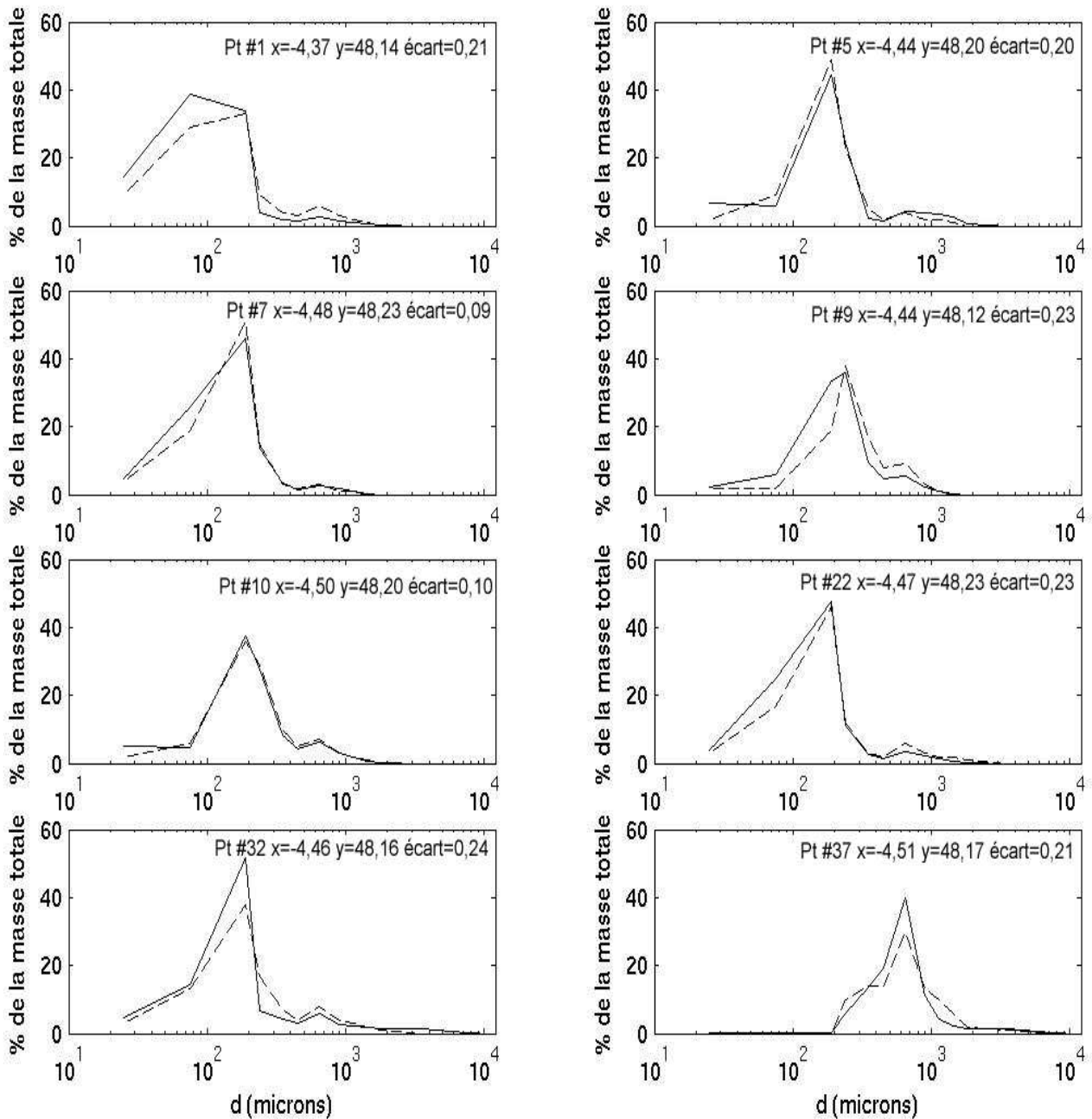


Figure 4.9 – Comparaison des distributions granulométriques observées (trait continu) et prédites (trait pointillé) en une sélection de 8 échantillons irréguliers présentant un écart sur la distance de Hellinger inférieur à 0,25.

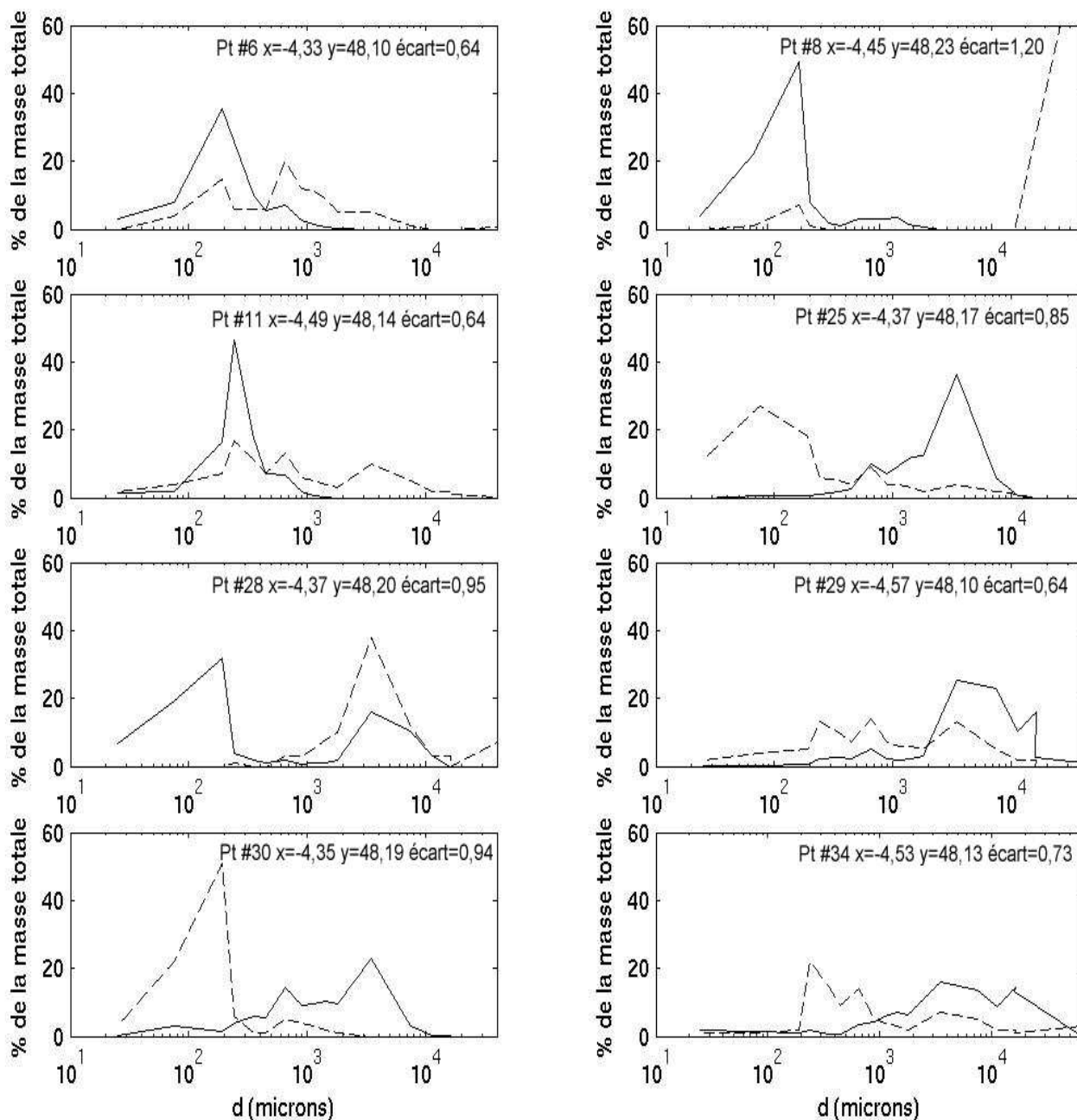


Figure 4.10 – Comparaison des distributions granulométriques observées et prédites en une sélection de 8 échantillons irréguliers présentant un écart sur la distance de Hellinger supérieur à 0,60.

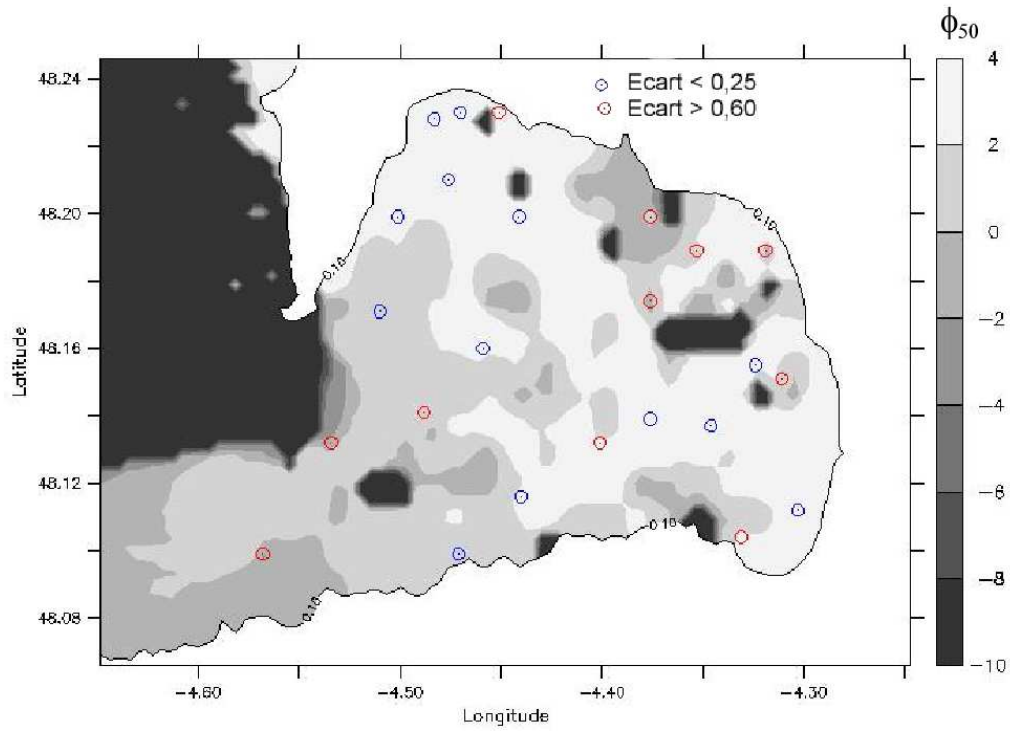


Figure 4.11 – Localisation de la sélection d'échantillons irréguliers sur la carte du diamètre médian ϕ_{50} .

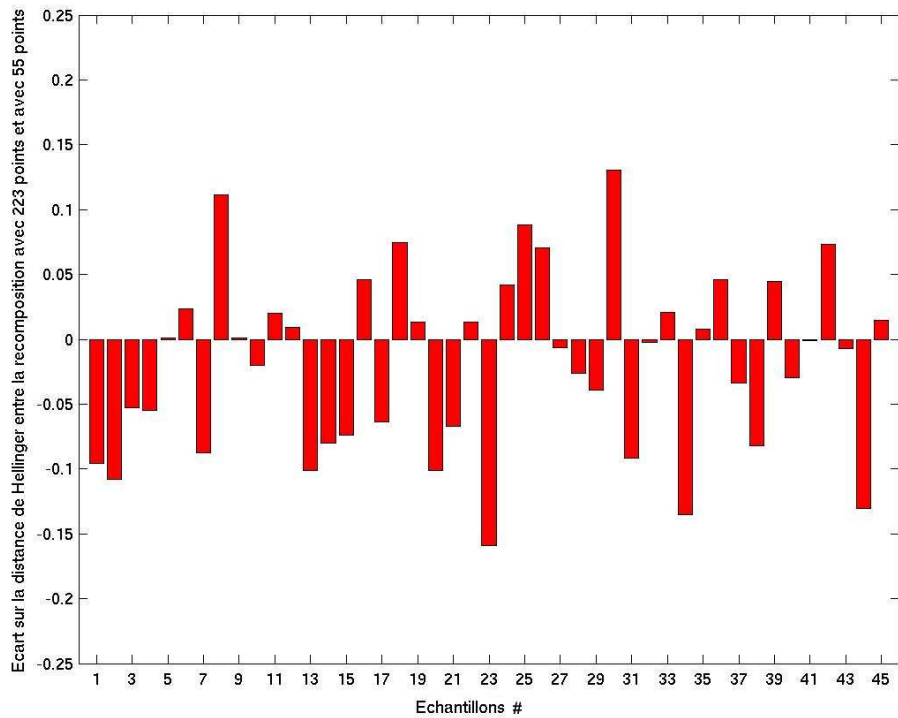


Figure 4.12 – Différences entre les distances de Hellinger entre distributions prédites et observées respectivement à partir de 223 et 55 échantillons réguliers.

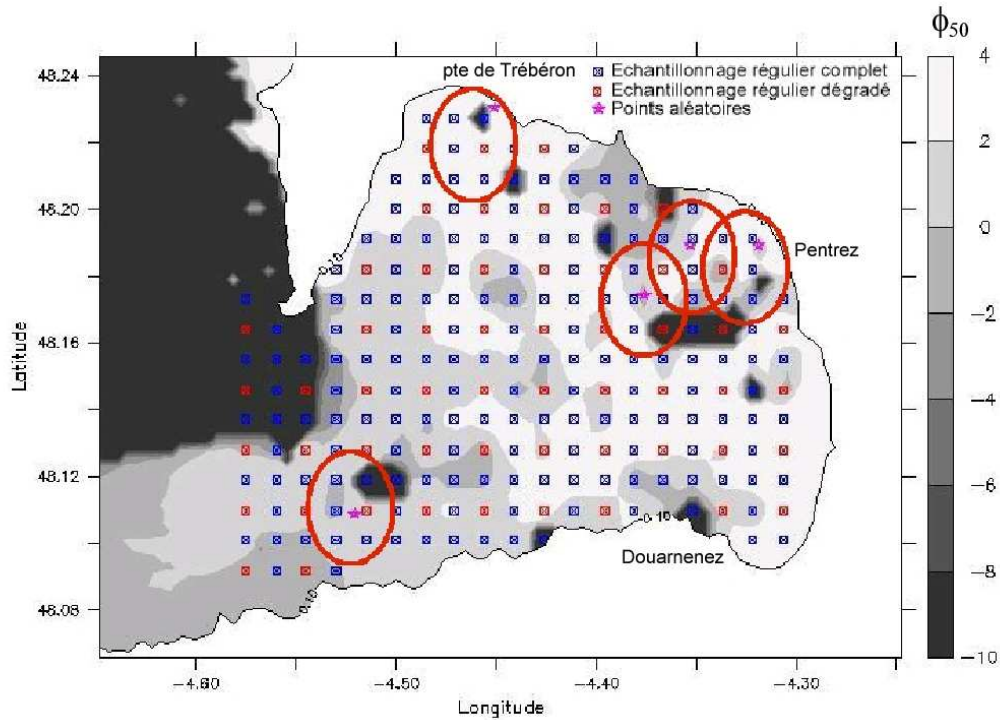


Figure 4.13 – Localisation des 5 points de l'échantillonnage irrégulier présentant un écart supérieur à 0,05 sur l'histogramme de la Figure 4.12.

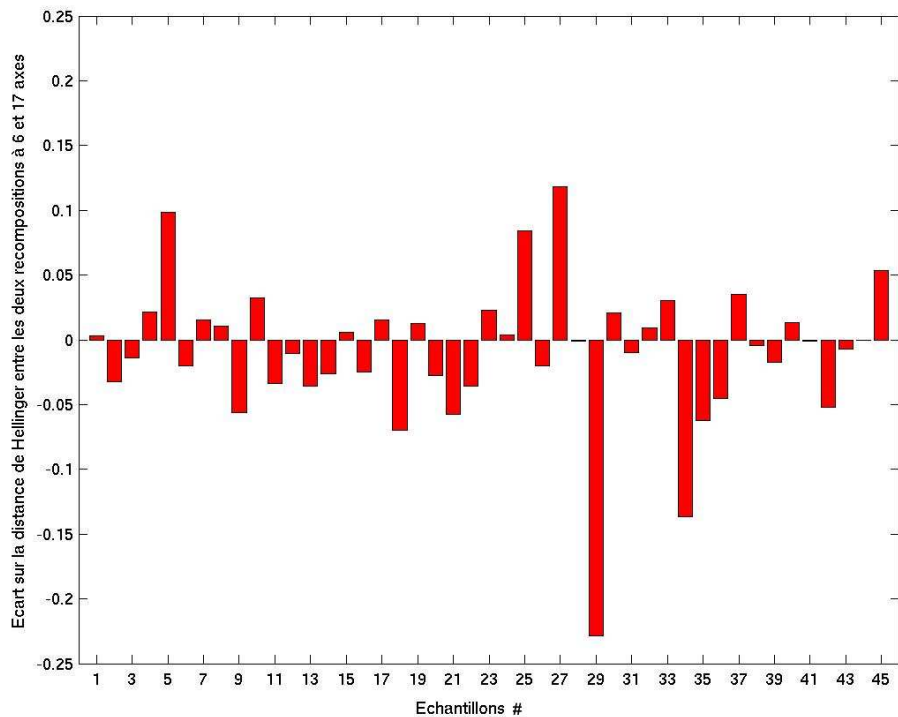


Figure 4.14 – Différences entre les distances de Hellinger entre distributions prédites et observées respectivement à partir d'un filtrage retenant les 6 axes dominants et une recombinaison complète avec les 17 axes factoriels.

4.2.3 Bilan de l'application de la technique

L'application de la technique mixte AFS-krigeage aux deux sous-environnements de la Manche orientale étendue et de la Mer d'Iroise proche est en accord avec les cartographies « qualitatives » établies par les sédimentologues. Des tests spécifiques menées en Baie de Douarnenez montrent qu'au delà des 6 premiers axes factoriels, aucun gain n'est obtenu dans la restitution des distributions granulométriques. Dans le cas du plan d'échantillonnage régulier suivi en Baie de Douarnenez, il s'avère par ailleurs que :

- la densité spatiale d'échantillons peut être réduite de 4 sans trop dégrader les prédictions,
- le plan d'échantillonnage n'est pas optimal pour reproduire les distributions granulométriques dans des aires de gradient sédimentaire marqué. Un meilleur échantillonnage au sein de ces mêmes transitions serait souhaitable. Irrégulier, il pourrait se faire au détriment de l'échantillonnage régulier. Une fraction des quelques 300 échantillons supplémentaires collectés dans de tels secteurs, à l'Est du cap de la Chèvre et en fond de baie, à l'Ouest de la pointe du Bellec et au Nord de Sainte-Anne-la-Palud durant la campagne EPIES 2 (septembre 2005), devrait permettre de confirmer cette intuition et d'optimiser l'effort d'échantillonnage.

Chapitre 5

Modélisation numérique

Depuis la fin des années 70, diverses études entreprises en Manche, ont contribué à la mise en place d'outils de prédiction numérique réaliste des conditions hydrodynamiques et hydro-sédimentaires à différentes échelles spatiales au sein de cet environnement. Le Tableau 5.1 résume les principales réalisations en distinguant les approches bidimensionnelles (2D) et tridimensionnelles (3D). Les premiers modèles 2D trouvent leur origine dans l'étude de l'onde de marée à l'échelle du plateau continental européen (*e.g.*, Flather, 1976; Runday, 1979; Beckers et Neves, 1985; Le Provost et Fornierino, 1985; Ozer, 1987; Walters, 1987a,b; Werner et Lynch, 1989). La validation repose sur la confrontation des résultats aux mesures effectuées sur le modèle physique de la Manche installé sur la plaque tournante Coriolis de l'Institut de Mécanique de Grenoble (IMG) (Chabert d'Hières et Le Provost, 1978) et en mer (SHOM, 1968). Ces premières validations permettent de caractériser les champs de vitesse résiduelle (Salomon et Breton, 1991, 1993) et de quantifier les échanges de masse d'eau entre la Manche orientale et le Sud de la Mer du Nord, à travers le détroit du Pas-de-Calais (*e.g.*, Salomon *et al.*, 1993; Prandle *et al.*, 1993, 1996; Garreau, 1997b). L'influence du vent sur ces transports de fluide est également évaluée. Ces résultats numériques sont utilisés pour cartographier le transport sédimentaire, principalement par charriage, en Manche (Grochowski *et al.*, 1993a,b) et estimer les flux de particules à travers différentes sections de la Manche orientale telles que le détroit du Pas-de-Calais (*e.g.*, Grochowski *et al.*, 1993a; Lafite *et al.*, 2000) ou le transect île de Wight/Cotentin (*e.g.*, Velegrakis *et al.*, 1999), ou plus localement aux abords du cap Gris-nez et du cap Blanc-Nez (Chapalain *et al.*, 1993). Une modélisation bidimensionnelle du transport multiclasse est également mise en place par Cugier (2000) à partir d'une description hétérogène du substrat basée sur les cartographies qualitatives similaires à celles établies par Vaslet *et al.* (1978) et Larsonneur *et al.* (1982) en Manche (Section 2.1.1). L'effet de la houle supposée

uniforme et indépendante du temps est intégré à ce travail.

Au début des années 80 apparaissent les premiers modèles 3D appliqués à la Manche (Davies et Furnes, 1980; Davies et James, 1983). Ces modèles s'attachent à étudier l'évolution saisonnière de la structure thermohaline en Manche orientale et en Mer du Nord (Delhez, 1992; Delhez et Martin, 1994; Luyten *et al.*, 1999b). Suivent les travaux de Smaoui (1996) relatifs à la structure frontale et le transport sédimentaire multiclasse le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais. Plus récemment, d'autres modélisations 3D du transport sédimentaire ont été effectuées en Manche par Baumert *et al.* (2000) et Gerritsen *et al.* (2000), ou plus localement à l'échelle de l'embouchure de la Seine dans le cas d'un mélange vase/sable par Waeles (2005). A l'exception des travaux préliminaires de Smaoui (1996), les modélisations 3D de grande emprise appliquées en Manche restent cantonnées au transport d'un sédiment uniforme.

Nos travaux s'inscrivent dans la continuité de la modélisation entreprise par Smaoui (1996). Ils se fondent sur une modélisation hydro-sédimentaire 3D multiclasse couplée à une modélisation de houle. Le modèle hydrodynamique retenu est le code de circulation 3D COHERENS ("COupled Hydrodynamical-Ecological model for REgional and Shelf seas") développé dans le cadre des projets européens MAST II et III (1990-1998) (Luyten *et al.*, 1999a). La modélisation hydro-sédimentaire multiclasse implémentée se fonde sur une prise en compte réaliste de l'hétérogénéité constitutive et spatiale des sédiments de fond *via* une technique originale d'interpolation spatiale mixte couplant une Analyse Factorielle Sphérique (AFS) et une série de krigeages (Chapitre 4). La modélisation intègre l'effet de la houle sur la dynamique de la couche limite de fond (Section 5.4) et les flux sédimentaires à travers et au voisinage de l'interface eau-sédiment (Section 5.5.2.4). Les caractéristiques locales de la houle sont calculées à l'aide du code SWAN ("Simulating WAVes Nearshore") développé à l'Université de Technologie de Delft (Pays-Bas) (Booij *et al.*, 1999) (Section 5.3). La paramétrisation de la rugosité du fond à travers la formulation des rides sableuses est enfin examinée et couplée à SWAN (Section 5.6).

2D/3D	Méthode de résolution	Forçages				CSS		Références
		Marée	Vent	T/S	Houle	C	C _i	
2D	DF	•						Flather (1976); Runday (1979) Mariette <i>et al.</i> (1982) Beckers et Neves (1985) Le Provost et Fornierino (1985) Ozer (1987) Nguyen et Ouahsine (1992) Prandle <i>et al.</i> (1993, 1996)
	EF	•						Walters (1987a,b); Gray (1989) Werner et Lynch (1989) Le Roy et Simon (2003), TELEMAC Hervouet (2003), TELEMAC
	DF	•	•					Salomon et Breton (1991, 1993), MALO Salomon <i>et al.</i> (1993), MALO Garreau (1997a,b), MARS
	DF	•						Chapalain (2004), POM, MECCA
	DF	•				•	•	Cugier (2000), MALO
	EF	•					•	Idier (2002), TELEMAC
3D	DF	•						Davies et Furnes (1980) Davies et James (1983)
	DF	•	•	•				Delhez (1992) Delhez et Martin (1994)
	DF	•		•			•	Smaoui (1996), MECCA
	DF	•	•	•				Luyten <i>et al.</i> (1999b), COHERENS
	DF	•				•	•	Baumert <i>et al.</i> (2000)
	EF	•					•	Idier (2002), TELEMAC
	DF	•	•	•				Pichon (2006), HYCOM
	DF	•	•		•		•	Présente étude COHERENS modifié étendu

Abréviations utilisées :

EF : Eléments finis, DF : Différences finies

T/S : température/salinité

C : calcul pour une classe de sédiments, C_i : calcul multiclassés

Détails des modèles :

Des références complémentaires sont présentées dans le tableau B.1

COHERENS : COupled Hydrodynamical-Ecological model for REgioNal and Shelf Seas (Luyten *et al.*, 1999a)

HYCOM : HYbrid Coordinate Ocean Model (Halliwell *et al.*, 1998, 2000; Bleck, 2002)

MALO, MARS : (*e.g.*, Garreau, 2002)

MECCA : Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment (Hess, 1985a,b, 1986)

POM : Princeton Ocean Model (Blumberg et Mellor, 1980, 1983, 1987)

TELEMAC : (Dribault *et al.*, 1994; Hervouet et Van Haren, 1994; Janin *et al.*, 1997; Hervouet, 2003)

Tableau 5.1 – Recensement des principaux modèles hydrodynamiques et hydro-sédimentaires appliqués au domaine de la Manche.

5.1 Hypothèses générales

La formulation mathématique de la modélisation hydrodynamique et hydro-sédimentaire 3D s'appuie sur un certain nombre d'hypothèses qui sont ici passées en revue.

Appartenant à différentes classes granulométriques, les particules sédimentaires sont admises sphériques, non-cohésives et composées de quartz de masse volumique $\rho_s = 2650 \text{ kg m}^{-3}$. Le mélange eau-sédiment est supposé conserver une loi de comportement Newtonien. Cette hypothèse requiert que la taille des particules sédimentaires soit inférieure à la micro-échelle de la turbulence de Kolmogorov (Barenblatt, 1953). Pour une vitesse de frottement de l'ordre de $u^* \sim 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$, le taux de dissipation est de l'ordre $\varepsilon \sim 2.10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, ce qui correspond à une micro-échelle de turbulence $l_\kappa \sim 800 \text{ } \mu\text{m}$. Les tests réalisés en condition de marée moyenne sur les deux domaines d'étude montrent que cette valeur reste supérieure au diamètre médian des particules mises en mouvement au fond.

L'écoulement est considéré comme turbulent rugueux sur les deux domaines d'étude. Sur les fonds de vases et de sables fins, cette approximation conduit, selon Soulsby (1997), à une erreur de calcul de la contrainte de cisaillement de fond, inférieure à 10 % pour toute contrainte supérieure au seuil critique de mise en mouvement des sédiments de $60 \text{ } \mu\text{m}$ de diamètre. Etant donné la prédominance des environnements sableux sur les secteurs vaseux identifiée sur les deux domaines d'étude aux Sections 4.2.1 et 4.2.2, les erreurs liées à l'approximation du régime turbulent rugueux s'en trouvent d'autant plus réduites.

L'écoulement est, par ailleurs, supposé incompressible, c'est-à-dire que la vitesse de l'écoulement est négligeable devant la vitesse de propagation des ondes sonores dans le fluide, et que les fluctuations de densité dans les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie peuvent être négligées. Les équations de Navier-Stokes s'appliquent en supposant la pression hydrostatique et en considérant l'approximation de Boussinesq (1903) qui néglige les variations de densité quand elles ne sont pas multipliées par l'accélération de la gravité g . L'hypothèse de Boussinesq (1877) est utilisée afin d'exprimer le tenseur de Reynolds en fonction du tenseur de déformation.

On suppose, de plus, que la concentration de sédiment en suspension (CSS) est suffisamment élevée pour que le milieu représente un continuum et assez faible ($< 8 \text{ g l}^{-1}$

selon Lumley, 1978) pour que les interactions entre les particules soient négligées. Si on admet une faible inertie des particules (Soo, 1967; Lumley, 1978), leur vitesse ne diffère de celle du fluide que d'une vitesse de chute constante. Compte tenues des caractéristiques de l'écoulement (vitesse de frottement $u_* \sim 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$) et du sédiment, les effets de stratification de densité d'origine sédimentaire sur les transports turbulents sont négligés conformément à l'abaque de Soulsby et Wainwright (1987) (régime I sur la Figure 5.1).

La présente étude se focalisera principalement sur le transport en suspension supposé indépendant et découplé du transport en charriage. Etant donné les échelles temporelles et les profondeurs considérées, l'effet sur l'hydrodynamique des évolutions morphodynamiques résultant de ces deux modes de transport est négligé. Les présents développements ignorent, par ailleurs, les processus thermohalins. La température et la salinité qui ne sont donc pas calculées sont prises constantes en espace et en temps, respectivement égales à $T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$ et $S = 35 \text{ psu}$ ("practical salinity unit"). Dans ces conditions, la densité de l'eau ρ est admise égale à $\rho_0 = 1025 \text{ kg m}^{-3}$. Dans chaque cas, les mesures de MES (Sections 3.2.1.4 et 3.2.2.4) sont comparées aux prédictions de CSS obtenues par le modèle, la part de matières organiques n'étant pas considérée dans le cadre de ce travail.

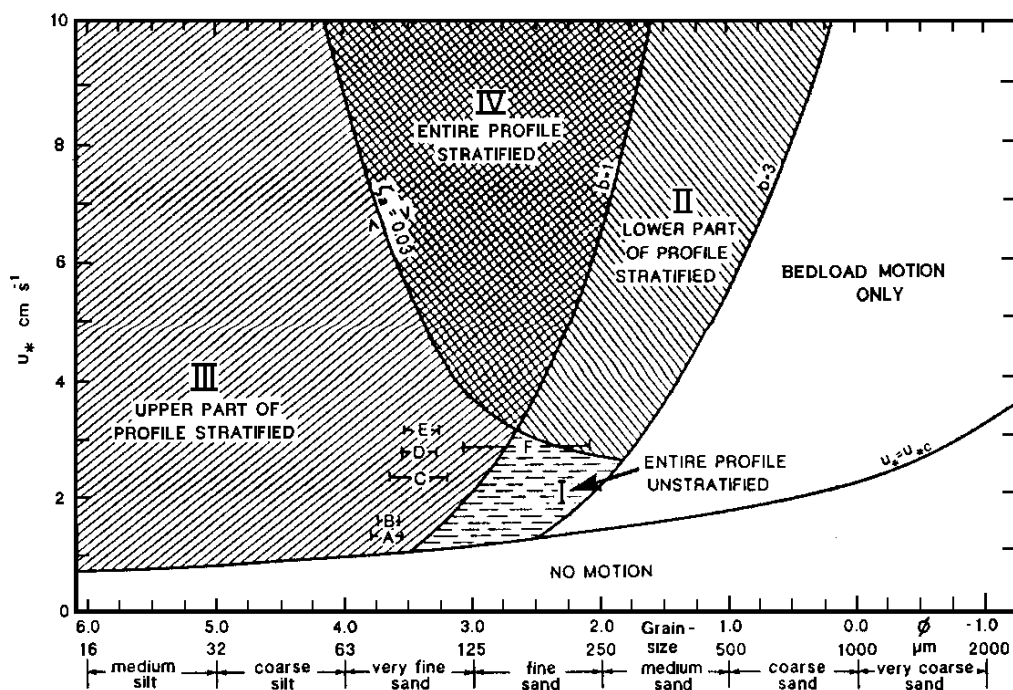


Figure 5.1 – Influence de la stratification sur les profils de vitesse en fonction de la vitesse de frottement u_* et de la granulométrie du sédiment (Soulsby et Wainwright, 1987). $b = w_s / \kappa u_*$ avec w_s la vitesse de chute des particules sédimentaires considérées.

5.2 Modélisation tridimensionnelle de la circulation

5.2.1 Equations moyennes

Les équations moyennes de conservation des masses d'eau sont exprimées dans un repère orthonormé cartésien direct (O, x_1, x_2, x_3) d'origine O située au niveau d'eau moyen h avec l'axe vertical x_3 dirigé vers le haut. Moyennant les hypothèses précédentes d'hydrostaticité et les approximations de Boussinesq (1877, 1903), elles s'écrivent sous la forme de l'équation de continuité

$$\frac{\partial u}{\partial x_1} + \frac{\partial v}{\partial x_2} + \frac{\partial w}{\partial x_3} = 0, \quad (5.1)$$

des équations du mouvement

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x_1} + v \frac{\partial u}{\partial x_2} + w \frac{\partial u}{\partial x_3} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial x_1} \right) + \\ \frac{\partial}{\partial x_1} (\tau_{11}) + \frac{\partial}{\partial x_2} (\tau_{21}) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu_T \frac{\partial u}{\partial x_3} \right), \end{aligned} \quad (5.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x_1} + v \frac{\partial v}{\partial x_2} + w \frac{\partial v}{\partial x_3} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial x_2} \right) + \\ \frac{\partial}{\partial x_1} (\tau_{12}) + \frac{\partial}{\partial x_2} (\tau_{22}) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu_T \frac{\partial v}{\partial x_3} \right), \end{aligned} \quad (5.3)$$

et de l'équilibre hydrostatique auquel se réduit l'équation de conservation de la quantité de mouvement selon x_3

$$\frac{\partial p}{\partial x_3} = -\rho g, \quad (5.4)$$

où (u, v, w) sont les trois composantes du courant dans la colonne d'eau, t est le temps, $f = 2\Omega \sin \phi$ est le paramètre de Coriolis avec $\Omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{ rd s}^{-1}$ la fréquence de rotation de la terre et ϕ la latitude, g est la constante de gravité prise égale à $9,81 \text{ m s}^{-2}$, p est la pression et ν_T est la viscosité turbulente verticale. Les composantes horizontales du tenseur de cisaillement sont définies par

$$\tau_{11} = 2\nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial x_1} \right), \quad (5.5)$$

$$\tau_{22} = 2\nu_H \left(\frac{\partial v}{\partial x_2} \right), \quad (5.6)$$

$$\tau_{12} = \tau_{21} = \nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial x_2} + \frac{\partial v}{\partial x_1} \right), \quad (5.7)$$

où ν_H est la viscosité turbulente horizontale.

Dans la pratique, les équations du modèle sont exprimées dans un système de coordonnées horizontales sphériques (λ, ϕ) . Ce référentiel permet de tenir compte des variations spatiales du terme de Coriolis. Le passage en coordonnées sphériques s'effectue en remplaçant $\frac{\partial}{\partial x_1}$ par $\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}$ et $\frac{\partial}{\partial x_2}$ par $\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos \phi$ avec R le rayon de la terre. Dans le contexte de variations spatiales de la bathymétrie et spatio-temporelles de la dénivellation de la surface libre, la résolution numérique des équations hydrodynamiques est simplifiée en utilisant le changement de coordonnées sur la verticale σ (Phillips, 1957) exprimé par Nihoul *et al.* (1986) sous la forme

$$\tilde{x}_3 = L\sigma = L \frac{x_3 + h}{\zeta + h}, \quad (5.8)$$

avec ζ la surface libre et L une valeur constante de telle manière que $\tilde{x}_3 = L$ à la surface. Le changement de coordonnées sur la verticale introduit dans l'expression des équations un jacobien $J = \partial x_3 / \partial \tilde{x}_3 = (\zeta + h) / L$ constant représentatif du rapport entre l'unité de longueur verticale physique Δx_3 et l'unité verticale résultant de la nouvelle transformation- σ $\Delta \tilde{x}_3$. Une nouvelle vitesse verticale $J\tilde{w}$ normale aux surfaces iso- σ est ainsi obtenue avec

$$J\tilde{w} = J \left(\frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_1} + v \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_2} + w \frac{\partial \tilde{x}_3}{\partial x_3} \right). \quad (5.9)$$

5.2.2 Mélange vertical

La viscosité turbulente verticale ν_T est liée à l'énergie cinétique k et à son taux de dissipation ε par

$$\nu_T = S_u \frac{k^2}{\varepsilon} + \nu_b, \quad (5.10)$$

où $\nu_b = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ est la viscosité moléculaire et $S_u = 0,108$ une constante empirique (Luyten, 1996). De la même manière, le coefficient de diffusion turbulente verticale A_T s'exprime sous la forme

$$A_T = S_b \frac{k^2}{\varepsilon} + A_b, \quad (5.11)$$

avec $A_b = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ le coefficient de diffusion moléculaire et $S_b = 0,177$ (Luyten, 1996).

L'évolution spatio-temporelle de la turbulence est résolue sur la base d'un modèle $k - \varepsilon$ (*e.g.*, Launder et Spalding, 1974; Rodi, 1984) couplant deux équations de transport scalaire pour l'énergie cinétique turbulente k

$$\begin{aligned} \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial t} (Jk) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_1} \left[J \left(uk - A_H \frac{\partial k}{\partial x_1} \right) \right] + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_2} \left[J \left(vk - A_H \frac{\partial k}{\partial x_2} \right) \right] \\ + \frac{1}{J} \frac{\partial J \tilde{w} k}{\partial \tilde{x}_3} - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left[\left(\frac{\nu_T}{\sigma_k} + \nu_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial k}{\partial \tilde{x}_3} \right] = \nu_T M^2 - \varepsilon, \end{aligned} \quad (5.12)$$

et le taux de dissipation ε

$$\begin{aligned} \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial t} (J\varepsilon) + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_1} \left[J \left(u\varepsilon - A_H \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_1} \right) \right] + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_2} \left[J \left(v\varepsilon - A_H \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_2} \right) \right] \\ + \frac{1}{J} \frac{\partial J \tilde{w} \varepsilon}{\partial \tilde{x}_3} - \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left[\left(\frac{\nu_T}{\sigma_\varepsilon} + \nu_b \right) \frac{1}{J} \frac{\partial \varepsilon}{\partial \tilde{x}_3} \right] = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} \nu_T M^2 - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k}, \end{aligned} \quad (5.13)$$

avec A_H le coefficient de diffusion turbulente horizontale, M^2 le terme de production d'énergie turbulente par le cisaillement moyen,

$$M^2 = \frac{1}{J^2} \left(\frac{\partial u}{\partial \tilde{x}_3}^2 + \frac{\partial v}{\partial \tilde{x}_3}^2 \right) \quad (5.14)$$

et σ_k , σ_ε , $c_{1\varepsilon}$ et $c_{2\varepsilon}$ des constantes empiriques définies dans le tableau suivant.

σ_k	σ_ε	$c_{1\varepsilon}$	$c_{2\varepsilon}$
1,0	1,3	1,44	1,92

Tableau 5.2 – Constantes empiriques du modèle $k - \varepsilon$.

5.2.3 Mélange horizontal

La viscosité turbulente horizontale ν_H et le coefficient de diffusion turbulente horizontale A_H sont pris proportionnels au pas d'espace et à l'amplitude du tenseur de déformation des vitesses selon la paramétrisation proposée par Smagorinsky (1963)

$$\nu_H = C_{m0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T, \quad (5.15)$$

$$A_H = C_{s0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T, \quad (5.16)$$

$$\text{où} \quad D_T^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x_1} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x_2} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x_2} + \frac{\partial v}{\partial x_1} \right)^2, \quad (5.17)$$

avec Δx_1 et Δx_2 les pas d'espace selon les deux directions horizontales. C_{m0} et C_{s0} sont respectivement les coefficients de Smagorinsky de diffusion horizontale de l'équation des

moments et de l'équation de transport scalaire. Etant donné les incertitudes sur leur valeur numérique, ces deux coefficients sont considérés égaux par défaut (Luyten *et al.*, 1999a). La valeur commune adoptée varie en fonction des applications du modèle (Chapitres 6 et 7). Oey et Chen (1992) utilisent ainsi une valeur de 0,2 afin d'amortir les oscillations numériques au cours de leur simulation.

5.2.4 Conditions aux limites

5.2.4.1 Conditions aux limites selon la verticale

En l'absence de vent, les conditions à l'interface air-mer sont

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \tilde{x}_3} = \mathbf{0} , \quad (5.18)$$

$$w = 0 , \quad (5.19)$$

$$\frac{\partial k}{\partial \tilde{x}_3} = 0 , \quad (5.20)$$

$$\varepsilon = k^{3/2} \frac{\varepsilon_0}{l_1} , \quad (5.21)$$

dans lesquelles $\mathbf{u} = (u, v)$ est la composante horizontale du courant, $l_1 = \kappa(H - \sigma H + z_{0surf})$ est la longueur de mélange au-dessus de l'interface air-mer où $H = \zeta + h$ est la hauteur d'eau totale, $\kappa = 0,4$ est la constante de Karman, z_{0surf} est le paramètre de rugosité de la surface de la mer et ε_0 est une constante admise égale à $S_u^{3/4} = 0,108^{3/4} \simeq 0,188$. Les conditions aux limites relatives à k et ε sont obtenues en utilisant l'approximation de la loi de paroi et en admettant un cisaillement constant et un équilibre entre la production et la dissipation de l'énergie cinétique turbulente. Le vent crée en surface une contrainte de cisaillement τ_{surf} liée à sa vitesse et augmente l'énergie cinétique turbulente à proximité de la surface. Les conditions limites deviennent alors pour ces deux quantités

$$\frac{\tau_{surf}}{\rho_a} = \nu_T \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \tilde{x}_3} = C_D^{surf} |\mathbf{u}_{10}| \mathbf{u}_{10} , \quad (5.22)$$

$$k = \frac{u_{*surf}^2}{\varepsilon_0^{2/3}} , \quad (5.23)$$

avec \mathbf{u}_{10} le vecteur vitesse du vent à la hauteur de référence de 10 m au-dessus de la surface de l'eau, u_{*surf} la vitesse de frottement en surface, $\rho_a = 1,2 \text{ kg m}^{-3}$ la masse volumique de l'air et C_D^{surf} le coefficient de frottement en surface déterminé en fonction de l'intensité de la vitesse du vent à partir de différentes formulations empiriques telles

que celles proposées par Charnock (1955), Smith et Banke (1975), Large et Pond (1981), ou Geernaert *et al.* (1986). La formulation de Geernaert *et al.* (1986) est retenue pour nos applications :

$$C_D^{surf} = 10^{-3} (0,43 + 0,097|\mathbf{u}_{10}|) \quad . \quad (5.24)$$

Les conditions au fond s'expriment sous la forme

$$\frac{\tau_b}{\rho} = \nu_T \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \tilde{x}_3} = C_D^b |\mathbf{u}_b| \mathbf{u}_b \quad , \quad (5.25)$$

$$w = 0 \quad , \quad (5.26)$$

$$k = \frac{u_{*b}^2}{\epsilon_0^{2/3}} \quad , \quad (5.27)$$

$$\varepsilon = k^{3/2} \frac{\epsilon_0}{l_2} \quad , \quad (5.28)$$

avec $l_2 = \kappa(\sigma H + z_0)$, de la même manière que pour les conditions en surface, la longueur de mélange à proximité du fond et z_0 le paramètre de rugosité du fond. Les approximations effectuées en surface sur les paramètres turbulents sont reprises au fond. τ_b est le cisaillement près du fond, u_{*b} la vitesse de frottement près du fond, \mathbf{u}_b la composante horizontale de la vitesse calculée à la hauteur z_b au-dessus du fond et C_D^b le coefficient de frottement de fond qui s'exprime sous la forme

$$C_D^b = \text{Max} \left[\frac{0,16}{[\ln(z_b/z_0)]^2} ; 2,5 \times 10^{-3} \right] \quad . \quad (5.29)$$

Cette expression se retrouve rapidement en utilisant l'hypothèse d'un cisaillement constant près du fond (approximation logarithmique des vitesses) et en considérant la vitesse nulle à la hauteur z_0 au-dessus du fond. Le calcul de z_0 est développé Section 5.6. Conformément aux travaux de Blumberg et Mellor (1987), une valeur minimale de 0,0025 est imposée sur le coefficient de frottement lorsque la résolution verticale près du fond est insuffisante ou que les effets du paramètre de rugosité z_0 ne sont pas représentés.

5.2.4.2 Conditions aux limites latérales

Les côtes sont considérées comme des murs imperméables. Une condition de glissement est appliquée sur les courants. Les flux advectifs et diffusifs sont fixés à zéro.

Aux limites ouvertes, les conditions limites du code ont été modifiées. Les vitesses

tridimensionnelles normales à la frontière résultent ainsi d'une condition de radiation analogue à celle proposée par Blumberg et Mellor (1987)

$$\Phi_t^i \pm C_i \Phi_x^i = 0 , \quad (5.30)$$

avec Φ^i la composante de la vitesse normale à la frontière ouverte, $\Phi_i = u$ pour les frontières Ouest et Est, $\Phi_i = v$ pour les frontières Nord et Sud, $(\cdot)_x = \frac{\partial(\cdot)}{\partial x}$ où x est la direction normale à cette frontière, $(\cdot)_t = \frac{\partial(\cdot)}{\partial t}$ où t est le temps et $C_i = \sqrt{10^{-3}gH}$. Le signe de ce terme varie en fonction de la frontière considérée. Il est positif pour les frontières Ouest et Sud, et négatif pour les frontières Est et Nord.

Le traitement des vitesses moyennées sur la verticale fait l'objet de conditions limites spécifiques qui dépendent du type de forçage appliqué. Dans le cas où la surface libre est la seule variable imposée, une condition similaire à celle proposée par Blumberg et Kantha (1985) est utilisée sur les composantes normales à la frontière

$$\Phi_t^e \pm C_0 \Phi_x^e = \sqrt{\frac{g}{H}} \frac{\partial \zeta}{\partial t} , \quad (5.31)$$

avec Φ^e la composante de la vitesse moyenne normale à la frontière ouverte, $\Phi_e = \bar{U}$ pour les frontières Ouest et Est, $\Phi_e = \bar{V}$ pour les frontières Nord et Sud, et $C_0 = \sqrt{gH}$. Le signe de ce dernier terme varie de la même manière que celui de C_i pour les vitesses imposées dans la colonne d'eau. Le paramètre de relaxation dépend ici de l'évolution temporelle de la surface libre ζ aux limites ouvertes. Dans le cas où les courants et la surface libre sont connus à la frontière ouverte, on utilise un schéma itératif qui réduit les réflexions de l'onde de marée à l'entrée du domaine de calcul (Flather, 1976)

$$\Phi^e - \Phi_0 = \pm \frac{C_0}{H} [\zeta - \zeta_0] , \quad (5.32)$$

où Φ_0 et ζ_0 sont respectivement les courants moyens perpendiculaires à la frontière ouverte et la surface libre en condition limite.

Le forçage des composantes tangentielles aux frontières ouvertes présentent peu de différences entre une condition de type Neumann ou Dirichlet. On choisit de fixer par défaut la valeur de ces composantes à zéro pour les vitesses. Une condition de flux nul est imposée pour les quantités scalaires aux frontières ouvertes.

5.2.5 Conditions initiales

A l'état initial, le repos et des distributions de CSS uniformément nulles sont imposés. La température et la salinité sont considérées uniformes sur le domaine et constantes dans le temps, respectivement égales à $T = 10$ °C et $S = 35$ psu (Section 5.1).

5.2.6 Résolution numérique

Les équations sont résolues par la technique de séparation des modes (“mode-splitting”) proposée par Simons (1974) et utilisée couramment par Madela et Piacsek (1977), Blumberg et Mellor (1980), Sheng (1983), Hess (1985a) et Blumberg et Mellor (1987) depuis lors, où l'évolution temporelle des mouvements selon la verticale est considérée plus lente que celles intervenant en surface. En conséquence, on résout l'équation de continuité et les équations des moments intégrées sur la verticale sur M_t pas de temps Δt_{2D} , au cours du mode externe ou mode barotrope, et les équations du mouvement selon les trois dimensions spatiales sur un pas de temps plus lâche $\Delta t_{3D} = M_t \Delta t_{2D}$, au cours du mode interne ou mode barocline. Le mode barotrope fournit, par la résolution de l'équation de continuité intégrée sur la verticale, la surface libre au mode barocline. Le mode barocline fournit en retour au mode barotrope le cisaillement près du fond déduit de la résolution tridimensionnelle des courants, et les termes non-linéaires obtenus par intégration selon la verticale de la viscosité et du coefficient de diffusion, et des termes d'advection et de diffusion verticales. La séparation des modes est complétée par un schéma de prédiction-correction (“predictor-corrector”) de manière à ce que les courants intégrés sur la verticale aient les mêmes valeurs en sortie des modes internes et externes. Les concentrations de sédiment en suspension, de même que la température et la salinité lorsqu'elles sont résolues, sont advectées par une vitesse “filtrée” dont la moyenne selon la verticale est égale à la moyenne temporelle des courants au cours du mode barotrope (Deleersnijder, 1993).

La discrétisation des équations des modes barotrope et barocline s'effectue horizontalement sur une grille Arakawa de type C (Mesinger et Arakawa, 1976) et verticalement sur une grille en coordonnées σ (Section 5.2.1). La localisation des différentes variables est précisée sur la Figure 5.2. Les quantités scalaires telles que la surface libre ou la hauteur d'eau pour le mode externe et la CSS de chaque classe sédimentaire ou par extension la température et la salinité pour le mode interne sont calculées au centre de chaque grille. Les quantités turbulentes telles que l'énergie cinétique, le taux de dissipation, la viscosité verticale ou le coefficient de diffusion verticale sont calculées aux bords inférieurs

et supérieurs de chaque grille verticale. Les composantes des vitesses locales et moyennes sont estimées sur les faces des cellules (Figure 5.2). Dans la pratique, le pas d'espace horizontal est constant $\Delta x_1 = \Delta x_2$ et la coordonnée verticale est répartie en N_z niveaux σ uniformes de manière à ce que $L = N_z$ (Equation 5.8).

Afin de représenter correctement les échanges sédimentaires à proximité du fond et de calculer précisément le flux de dépôt (Section 5.5.2.2), il est important de disposer d'une résolution verticale fine à proximité du fond. Johns *et al.* (1983) définissent ainsi une transformation de coordonnées conduisant à un repère, dans lequel un espacement vertical constant des niveaux correspond à un espacement resserré près du fond dans le repère cartésien. Cette transformation a notamment été utilisée par Marsaleix *et al.* (1998) dans le Golfe du Lion (France) et Lou et Ridd (1997) dans la Baie de Cleveland (Australie). La nouvelle coordonnée ξ est reliée à σ par

$$\sigma + \sigma_0 = \sigma_0 \exp[\Psi(\xi)] \quad (5.33)$$

où σ_0 est une constante prise égale à 0,73 ici, et

$$\Psi(\xi) = \xi - \frac{1}{2\xi_n}(1 - \sigma_0)\xi^2 \quad (5.34)$$

avec

$$\xi_n = \frac{2 \ln(1 + 1/\sigma_0)}{1 + \sigma_0} . \quad (5.35)$$

L'adoption d'un tel maillage dégrade sensiblement la résolution verticale dans la couche limite externe par rapport à un maillage σ uniforme pour une amélioration modérée de la résolution dans la couche limite de fond. La Figure 5.3 compare les résolutions verticales obtenues pour une profondeur de 12 m à partir de 14 niveaux σ répartis uniformément selon la verticale et 14 niveaux ξ espacés uniformément dans le repère de Johns *et al.* (1983). Au fond, la résolution verticale atteint 0,73 m pour le maillage de Johns *et al.* (1983) contre 0,92 m pour le maillage σ uniforme. La méthode originale proposée ici consiste à compléter le maillage tridimensionnel par un sous-maillage en coordonnées σ dans la demi-cellule verticale de fond, à imposer analytiquement des profils verticaux logarithmiques de courants et linéaires de viscosités sur ce sous-maillage et à effectuer la résolution des équations de transport sédimentaire sur le nouveau maillage comprenant le maillage de calcul tridimensionnel et le sous-maillage (Figure 5.4). L'utilisation de profils analytiques près du fond est justifiée par l'approximation d'un cisaillement constant au

voisinage du fond en adéquation avec la formulation quadratique 5.29. Cette méthode permet d'économiser les temps de calcul hydrodynamiques à proximité du fond. Elle ne nécessite pas de modifications importantes dans la structure du code 3D et permet d'atteindre une plus grande résolution près du fond tout en conservant un maillage uniforme dans la couche limite externe. La Figure 5.3 présente la résolution verticale pour une profondeur de 12 m, un maillage 3D de 10 niveaux et un sous-maillage comprenant 4 cellules. Au fond, la résolution verticale passe ainsi à 15 cm. L'utilisation de ce sous-maillage pour le calcul des flux sédimentaires est développée plus précisément à la Section 5.5.2.4.

L'advection des moments et des quantités scalaires est résolue à l'aide d'un schéma de type "upwind". Bien qu'au premier ordre, ce schéma a l'avantage de préserver la monotonie des variables et d'économiser les temps de calcul. L'utilisation, dans nos applications, de schémas plus complexes et deux fois plus longs en temps de calcul, de type TVD ("Total Variation Diminishing") n'a pas montré de différences appréciables. Les termes d'advection et de diffusion horizontales sont évalués explicitement. A l'inverse, les termes d'advection verticale sont évalués de manière semi-implicite et les termes de diffusion verticale implicitement. Au fond, le flux érosif est approché explicitement contrairement au terme de dépôt qui est calculé de manière implicite.

Le pas de temps barotrope est choisi de manière à satisfaire au critère "Courant-Friedrich-Lévy" exprimé par Deleersnijder *et al.* (1997) sous la forme

$$\Delta t_{2D} \leq \frac{\Delta h_{min}}{2\sqrt{gh_{max}}} , \quad (5.36)$$

dans lequel Δh_{min} est la résolution horizontale minimale et h_{max} est la profondeur d'eau maximale. Une condition supplémentaire est également imposée par la rotation de la terre (Blumberg et Mellor, 1987)

$$\Delta t_{2D} \leq \frac{1}{f} = \frac{1}{2\Omega \sin(\Phi)} . \quad (5.37)$$

Ce critère reste généralement moins restrictif que la condition 5.36, même aux latitudes les plus élevées (Blumberg et Mellor, 1987). Le critère CFL est également applicable au mode barocline. Cependant, un critère plus restrictif est imposé sur le pas de temps Δt_{3D} au niveau des termes d'advection horizontale évalués explicitement (*e.g.*, Hirsch, 1988)

$$\left(\frac{u\Delta t_{3D}}{\Delta x_1}, \frac{v\Delta t_{3D}}{\Delta x_2} \right) \leq 1 . \quad (5.38)$$

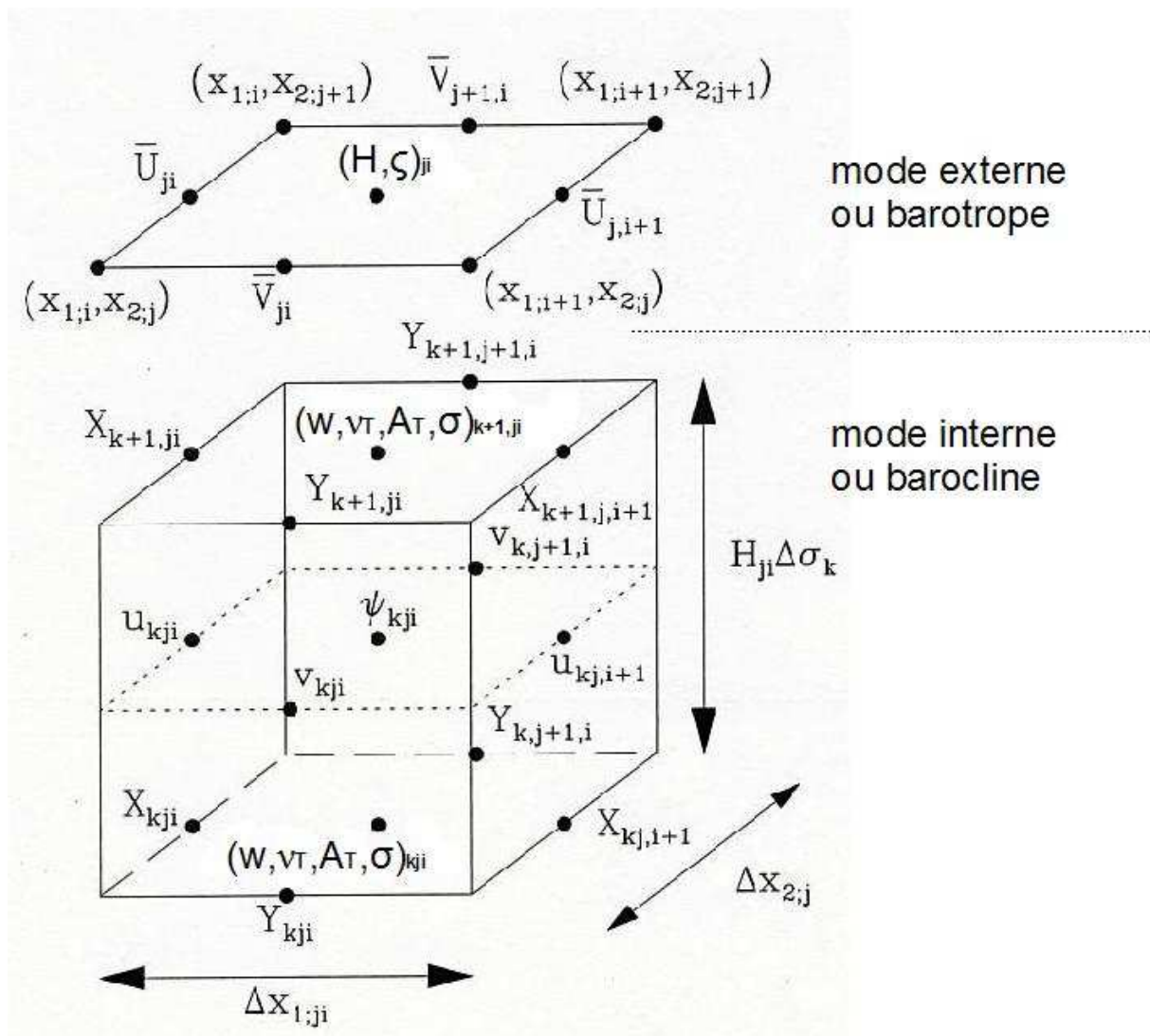


Figure 5.2 – Position des variables sur une grille Arakawa de type C (d'après Luyten *et al.*, 1999a). Les indices i , j et k indiquent respectivement la position de la cellule de calcul le long de la longitude, de la latitude et de la verticale. La variable ψ se réfère aux différentes quantités scalaires non-turbulentes calculées au centre de la grille (concentration de sédiment en suspension, température, salinité).

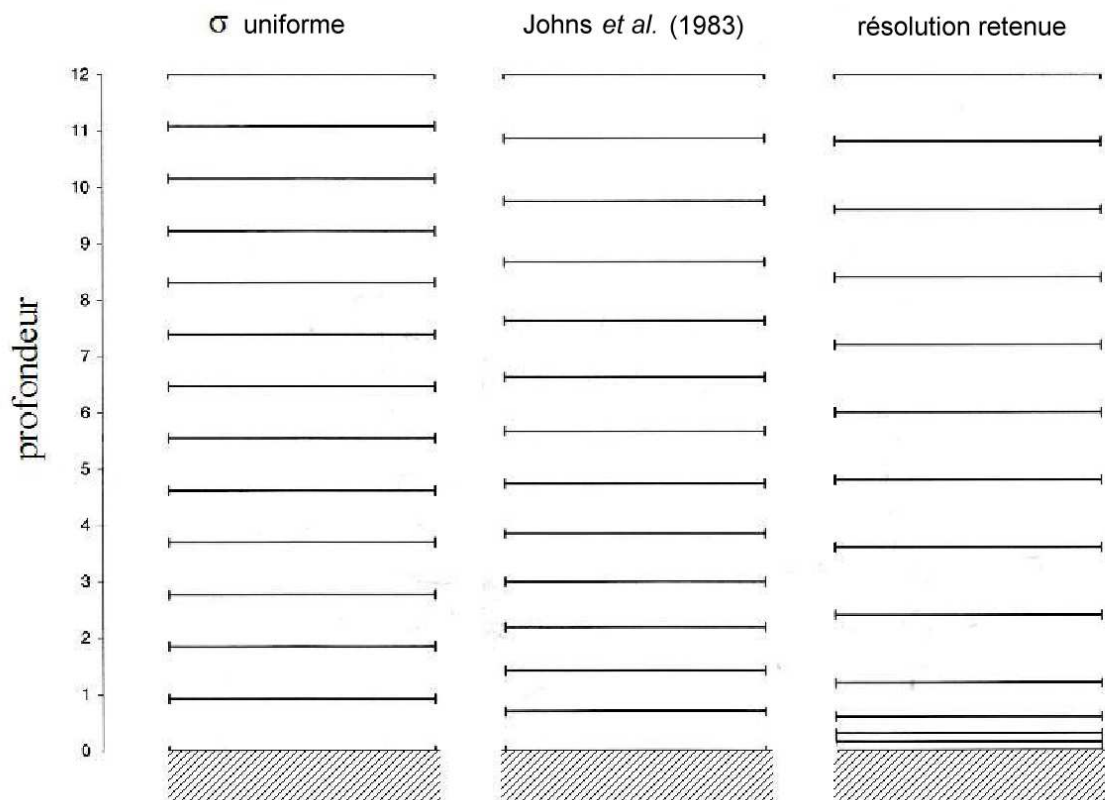


Figure 5.3 – Résolutions verticales obtenues à partir d'un maillage en coordonnées σ uniforme, du maillage proposé par Johns *et al.* (1983) et de celui intégrant un sous-maillage dans la demi-cellule de fond, pour 14 niveaux verticaux dans chaque cas.

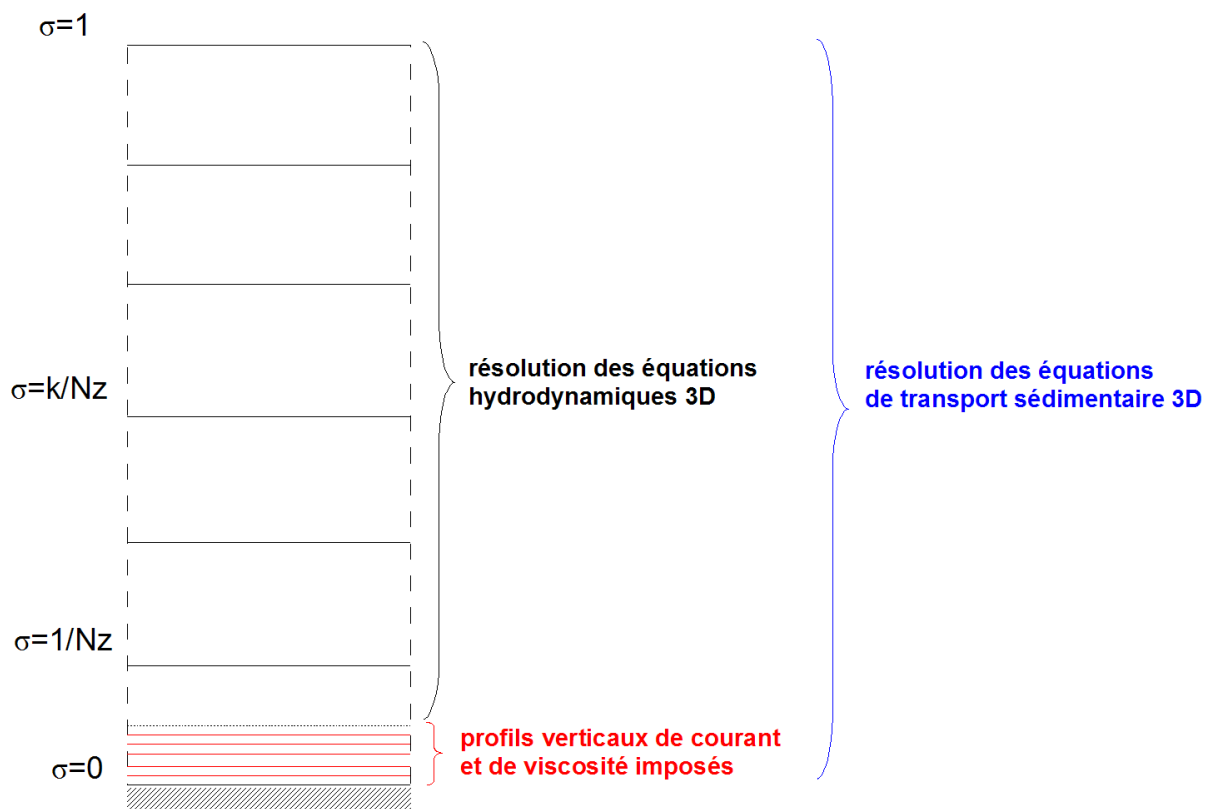


Figure 5.4 – Description schématique de la méthode de résolution du flux de dépôt près du fond.

5.3 Modélisation de la houle

Différents modèles de propagation de la houle à phase moyennée ont été appliqués sur le domaine maritime de la Manche, le plus souvent à partir d'une série de trois grilles emboîtées, la première globale avec une résolution spatiale comprise entre $0,5$ et $1,25^\circ$, la deuxième couvrant le plateau continental Européen avec une résolution atteignant $0,25^\circ$ et la troisième centrée sur les zones côtières d'intérêt avec une résolution spatiale de $0,1^\circ$ (Tableau 5.3). Les modèles utilisés se distinguent selon qu'ils soient de seconde ou troisième génération.

L'UK Meteorological Office (UKMO) et Météo-France utilisent tous deux un modèle de seconde génération (*e.g.*, Bidlot et Holt, 1999; Monbaliu, 2003). Le système de prévision de l'état de mer, VAG, développé par la division marine et océanographie de Météo-France est ainsi opérationnel depuis 1988 sur l'Atlantique Nord et depuis 2001 sur le domaine côtier français (Météo-France, 2003).

Les autres applications effectuées en Manche concernent les modèles de troisième génération qui n'imposent aucune hypothèse préliminaire sur la forme du spectre de l'énergie de la houle. Un premier exemple est celui du modèle WAM ("WAve prediction Model") (WAMDI group, 1988; Komen *et al.*, 1994) développé sous la conduite de Klaus Hasselmann du Max Planck Institut für Meteorologie (Hambourg, Allemagne). Il est utilisé depuis 1992 par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT), et une série de grilles emboîtées de 36, 12 et 2,4 km ont été mises en place sur le plateau continental Est Atlantique par le "Proudman Oceanographic Laboratory" (POL) en lien avec l'UKMO (Prandle *et al.*, 2000) (Figure 5.5). D'autres exemples de modèles de troisième génération sont les codes WaveWatch III (WW3) développé par l'équipe de Tolman (Tolman, 2002), TOMAWAC ("TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation") mis au point depuis 1995 à la Division R&D d'EDF par Michel Benoit et Frédéric Marcos (Benoit *et al.*, 1996; Benoit, 2003) et SWAN développé à l'Université de Delft (Booij *et al.*, 1999; Ris *et al.*, 1999). Le modèle WaveWatch III, opérationnel au NOAA/NCEP ("National Oceanic and Atmospheric Administration / National Centers for Environmental Prediction") a ainsi été modifié au SHOM afin d'améliorer la représentation de la croissance des vagues (Ardhuin *et al.*, 2006), en suivant les paramètres utilisés au CEPMMT. Dans le cadre de la création du programme d'océanographie côtière opérationnelle PREVIMER, il est couplé au code SWAN, en Mer d'Iroise, au

niveau de trois zones gigognes de 300 m de résolution spatiale (Figure 5.6). Le modèle TOMAWAC est, quant à lui, utilisé, dans le cadre du projet commun Météo-France, CETMEF et EDF-LNHE, à la constitution d'un atlas numérique d'états de mer le long des côtes françaises (*e.g.*, Benoit et Lafon, 2004). Deux maillages emboîtés de type « éléments finis » sont mis en oeuvre : le premier dit « océanique » sur la partie Nord de l'Océan Atlantique avec une résolution de 1° au large et 20 km le long des côtes (Figure 5.7), le second dit « côtier » à la limite du plateau continental avec une résolution de quelques kilomètres près des côtes françaises (Figure 5.8). Les prévisions sont réalisées sur les 25 dernières années. Des détails supplémentaires sur les différents modèles de propagation sont disponibles en Annexe dans le Tableau B.2

Les simulations entreprises ici se situent à l'échelle des deux sites-ateliers retenus. Les modèles TOMAWAC et SWAN sont généralement préconisés pour ce type d'application car permettant un raffinement de la grille de calcul aux abords des zones côtières par l'utilisation d'un maillage adaptatif (*e.g.*, Benoit, 2003) ou de schémas de discrétisation implicite robuste (*e.g.* SWAN Team, 2007). Le choix s'est ici porté sur le modèle de troisième génération SWAN.

Organisme	Modèle	Résolution spatiale des grilles de calcul		
		Mondial	Plateau continental	Côtier
UKMO	UK Waters model	$\Delta_x = 1, 25^\circ$ $\Delta_y = 0, 833^\circ$	$\Delta_x = 0, 4^\circ$ $\Delta_y = 0, 25^\circ$	
Météo-France	VAG	1°	0, 25°	0, 1°
CEPMMT, POL	WAM	0, 5°	0, 25°	
NOAA/NCEP, SHOM	WaveWatch III	1°	0, 5°	0, 1°
EDF-LNHE	TOMAWAC		de 1° à 0, 18°	de 0, 18° à 0, 02°

Tableau 5.3 – Caractéristiques des différents systèmes de prévision de l'état de la mer sur le plateau continental Est Atlantique.

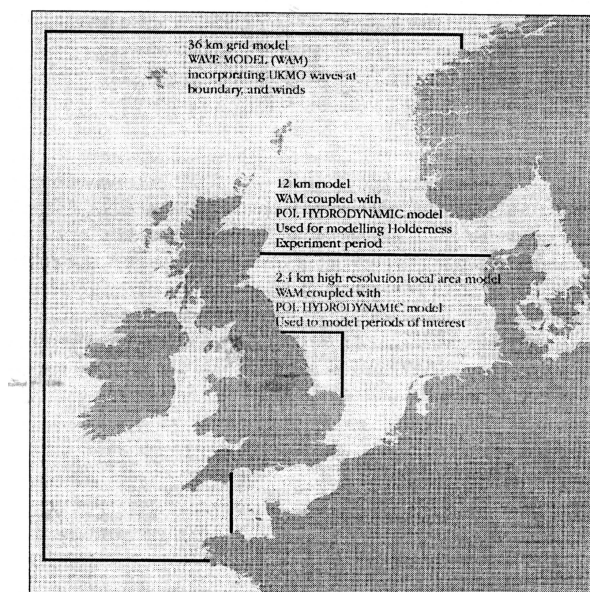


Figure 5.5 – Emprises de WAM sur le plateau continental Est-Atlantique (Prandle *et al.*, 2000).

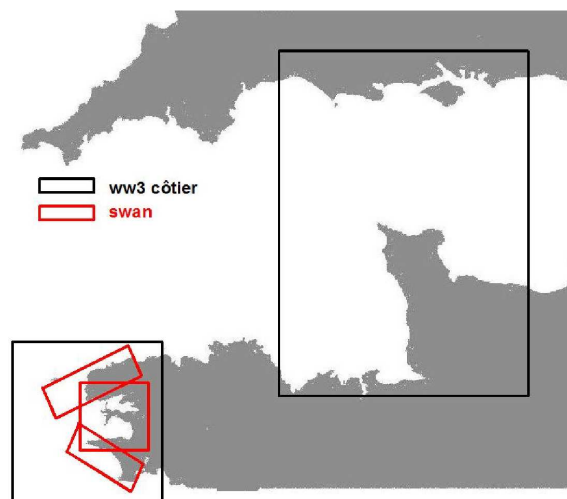


Figure 5.6 – Zones pour les prévisions de houle du SHOM par WW3 en Manche et emboîtement des modèles WW3-SWAN en Mer d'Irlande.

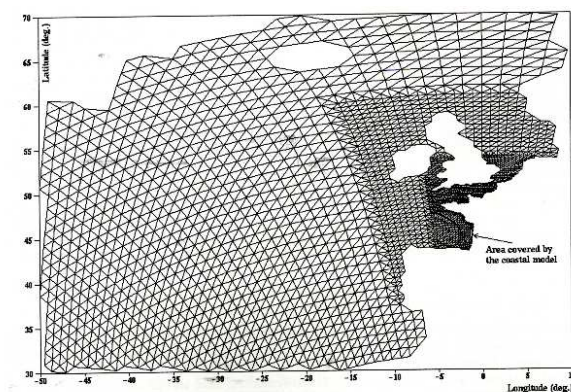


Figure 5.7 – Emprise et maillage du modèle TOMAWAC d'états de mer océanique (Benoit, 2006).

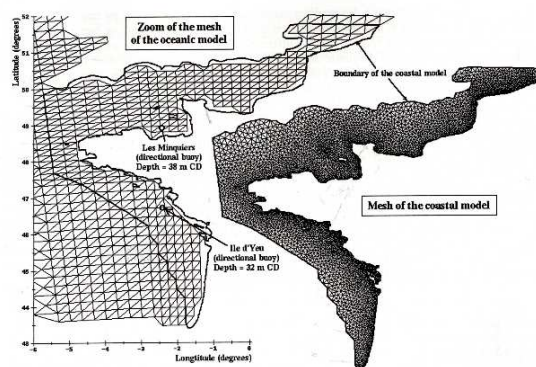


Figure 5.8 – Emprise et maillage du modèle TOMAWAC d'états de mer côtier (Benoit, 2006).

5.3.1 Equations générales du modèle SWAN

SWAN calcule l'évolution des vagues à proximité des zones côtières en fonction des cinq variables $(\sigma_w, \theta, x_1, x_2, t)$ qui sont respectivement les variables d'espace (x_1, x_2) , de temps t , la pulsation intrinsèque des vagues σ_w et leur direction de propagation θ . La pulsation intrinsèque intègre le décalage Doppler induit par un courant horizontal \mathbf{U} supposé uniforme sur la verticale

$$\sigma_w = \omega - \mathbf{k}_w \cdot \mathbf{U} \quad (5.39)$$

avec ω la pulsation des vagues et \mathbf{k}_w le vecteur nombre d'onde des vagues défini à partir de la relation de dispersion des ondes de surface libre modifiée en présence d'un courant.

L'état de mer est représenté à partir d'une fonction continue décrivant la répartition de l'énergie à la fois sur les fréquences et sur les directions de propagation dans un intervalle de longueur 2Π : la densité spectro-angulaire d'énergie des vagues E_w . Les principaux paramètres dérivés sont la hauteur significative spectrale de houle

$$h_{m0} = 4 \sqrt{\int_0^{2\Pi} \int_0^\infty E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta} \quad (5.40)$$

et la période

$$T_{m01} = 2\Pi \left(\frac{\int_0^{2\Pi} \int_0^\infty \omega E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta}{\int_0^{2\Pi} \int_0^\infty E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta} \right)^{-1} . \quad (5.41)$$

La densité spectro-angulaire de variance correspond au rapport entre la densité spectro-angulaire d'énergie et la pulsation des vagues : $N_w = E_w/\sigma_w$. Du fait des échanges d'énergie, la quantité E_w évolue au cours de la propagation de la houle dans un milieu inhomogène alors que la densité d'action se conserve (Bretherton et Garrett, 1969; Whitham, 1974). L'évolution des densités spectro-angulaires est décrite par une équation d'advection-diffusion pour chaque composante du spectre (*e.g.*, Mei, 1983; Komen *et al.*, 1994) :

$$\frac{\partial N_w}{\partial t} + \nabla_{\mathbf{x}} \cdot [(\mathbf{c}_g + \mathbf{U}) N_w] + \frac{\partial}{\partial \sigma_w} (c_{\sigma_w} N_w) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_{\theta} N_w) = \frac{S_{tot}}{\sigma_w} . \quad (5.42)$$

L'équation 5.42 peut être résolue en coordonnées cartésiennes ou sphériques. Dans le cadre de nos applications, la résolution est effectuée en coordonnées sphériques. Son expression dans ce système de coordonnées est détaillée dans le rapport technique de SWAN (SWAN Team, 2007).

Le premier terme à gauche décrit l'évolution temporelle de la houle au point de calcul. Le deuxième terme définit la propagation de l'énergie dans le plan horizontal à la vitesse de groupe $c_g = \partial\sigma_w/\partial k_w$. Le troisième terme rend compte des changements de la fréquence intrinsèque par les variations de bathymétrie et du courant moyen au cours de la propagation de la houle. Enfin, le quatrième terme représente les phénomènes de réfraction par la bathymétrie et le courant. Les quantités c_{σ_w} et c_θ sont les vitesses de propagation dans l'espace (σ_w, θ) (Leblond et Mysak, 1978; Tolman, 1990)

$$c_{\sigma_w} = \frac{\partial\sigma_w}{\partial H} \left[\frac{\partial H}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla H \right] - c_g \mathbf{k}_w \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s} , \quad (5.43)$$

$$c_\theta = -\frac{1}{k_w} \left[\frac{\sigma_w}{\partial H} \frac{\partial H}{\partial m} + \mathbf{k}_w \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right] , \quad (5.44)$$

avec s et m les coordonnées spatiales définies respectivement selon la direction de propagation de la houle et selon sa direction normale.

Le terme de droite contient l'ensemble des termes sources et puits de l'équation qui représentent les processus physiques de génération, de dissipation, d'interactions non-linéaires entre les vagues ou de redistribution de l'énergie des vagues

$$S_{tot} = S_{in} + S_{wc} + S_{nl4} + S_{bot} + S_{nl3} + S_{brk} . \quad (5.45)$$

Au large, les termes prépondérants sont S_{in} le terme de transfert d'énergie du vent aux vagues, S_{wc} le terme de dissipation par moutonnement et S_{nl4} le terme d'interaction non-linéaire entre les quadruplets de fréquence. Cette hiérarchie est modifiée à l'approche des zones côtières où la propagation de la houle subit l'influence de S_{bot} le terme de friction de fond, S_{nl3} le terme d'interaction non-linéaire entre les triplets de fréquence et S_{brk} le terme de dissipation par déferlement. Les expressions des termes de génération des vagues par le vent et de dissipation par moutonnement discutées au cours de nos applications sont présentées dans la section suivante. De même, des modifications sont apportées au terme de dissipation par frottement sur le fond et sont également précisées. Les formulations des autres termes sources et puits de l'équation d'advection-diffusion 5.42 sont détaillées par Booij *et al.* (2004).

5.3.2 Expression des termes sources et puits

5.3.2.1 Génération par le vent

La génération des vagues par le vent est incorporée à partir de deux mécanismes. Le premier est celui de la résonance stochastique proposée par Phillips (1957). Lorsque les variations de pression à la surface sont en phase avec celles de la pente des vagues, le transfert d'énergie aux vagues est possible. Le deuxième mécanisme, introduit par Miles (1957), prend en compte les modifications du champ de vent au voisinage de la surface. La théorie de Phillips (1957) permet de modéliser le début de la croissance linéaire de l'énergie des vagues sous l'effet du vent. Le mécanisme de rétroaction sur le vent décrit par Miles (1957) est le processus majoritaire au cours de la génération des vagues. Ces deux mécanismes se retrouvent dans l'expression du terme de génération par le vent

$$S_{in}(\sigma_w, \theta) = A + BE_w(\sigma_w, \theta) , \quad (5.46)$$

où la formulation du terme d'évolution linéaire A dérive de celle proposée par Cavaleri et Malanotte-Rizzoli (1981) et celle du terme d'évolution exponentielle $BE_w(\sigma_w, \theta)$ peut s'exprimer, dans SWAN, selon Komen *et al.* (1984) ou Janssen (1989, 1991a). La première expression, celle de Komen *et al.* (1984), utilisée dans WAM Cycle 3 (WAMDI group, 1988) est retenue.

5.3.2.2 Dissipation par moutonnement

La dissipation de l'énergie des vagues par moutonnement est formulée par le modèle de Hasselmann (1974) exprimé en terme de nombre d'onde par le WAMDI group (1988) afin d'être applicable en faible profondeur :

$$S_{wc} = -\Gamma \tilde{\sigma}_w \frac{k_w}{\tilde{k}_w} E_w(\sigma_w, \theta) \quad (5.47)$$

où $\tilde{\sigma}_w$ et \tilde{k}_w sont calculés par intégration de la densité spectro-angulaire d'énergie de la houle

$$\tilde{\sigma}_w = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\Pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sigma_w} E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta \right)^{-1} , \quad (5.48)$$

$$\tilde{k}_w = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\Pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{k_w}} E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta \right)^{-2} , \quad (5.49)$$

$$E_{tot} = \int_0^{2\Pi} \int_0^\infty E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta . \quad (5.50)$$

L'expression de Γ résulte, quant à elle, des travaux de Janssen (1991a,b) et Günther *et al.* (1992) :

$$\Gamma = C_{ds} \left((1 - \delta) + \delta \frac{k_w}{\tilde{k}_w} \right) \left(\frac{\tilde{s}}{\tilde{s}_{PM}} \right)^p \quad (5.51)$$

avec $\tilde{s} = \tilde{k}_w \sqrt{E_{tot}}$ et $\tilde{s}_{PM} = \sqrt{3,02 \times 10^{-3}}$. C_{ds} , δ et p sont des coefficients de calibration. Afin de rester compatible avec la paramétrisation du terme de génération par le vent présentée à la Section précédente, nous utilisons les coefficients proposés par Komen *et al.* (1984) : $C_{ds} = 2,36 \times 10^{-5}$, $\delta = 0$ et $p = 4$.

5.3.2.3 Dissipation par frottement sur le fond

La dissipation par frottement sur le fond est l'une des sources potentielles d'atténuation significative des vagues, en particulier dans des régions sableuses où les vitesses orbitales sont susceptibles de générer des transports sédimentaires importants et de former des rides (*e.g.*, Shemdin *et al.*, 1978; Bertotti et Cavaleri, 1994; Ardhuin *et al.*, 2001). Il s'exprime sous la forme (Weber, 1991a,b; SWAN Team, 2007)

$$S_{bot}(\sigma_w, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma_w^2}{g^2 \sinh^2(k_w H)} E_w(\sigma_w, \theta) \quad (5.52)$$

avec C_{bottom} un coefficient représentant le frottement de fond et modulant la dissipation des vagues par rapport au spectre de variance de la vitesse orbitale près du fond. Depuis les premiers travaux de Putman et Johnson (1949), de nombreux modèles ont été proposés pour calculer ce coefficient de frottement. La paramétrisation empirique dite de "JONSWAP" ("Joint North Sea WAVE Project") (Hasselmann *et al.*, 1973) propose ainsi d'utiliser un coefficient constant : $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ pour Hasselmann *et al.* (1973), $C_{bottom} = 0,067 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ pour Bouws et Komen (1983). Cette paramétrisation, largement utilisée en ingénierie côtière, donne, en moyenne, de bons résultats. Cependant, elle sous-estime la dissipation de la houle dans les zones de formation des rides (*e.g.*; Ardhuin *et al.*, 2001, 2003b). Hasselmann et Collins (1968) et Collins (1972) considèrent alors un coefficient de frottement de fond proportionnel à la vitesse orbitale u_{rms} :

$$C_{bottom} = C_f g u_{rms} \quad (5.53)$$

avec $C_f = 0,015$

$$\text{et } u_{rms}^2 = \int_0^{2\Pi} \int_0^\infty \frac{\sigma_w^2}{\sinh^2(k_w H)} E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta . \quad (5.54)$$

Plus complexe, le modèle de Madsen *et al.* (1990) intègre l'effet du coefficient de frottement du à la houle f_w

$$C_{bottom} = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} u_{rms} \quad (5.55)$$

f_w étant calculé par la formulation de Jonsson (1966) à partir d'une rugosité fixe indépendante des forçages exercés par la houle sur le fond. Afin d'intégrer l'effet d'une rugosité variable liée à la présence des rides sableuses formée par la houle, Graber et Madsen (1988), Tolman (1994) ou plus récemment Ardhuin *et al.* (2003a) reprennent cette formulation du coefficient de frottement en association avec un prédicteur de rugosité qui détermine le paramètre de Nikuradse k_N en fonction du spectre des vagues, de la profondeur et de la nature des sédiments, le fait que l'on puisse utiliser une seule valeur de la rugosité pour l'ensemble du spectre ayant été validé par Mathisen et Madsen (1999). Les développements entrepris sur le code SWAN ont consisté à intégrer ce modèle au calcul du terme de dissipation par frottement sur le fond. Le prédicteur de rugosité reprend celui utilisé par Tolman (1994) et Ardhuin *et al.* (2003a) sur la base des travaux de Madsen *et al.* (1990) et Wilson (1989). Il est présenté en détail à la Section 5.6.2. Le modèle de couche limite qui permet de calculer la dissipation associée à cette nouvelle rugosité est celui de Grant et Madsen (1979) où

$$f_w = \frac{0,08}{\text{Ker}^2(2\sqrt{a_0}) + \text{Kei}^2(2\sqrt{a_0})} , \quad (5.56)$$

avec (Ker, Kei) les fonctions de Kelvin d'ordre 0,

$$a_0 = \frac{1}{21, 2\kappa\sqrt{f_w}} \frac{k_N}{a_{b,rms}} , \quad (5.57)$$

et $a_{b,rms}$ est l'excursion de la houle près du fond,

$$a_{b,rms} = 2 \int_0^{2\Pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sinh^2(k_w H)} E_w(\sigma_w, \theta) d\sigma_w d\theta . \quad (5.58)$$

5.3.3 Résolution numérique

A l'échelle des zones côtières, l'utilisation d'un schéma implicite au premier ordre de type "upwind" permet d'atteindre une précision suffisante dans l'approche des termes de propagation spatiale tout en assurant la stabilité des calculs numériques avec des pas de temps importants (Holthuijsen *et al.*, 1989). Le schéma implicite "Backward Space, Backward Time" (BSBT), recommandé pour des applications de type stationnaire et non-stationnaire à des échelles côtières (Booij *et al.*, 2004), est ainsi utilisé.

Les discrétisations en fréquences et directions nécessitent cependant des schémas implicites plus précis (de type centré au second-ordre) (Booij *et al.*, 2004). Les troisième et quatrième termes de l'équation 5.42 sont alors approchés à l'aide d'un schéma mixte de type "upwind" implicite/centré au second ordre. Le caractère "upwind" ou centré est déterminé à l'aide de deux coefficients de pondération (un pour chaque espace : directionnel et fréquentiel) selon que l'on privilégie la stabilité (schéma implicite de type "upwind") ou la précision (schéma de type centré au second ordre) des calculs numériques. Dans le cadre de nos applications, ces coefficients sont fixés à leur valeur médiane.

5.4 Interaction houle-courant en couche limite de fond

5.4.1 Généralités

Le plateau continental interne subit l'influence d'un large spectre de houle allant de la mer de vent aux houles générées au large (Madsen *et al.*, 1976; Grant et Madsen, 1986). Ce domaine s'étend à l'ensemble du plateau continental en condition de tempête. La couche limite de houle imbriquée dans la couche limite externe développée par le courant de marée, a une épaisseur de 3 à 5 cm pour des vagues moyennes, et atteint 10 à 30 cm en condition de tempête (Grant et Madsen, 1986). Au voisinage du fond, le cisaillement et l'énergie cinétique turbulente résultent ainsi de l'interaction entre la houle et le courant. Une compréhension détaillée de ces processus d'interaction houle-courant en couche limite de fond est d'un intérêt majeur en dynamique sédimentaire.

Largement reconnu par la communauté scientifique, le phénomène d'interaction houle-courant est documenté en conséquence (*e.g.*, Owen et Thorn, 1978; Grass, 1981; Dyer, 1986). Sous l'action d'une houle superposée à un courant, la structure verticale de la turbulence est modifiée au voisinage de la couche limite de fond. Cette modification se traduit par une augmentation de la viscosité verticale et du coefficient de diffusion verticale associée à une réduction des vitesses près du fond et une augmentation de la contrainte de cisaillement totale due à la houle et au courant. Le calcul de la contrainte de cisaillement diffère quant à lui d'une simple combinaison des forçages de houle et de marée (Figure 5.9), mais doit tenir compte des non-linéarités en couches limites de fond induites par la houle et le courant. Ainsi, le courant de marée est réduit par l'effet du frottement apparent perçu au-delà de la couche limite de houle. De même, le courant de marée modifie la contrainte de cisaillement due à la houle et l'épaisseur de la couche limite de houle. La complexité de ces phénomènes est accrue par l'existence d'une couche de sédiment en mouvement au-dessus du fond (Grant et Madsen, 1979).

On doit le premier traitement numérique de l'interaction houle-courant à Kajiwara (1968) et Lundgren (1972), mais dans un cas simplifié ignorant la non-linéarité de ces processus. Il faut attendre les travaux de Grant (1977), Smith et Mc Lean (1977), Bakker et Van Boorn (1978), Grant et Madsen (1979) et Christoffersen (1982) pour décrire numériquement les interactions non-linéaires entre les couches limites de houle et de courant. De nombreux modèles numériques ont été développés depuis lors (*e.g.*, Myrhaug, 1984; Christoffersen et

Jonsson, 1985; Myrhaug et Slaattelid, 1989; You *et al.*, 1991). Une revue de ces modèles a été établie par Fredsøe et Deigaard (1992), Nielsen (1992), Simons *et al.* (1995), Soulsby (1997) et Holmedal (2002). Ces modèles se distinguent principalement par le traitement de la structure verticale de la viscosité turbulente. Les modèles les plus simples, à 0 équation, imposent analytiquement le profil de viscosité dans et à l'extérieur de la couche limite de houle en la considérant généralement indépendante du temps sur la période de la houle à l'exception de Trowbridge et Madsen (1984a,b) et Davies (1986). De nombreux profils de viscosité sont proposés dans la littérature (Figure 5.10). La distinction s'opère principalement au sommet de la couche limite de houle entre les profils continus (*e.g.*, Smith et Mc Lean, 1977; Brevik et Aas, 1980; Myrhaug, 1982, 1984; Wikramanayake, 1993) et les profils discontinus (*e.g.*, Grant et Madsen, 1979; Christoffersen et Jonsson, 1985). Une approche plus évoluée consiste à calculer la structure spatio-temporelle de la turbulence à l'aide de une ou deux variables de la turbulence telles que l'énergie cinétique, le taux de dissipation ou le produit par une longueur de mélange (*e.g.*, Sheng, 1983, 1984; Hagatun et Eidsvik, 1986; Tanaka, 1986; Justesen, 1987; Davies *et al.*, 1988; Huynh-Thanh et Temperville, 1991).

Dans le contexte de la modélisation 3D, l'utilisation de modèles à 0 équation s'impose pour prendre en compte les modifications induites par la houle sur le profil de viscosité turbulente verticale (*e.g.*, Lou et Ridd, 1997; Lou et Schwab, 2000) principalement en raison de l'augmentation des temps de calcul. Dans ce cas, la résolution de la fermeture turbulente dans le modèle 3D est inchangée et l'effet de l'interaction houle-courant sur le coefficient de diffusion verticale est obtenu à partir de la somme des carrés des coefficients de diffusion verticale dus respectivement au courant et à la houle, soit $A_{cw}^2 = A_c^2 + A_w^2$ (Van Rijn, 1989; Rakha *et al.*, 1997), cette approche revenant à sommer les énergies cinétiques turbulentes de la houle et du courant. Cependant, dans la plupart des cas, les modifications du profil vertical de viscosité turbulente sont négligées dans les modèles de circulation 3D et la prise en compte du phénomène d'interaction houle-courant en couche limite benthique se limite au calcul de la vitesse de frottement totale exercée près du fond u_{*cw} , et du frottement induit par la couche limite de houle et ressenti par le courant sous la dénomination de frottement apparent.

On distingue deux catégories de modèles pour le calcul de la vitesse de frottement totale u_{*cw} dans les modèles de circulation 3D. La première catégorie est celle des modèles analytiques de type Grant et Madsen (1979) tels que le modèle de Signell *et al.* (1990)

proposé par défaut dans COHERENS. La contrainte de cisaillement totale τ est obtenue comme la somme vectorielle des contraintes de cisaillement dues à la houle et au courant dans une situation de colinéarité : $u_{*cw}^2 = u_{*c}^2 + u_{*w}^2$. La deuxième catégorie est celle des modèles d'abaques tels que celui construit par Soulsby *et al.* (1993) pour se rapprocher des prédictions d'une série de 8 modèles unidimensionnels verticaux à haute résolution spatiale intercomparés dans le cadre du programme MAST 2-G8 (Figure 5.11). Le calcul des interactions entre les couches limites de houle et de courant, principalement au niveau de leurs contraintes de cisaillement respectives, nécessite par ailleurs l'utilisation de traitements numériques adaptés variant en complexité suivant la prise en compte des dépendances entre les différentes contraintes de cisaillement (u_{*c}^2 , u_{*w}^2 et u_{*cw}^2) (*e.g.*, Larsen *et al.*, 1981; Shi *et al.*, 1985; Lou et Ridd, 1997; Lou et Schwab, 2000; Zhang *et al.*, 2004).

L'approche théorique retenue ici consiste à imposer, d'une part, les modifications sur le profil vertical de viscosité et le coefficient de diffusion turbulents au niveau du sous-maillage incorporé dans la demi-maille de fond (Section 5.2.6) avec les conséquences que nous verrons sur les flux verticaux turbulents calculés numériquement (Sections 5.5.2.4 et 6.1.2.2), et à reprendre, d'autre part, la méthode de calcul de la vitesse de cisaillement totale u_{*cw} proposée dans COHERENS (Luyten *et al.*, 1999a) à partir d'un modèle analytique de type Grant et Madsen (1979) intégrant une formulation généralisée de la contrainte de cisaillement due à la houle.

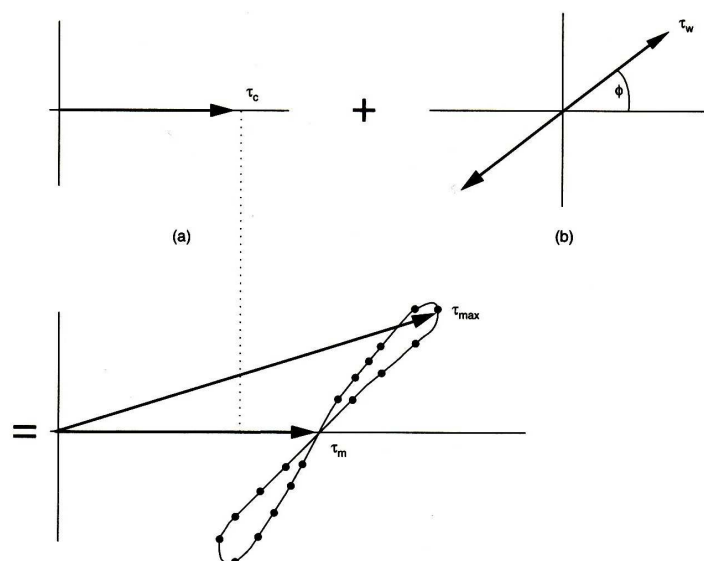


Figure 5.9 – Représentation schématique du phénomène d'interaction non-linéaire entre les contraintes de cisaillement dues au courant τ_c et à la houle τ_w (Soulsby *et al.*, 1993). τ_m et τ_{max} sont respectivement les contraintes de cisaillement moyenne et maximale au cours d'un cycle de houle.

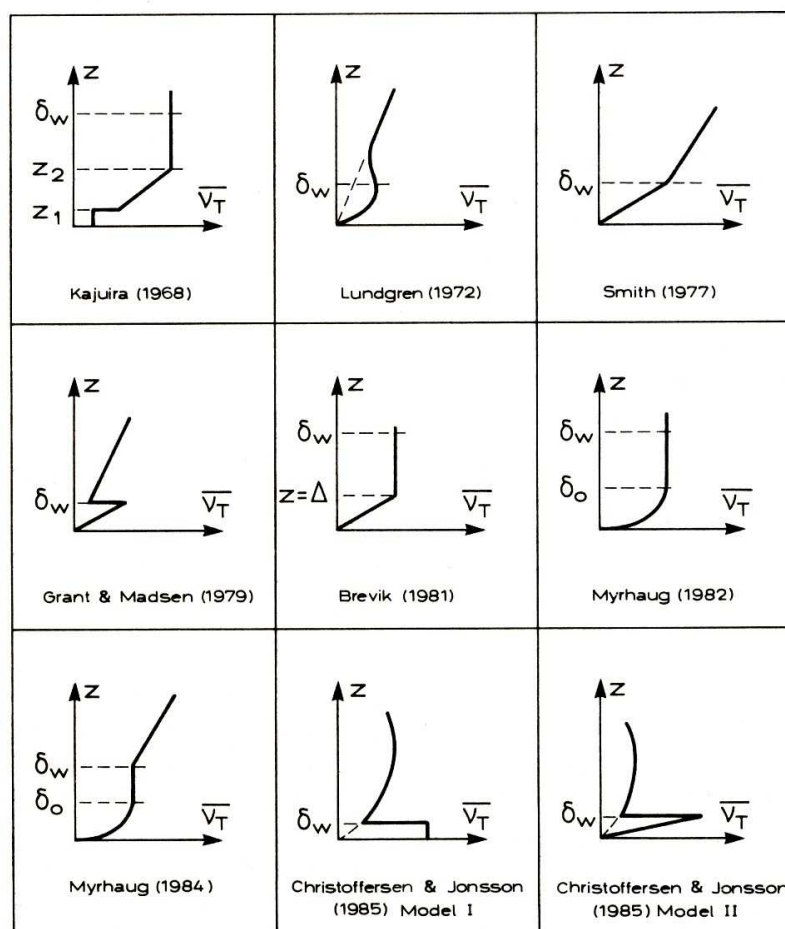


Figure 5.10 – Exemples de profils verticaux de viscosité turbulente indépendants du temps sur la période de la houle, en interaction houle-courant (Fredsoe et Deigaard, 1992, d'après Justesen, 1988).

5.4.2 Approche retenue

Parmi les modèles à 0 équation, nous retenons trois profils analytiques de la viscosité verticale turbulente (Figure 5.12). Le premier est le modèle de viscosité turbulente continue proposé par Smith (1977) et modifié de manière à avoir une épaisseur de couche limite de houle égale à celle proposée par Grant et Madsen (1979), $\delta_w = 2\kappa|u_{*cw}|/\omega$ (Chapalain *et al.*, en cours). La continuité imposée entre les couches limites de houle et de courant induit une surestimation de la viscosité verticale dans la couche limite externe

$$\text{pour } z < \delta_w, \quad \nu_T = \kappa|u_{*cw}|z; \quad (5.59)$$

$$\text{pour } z \geq \delta_w, \quad \nu_T = \kappa[u_{*c}z + \delta_w(u_{*cw} - u_{*c})]. \quad (5.60)$$

Le modèle de Grant et Madsen (1979) permet de préserver la viscosité au-dessus de la couche limite de houle, mais introduit une discontinuité à $z = \delta_w$

$$\text{pour } z < \delta_w, \quad \nu_T = \kappa|u_{*cw}|z; \quad (5.61)$$

$$\text{pour } z \geq \delta_w, \quad \nu_T = \kappa|u_{*c}|z. \quad (5.62)$$

Afin de préserver la continuité du profil vertical de la viscosité tout en assurant une estimation dans la couche limite externe compatible avec celle proposée par Grant et Madsen (1979), Wikramanayake (1993) introduit une zone de transition où la viscosité est prise constante. Les limites inférieure et supérieure de cette zone sont respectivement fixées à $\delta_1 = 0,5\kappa|u_{*cw}|/\omega$ et à $\delta_2 = \delta_1|u_{*cw}|/|u_{*c}|$

$$\text{pour } z < \delta_1, \quad \nu_T = \kappa|u_{*cw}|z; \quad (5.63)$$

$$\text{pour } \delta_1 \leq z \leq \delta_2, \quad \nu_T = \kappa|u_{*cw}|\delta_1, \quad (5.64)$$

$$\text{pour } z \geq \delta_2, \quad \nu_T = \kappa|u_{*c}|z. \quad (5.65)$$

L'effet de l'utilisation de ces trois viscosités verticales analytiques sur les profils de concentration de sédiment en suspension est discuté plus précisément à la Section 5.5.2.3.

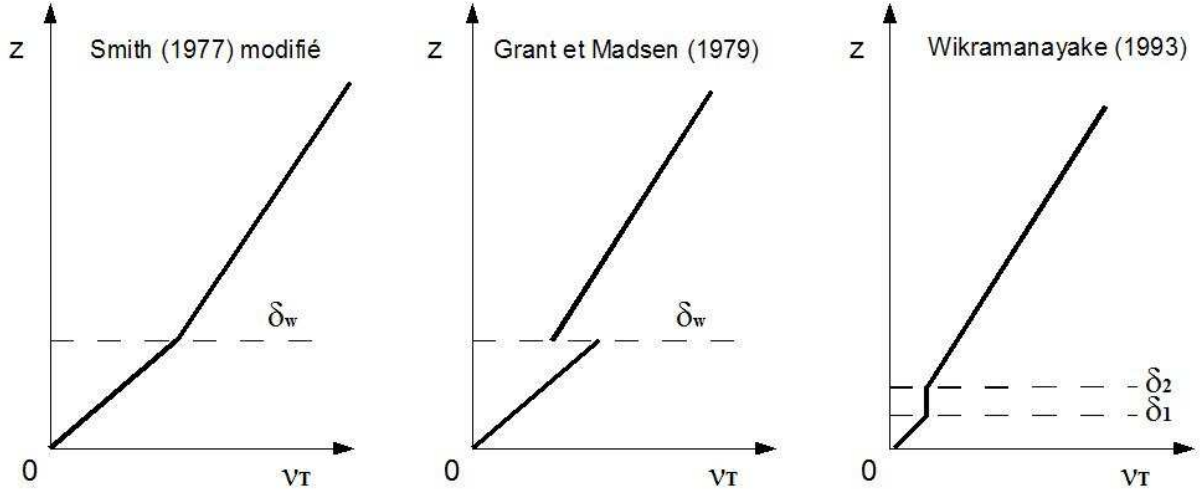


Figure 5.12 – Profils de viscosité turbulente verticale retenus.

La méthode de calcul retenue ici reprend le modèle proposé par Grant et Madsen (1979) en considérant la solution complète de l'équation du mouvement dans la couche limite de houle. La valeur maximale de cette solution au cours de la période de la houle détermine les modifications maximales pouvant intervenir près du fond. La vitesse de frottement liée à la houle s'exprime alors sous la forme

$$u_{*wm} = \left[\kappa |u_{*cw}| |\mathbf{u}_{b,rms}| \sqrt{a_0} \sqrt{\frac{\text{Ker}_1^2(2\sqrt{a_0}) + \text{Kei}_1^2(2\sqrt{a_0})}{\text{Ker}^2(2\sqrt{a_0}) + \text{Kei}^2(2\sqrt{a_0})}} \right]^{1/2}, \quad (5.66)$$

avec $u_{b,rms} = \sqrt{2}u_{rms}$ l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond, $(\text{Ker}_1, \text{Kei}_1)$ les fonctions de Kelvin d'ordre 1, et $a_0 = z_0\omega / (\kappa |u_{*cw}|)$.

La vitesse de frottement totale est, quant à elle, obtenue à partir de la somme vectorielle des contraintes de cisaillement dues à la houle et au courant

$$u_{*cw} = u_{*wm} \left[1 + 2 \left(\frac{u_{*c}}{u_{*wm}} \right)^2 |\cos \phi_{cw}| + \left(\frac{u_{*c}}{u_{*wm}} \right)^4 \right]^{1/4}, \quad (5.67)$$

avec ϕ_{cw} l'angle entre les directions des contraintes de cisaillement exercées par la houle et le courant. La valeur absolue du cosinus détermine l'amplitude maximale de la vitesse de frottement totale au cours des oscillations du cisaillement de la houle près du fond (Figure 5.9). Une procédure itérative est appliquée entre les deux relations implicites 5.66 et 5.67 jusqu'à la convergence du système. La vitesse de frottement liée au courant, u_{*c} , calculée à partir de la formulation quadratique 5.29 est modifiée en remplaçant le paramètre de rugosité de fond z_0 par le paramètre de rugosité apparente z_{0c} . Cette rugosité apparente

représente la résistance du fluide. Elle se manifeste au niveau de la couche limite de houle par la création de micro-tourbillons au-dessus des formes de fond (Van Rijn, 1989). Son expression s'obtient à partir de la continuité du profil de vitesse au sommet de la couche limite de houle (Grant et Madsen, 1979)

$$z_{0c} = \delta_w^{1 - \frac{|u_{*c}|}{|u_{*cw}|}} z_0^{\frac{|u_{*c}|}{|u_{*cw}|}} . \quad (5.68)$$

La procédure de calcul des diverses composantes de l'interaction houle-courant dans le modèle 3D est résumée sur la Figure 5.13.

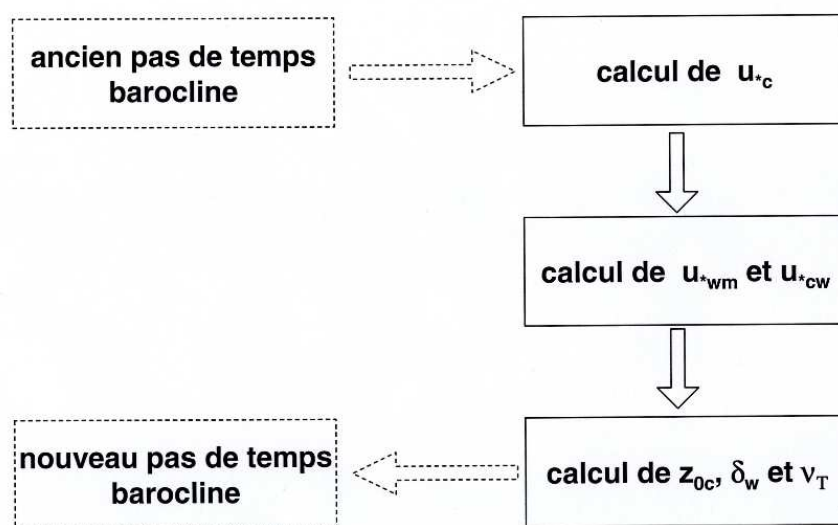


Figure 5.13 – Procédure de calcul des composantes du modèle d'interaction houle-courant en couche limite benthique.

5.5 Modélisation du transport sédimentaire

5.5.1 Généralités

La contrainte de cisaillement de fond, la taille des particules et leur masse volumique réduite de celle de l'eau sont les paramètres fondamentaux qui conditionnent la mise en mouvement des sédiments en milieu aqueux. Les particules sédimentaires sont transportées selon trois modes qui peuvent apparaître simultanément (Figure 5.14) (Chamley, 2000). Leur importance respective varie alors en fonction de l'intensité de la contrainte de cisaillement de fond (Figure 5.15) (Abbott et Francis, 1977). Pour des contraintes de cisaillement proches du seuil de mise en mouvement des sédiments τ_{cr} , le charriage ou "rolling" domine, en particulier pour des sédiments relativement grossiers et des courants modérés. Il implique un contact continu des particules sédimentaires avec le fond. Ce mode inclut les glissements qui peuvent affecter les particules aplaties tels les débris coquilliers. La part du charriage dans le transport total diminue rapidement avec l'augmentation de la contrainte de cisaillement, pour laisser place à la saltation. Ce mode de transport se caractérise par des sauts des grains qui quittent le fond avec un angle supérieur à 45° . La hauteur maximale des sauts est estimée à deux à quatre fois le diamètre du grain selon Francis (1973). L'ascension des grains est plus rapide que leur chute qui a lieu selon des trajectoires plus ou moins continues. La hauteur et la longueur des sauts augmentent progressivement avec la contrainte de cisaillement exercée près du fond jusqu'à atteindre leurs maxima pour une contrainte de l'ordre de 2,5 fois le seuil critique de mise en mouvement des sédiments (Abbott et Francis, 1977). La saltation est également caractérisée par un phénomène de tournoiement des grains sur eux-mêmes moins marqué pour les particules arrondies (Francis, 1973). La suspension des particules sédimentaires intervient pour des contraintes de cisaillement plus importantes qui induisent des mouvements turbulents ascensionnels supérieurs à leur vitesse de chute w_s , à une vitesse de cisaillement égale à 80 % de la vitesse de chute selon Bagnold (1956). Les grains sont déplacés en pleine eau, souvent très au-dessus du fond, selon des trajectoires généralement longues et irrégulières (Figure 5.16).

Ces phénomènes de transport sont compliqués par la présence des rides sur le fond, et en situation d'écoulement instationnaire. D'un point de vue hydrodynamique intervient une contribution de traînée de forme liée aux gradients de pression créés par la déviation du fluide en aval des crêtes (*e.g.*, Dyer, 1986). La contrainte de cisaillement

totale se partitionne alors en une composante superficielle (“ skin friction ”), une composante de trainée (“ form drag ”) et une composante liée à la couche de sédiment en mouvement à proximité du fond (“ sheet flow ”) (*e.g.* Li, 1994). La trainée de forme réduit la capacité de l’écoulement à transporter les sédiments mis en mouvement sous l’action de la contrainte superficielle. Dans cette situation, le charriage se développe sur le flanc amont des rides par rapport à l’écoulement alimentant par avalanche le flanc aval, de sorte que la migration des rides puisse être assimilée au transport en charriage intégré sur une période donnée (Broker, 1985). En écoulement instationnaire de houle, des rides de houle se forment. Elles s’accompagnent de tourbillons générés sous le vent des crêtes qui se chargent en sédiments et sont éjectés à chaque renverse (*e.g.*, Fredsøe, 1984; Fredsøe et Deigaard, 1992) (Figures 5.17). Les rides de houle accroissent ainsi les quantités de sédiments transportés en suspension.

Dans la pratique, on assimile généralement la saltation à une partie du transport par charriage (*e.g.*, Bagnold, 1956; Van Rijn, 1984a; Wilson, 1989; Soulsby, 1997). Van Rijn (1989) calcule ainsi l’épaisseur de la couche de transport par charriage comme étant égale à la hauteur de saltation δ_b des particules transportées par charriage, soit 10 à 20 fois le diamètre des grains. Dans cette couche, la dissipation de l’énergie s’effectue alors par contacts inter-granulaires (collision, frottement et pression inter-granulaire), et le déplacement est généralement de l’ordre de quelques fois la vitesse de frottement près du fond, par exemple $4,8u_*$ pour Nielsen (1992). A l’extérieur de la sous-couche de charriage, on considère que les particules transportées en suspension suivent l’écoulement moyen et turbulent, et que les processus d’interaction entre l’écoulement turbulent et les particules sont négligés conformément aux hypothèses énoncées à la Section 5.1. Van Rijn (1984b) montre que, d’un point de vue numérique, la limite entre le charriage et la suspension ne peut être définie à la hauteur δ_b . Le calcul des profils verticaux de CSS en régime permanent requiert ainsi la connaissance de la concentration de référence à une hauteur de référence z_{ref} généralement inférieure à δ_b en présence de rides (Figure 5.18). Les formulations mathématiques de la suspension et du charriage sont respectivement présentées aux Sections 5.5.2 et 5.5.3.

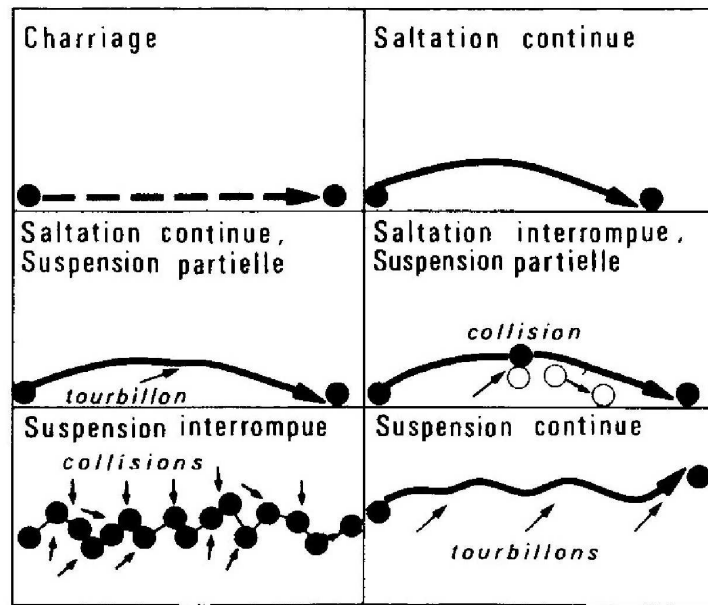


Figure 5.14 – Principaux modes de transport des particules sédimentaires (Leeder, 1982). Le fond sédimentaire est représenté par les traits horizontaux à la base des schémas.

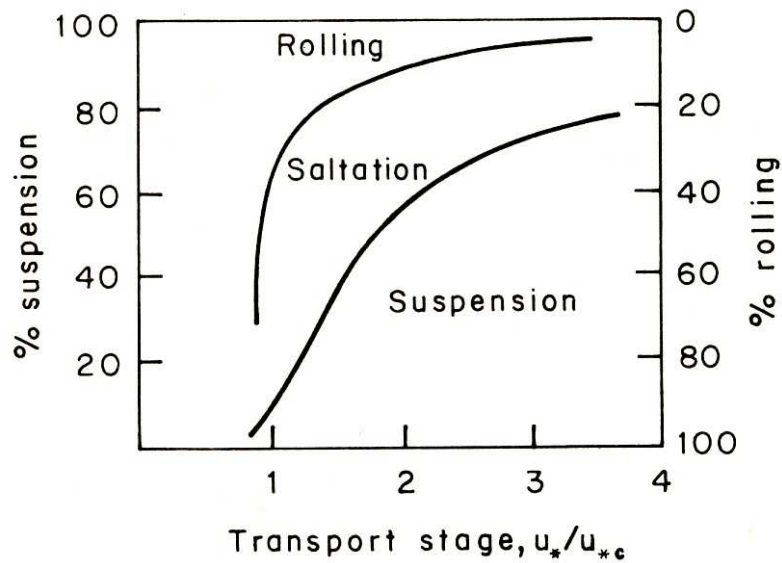


Figure 5.15 – Pourcentages relatifs de transport par charriage, saltation et suspension en fonction des contraintes exercées près du fond (Abbott et Francis, 1977).

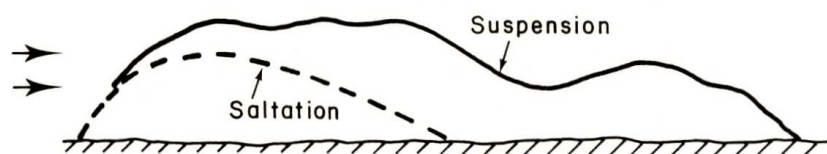


Figure 5.16 – Trajectoires de particules sédimentaires en saltation et en suspension (Dyer, 1986).

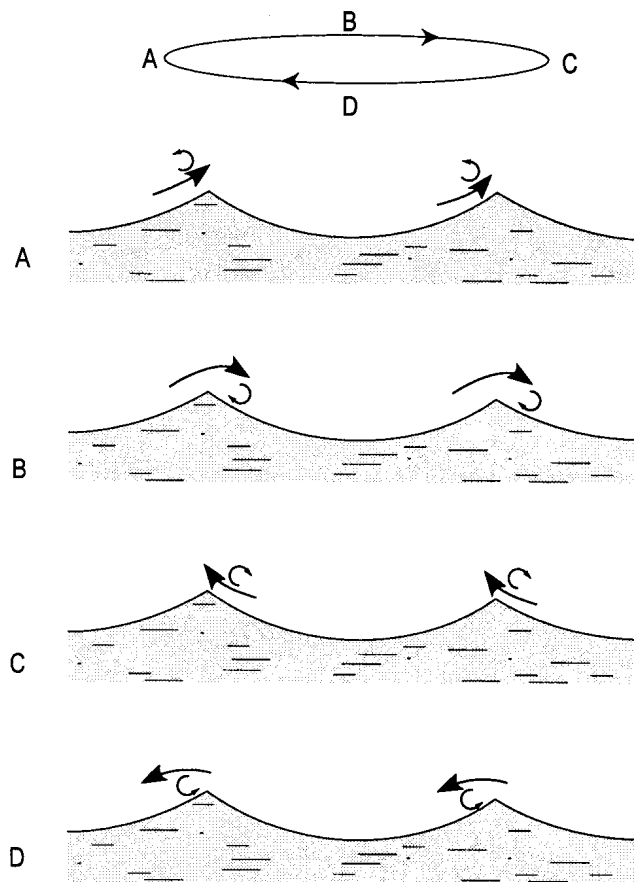


Figure 5.17 – Schéma de formation et d'éjection périodiques des tourbillons au voisinage de rides (d'après Nielsen, 1979).

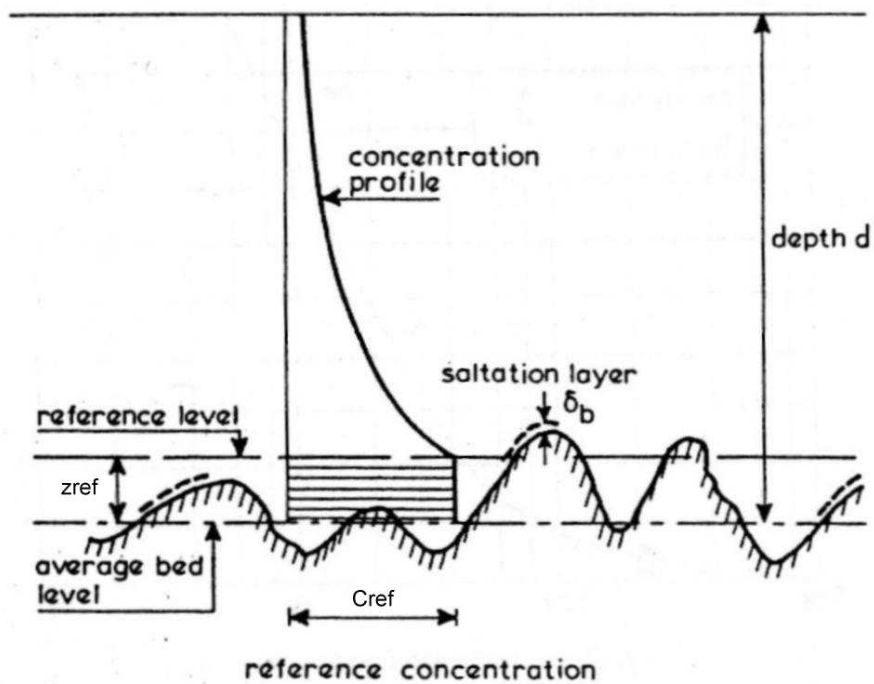


Figure 5.18 – Définition de la hauteur de référence z_{ref} (d'après Van Rijn, 1984b).

5.5.2 Transport en suspension

5.5.2.1 Equations de CSS

Comme mentionné à la Section 5.1, la suspension est supposée constituée de particules sphériques de quartz appartenant à différentes classes notées i avec $1 \leq i \leq N_p$ et N_p le nombre total de classes considérées, qui sont traitées séparément. L'évolution spatio-temporelle de la concentration volumique de chaque classe C_i est régie par l'équation de transport

$$\begin{aligned} \frac{1}{J} \frac{\partial J C_i}{\partial t} + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_1} \left[J \left(u C_i - A_H \frac{\partial C_i}{\partial x_1} \right) \right] + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial x_2} \left[J \left(v C_i - A_H \frac{\partial C_i}{\partial x_2} \right) \right] \\ + \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} [(J \tilde{w} - w_{si}) C_i] = \frac{1}{J} \frac{\partial}{\partial \tilde{x}_3} \left(\frac{A_T}{J} \frac{\partial C_i}{\partial \tilde{x}_3} \right), \end{aligned} \quad (5.69)$$

dans laquelle interviennent la convection par la vitesse de chute w_{si} et les courants, et la dispersion. La vitesse de chute est prescrite pour chaque classe i selon la formule de Soulsby (1997)

$$w_{si} = \frac{\nu}{d_i} \left[\left(10,36^2 + 1,049 D_{*i}^3 \right)^{1/2} - 10,36 \right], \quad (5.70)$$

avec la viscosité moléculaire de l'eau de mer, à 10 °C et 35 psu, $\nu = 1,36 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, d_i le diamètre sédimentaire considéré pour chaque classe i présenté dans les tableaux 4.2 et 4.3 pour chacun des sites-ateliers, et D_{*i} le diamètre adimensionnel correspondant

$$D_{*i} = \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d_i \quad (5.71)$$

avec $s = \rho_s/\rho$ la densité massique du grain de sable.

5.5.2.2 Conditions aux limites selon la verticale

A l'interface air-mer, le flux de particules sédimentaires est nul

$$w_{si} C_i + \frac{A_T}{J} \frac{\partial C_i}{\partial \tilde{x}_3} = 0. \quad (5.72)$$

A un niveau de référence $z = z_{ref}$, au voisinage du fond, une condition de type Neumann avec un flux de concentration imposé est retenue de préférence à une condition de type Dirichlet avec une concentration imposée. Ce choix permet de prendre en compte le flux de dépôt par sédimentation au voisinage des étales de courant et d'éviter l'annulation de la concentration de référence de fond durant ces mêmes périodes pour cause de contrainte

de cisaillement inférieure à un seuil critique de mise en mouvement. Le flux au voisinage du fond résulte de deux contributions antagonistes, (i) le flux d'érosion ascendant E_i , et (ii) le flux descendant de dépôt convectif D_i dû à la sédimentation des particules sous l'effet de la vitesse de chute

$$w_{si}C_i + \frac{A_T}{J} \frac{\partial C_i}{\partial \tilde{x}_3} = D_i - E_i . \quad (5.73)$$

La formulation du flux érosif est inspirée des travaux de Van Rijn (1986a), Celik et Rodi (1988, 1991), et Chapalain et Thais (2000). Elle se base sur l'hypothèse physique qu'en situation de source illimitée, l'écoulement érode toujours autant de sédiments du fond que sa capacité instantanée le permet. L'entraînement est toujours maximal et égale celui atteint, en régime d'équilibre, entre l'érosion et le dépôt, soit

$$E_i = w_{si}C_i^{ref} , \quad (5.74)$$

où C_i^{ref} est la concentration de référence de la classe i correspondant à la concentration maximale d'équilibre près du fond. Son expression est donnée par la formule semi-empirique de Smith et Mc Lean (1977) prescrite au niveau de référence $z = z_{ref}$

$$C_i^{ref} = f_i C_b \left[\frac{\gamma_0 T_{si}}{1 + \gamma_0 T_{si}} \right] , \quad (5.75)$$

avec f_i la disponibilité des sédiments de fond de la classe i donnée par la distribution granulométrique, $C_b = 0,65$ la concentration volumique du substratum, γ_0 un coefficient empirique de resuspension, et T_{si} l'excès normalisé de la contrainte de cisaillement superficiel exercée sur les particules sédimentaires de la classe i

$$T_{si} = \text{Max} \left[\frac{\tau_{skin} - \tau_{cri}}{\tau_{cri}}; 0 \right] , \quad (5.76)$$

dans laquelle τ_{cri} est la valeur critique de la contrainte de cisaillement pour la mise en mouvement d'une particule sédimentaire de classe i et τ_{skin} est la contrainte de cisaillement superficiel moyennée sur une ride sableuse. τ_{cri} est calculée à partir de la formule Soulsby et Whitehouse (1997) qui améliore la prédiction du nombre de Shields critique pour les silts ($d_i \leq 30 \mu\text{m}$) (Figure 5.19)

$$\tau_{cri} = g(\rho_s - \rho)d_i\theta_{cri} \quad (5.77)$$

$$\text{avec } \theta_{cri} = \frac{0,30}{1 + 1,2D_{*i}} + 0,055 [1 - \exp(-0,020D_{*i})] . \quad (5.78)$$

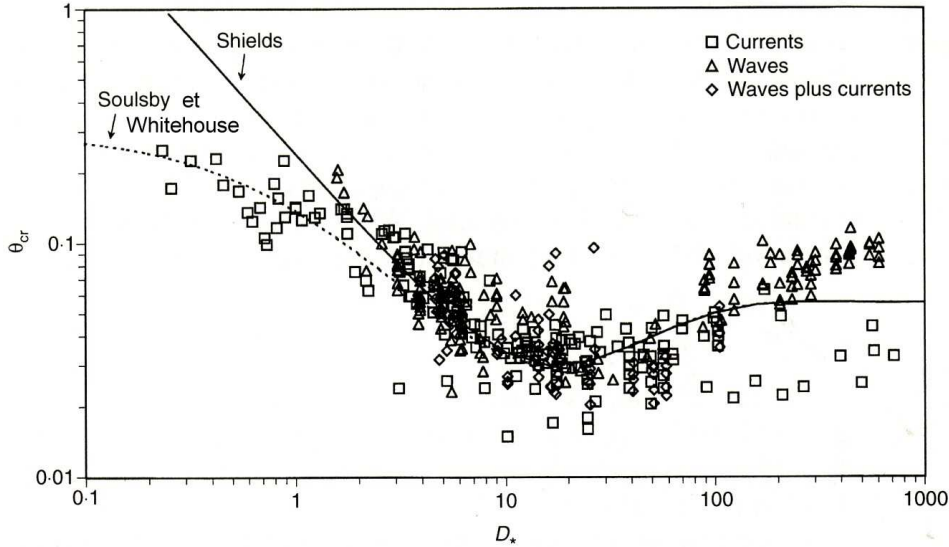


Figure 5.19 – Nombre de Shields critique θ_{cr} pour différents diamètres sédimentaires adimensionnels D_* mesuré en situation de courant et/ou de houle et comparé aux modèles proposés par Shields (1936) et Soulsby et Whitehouse (1997) (Soulsby, 1997).

Dans le cas d'un fond plat, la contrainte de cisaillement τ_{skin} est simplement la contrainte du fluide près du fond τ_b . En présence de rides, selon la partition évoquée précédemment (Section 5.5.1), seule la fraction superficielle de la contrainte de fluide contribue à la mise en suspension des sédiments dans la colonne d'eau.

Dans le cas des rides de courant, on utilise la paramétrisation proposée par Li (1994) pour évaluer la contrainte de cisaillement superficiel

$$\tau_{skin} = \tau_b [\alpha (u_*/\eta_r) + \beta]^2 , \quad (5.79)$$

avec η_r la hauteur moyenne des rides de courant et α, β des coefficients empiriques dépendant du rapport u_*/η_r selon la relation

$$(\alpha, \beta) = \begin{cases} (0,125 \text{ s}, 0,373) & \text{pour } u_*/\eta_r < 2,3 \text{ s}^{-1} , \\ (0,107 \text{ s}, 0,266) & \text{pour } u_*/\eta_r \geq 2,3 \text{ s}^{-1} . \end{cases} \quad (5.80)$$

Dans le cas des rides de houle et lorsque la contrainte de cisaillement exercée près du fond par la houle est considérée comme dominante, le calcul du cisaillement superficiel est

effectué à partir de l'expression proposée par Grant et Madsen (1982)

$$\tau_{skin} = \frac{1}{2} \rho f'_{cw} u_{b,rms}^2, \quad (5.81)$$

où f'_{cw} est le coefficient de frottement superficiel de peau en interaction houle-courant déterminé à partir de l'Equation 5.56 en fixant $k_N = d_{50}$ (*e.g.*, Tolman, 1994; Ardhuin *et al.*, 2003a)

$$a_0 = \frac{d_{50}}{21, 2\kappa \sqrt{f'_{cw} a_{b,rms}}} = \frac{d_{50}\omega}{30\kappa u_{*wm}}. \quad (5.82)$$

Dans ce cas, le calcul de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ est effectué en tenant compte de la dissipation par frottement sur le fond associée aux rides de houle (Section 5.3.2.3).

La Figure 5.20 résume les procédures de calcul de la contrainte de cisaillement superficiel sur un fond ridé en condition de marée seule et de houle superposée à un courant de marée, et en condition de houle dominante. Les rides de courant sont considérées dans le premier cas, les rides de houle dans le second cas, le calcul du paramètre de rugosité z_0 associé à chaque type de rides étant présenté Section 5.6.

Le flux de dépôt est classiquement admis comme le produit de la CSS près du fond C_i^{bot} par la vitesse de chute w_{si} (*e.g.*, Lavelle *et al.*, 1984; Chapalain et Thais, 2000)

$$D_i = w_{si} C_i^{bot}. \quad (5.83)$$

5.5.2.3 Influence du profil de viscosité verticale en interaction houle-courant

Nous analysons dans cette Section l'effet des profils analytiques de la viscosité verticale présentés à la Section 5.4.2 sur les profils verticaux de courant et de CSS. Les résultats sont présentés dans le cas d'un courant permanent de profil vertical logarithmique à l'équilibre des flux sédimentaires dans la colonne d'eau. La vitesse de frottement près du fond est fixée à $3,5 \text{ cm s}^{-1}$, ce qui conduit, en situation de courant de marée seul, une vitesse de $0,8 \text{ m s}^{-1}$ à $0,3 \text{ m}$ au-dessus du fond, dans l'ordre de grandeur des valeurs rencontrées dans le détroit du Pas-de-Calais (Section 3.2.1.3). Les mises en suspension sont calées à partir du coefficient empirique de resuspension γ_0 recommandé par Smith et Mc Lean (1977), $\gamma_0 = 0,0024$. Les Figures 5.21, 5.22 et 5.23 présentent les profils verticaux de viscosité, de courant et de concentration d'un sédiment de $150 \text{ }\mu\text{m}$ en suspension pour trois vitesses

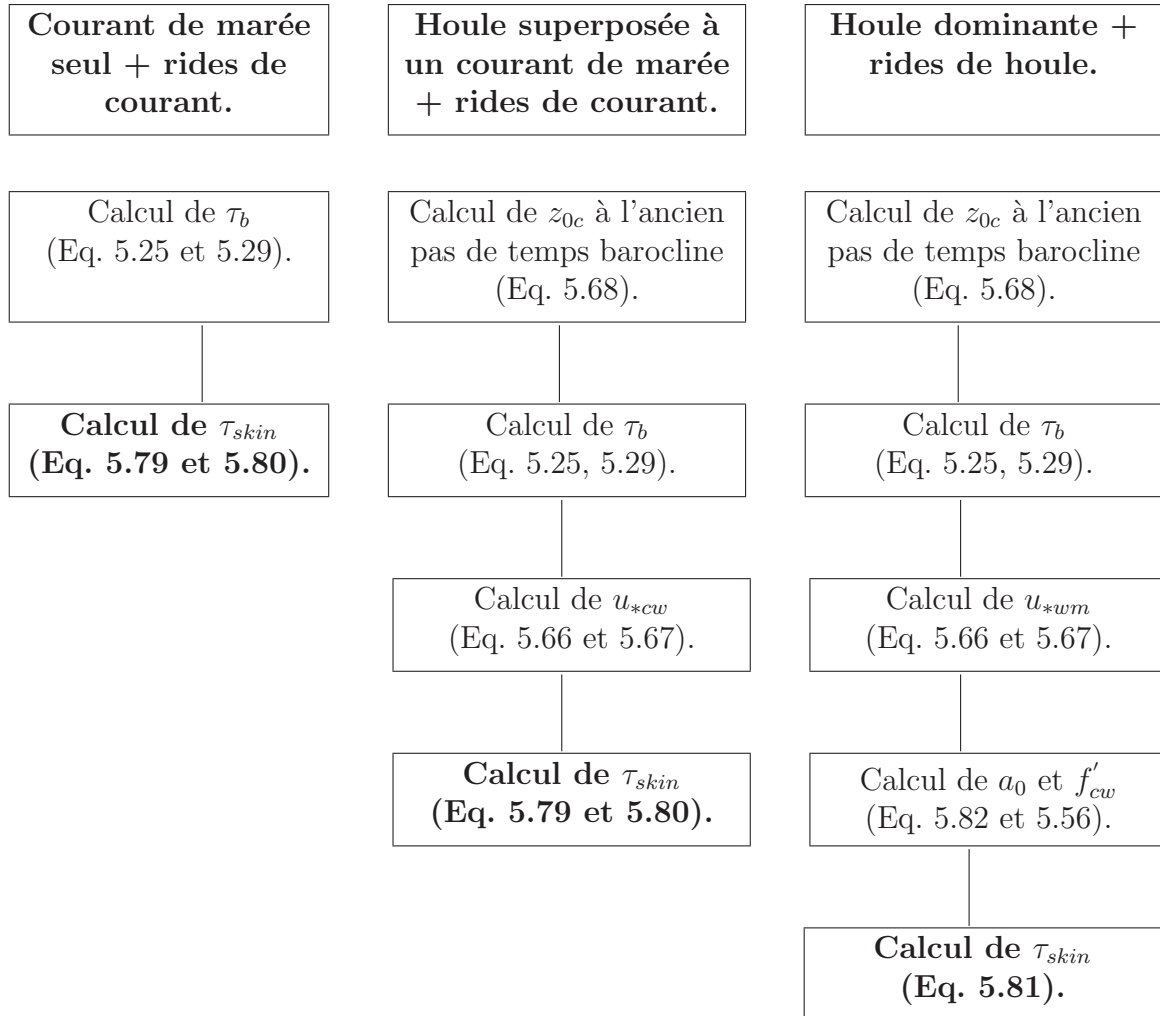


Figure 5.20 – Procédures de calcul de la contrainte de cisaillement superficiel τ_{skin} en condition de marée seule et de houle superposée à un courant de marée en présence de rides de courant, et en condition de houle dominante en présence de rides de houle.

orbitales de la houle près du fond, $u_{b,rms}$, respectivement fixées à $1,5 \text{ m s}^{-1}$, $0,9 \text{ m s}^{-1}$ et $0,4 \text{ m s}^{-1}$. Le rapport des contraintes $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$, indiqué sur chaque Figure, caractérise ainsi deux situations de houle dominante ($X = 0,14$ et $X = 0,26$) et une situation de compétition entre la houle et le courant de marée ($X = 0,52$).

Lorsque la houle domine sur le courant de marée ($X = 0,14$), le modèle de Grant et Madsen (1979) introduit une discontinuité sensible des profils verticaux de courant et de CSS à l'interface entre la couche limite de houle et celle du courant (Figures 5.21-a et 5.22-a). Cette discontinuité disparaît pour des contraintes de houle et de marée équivalentes ($X = 0,52$) (Figure 5.23-a). Ce modèle a l'avantage de préserver la viscosité verticale du courant dans la couche limite externe. Ainsi, le modèle continu de Smith (1977) modifié surestime la viscosité verticale dans la couche limite externe. La conséquence est une sous-estimation de l'amplitude des courants et une surestimation des CSS dans la couche limite externe par rapport au modèle de Grant et Madsen (1979). Ces différences sont notamment marquées en condition de houle dominante ($X = 0,14$) (Figure 5.21-b) où l'amplitude du courant est atténuée de 10 % et la CSS surestimée de 71 % (48 g l^{-1} pour le modèle de Smith (1977) contre 28 g l^{-1} pour le modèle de Grant et Madsen (1979)) à 0,3 m au-dessus du fond. Le phénomène inverse est observé pour le modèle de Wikramanayake (1993) qui sous-estime la viscosité dans la couche limite de houle. Les modifications interviennent à partir du quart de la couche limite de houle $\delta_w = 2\kappa|u_{*cw}|/\omega$ recommandée par Grant et Madsen (1979) où la viscosité constante imposée à partir de cette distance pour garantir la continuité du profil vertical conduit, en condition de houle dominante ($X = 0,14$), à une évolution linéaire de la vitesse et à une surestimation de l'ordre de 12 % des amplitudes à 0,3 m au-dessus du fond, par rapport au modèle de Grant et Madsen (1979) (Figure 5.21-d). A cette cote, la CSS est sous-estimée de 46 % par rapport au modèle de Grant et Madsen (1979) (15 g l^{-1} pour le modèle de Wikramanayake (1993) contre 28 g l^{-1} pour le modèle de Grant et Madsen (1979)). Les différences entre les trois modèles s'estompent naturellement avec l'atténuation des conditions de houle (Figure 5.23).

Les différences entre les trois modèles de viscosité verticale interviennent principalement en condition de houle dominante. Bien que présentant une discontinuité à l'interface entre les couches limites de houle et de courant, le modèle de Grant et Madsen (1979) limite l'influence de la couche limite de houle sur celle du courant tout en préservant la linéarité du profil de la viscosité verticale. Nous choisissons de l'utiliser dans la suite des

applications.

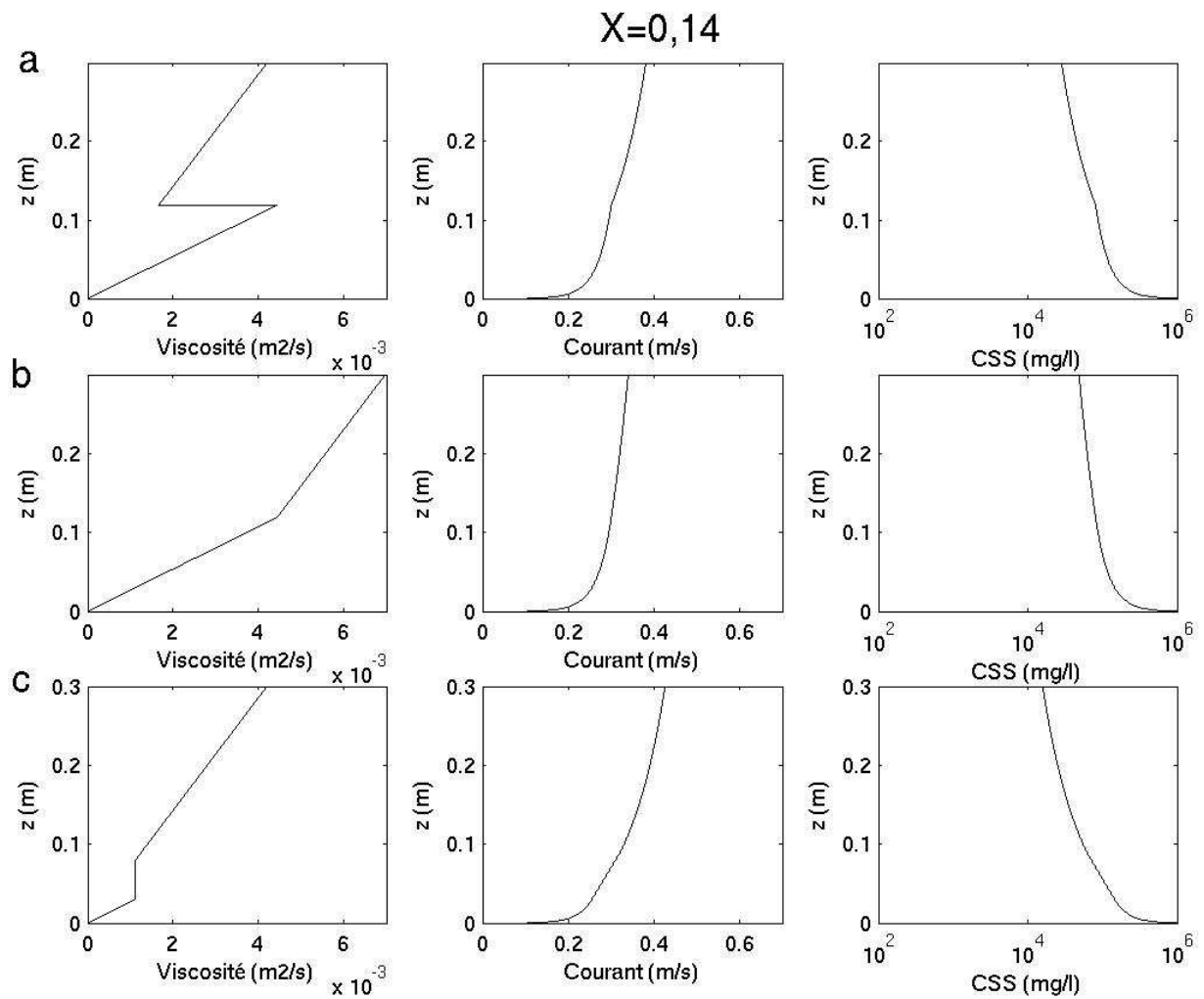


Figure 5.21 – Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de $150 \mu\text{m}$, une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de $3,5 \text{ cm s}^{-1}$ et une vitesse orbitale de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ près du fond.

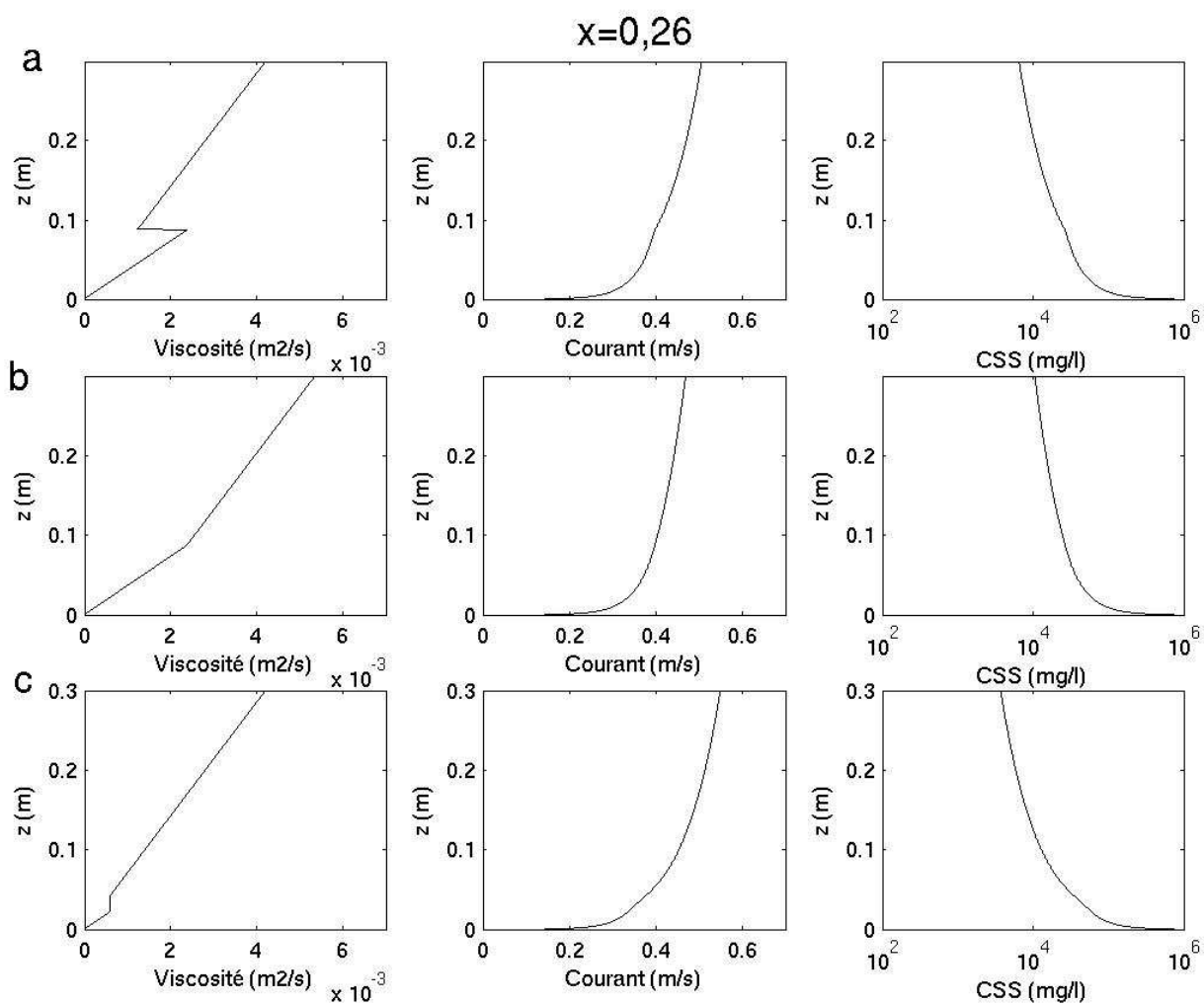


Figure 5.22 – Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de 150 μm , une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de $3,5 \text{ cm s}^{-1}$ et une vitesse orbitale de $0,9 \text{ m s}^{-1}$ près du fond.

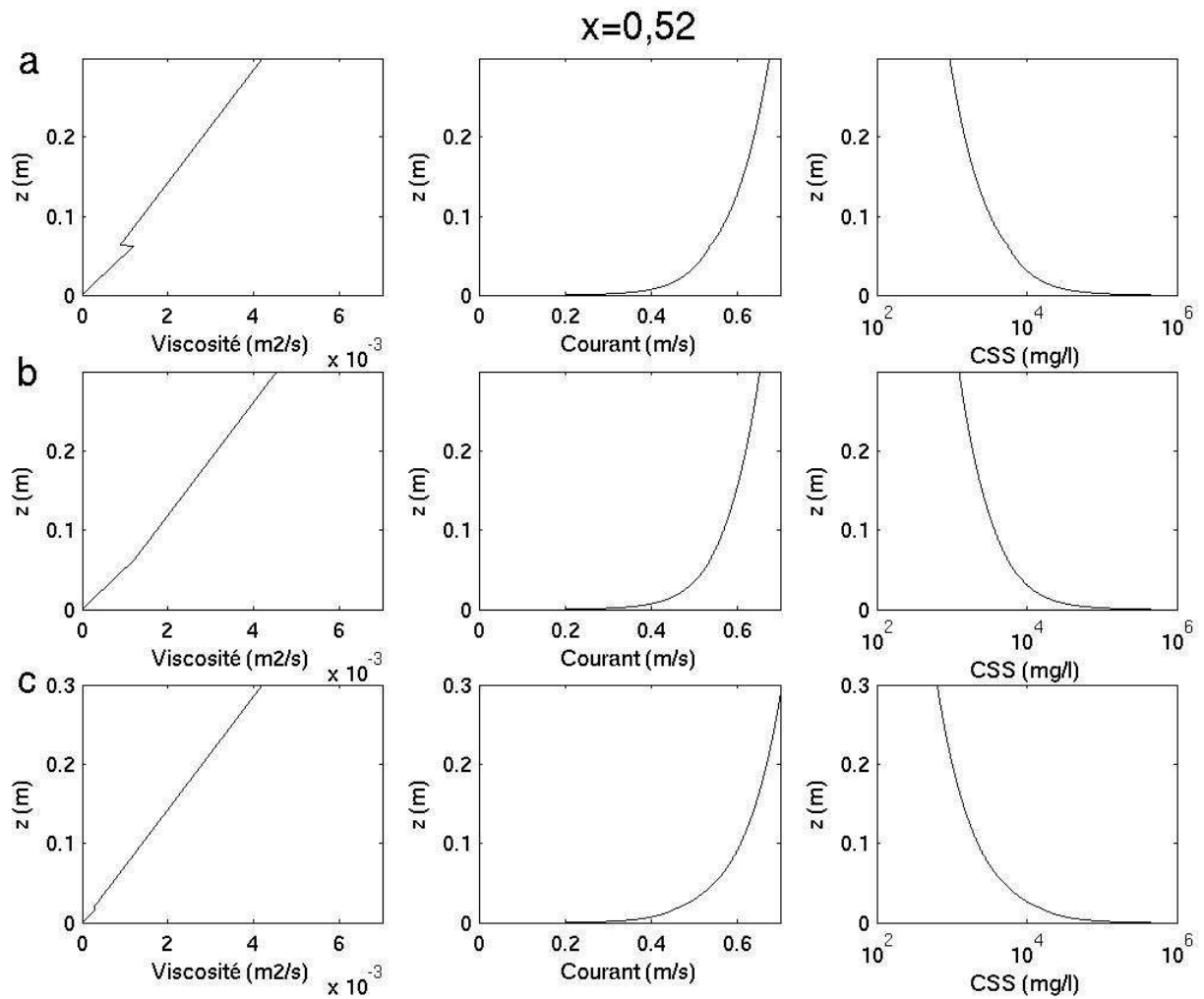


Figure 5.23 – Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de $150 \mu\text{m}$, une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de $3,5 \text{ cm s}^{-1}$ et une vitesse orbitale de $0,4 \text{ m s}^{-1}$ près du fond.

5.5.2.4 Evaluation de la méthode de résolution du flux de dépôt près du fond

La méthode de résolution basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (Section 5.2.6) (Figure 5.24-a) est comparée à l'utilisation d'un profil analytique de concentration de type Rouse permettant de déduire le flux de dépôt près du fond de la concentration calculée au premier niveau σ au-dessus du fond (Figure 5.24-b). Cette dernière méthode est couramment utilisée dans les modèles car permettant d'économiser la résolution des équations près du fond tout en atteignant une estimation correcte du flux de dépôt à la hauteur $z = z_{ref}$ au-dessus du fond (*e.g.*, Jiang *et al.*, 2000; Fang et Rodi, 2003). Lorsque le flux érosif s'annule, la décroissance du profil de CSS est alors approchée par un calcul direct du flux dépôt au premier niveau σ au-dessus du fond en considérant une chute rapide de la CSS à l'échelle des pas de temps baroclines.

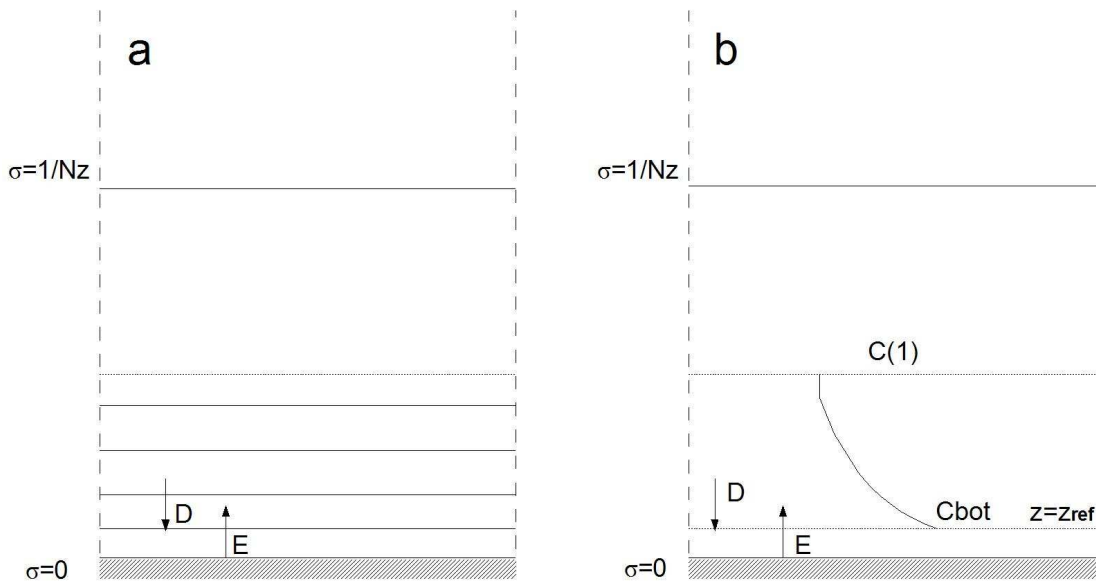


Figure 5.24 – Description schématique des méthodes permettant le calcul du flux de dépôt près du fond : utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (a) et utilisation d'un profil analytique de concentration (b).

Configuration globale

Ces deux méthodes de calcul sont testées dans une configuration de type canal de grandes dimensions 200×60 km, pour deux bathymétries de 20 et 50 m de profondeur et une couverture sédimentaire uniforme et plane ($z_0 = d_{50}/12$) (Figure 5.25). La comparaison porte sur les profils verticaux de CSS extraits au centre du canal. Les conditions limites imposées aux frontières Ouest et Est correspondent successivement à celles d'un courant stationnaire, d'un courant de marée sinusoïdal et d'une houle stationnaire superposée à un courant de marée. Les simulations instationnaires se rapportent à la propagation d'une

onde de marée semi-diurne de 1,50 m d'amplitude imposée aux frontières ouvertes conformément aux conditions limites présentées à la Section 5.2.4.2. La résolution horizontale est de 2 km. La résolution verticale est adaptée à chaque situation. Les flux érosifs sont calés à partir du coefficient empirique de resuspension γ_0 recommandé par Smith et Mc Lean (1977), $\gamma_0 = 0,0024$.

Résultats

Dans un premier temps, les tests sont effectués pour un courant permanent. Dans ce cas, des profils verticaux parabolique de viscosité et logarithmique de vitesse sont imposés sur l'ensemble du domaine à partir d'une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^2$. Seule l'équation de transport sédimentaire 3D est résolue. Le maillage vertical 3D comporte 25 niveaux et le sous-maillage dans la demi-maille de fond 40 couches. Les résultats sont comparés au profil analytique de type Rouse obtenu sous ces conditions et retenu comme solution convergente des calculs 3D. L'effet du niveau de référence sur les résultats obtenus par la méthode du profil est tout d'abord analysé. La Figure 5.26 présente, pour une profondeur de 20 m, les profils verticaux de CSS d'un sédiment de $100 \mu\text{m}$ obtenus à l'équilibre à partir de trois niveaux de référence : $z_{ref} = d_{50}/12$, $z_{ref} = 8 \text{ mm}$ et z_{ref} recommandé par Smith et Mc Lean (1977) selon la formulation

$$z_{ref} = \frac{26,3\tau_{cr}T_s}{\rho g(s-1)} + \frac{d_{50}}{12} \quad (5.84)$$

avec T_s l'excès normalisé de la contrainte de cisaillement (Equation 5.76) et τ_{cr} la valeur critique de la contrainte de cisaillement pour la mise en mouvement des sédiments de fond (Equation 5.77). Les meilleures estimations sont obtenues pour un niveau proche du niveau de référence recommandé par Smith et Mc Lean (1977). Le flux de dépôt est ainsi sous-estimé de près d'un ordre pour $z_{ref} = d_{50}/12$. Nous retenons le niveau recommandé par Smith et Mc Lean (1977) pour les applications suivantes de la méthode du profil de concentration. Les deux méthodes de calcul décrites précédemment sont ensuite comparées pour 3 tailles de sédiments, $d_{50} = 50, 100$ et $300 \mu\text{m}$, par 20 et 50 m de profondeur (Figures 5.27 et 5.28). Elles reproduisent globalement le profil vertical de CSS de type Rouse obtenu à l'équilibre des flux érosif et de dépôt dans la colonne d'eau. Les résultats tendent cependant à surestimer les concentrations dans le cas d'un sable moyen de $300 \mu\text{m}$. Etant donné les très faibles concentrations mises en suspension (inférieures à $0,003 \text{ mg l}^{-1}$ à 2 m au-dessus du fond pour une profondeur de 20 m), cet écart peut être considéré comme acceptable.

Dans un deuxième temps, les deux méthodes sont comparées dans le cas d'un courant de marée semi-diurne résultant de la propagation d'une onde de 1,5 m d'amplitude imposée aux frontières ouvertes d'un canal de 50 m de profondeur. Le courant atteint une amplitude maximale de $0,7 \text{ m s}^{-1}$ à mi-profondeur. La résolution verticale du modèle 3D comporte, dans ce cas, 25 niveaux verticaux et un sous-maillage de 20 niveaux. La situation de référence est celle d'un modèle unidimensionnel forcé par les gradients de pression issus du code 3D tel que celui utilisé par Chapalain et Thais (2000). En effet, la résolution affinée de ce modèle comportant 1500 niveaux verticaux permet une description précise des flux sédimentaires à proximité du fond. Afin de permettre une comparaison objective avec le modèle unidimensionnel, les termes d'advection et de diffusion horizontaux, ainsi que les termes de Coriolis ne sont pas pris en compte dans le modèle 3D. La fermeture turbulente est, pour les deux modèles, calée à partir des coefficients empiriques présentés au Tableau 5.2. La Figure 5.29 présente, aux pointes de flot, les profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 150 μm de diamètres en suspension. Les mises en suspension sont plus faibles qu'en régime permanent. A 5 m au-dessus du fond, la concentration d'un sédiment de 100 μm de diamètre en suspension atteint ainsi $3,5 \text{ g l}^{-1}$ en régime permanent contre 70 mg l^{-1} en régime instationnaire. En effet, le cisaillement près du fond atteint, dans ce cas, $0,4 \text{ N m}^2$ contre $2,3 \text{ N m}^2$ en courant permanent. Les mises en suspension présentent, pour chaque taille de sédiment, un accord satisfaisant avec les résultats du modèle unidimensionnel. Cet accord est particulièrement remarquable pour un sédiment de 100 μm où les profils prédits à partir du modèle 1D et des deux méthodes de résolution du flux de dépôt près du fond sont pratiquement confondus pour les 15 premiers mètres. Cet écart est de 10 % à 5 m au-dessus du fond pour les deux autres classes de sédiments. Il atteint cependant la valeur maximale de 40 % à proximité de la surface pour un sédiment de 50 μm .

Enfin, les méthodes sont appliquées à une situation d'interaction entre une houle stationnaire de 2 m de hauteur h_{m0} , de 10 s de période, dirigée d'Ouest en Est et un courant de marée semi-diurne résultant de la propagation d'une onde de 1,5 m d'amplitude imposée aux frontières ouvertes d'un canal de 20 m de profondeur. Le courant atteint une amplitude maximale de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ à mi-profondeur. Le maillage 3D comprend 35 niveaux et un sous-maillage de 25 couches. De la même manière que précédemment, la situation de référence est celle d'un modèle unidimensionnel privilégiée en raison de la finesse du maillage vertical qui comprend 800 niveaux dans le cas testé. Une description détaillée

de ce modèle est en cours de préparation dans Chapalain *et al.* (en cours). Dans chaque cas, le modèle d'interaction houle-courant retenu est celui de Grant et Madsen (1979) (Sections 5.4.2 et 5.5.2.3). Le rapport entre les contraintes dues à la marée et à la houle, $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$, atteint 0,4 aux pointes de courant, ce qui correspond à une situation préférentiellement dominée par la houle près du fond. La Figure 5.30 présente, aux pointes de flot, les profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètre en suspension. Les résultats présentent là encore un accord satisfaisant avec un écart maximal entre les profils verticaux de CSS issus du modèle unidimensionnel et les prédictions obtenues à partir des deux méthodes de résolution du flux de dépôt près du fond, inférieur à 15 % pour les deux premières classes. Les profils verticaux de CSS obtenus pour la classe de 300 μm présentent, de la même manière qu'en régime permanent, les écarts maximaux avec une différence relative atteignant 37 % à 14 m au-dessus du fond.

Bilan

Cette série de tests a permis d'effectuer une première application des deux méthodes de calcul du flux de dépôt près du fond pour différents régimes hydrodynamiques. Les deux méthodes de résolution du flux de dépôt près du fond fournissent, dans chaque cas, des résultats avec des écarts en moyenne inférieurs à 10 % dans les premiers mètres au-dessus du fond. De manière globale, les résultats sont meilleurs à proximité du fond et pour des classes de sédiments fins de type silt ou sables très fins. Cependant, les comparaisons se sont limitées à une courte série de tests effectués, de surcroît, pour une seule direction de courant et de houle sans tenir compte de l'hétérogénéité des sédiments de fond. Afin d'étendre cette série de tests, ces deux méthodes seront comparées en situation réelle à la Section 6.1.2.

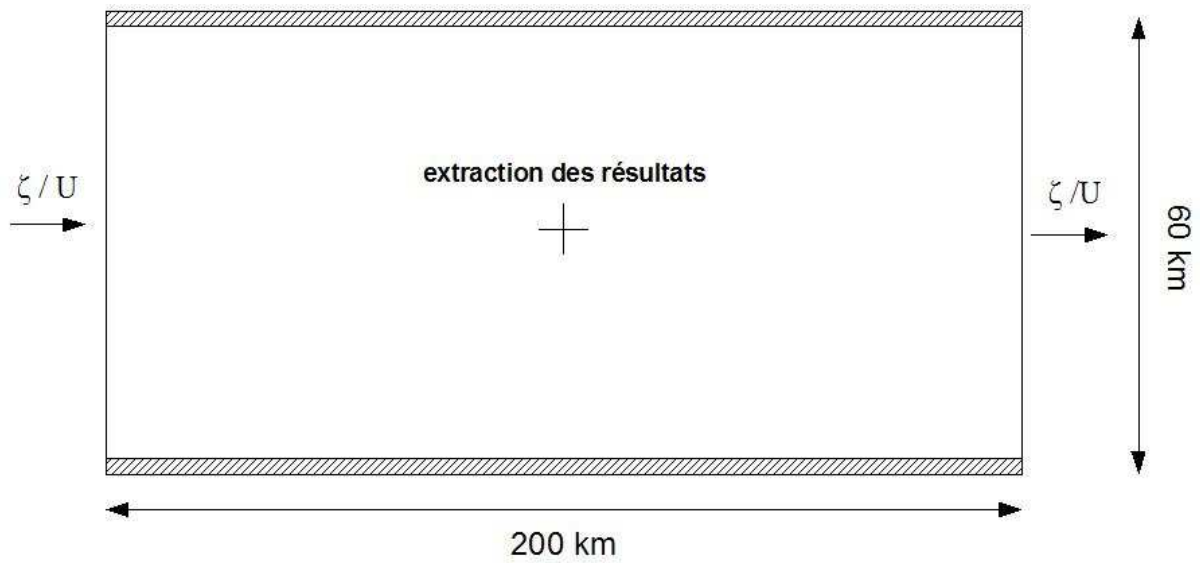


Figure 5.25 – Présentation de la configuration de type canal.

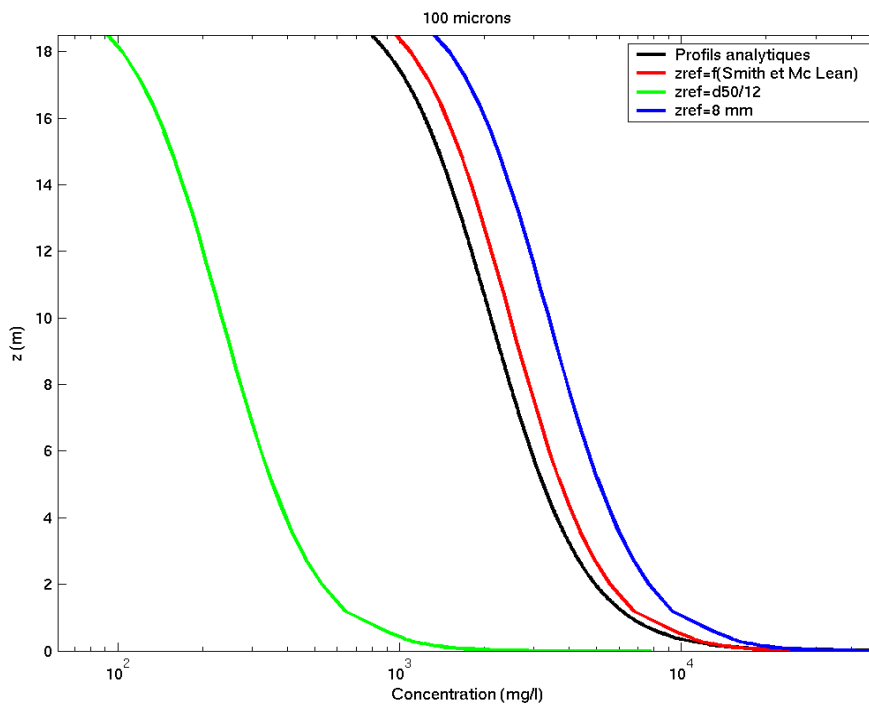


Figure 5.26 – Profils verticaux de concentration d'un sédiment de $100 \mu\text{m}$ de diamètre en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de $2,3 \text{ N m}^{-2}$ et une profondeur de 20 m, obtenus analytiquement et par la méthode du profil de CSS à partir de trois niveaux de références : $z_{ref} = d_{50}/12$, $z_{ref} = 8 \text{ mm}$ et z_{ref} recommandé par Smith et Mc Lean (1977).

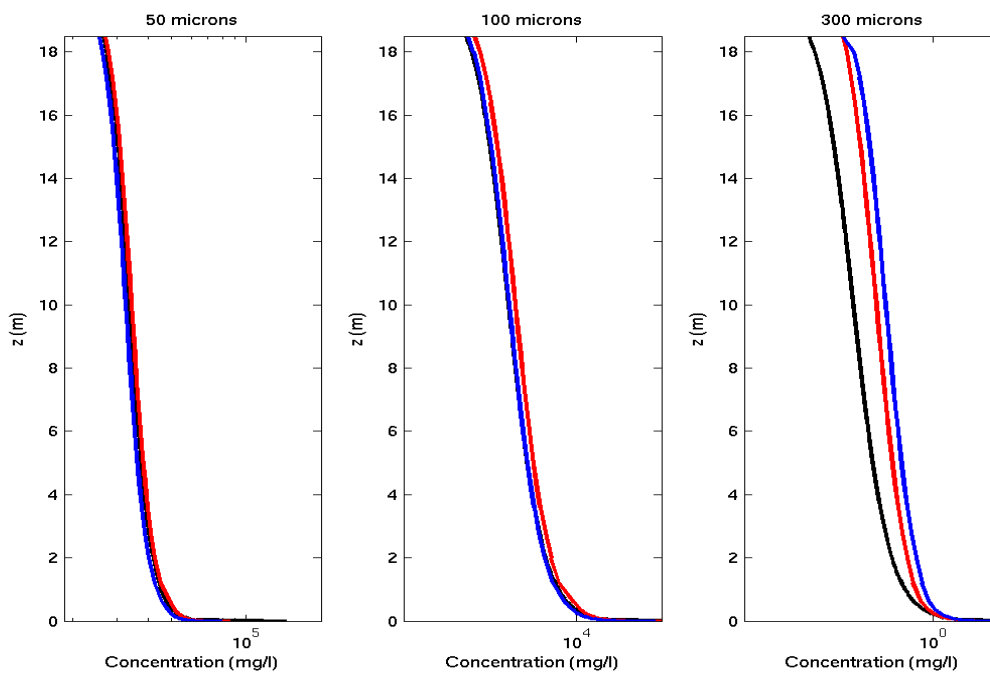


Figure 5.27 – Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^{-2}$ et une profondeur de 20 m, obtenus analytiquement à partir d'un profil de Rouse (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).

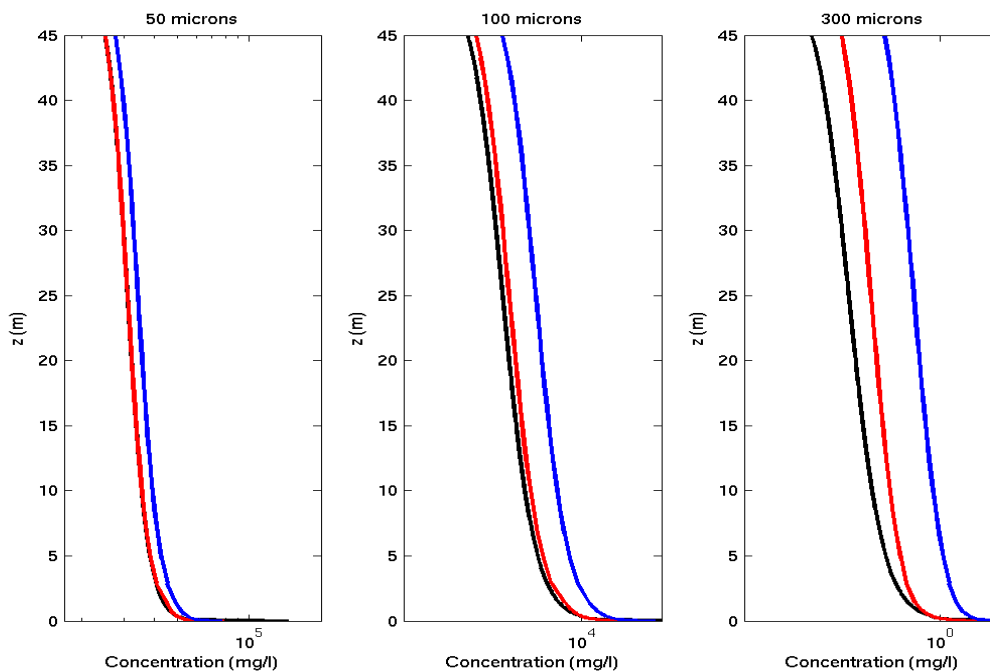


Figure 5.28 – Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^{-2}$ et une profondeur de 50 m, obtenus analytiquement à partir d'un profil de Rouse, par la méthode du profil de CSS et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond.

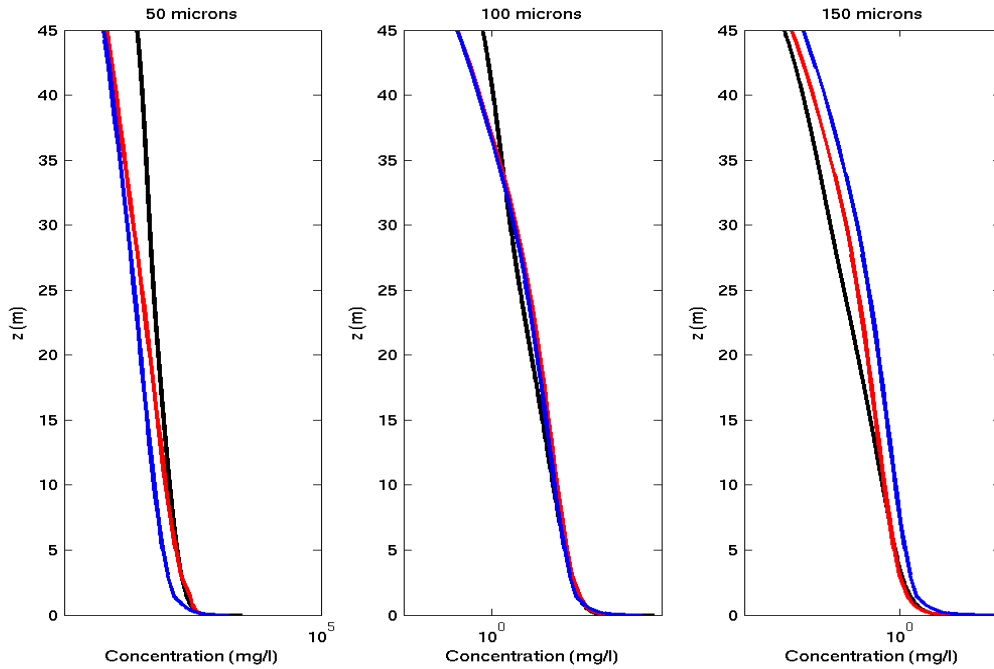


Figure 5.29 – Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 150 μm de diamètres en suspension aux pointes de flot d’une onde semi-diurne de 1,5 m d’amplitude imposée en condition limite d’un canal de 50 m de profondeur, obtenus à partir du modèle unidimensionnel (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l’utilisation d’un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).

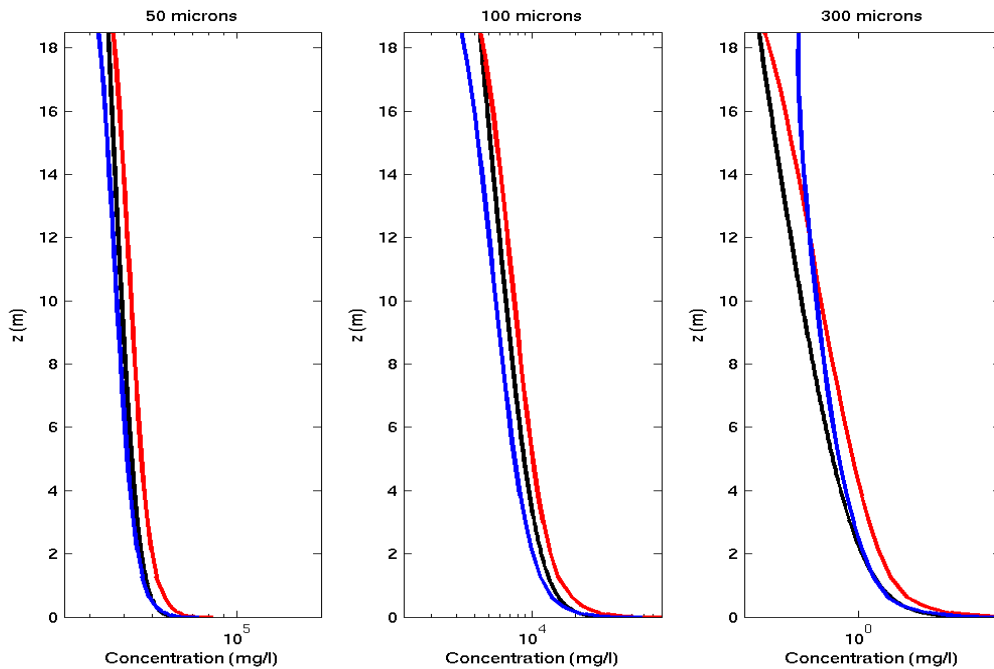


Figure 5.30 – Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension aux pointes de flot d’un courant semi-diurne de 1,5 m d’amplitude imposée en condition limite d’un canal de 20 m de profondeur et pour une houle stationnaire de 2 m de hauteur h_{m0} , de 10 s de période, dirigée d’Ouest en Est, obtenus à partir du modèle unidimensionnel (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l’utilisation d’un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).

5.5.3 Transport en charriage

5.5.3.1 Formules de transport

Le taux de transport par charriage peut être déterminé à partir de formules empiriques (*e.g.*, Meyer-Peter et Muller, 1948), semi-empiriques (*e.g.*, Ackers et White, 1973; Yalin, 1963) ou théoriques (*e.g.*, Einstein, 1950; Bagnold, 1956, 1966), cette dernière catégorie de formules nécessitant cependant un calage par rapport à des mesures.

En courant de marée seul, le taux de transport par charriage est déterminé à partir de la formule à seuil de Van Rijn (1984a) où l'intensité du déplacement pour chaque classe i est liée à la différence entre le frottement et le frottement critique selon l'expression

$$Q_{ci} = f_i \sqrt{gd_i^3(s-1)} \phi_{ci} \quad (5.85)$$

$$\text{avec} \quad \Phi_{ci} = 0,053 D_{*i}^{-0,3} T_{si}^{2,1} \quad \text{pour} \quad T_{si} < 3, \quad (5.86)$$

$$\Phi_{ci} = 0,100 D_{*i}^{-0,3} T_{si}^{1,5} \quad \text{pour} \quad T_{si} \geq 3. \quad (5.87)$$

Cette formule est préconisée pour des sédiments fins dont le diamètre moyen est compris entre 0,2 et 2 mm. Dans la catégorie des formules à seuil, on trouve également la formule de Meyer-Peter et Muller (1948) qui est très largement employée, mais reste préconisée pour une gamme de sédiments plus grossiers comprise entre 0,4 et 29 mm. Bien que cette formule soit obtenue pour un écoulement uniforme, en situation d'équilibre entre le lit mobile et l'écoulement, elle sera appliquée, par la suite, dans nos simulations.

Pour une houle superposée à un courant de marée, un certain nombre de formules établies en courant permanent a été adapté (*e.g.*, Bijker, 1992). La formule de Soulsby-Van Rijn (Soulsby, 1997) est retenue pour calculer le taux de transport par charriage moyenné au cours d'un cycle de houle. Elle s'exprime pour la classe i sous la forme :

$$Q_{ci} = f_i A_{sb} \bar{U} \left[\left(\bar{U}^2 + \frac{0,018}{C_D} u_{rms}^2 \right)^{1/2} - \bar{U}_{cr} \right]^{2,4}, \quad (5.88)$$

$$\text{avec} \quad A_{sb} = \frac{0,005 H (d_i/H)^{1,2}}{[(s-1)gd_i]^{1,2}}, \quad (5.89)$$

$$C_D = \left[\frac{0,40}{\ln(H/z_0) - 1} \right]^2, \quad (5.90)$$

$$\bar{U}_{cr} = 0,19 (d_i)^{0,1} \log_{10} \left(\frac{4H}{d_i} \right) \quad \text{pour } 0,1 \leq d_i \leq 0,5 \text{ mm}, \quad (5.91)$$

$$\bar{U}_{cr} = 8,50 (d_i)^{0,6} \log_{10} \left(\frac{4H}{d_i} \right) \quad \text{pour } 0,5 \leq d_i \leq 2 \text{ mm}. \quad (5.92)$$

5.5.3.2 Phénomène de masquage/exposition

Dans un mélange granulométrique, la présence de grosses particules peut entraîner un effet de protection à l'érosion et/ou au transport des particules plus fines. De même, les sédiments grossiers sont plus exposés à l'écoulement et plus facilement mobilisables. C'est ce que l'on appelle le phénomène de masquage/exposition (Figure 5.31). La description paramétrique du phénomène de masquage/exposition repose principalement sur l'utilisation d'un coefficient correcteur ξ_i ($1 \leq i \leq N_p$) qui peut être appliqué à la contrainte critique de mise en mouvement du sédiment de la classe i (*e.g.* Egiazaroff, 1965; Ashida et Mishiue, 1973; Wang, 1977; Day, 1980; Profitt et Sutherland, 1983), à l'écart entre le frottement et le frottement critique (*e.g.* Hunziker, 1995), à la contrainte de frottement (*e.g.* Laguzzi, 1994) ou directement au taux de transport par charriage (*e.g.* Einstein, 1950; Karim et Kennedy, 1982; Shen et Lu, 1983; Holly et Rahuel, 1991). Nous retenons la première méthode de correction qui est uniquement associée à des formules de transport à seuil telle que celle retenue en situation de courant de marée seul à la Section précédente. L'expression du coefficient de correction traduit globalement une réponse unifiée des sédiments de fond aux contraintes exercées à l'interface eau-sédiment. La Figure 5.32 présente différentes estimations de ce coefficient correcteur en fonction du rapport entre le diamètre sédimentaire considéré pour chaque classe d_i et le diamètre médian de l'échantillon d_{50} . On observe une forte disparité entre les différentes formulations avec un rapport de l'ordre de 10 pour les classes les plus fines ($d_i/d_{50} \leq 0,15$) entre les paramétrisations proposées par Egiazaroff (1965) et Day (1980). Globalement, $\xi_i > 1$ pour $d_i < d_{50}$, et $\xi_i \leq 1$ pour $d_i \geq d_{50}$. Dans le cadre de nos applications, nous retenons la formulation proposée par Day (1980)

$$\xi_i = 0,4 \sqrt{\frac{d_a}{d_i}} + 0,6 \quad (5.93)$$

$$\text{avec } d_a = 1,6 d_{50} \left(\frac{d_{16}}{d_{84}} \right)^{0,28}, \quad (5.94)$$

et d_{16} et d_{84} les percentiles au-dessous desquels on trouve respectivement plus de 16 et 84 % en masse de la classe étudiée. Cette paramétrisation permet notamment de tenir compte du tri granulométrique de l'échantillon exprimé à partir de la déviation standard $\sigma_g = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$ selon l'expression

$$\xi_i = 0,4 \sqrt{\frac{1,6d_{50}}{d_i} \frac{1}{\sigma_g^{0,28}}} + 0,6 . \quad (5.95)$$

Les évolutions du coefficient de correction ξ_i pour un échantillon uniforme (proche d'une seule classe granulométrique, $\sigma_g^2 < 2$) et un échantillon hétérogène (ou mélangé avec plusieurs classes granulométriques, $\sigma_g^2 > 16$) sont très proches (Figure 5.32). Le coefficient de correction apparaît paradoxalement plus important pour un échantillon uniforme. En effet, aux valeurs extrêmes ($d_i/d_{50} < 0,3$ ou $d_i/d_{50} > 8$), les sédiments de la classe granulométrique dominante de l'échantillon sont minoritaires par rapport aux sédiments considérés de diamètre d_i , et les effets de masquage (pour le cas $d_i/d_{50} < 0,3$) ou d'exposition (pour le cas $d_i/d_{50} > 8$) y sont accentués.

Cependant, la mobilité des particules de fond est un phénomène complexe qui ne se réduit pas simplement au phénomène de masquage/exposition. Ainsi, Raudviki et Erttema (1982) mettent en évidence le défaut des formules de corrections. En effet, bien que plus exposées à l'écoulement, les particules grossières ont une mobilité réduite par leur enfoncement dans le lit sédimentaire (Figure 5.33). De même, les effets du tri granulométrique (*e.g.*, Villaret, 2003) ne sont pas abordés, à savoir la stratification verticale du lit sédimentaire marquée par la dominance en surface de matériaux plus grossiers et une réduction globale du taux de transport solide, et l'augmentation de la rugosité du lit liée à l'accumulation en surface de grosses particules.

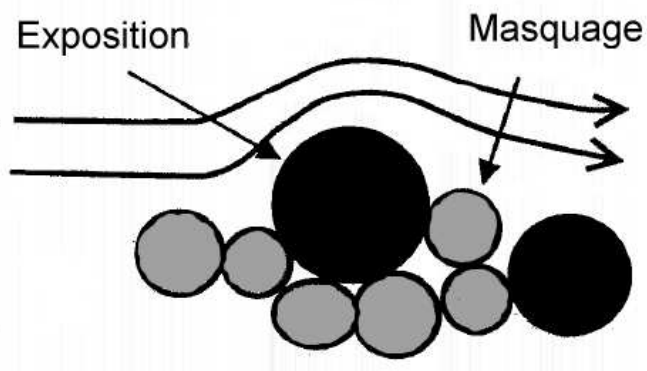


Figure 5.31 – Effet de masquage/exposition (d’après Villaret, 2003).

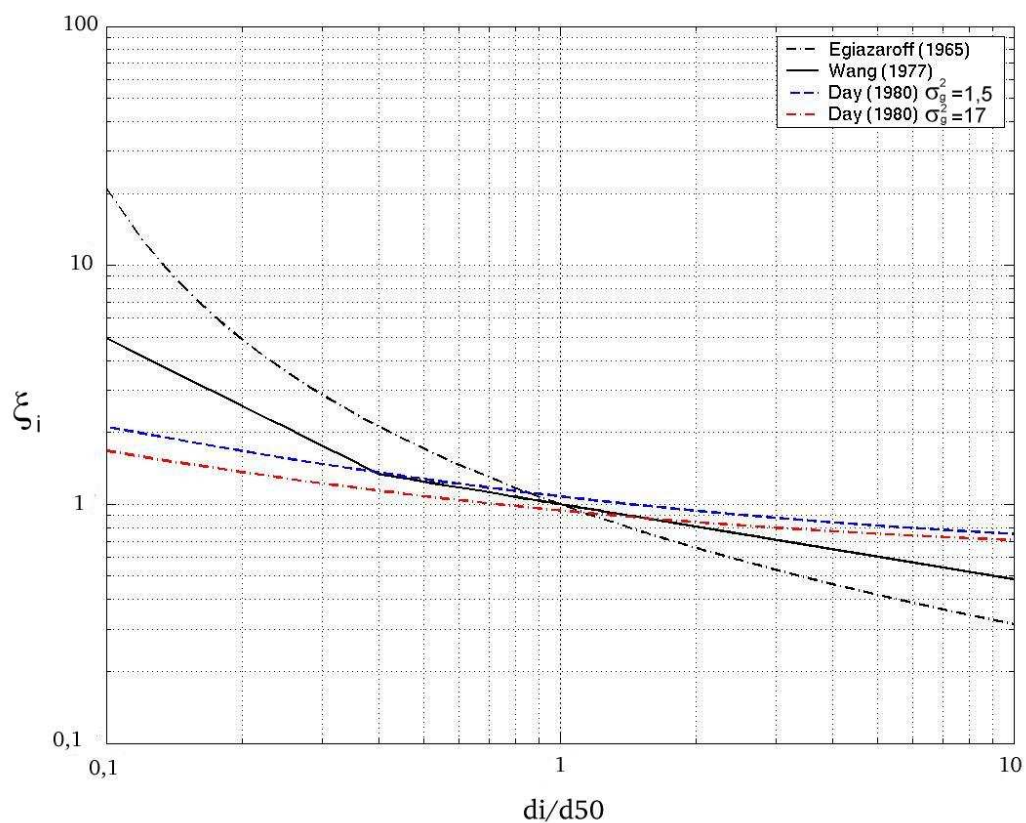


Figure 5.32 – Intercomparaison des formules de corrections proposées par Egiazaroff (1965), Wang (1977) et Day (1980) pour différentes tailles de particules sédimentaires.

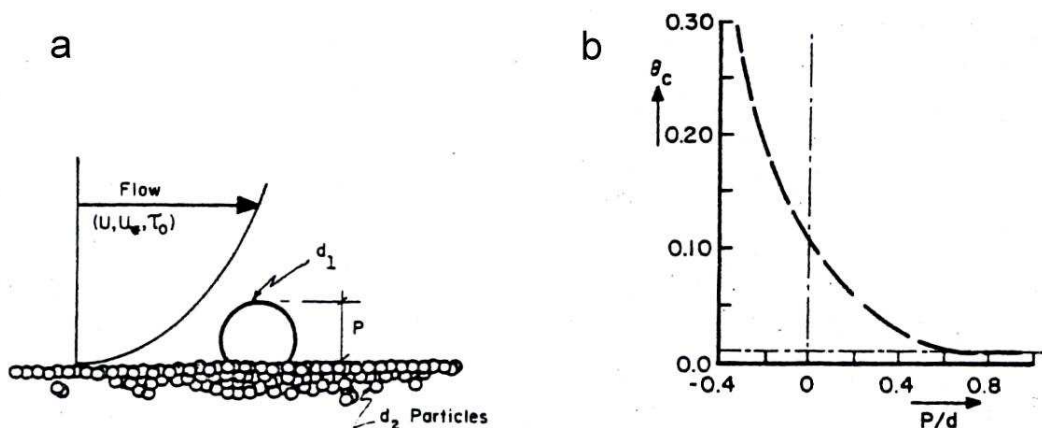


Figure 5.33 – Représentation schématique de l'enfoncement des particules grossières de diamètre d_1 sur un lit de sédiments fins de diamètre d_2 (a), évolution de la contrainte critique de mise en mouvement de ces sédiments grossiers en fonction de leur enfoncement (b) (Raudviki et Ettema, 1982).

5.5.4 Evolution morphodynamique

Les transports par charriage et suspension sont supposés découplés. La divergence du flux de transport dans la colonne d'eau permet ainsi de calculer l'évolution morphodynamique. Le bilan est exprimé à partir de l'équation de continuité

$$\frac{\partial z_{bi}}{\partial t} = -\frac{1}{1 - \varepsilon_b} \left(\frac{\partial}{\partial x_1} Q_{ci} + \frac{\partial}{\partial x_2} Q_{ci} + D_i - E_i \right), \quad (5.96)$$

avec z_{bi} l'évolution du fond et Q_{ci} le taux de transport par charriage (Section 5.5.3.1) pour les sédiments de la classe i . ε_b est la porosité du lit prise égale à 0,36 (*e.g.*, Villaret, 2003). En supposant que les quantités de sédiments de chaque classe sont érodées indépendamment les unes des autres, l'évolution totale s'obtient en ajoutant les évolutions propres à chaque classe sédimentaire.

5.6 Paramétrisation des rugosités

Les fonds marins sont couverts d'une succession de figures sédimentaires de différentes tailles allant des rides aux dunes (*e.g.*, Soulsby, 1997). Leur formation dépend de la taille de sédiments de fond, des contraintes exercées près du fond et de l'interaction du fluide avec les figures sédimentaires créées. La Figure 5.34 illustre les différents régimes de formation de ces figures de fond. Dans le cadre de cette étude, nous considérons uniquement la formation des rides. Les rides sont l'expression fondamentale par les particules sableuses du mouvement du fluide au-dessus de la surface sédimentaire. Un fond sableux initialement plat tend à former des rides de courant sous l'influence d'un courant de marée d'intensité modérée (de l'ordre du m s^{-1}). Ces rides ont une longueur d'onde de l'ordre de quelques dizaines de cm pour une hauteur de quelques cm (Soulsby, 1997) (Figure 5.35-a). En présence d'une houle dominante, des figures transverses à l'écoulement peuvent apparaître. Ce sont les rides de houle. De longueur généralement décimétrique, à crêtes aiguës et à creux arrondis, leur profil est la plupart du temps symétrique et plus marqué que les rides de courant (*e.g.*, Harms, 1969) (Figure 5.35-b). L'organisation de ces figures modifie le frottement à l'interface eau-sédiment et les écoulements à proximité du fond. La rugosité induite par ces rides dépend principalement des régimes d'écoulement de l'eau et de la taille des particules. Cette partie présente les paramétrisations de la rugosité retenues respectivement pour les rides de courant et les rides de houle.

5.6.1 Rides de courant

Le paramètre de rugosité z_0 est exprimé en fonction de la hauteur des rides η_r et de leur longueur d'onde λ_r en utilisant la relation empirique de Wooding *et al.* (1973)

$$z_0 = 2\eta_r \left(\frac{\eta_r}{\lambda_r} \right)^{1,4}. \quad (5.97)$$

Conformément aux travaux de Yalin (1972, 1985) sur la géométrie des rides, la hauteur et la longueur d'onde des rides sont respectivement estimées à $\eta_r = 100d_{50}$ et $\lambda_r = 1000d_{50}$, de sorte que $z_0 \simeq 8d_{50}$ (Chapalain et Thais, 2000). On considère la formation des rides pour des sables de diamètre médian inférieur à $800 \mu\text{m}$ (Soulsby, 1997). Sur des substrats plus grossiers, le paramètre de rugosité est pris égal à $z_0 = d_{90}/10$ avec d_{90} le diamètre au-dessus duquel on trouve plus de 90 % de la masse de l'échantillon. Cette expression est également utilisée pour estimer la rugosité des affleurements rocheux (*e.g.*, Fisher et Dawson, 2003).

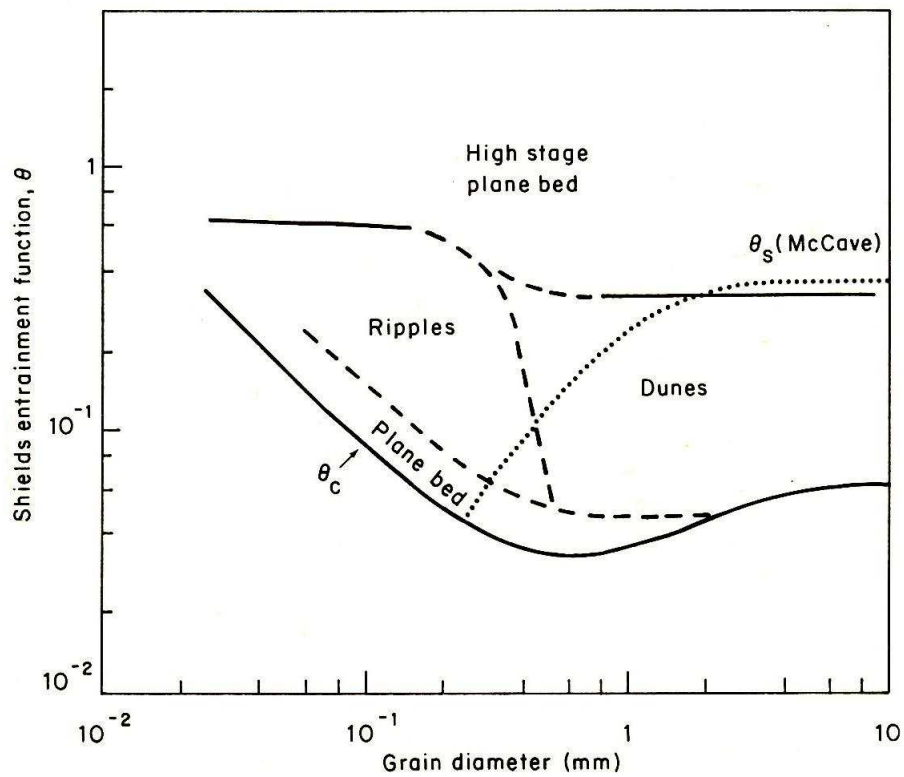


Figure 5.34 – Développement des figures sédimentaires en fonction du diamètre des sédiments de fond et du nombre de Shields (Dyer, 1986).

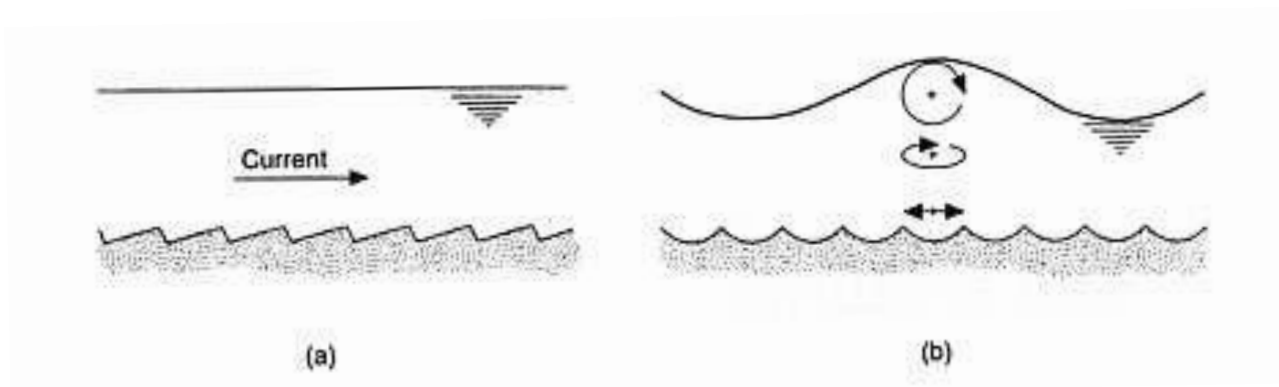


Figure 5.35 – Types de figures de fond : (a) les rides de courant, (b) les rides de houle (Soulsby, 1997).

Soulsby (1997) adopte un profil des rides de courant plus marqué avec un rapport de 1/7 entre la hauteur et la longueur d'onde prise égale à $\lambda_r = 1000d_{50}$, ce qui conduit à un paramètre de rugosité plus important sur les fonds de sables, $z_0 = 18,7d_{50}$. Cette nouvelle paramétrisation approche mieux les mesures compilées par Soulsby (1983) (Figure 5.36). Mais la zone de transition fonds ridés-fonds plats présente une différence du paramètre de rugosité plus importante que dans le cas du modèle géométrique de Yalin (1985).

L'influence de ces deux modèles de rides est testée en considérant un profil de courant logarithmique tel que son amplitude à 5 m au-dessus du fond vale $0,7 \text{ m s}^{-1}$. L'augmentation du paramètre de rugosité du modèle de Yalin (1985) au modèle de Soulsby (1997) conduit assez naturellement à des valeurs de la contrainte de cisaillement globale ("overall shear stress") plus importantes. Les différences sont toutefois atténuées pour les évolutions de la contrainte de cisaillement superficiel ("skin shear stress") (Figure 5.37). Dans le cas d'un lit de particules sédimentaires de $250 \mu\text{m}$ de diamètre, la contrainte due au fluide augmente ainsi de $1,31$ à $1,65 \text{ N m}^2$ tandis que la contrainte superficielle passe de $0,40$ à $0,44 \text{ N m}^2$. De manière générale, on note une double rupture dans l'évolution de la contrainte de cisaillement superficiel (Figure 5.37). La première résulte de la formulation proposée par Li (1994) (Equations 5.79 et 5.80). La deuxième marque la limite de formation des rides de courant sur les sables.

5.6.2 Rides de houle

Le développement des rides de houle dépend de la capacité de la houle à mettre en mouvement le sédiment. Cette capacité s'exprime par le nombre de Shields de peau normalisé qui est le rapport entre le paramètre de Shields de frottement de peau

$$\theta'_w = \frac{f'_w u_{b,rms}^2}{2g(s-1)d_{50}} \quad (5.98)$$

et le nombre de Shields critique de mise en mouvement des sédiments de fond θ_{cr} (Equation 5.78). La Figure 5.38 présente les différents régimes de développement des rides de houle, à travers l'évolution du coefficient de frottement f_w (Equation 5.56) en fonction du nombre de Shields normalisé θ'_w/θ_{cr} . Pour $\theta'_w \leq \theta_{cr}$, le frottement est considéré comme dominé par le frottement de peau ($k_N \approx d_{50}$) et présente de faibles évolutions. Une discontinuité apparaît naturellement à la formation des rides pour $\theta'_w \approx \theta_{cr}$. L'augmentation

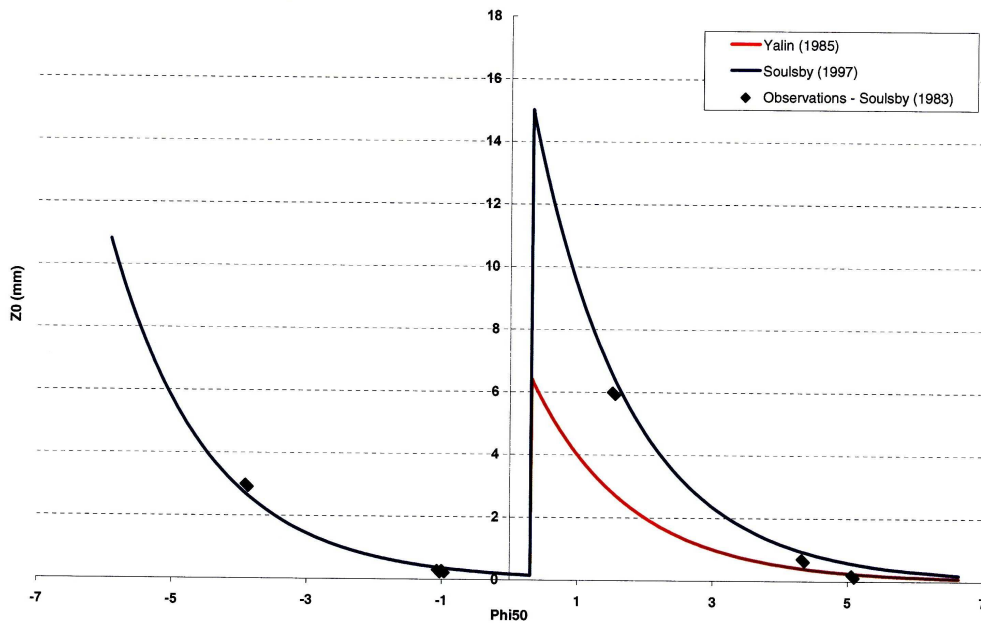


Figure 5.36 – Evolutions du paramètre de rugosité en fonction du diamètre des sédiments de fond calculées à partir des modèles géométriques de Yalin (1985) et Soulsby (1997) pour les rides de courant et comparées aux mesures de Soulsby (1983).

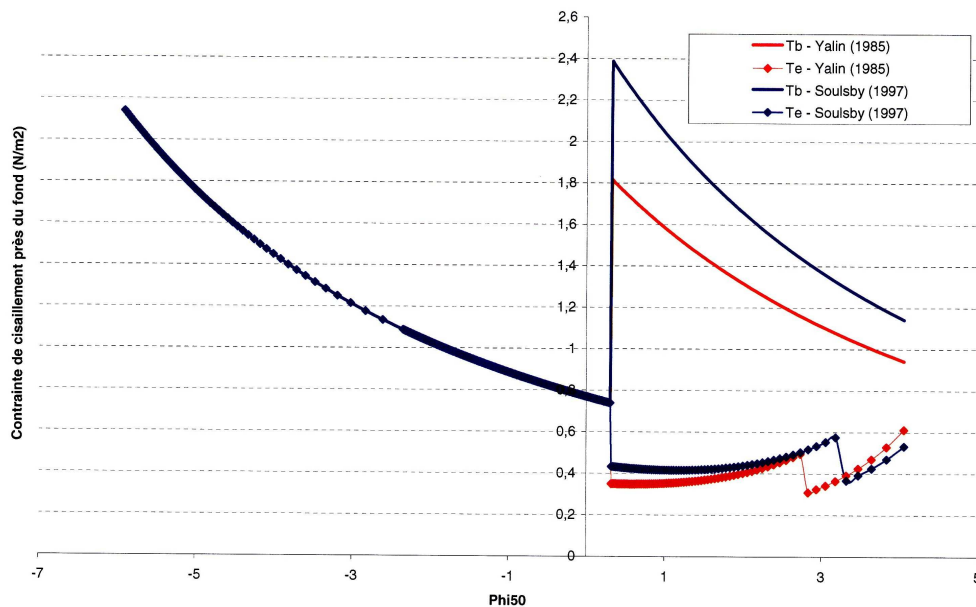


Figure 5.37 – Evolutions de la contrainte de cisaillement globale et de la contrainte de cisaillement superficiel pour un courant de $0,7 \text{ m s}^{-1}$ à 5 m au-dessus du fond, calculées à partir des modèles géométriques de Yalin (1985) et Soulsby (1997) pour les rides de courant.

des contraintes exercées par la houle tend à réduire progressivement la taille des rides et le frottement qui leur est associé jusqu'à ce qu'elles disparaissent complètement. On parle alors du phénomène de « lessivage ». Lorsque l'écoulement s'intensifie avec des contraintes θ'_w/θ_{cr} de l'ordre de 10^1 à 10^2 , le régime de “sheet flow” est atteint et la rugosité augmente avec les transports sédimentaires. Les méthodes de paramétrisation des rides de houle couramment employées (*e.g.*, Grant et Madsen, 1982; Raudviki, 1990; Nielsen, 1992) scindent le paramètre de rugosité z_0 en un paramètre de rugosité de peau z_{0s} associé au mouvement du grain de sable, un paramètre de rugosité de forme z_{0f} associé aux figures de fond et un paramètre de rugosité de “sheet flow” z_{0t} associé à la couche de particules sédimentaires en mouvement (*e.g.*, Soulsby, 1997). Le paramètre de rugosité de peau est pris égal à $z_{0s} = d_{50}/12$ et les paramétrisations portent sur le calcul du paramètre de rugosité de forme et de “sheet flow”. Dans le cadre de ce travail, deux paramétrisations sont comparées. Il s'agit de la paramétrisation de Soulsby-Nielsen-Swart (Soulsby, 1997), et de celle de Tolman (1994).

Modèle de Soulsby-Nielsen-Swart

Le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart reprend la technique proposée par Soulsby (1997) pour l'évaluation de la contrainte de cisaillement superficiel. Le coefficient de frottement est calculé à partir de la formule de Swart (1974). Les paramètres de rugosités dérivent des formulations élaborées par Nielsen (1992) :

$$\eta_r = \lambda_r = 0 \quad \text{pour } \theta'_w \leq \theta_{cr} , \quad (5.99)$$

$$\eta_r = (0,275 - 0,022\Psi^{0,5}) a_{b,rms} \quad \text{pour } \Psi < 156 , \quad (5.100)$$

$$\lambda_r = \frac{\eta_r}{0,182 - 0,24(\theta'_w)^{1,5}} \quad \text{pour } \theta'_w < 0,831 , \quad (5.101)$$

$$\eta_r = \lambda_r = 0 \quad \text{pour } \Psi \geq 156 \text{ ou } \theta'_w \geq 0,831 , \quad (5.102)$$

$$\text{avec le nombre de mobilité de la houle } \Psi = \frac{u_{b,rms}^2}{g(s-1)d_{50}} . \quad (5.103)$$

Les paramètres de rugosité de forme z_{0f} et de “sheet-flow” z_{0t} s'expriment alors sous la forme

$$z_{0f} = 0,267 \frac{\eta_r^2}{\lambda_r} \quad (5.104)$$

$$z_{0t} = 5,67 \left(\theta'_w - 0,05 \right)^{0,5} d_{50} . \quad (5.105)$$

Modèle de Tolman (1994)

Le prédicteur de rugosité de Tolman (1994) est basé sur les travaux de Grant et Madsen (1979) et Madsen *et al.* (1990). Ce modèle a notamment été utilisé pour estimer le terme de dissipation des vagues par frottement sur le fond en présence de rides sableuses (Section 5.3.2.3) dans divers modèles de propagation de houle (*e.g.*, Graber et Madsen, 1988; Tolman, 1994; Arduin *et al.*, 2003a). La formulation proposée par Arduin *et al.* (2003a) est retenue pour tenir compte d’une augmentation éventuelle du frottement due à l’interaction entre les figures de fond résiduelles et l’excursion de la houle près du fond lorsque les rides ne peuvent se former. La rugosité de forme des rides est basée sur l’expression proposée par Madsen *et al.* (1990). L’expression de la rugosité de “sheet flow” dérive, quant à elle, de la formulation de Wilson (1989) reprise par Tolman (1994). Le prédicteur de rugosité s’exprime ainsi sous la forme suivante.

$$k_N = \text{Max}(0,01 \text{ m} ; A_4 a_{b,rms}) \quad \text{pour } \theta'_w/\theta_{cr} \leq A_3 , \quad (5.106)$$

$$k_f = a_{b,rms} A_1 \left(\frac{\theta'_w}{\theta_{cr}} \right)^{A_2} \quad \text{pour } \theta'_w/\theta_{cr} \geq A_3 , \quad (5.107)$$

$$k_t = a_{b,rms} 0,0655 \left(\frac{u_{b,rms}^2}{(s-1)g a_{b,rms}} \right)^{1,4} \quad \text{pour } \theta'_w/\theta_{cr} \geq A_3 , \quad (5.108)$$

où A_1 , A_2 , A_3 et A_4 sont des coefficients empiriques dont les valeurs sont précisées au Tableau 5.4.

A_1	A_2	A_3	A_4
1,5	-2,5	1,2	0

Tableau 5.4 – Constantes empiriques proposées par Tolman (1994).

Cette paramétrisation a principalement été utilisée pour étudier l’effet des rides sur la propagation de la houle à travers l’atténuation par frottement sur le fond des fortes houles et non l’évolution des rides. Le modèle de Tolman (1994) ne prend donc pas en compte les phénomènes de rides « figées » (“frozen ripples”), la rugosité étant par défaut fixée à une valeur résiduelle dans le cas d’une houle ne générant pas de mouvements au fond (Equation 5.106). Dans le cadre de nos applications, l’effet des rides « figées » est intégré en conservant les rides générées à l’ancien pas de temps. Pour $\theta'_w/\theta_{cr} \leq A_3$, on a ainsi $k_N = k_{Nold}$.

La Figure 5.39 récapitule les procédures de calcul du paramètre de rugosité des rides de houle pour les deux modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et Tolman (1994). Lorsque les effets de dissipation par frottement sur le fond sont pris en compte dans le modèle de

propagation SWAN (Section 5.3.2.3), les rides de houle sont formées à partir de la valeur de la vitesse orbitale $u_{b,rms}$ et de l'excursion de la houle $a_{b,rms}$ à l'ancien pas de temps. Le paramètre de rugosité obtenu z_0 permet alors le calcul du terme de dissipation par frottement sur le fond S_{bot} (Equation 5.52) et, par résolution de l'équation d'advection-diffusion des composantes du spectre de houle (Equation 5.42), le calcul de la nouvelle vitesse orbitale et de l'excursion de la houle près du fond.

Les modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et Tolman (1994) sont comparées dans les deux sections suivantes.

La Figure 5.40 présente l'évolution du paramètre de rugosité z_0 , en fonction de l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond, $u_{b,rms}$, jusqu'à $2,5 \text{ m s}^{-1}$, pour les modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et de Tolman (1994) dans le cas d'un lit de particules sédimentaires de $300 \text{ }\mu\text{m}$ de diamètre et d'une période de houle de 10 s. Au cours de la formation des rides de houle, le paramètre de rugosité est plus important pour le modèle de Tolman (1994) que pour celui de Soulsby-Nielsen-Swart. Dans la gamme examinée, la valeur maximale est ainsi de 1,13 cm pour le modèle de Tolman (1994) contre 4,7 mm pour le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart. Le premier modèle conduit à la formation immédiate des rides de houle dès lors que la contrainte de cisaillement près du fond dépasse le seuil de formation des rides fixé à 1,2 fois la contrainte critique de mise en mouvement des sédiments (Equations 5.106 à 5.108). Le deuxième modèle prédit un développement progressif des rides. Le paramètre de rugosité atteint sa valeur maximale pour une vitesse orbitale de $0,44 \text{ m s}^{-1}$, alors que le mouvement est initié pour une vitesse orbitale de $0,23 \text{ m s}^{-1}$. Ce phénomène se retrouve également en phase d'atténuation des rides. Le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart favorise ainsi le maintien des rides aux régimes d'écoulement intenses. Pour une vitesse orbitale supérieure à $0,6 \text{ m s}^{-1}$, le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart prédit en moyenne une rugosité dix fois supérieure à celle du modèle de Tolman (1994). Cette comparaison n'est plus valable lorsque les rides sont lessivées.

L'effet de la granulométrie du substrat sur la formation des rides de houle est présenté pour les deux modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et Tolman (1994) aux Figures 5.41 et 5.42 qui montrent les évolutions du maximum du paramètre de rugosité des rides de houle et de l'amplitude $u_{b,rms}$ de la vitesse orbitale près du fond correspondante pour une gamme de diamètre s'étendant jusqu'à 1,2 mm et une période de houle fixée à 10 s. Dans les deux modèles, le paramètre de rugosité maximum des rides augmente avec la taille des

sédiments. Pour le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart, l'évolution du paramètre de rugosité maximum en fonction du diamètre des grains est pratiquement linéaire. Elle présente des différences plus importantes pour le modèle de Tolman (1994). En effet, conformément aux observations de la Figure 5.40, le maximum du paramètre de rugosité apparaît à proximité du seuil critique de mise en mouvement des sédiments de fond. Dans ce cas, l'évolution du paramètre de rugosité maximum est corrélée avec celle de la contrainte critique de mise en mouvement des sédiments de fond telle que proposée par Soulsby et Whitehouse (1997) (Figure 5.19). On distingue alors trois « tronçons » dans l'évolution du maximum du paramètre de rugosité des rides de houle en fonction de la taille des sédiments de fond : une évolution rapide pour les sédiments fins, une évolution lente pour les sables moyens et une évolution intermédiaire pour les sédiments plus grossiers. Ces diverses influences de la taille des grains se traduisent notamment par une modulation du développement des rides de houle en fonction de l'hétérogénéité spatiale du domaine considéré. Cet aspect est abordé plus précisément au Chapitre 7.

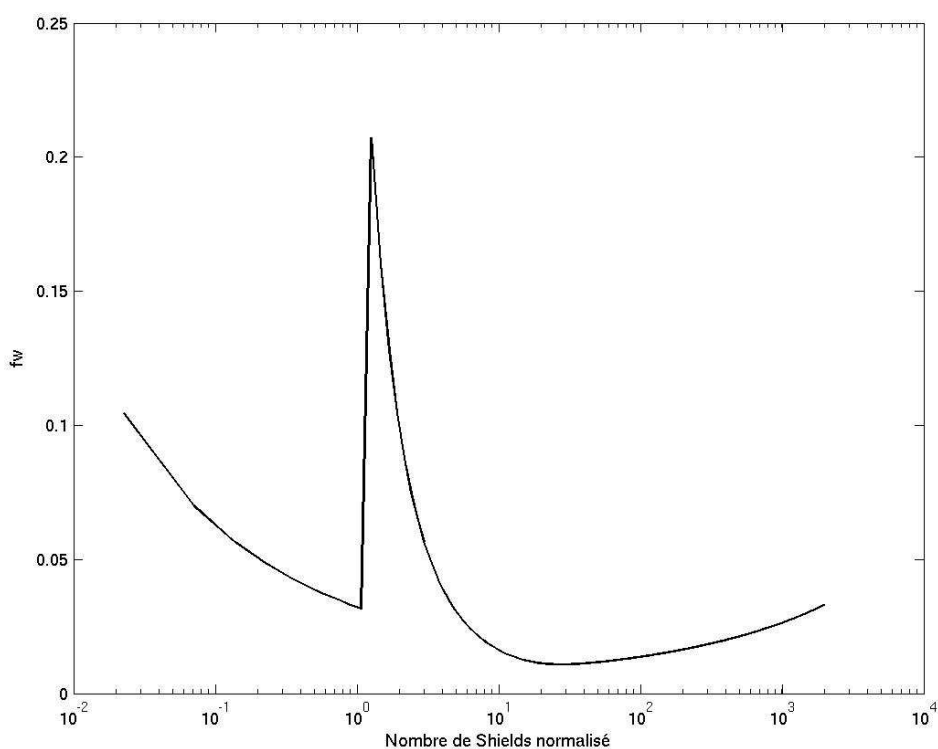


Figure 5.38 – Evolution du coefficient de frottement de fond f_w en fonction du nombre de Shields normalisé θ'_w/θ_{cr} calculée à partir du modèle de Tolman (1994) pour un sédiment de $300 \mu\text{m}$ et une houle de 10 s de période.

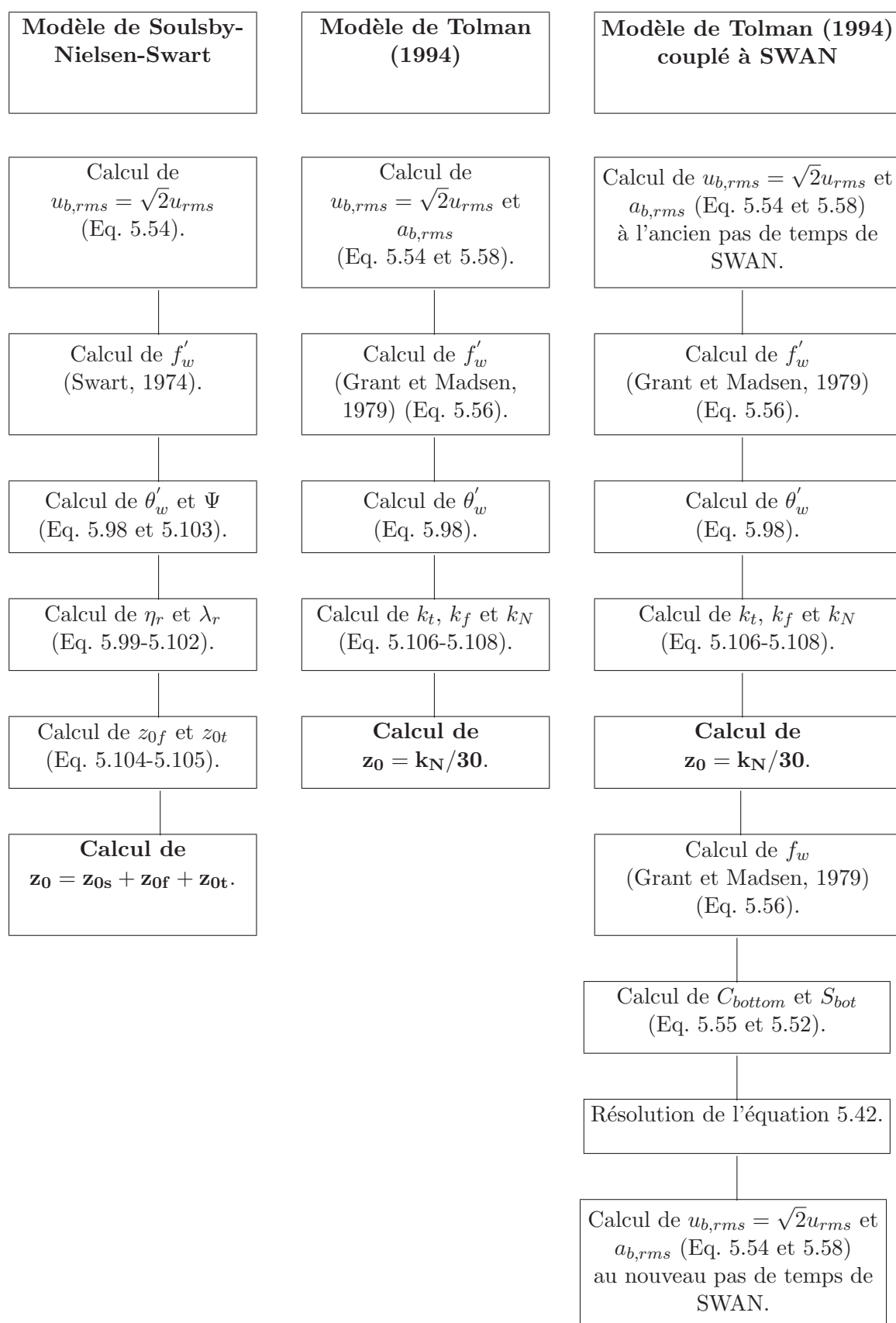


Figure 5.39 – Procédures de calcul du paramètre de rugosité des rides de houle par les modèles de Soulsby-Nielsen-Swart, de Tolman (1994) avec et sans prise en compte des effets de dissipation de la houle par frottement sur le fond.

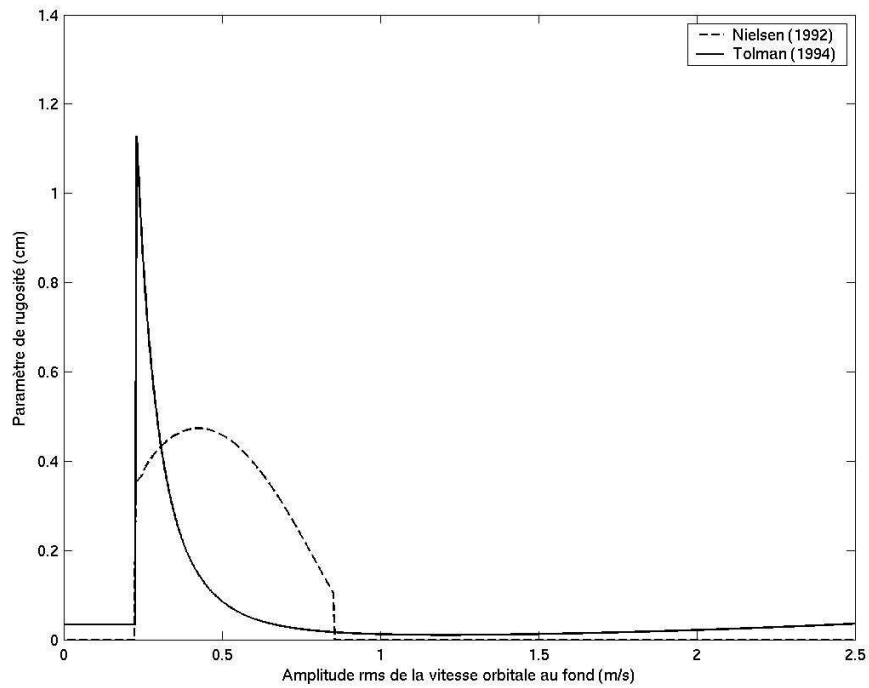


Figure 5.40 – Evolution du paramètre de rugosité z_0 en fonction de l’amplitude de la vitesse orbitale près du fond, $u_{b,rms}$, calculée à partir des modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et Tolman (1994) pour un sédiment de $300 \mu\text{m}$ et une houle de 10 s de période.

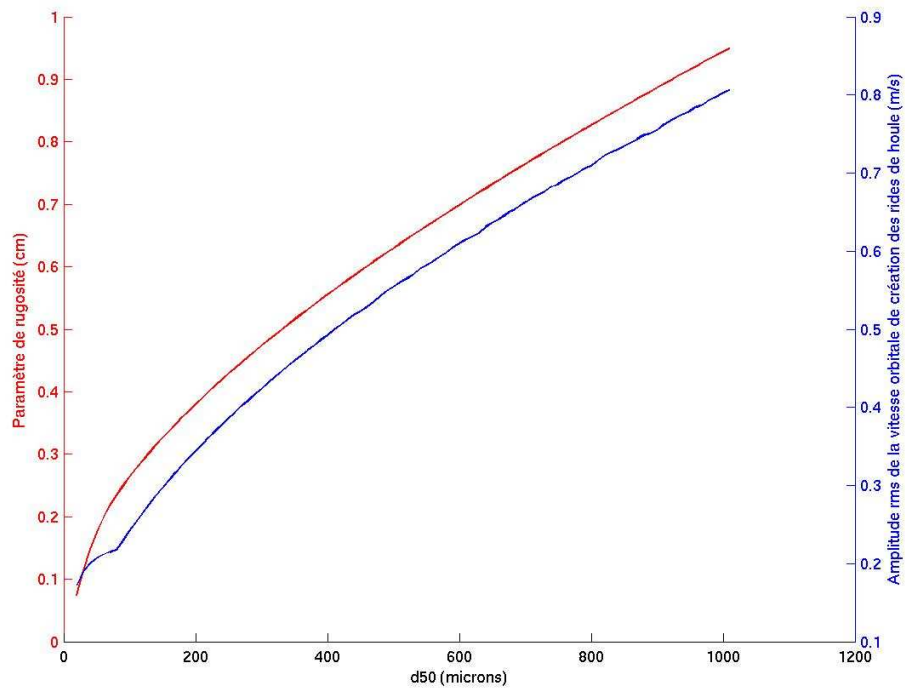


Figure 5.41 – Evolutions du maximum du paramètre de rugosité z_0 et de l’amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ correspondante en fonction de la taille des grains, calculées à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart pour une houle de 10 s de période.

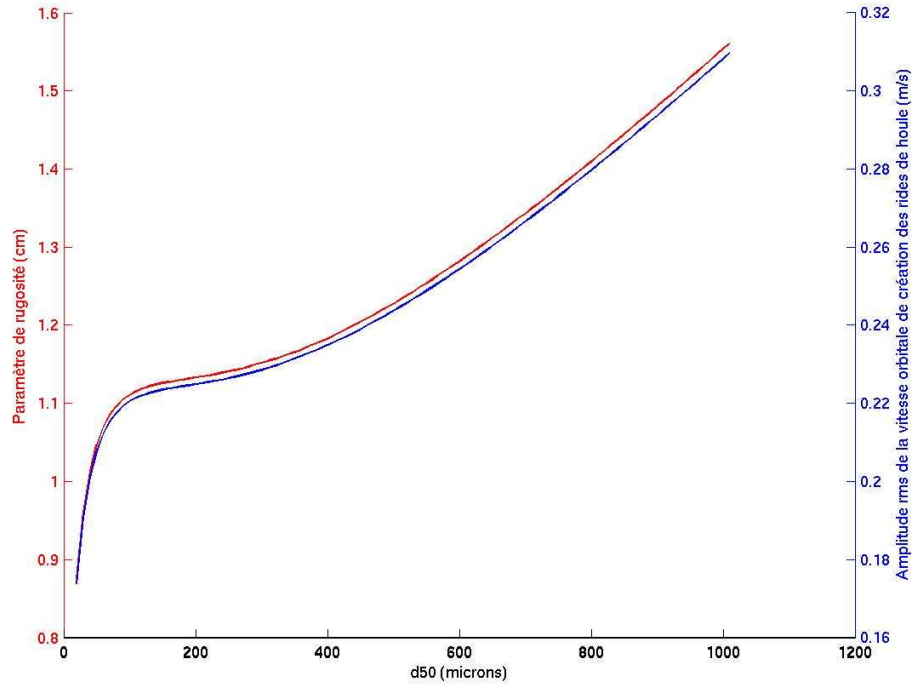


Figure 5.42 – Evolutions du maximum du paramètre de rugosité z_0 et de l’amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ correspondante en fonction de la taille des grains, calculées à partir du modèle de Tolman (1994) pour une houle de 10 s de période.

5.7 Synthèse

Les principales étapes et modules de la chaîne de Modélisation Intégrée pour la Simulation des TRANports Littoraux (MISTRAL) élaborée sur la base de divers modèles, paramétrisations et méthodes de traitement sont présentées à la Figure 5.43. La suite du mémoire sera consacrée à différentes applications de la chaîne MISTRAL dans l'environnement de la Manche.

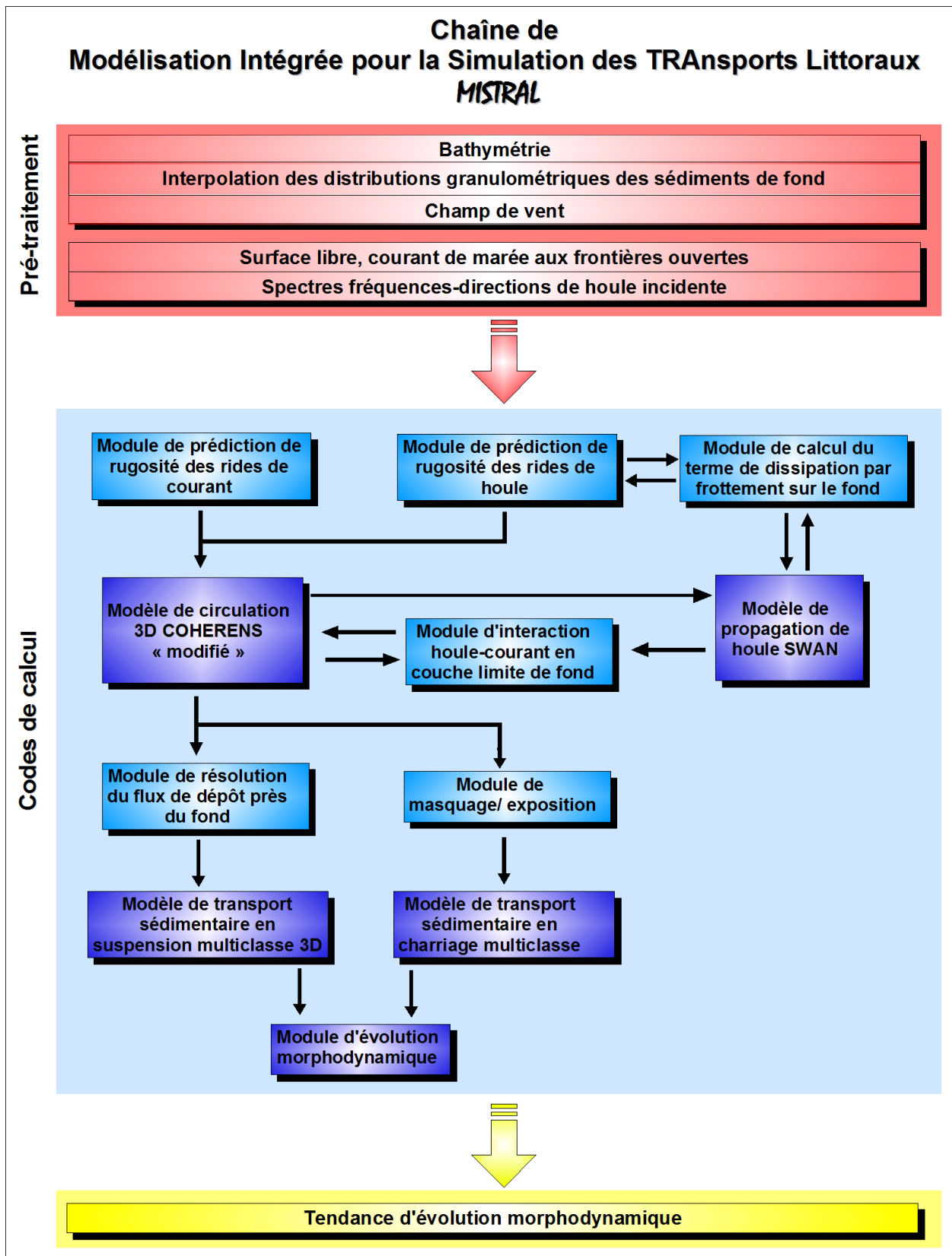


Figure 5.43 – Description des étapes et modules de la chaîne de Modélisation Intégrée pour la Simulation des TRANsports Littoraux MISTRAL.

Chapitre 6

Applications en Manche orientale

Le présent chapitre se consacre à diverses applications de la chaîne MISTRAL à l'environnement côtier de la Manche orientale. La première classe d'applications s'inscrit dans une analyse locale des processus. Dans une optique prioritaire de validation, puis d'interprétation, elle vise à confronter les résultats de la modélisation aux mesures recueillies aux trois sites expérimentaux de la zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais, à savoir Hardelot, Merlimont et Wimereux, en conditions de marée seule et de houle superposée à la marée. Les résultats locaux sont interprétés dans le contexte d'une hétérogénéité du substrat sédimentaire marquée par la présence d'une bande de sables fins envasés et d'une hydrodynamique de marée active, occasionnellement combinée à de la houle, responsable de fortes advection et dispersion. La deuxième classe d'applications concerne l'analyse régionale dans le détroit du Pas-de-Calais des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires sur un substrat sédimentaire hétérogène en absence et présence de houle. La démarche d'exploitation de la modélisation est poursuivie dans la troisième et dernière classe d'applications étendues tant paramétriquement que géographiquement. L'extension paramétrique s'attache à des processus incorporés dans la modélisation comme l'atténuation de la marée par frottement sur le fond ou dérivés comme le transport sédimentaire par charriage qui sera comparé au transport en suspension et dont l'effet de masquage/exposition lié à l'hétérogénéité constitutive du substrat sédimentaire sera examiné. L'extension géographique illustre le potentiel de la modélisation à être appliquée à d'autres environnements gouvernés par des processus similaires à ceux identifiés dans le détroit du Pas-de-Calais.

6.1 Analyse locale aux sites expérimentaux

Le modèle est appliqué aux quatre campagnes de mesure effectuées dans la zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais (Section 3.2.1). Les confrontations des résultats de la modélisation aux mesures sont successivement présentées aux trois sites expérimentaux de Hardelot, Merlimont et Wimereux (Figure 3.11). Une partie de ces travaux en condition de marée seule a été présentée au colloque Génie Côtier - Génie Civil en 2006 (Guillou et Chapalain, 2006) et fait l'objet d'une publication en cours (Guillou *et al.*, en cours).

6.1.1 Conditions de simulation

Le modèle numérique de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est implanté sur deux domaines (Figure 6.1) :

- un domaine #1 correspondant à la Manche orientale étendue qui s'étend de 3°000 W à 4°700 E et de 48°560 N à 52°850 N,
- un sous-domaine #2 correspondant au détroit du Pas-de-Calais et à ses abords compris entre les longitudes 0°626 E et 2°914 E et les latitudes 49°856 N et 51°242 N.

Le domaine #1 est maillé selon une grille de 260×239 cellules carrées de 2 km de côté. La grille de calcul sur le sous-domaine #2 possède 309×309 mailles carrées de 500 m de côté. La discrétisation verticale sur le domaine #1 comporte 10 couches σ . Elle est portée à 11 sur le domaine #2, et est complétée par un sous-maillage de 7 niveaux dans la demi-cellule verticale située au-dessus du fond, la résolution des équations de transport sédimentaire étant, pour rappel, effectuée sur cette grille à 18 niveaux (Sections 5.2.6 et 5.5.2.4). Les pas de temps de calcul des modes externes et internes sont respectivement de 20 et 200 s pour le domaine #1 et de 10 et 200 s pour le sous-domaine #2.

Les coefficients de Smagorinsky C_{m0} et C_{s0} sont pris égaux à 0,2 sur le domaine #1 et 0,25 sur le domaine #2. Dans chacun des domaines, la bathymétrie est interpolée de manière bi-linéaire à partir des données de Salomon *et al.* (1993). Sur le domaine #1, le fond est supposé plat avec un paramètre de rugosité fixé z_0 à 0,0035 m (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b), cette valeur s'accordant avec la moyenne du paramètre de rugosité entre les fonds de sables ridés et non-ridés et approchant le paramètre de rugosité sur les fonds de graviers (Tableau 6.1). Les rugosités de grain et de forme liées aux rides de courants sont prises en considération sur le domaine #2 par l'application de la technique mixte AFS-krigeage

(Chapitre 4) aux 460 échantillons des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » disponibles (Figure 6.2). A l'exception d'une discussion sur l'impact hydrodynamique et hydro-sédimentaire de la représentation des figures de fond présentée Section 6.1.2.3, les rides de courant sont paramétrées à partir du modèle géométrique de Yalin (1985) (Section 5.6.1).

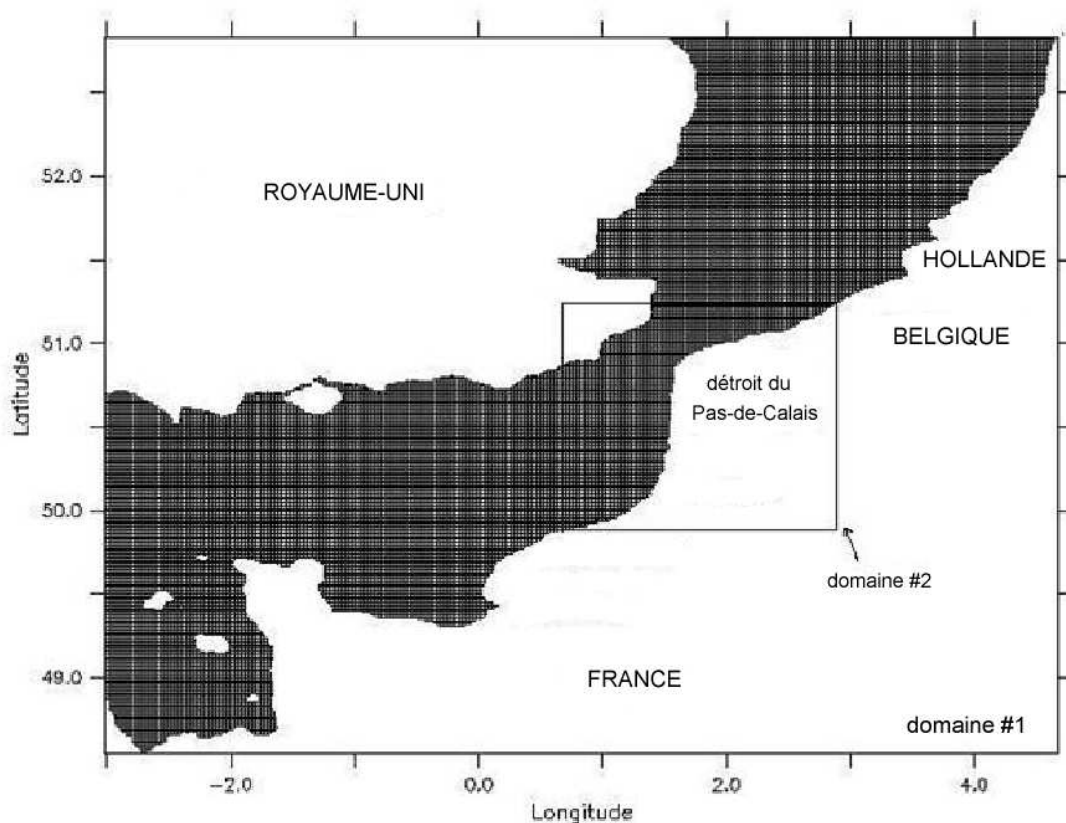


Figure 6.1 – Domaines de calcul #1 et #2. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1.

Type de fond	Paramètre de rugosité z_0
sables (non ridés)	0,4 mm
sables (ridés)	6 mm
graviers	3 mm

Tableau 6.1 – Valeurs moyennes du paramètre de rugosité de fond z_0 pour différents types de fond (d'après Soulsby, 1983).

L'élévation de la surface libre ζ est imposée aux frontières ouvertes du domaine #1 par recombinaison des composantes harmoniques produites par un modèle bidimensionnel horizontal (2DH) réduit au calcul du mode barotrope de COHERENS, appliqué au domaine épicontinental des îles britanniques (José Ozer - communication personnelle). Les conditions aux limites ouvertes du domaine #2 sont les chroniques de la surface libre et des courants prédits dans le domaine #1. Disponibles toutes les 10 mn, en 15 points répartis le long de chaque frontière ouverte, ces valeurs aux limites sont interpolées à chaque pas de calcul barotrope aux différents noeuds de la frontière ouverte. Dans chaque cas, les forçages sont introduits de manière progressive à partir du repos selon une rampe de 10 heures. A l'instant initial, la concentration de sédiment en suspension (CSS) est considérée uniformément nulle.

Les transports sédimentaires sont uniquement calculés sur le sous-domaine #2 où la répartition spatiale des distributions granulométriques est effectivement prise en considération. Les disponibilités respectives des quatre premières classes dans la zone-atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais sont illustrées sur la Figure 6.3. A cette échelle, on constate que la technique d'interpolation spatiale restitue, de manière satisfaisante, la frange littorale de sables fins envasés (Figures 6.3-a et 6.3-b) et le gradient croissant du diamètre des sédiments de la côte à la Bassure de Baas où les proportions en sables moyens et grossiers dominant (Figure 6.3-d).

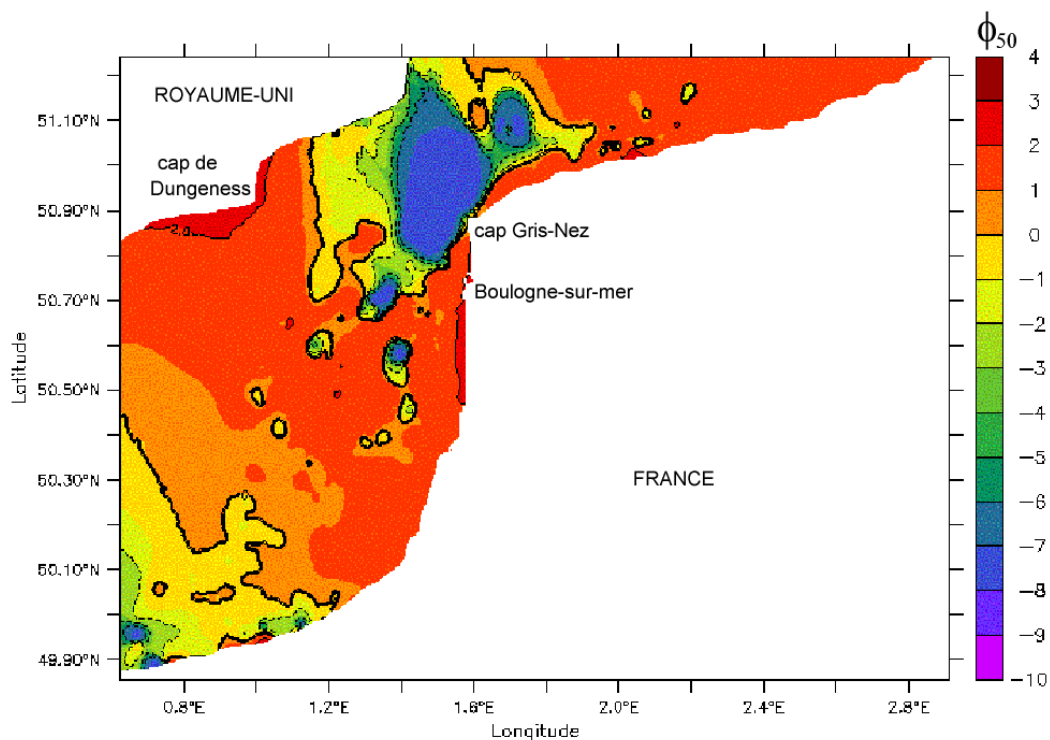


Figure 6.2 – Répartition spatiale du diamètre médian ϕ_{50} dans le détroit du Pas-de-Calais calculée par la technique mixte AFS-krigeage.

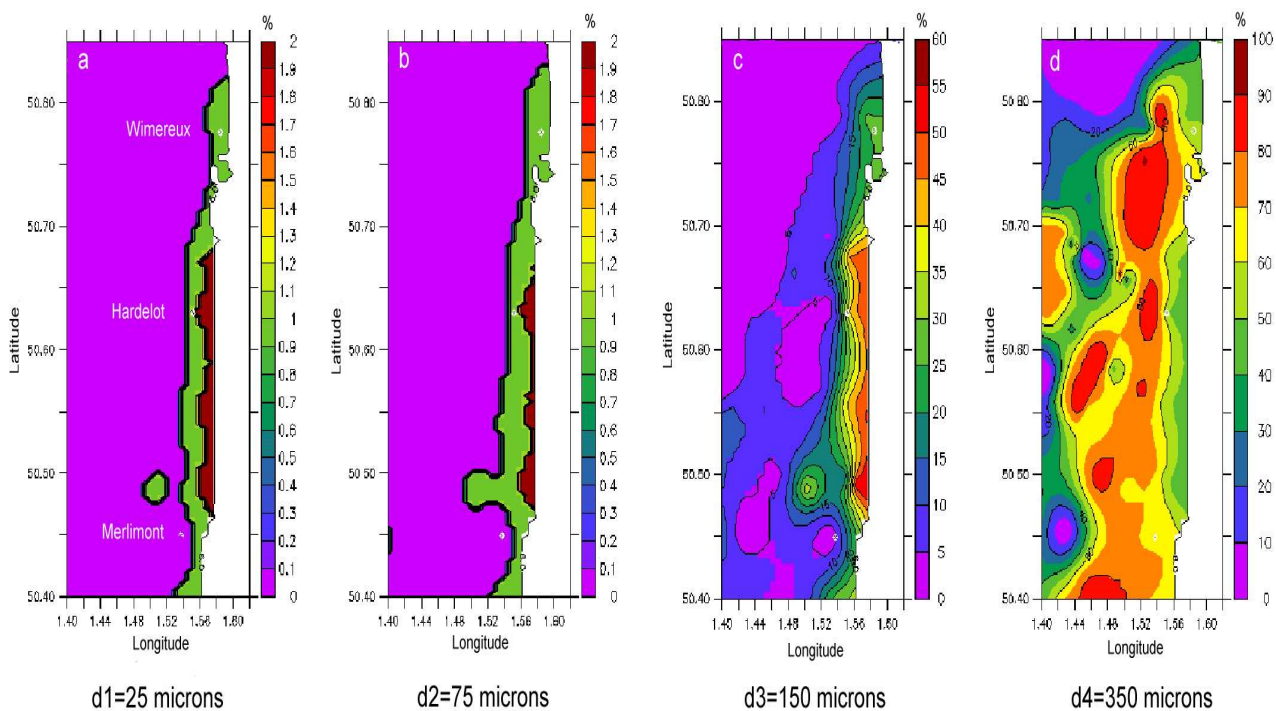


Figure 6.3 – Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des quatre premières classes granulométriques imposées dans le modèle numérique le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.

6.1.2 Site d'Hardelot en condition de marée seule

6.1.2.1 Paramètres hydrodynamiques

Les Figures 6.4 et 6.5 présentent les prédictions de la vitesse du courant à 0,3, 0,6, 0,9, 1,4, 5 et 8 m au-dessus du fond à Hardelot en septembre 1997 (campagne ESPRIS'97). On observe un accord globalement satisfaisant entre les modélisations et les mesures. Les simulations reproduisent les alternances de courant de flot orienté au Nord et de jusant orienté au Sud. Toutefois, les résultats numériques tendent à sous-estimer l'amplitude des courants à proximité du fond. A 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond, cette différence est en moyenne de 10 % avec un écart sensiblement plus marqué en période de jusant. A 1,4 m au-dessus du fond, cet écart atteint ainsi une valeur maximale de 25 % au niveau du premier pic de jusant du 23 septembre 1997. Les différences s'accroissent à 0,3 m au-dessus du fond où l'amplitude des vitesses est sous-estimée de 25 à 30 % en période de jusant. Dans le reste de la colonne d'eau, à 5 et 8 m au-dessus du fond, les prédictions s'accordent mieux aux mesures avec des écarts inférieurs à 14 % sur l'ensemble de la chronique. Cependant, une certaine difficulté à reproduire les pics d'amplitude persiste également en jusant.

Deux causes sont évoquées pour expliquer ces différences. D'une part, la difficulté à reproduire les amplitudes de la vitesse en jusant peut être liée à la médiocre prise en compte des irrégularités topographiques du cap Gris-Nez et des digues de Boulogne-sur-Mer, et bathymétriques associées à la Bassure de Baas (« goulot d'étranglement »). D'autre part, la difficulté à reproduire les mesures des courants à 0,3 m au-dessus du fond peut être imputée au maillage à cette côte. En effet, le premier niveau de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond se situe entre 0,57 et 0,92 m au cours de la période de simulation (Figure 6.6). La prédiction de la vitesse à 0,3 m résulte ainsi d'un profil logarithmique quasi-stationnaire basé sur un seul point de calcul. A ce niveau, la contribution instationnaire des termes d'inertie dans le calcul du profil de vitesse, à priori faible, n'est donc pas prise en compte, et les prédictions s'éloignent des mesures. Les résultats sont de meilleures qualités lorsque la variable est située entre deux niveaux de calcul. Le calcul de l'énergie cinétique aux noeuds décalés en W à partir d'une condition de Dirichlet imposée au fond (Sections 5.2.4.1 et 5.2.6) présente ainsi de meilleurs résultats à 0,3 m au-dessus du fond (Figure 6.7). Le modèle reproduit la structure verticale constante de l'énergie cinétique à proximité du fond (couche à flux constant) avec un écart en amplitude inférieur à 10 %. A noter une différence sur le quatrième pic d'énergie cinétique vraisemblablement dû à un aléa de la mesure que des effets de traînée par les

pieds de la SAMBA (Section 3.1.4) sont susceptibles d'expliquer.

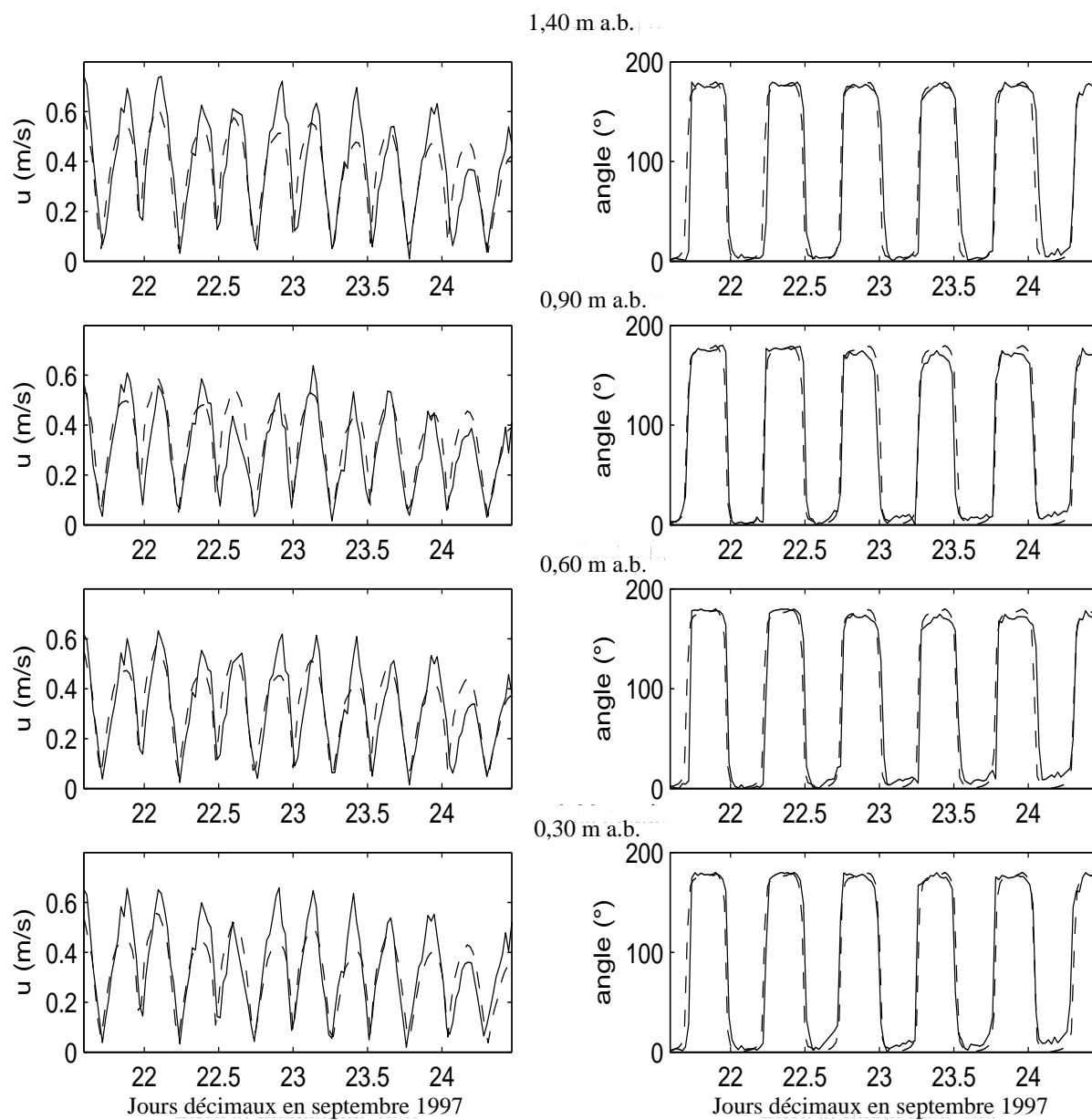


Figure 6.4 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).

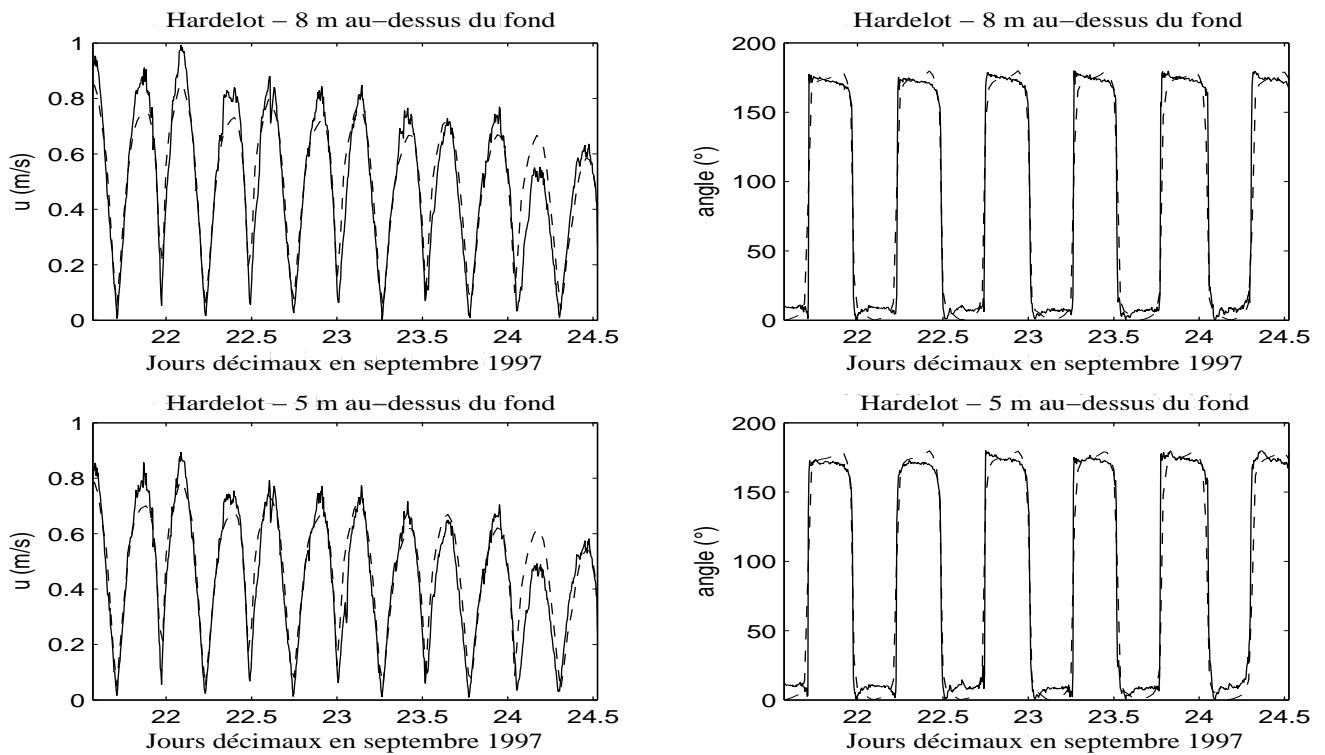


Figure 6.5 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 5 et 8 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

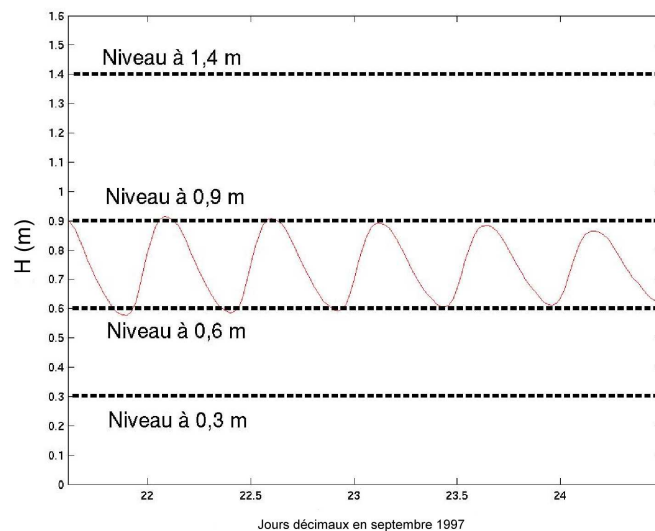


Figure 6.6 – Evolution du premier niveau de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

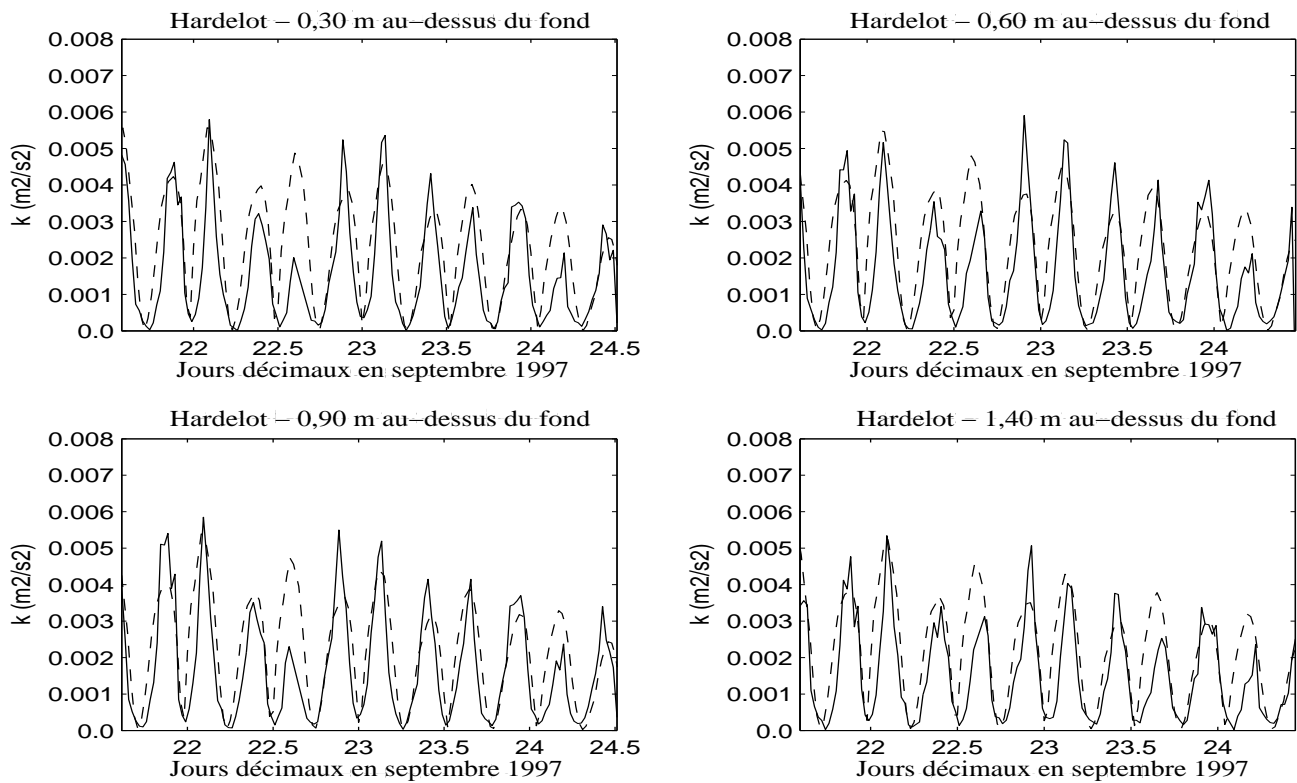


Figure 6.7 – Chroniques de l'énergie cinétique mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97.

6.1.2.2 Concentration de sédiment en suspension

Les deux méthodes de calcul du flux de dépôt présentées à la Section 5.5.2.4 sont ici comparées aux mesures effectuées à 5 m au-dessus du fond. Dans chaque cas, les prédictions sont calées à partir du coefficient empirique de resuspension γ_0 de l'équation 5.75 :

- $\gamma_0 = 0,00131$ dans le cas d'un profil analytique de CSS de type Rouse imposé dans la demi-maille de fond ;
- $\gamma_0 = 0,00055$ dans le cas de profils analytiques de courant et de viscosité imposés dans la demi-maille de fond et d'une résolution complète de l'équation de transport sédimentaire du fond à la surface libre.

Les résultats sont présentés à la Figure 6.8. Les deux méthodes de calcul respectent la phase et l'intensité des pics de CSS quart-diurnes. De même, la décroissance du signal lorsque le coefficient de marée diminue est simulée de manière satisfaisante dans les deux cas. Cependant, des différences majeures apparaissent au niveau de l'estimation de la CSS en phase de dépôt. L'utilisation d'un profil de Rouse surestime ainsi d'un facteur 4 les CSS à 5 m au-dessus du fond au cours de cette phase. Cet écart est réduit avec la deuxième méthode de calcul. Bien que le niveau minimal de CSS soit surestimé d'un facteur deux au début de la période de mesure, les CSS prédites par cette deuxième méthode se rapprochent progressivement des mesures avec la décroissance des contraintes exercées par la marée. L'explication tient au calcul du flux de dépôt en situation de flux érosif nul. Durant cette période, celui-ci est estimé au premier niveau vertical du maillage 3D par la méthode du profil de Rouse alors qu'il continue à être calculé à la première cellule verticale du sous-maillage dans la demi-cellule de fond par la deuxième méthode. En situation de flux érosif nul, la méthode du profil de Rouse conduit ainsi à sous-estimer le flux de dépôt par rapport à la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage. Cette deuxième méthode représente plus précisément le continuum des échanges et des mouvements sédimentaires entre le fond et le reste de la colonne d'eau, c'est pourquoi nous choisissons de l'utiliser dans la suite de nos applications.

Les mises en suspension au site d'Hardelot résultent de la contribution des trois premières classes : les silts ($d_1 = 25 \mu\text{m}$), les sables très fins ($d_2 = 75 \mu\text{m}$) et les sables fins ($d_3 = 150 \mu\text{m}$) (Section 4.2.1, Tableau 4.2). Les sables moyens ($d_4 = 350 \mu\text{m}$) ne sont pratiquement pas mis en suspension autour du site de mesure. La décomposition classes par classes du signal prédit à 5 m au-dessus du fond met en évidence les variabilités temporelles propres à chaque composante (Figure 6.9). La concentration de silt en suspension

présente ainsi une évolution semi-diurne et contrôle le niveau minimal de la CSS totale qui décroît de 15 mg l^{-1} à 10 mg l^{-1} durant la période de mesure. Ce signal diffère des contributions des particules plus grossières caractérisées par des pics quart-diurnes. La concentration de sable fin en suspension présente l'asymétrie la plus importante, liée à la prédominance du flot dans la région d'Hardelot. Le premier pic de flot atteint ainsi 47 mg l^{-1} contre 12 mg l^{-1} en jusant. Cependant, cette asymétrie est moins marquée sur le signal de CSS totale. En effet, les pics de la concentration de silt en suspension apparaissent en jusant et réduisent l'écart total flot/jusant de la CSS totale. Cet effet est particulièrement visible en fin de période de mesure où l'asymétrie de la CSS totale se réduit à une simple tendance. La différence entre les pics de flot et de jusant passe ainsi de 26 mg l^{-1} à 5 mg l^{-1} durant la période de mesure. Une dernière observation concerne le déphasage des différentes séries temporelles de CSS. La concentration de sable fin en suspension est en phase avec le cisaillement local au site d'Hardelot alors que l'on observe un décalage sensible, inférieur à 1 heure, en période de jusant pour les deux premières classes.

Afin d'expliquer l'évolution de la concentration de silt en suspension marquée par des pics semi-diurnes en jusant, la contribution de cette classe granulométrique est analysée à travers la représentation spatiale des résultats du modèle sur la région environnant le site expérimental d'Hardelot. Les Figures 6.10 à 6.13 présentent les champs synoptiques de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond à quatre instants du cycle de marée de l'après-midi du 21 septembre 1997, en début de période de mesure. Ces répartitions synoptiques mettent en évidence des « couloirs » de mises en suspension en conditions de flot et de jusant. En période de flot, les mises en suspension sont initiées à proximité de la côte, le long de la bande de sables fins envasés (Figure 6.10). Les aires de plus fortes concentrations se retrouvent ensuite autour du cap d'Alprech en suivant l'étalement des contraintes de cisaillement de fond vers le Nord (Figure 6.11). Au cours de cette phase, une faible quantité de sédiment fin est advectée jusqu'au site d'Hardelot. Le « couloir » de mise en suspension reste confiné à la côte. En jusant, la répartition synoptique des CSS est associée à l'apparition des contraintes de cisaillement au large de la bande littorale de sables fins envasés (Figures 6.12 et 6.13). Les mises en suspension sont initiées au Nord d'Hardelot (Figure 6.12) et une tache de mise en suspension apparaît à proximité du site de mesure (Figure 6.13). Cette région située à l'Est est commune aux aires de fortes contraintes de cisaillement superficiel de fond et de disponibilité des silts (Figure 6.3-a). En dépit de la prédominance de la composante de flot, la proximité de cette tache accroît la contribution

des silts au site de mesure en période de jusant. Ces processus sont naturellement réduits sous l'effet de la vitesse de chute pour les sables.

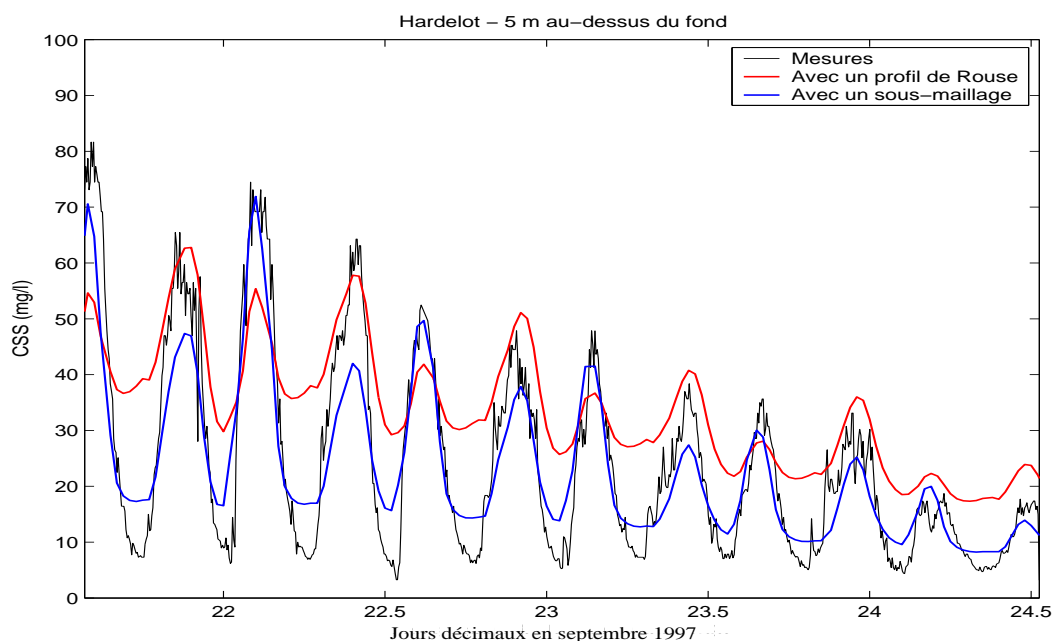


Figure 6.8 – Chroniques de la concentration de sédiment en suspension (CSS) totale mesurée et prédites à partir des deux méthodes de calcul du flux de dépôt près du fond décrites à la Section 5.5.2.4, à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

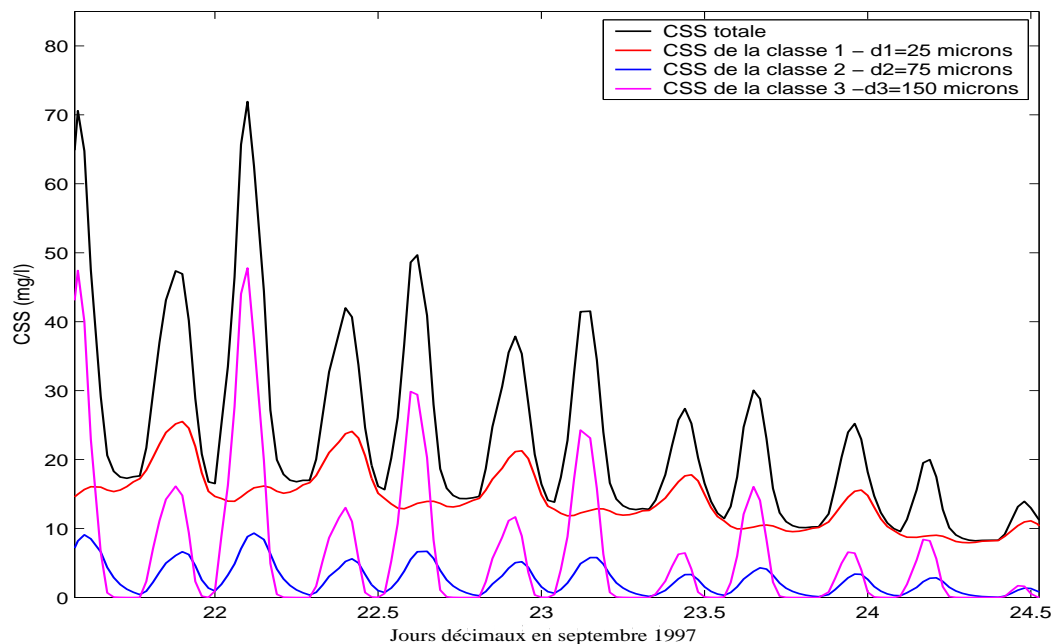


Figure 6.9 – Chroniques de la CSS totale et des CSS des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) prédites à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

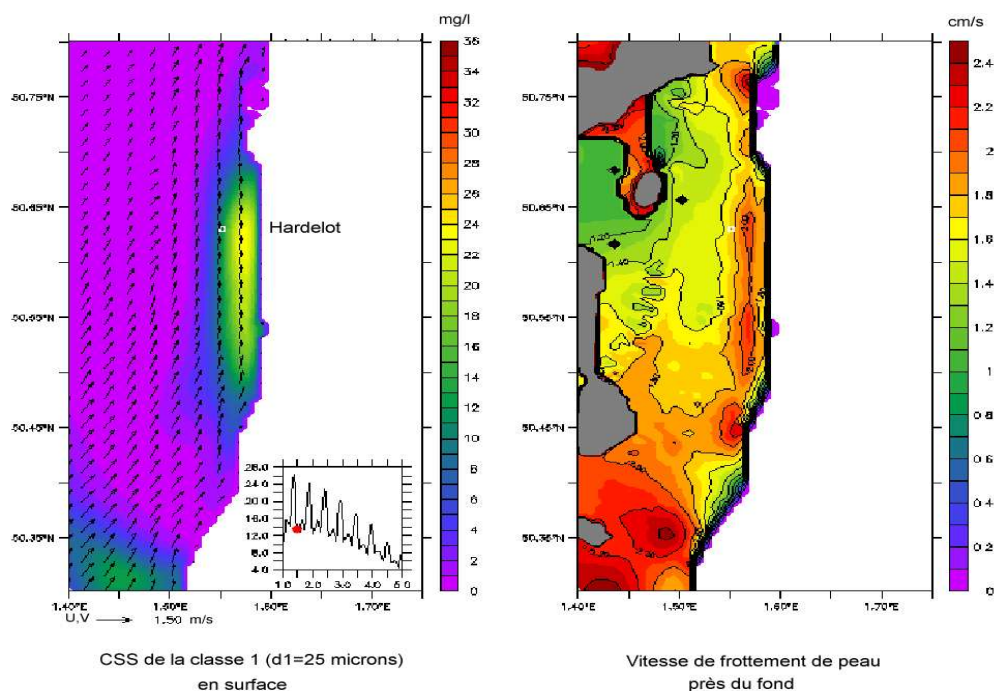


Figure 6.10 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot à l’initiation du flot dans l’après-midi du 21 septembre 1997. La miniature indique l’évolution de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) au site d’Hardelot au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 20 septembre 1997 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de vitesse de frottement de peau supérieure à $2,5 \text{ cm s}^{-1}$. Les vecteurs correspondent aux courants moyennés sur la verticale (en m s^{-1}).

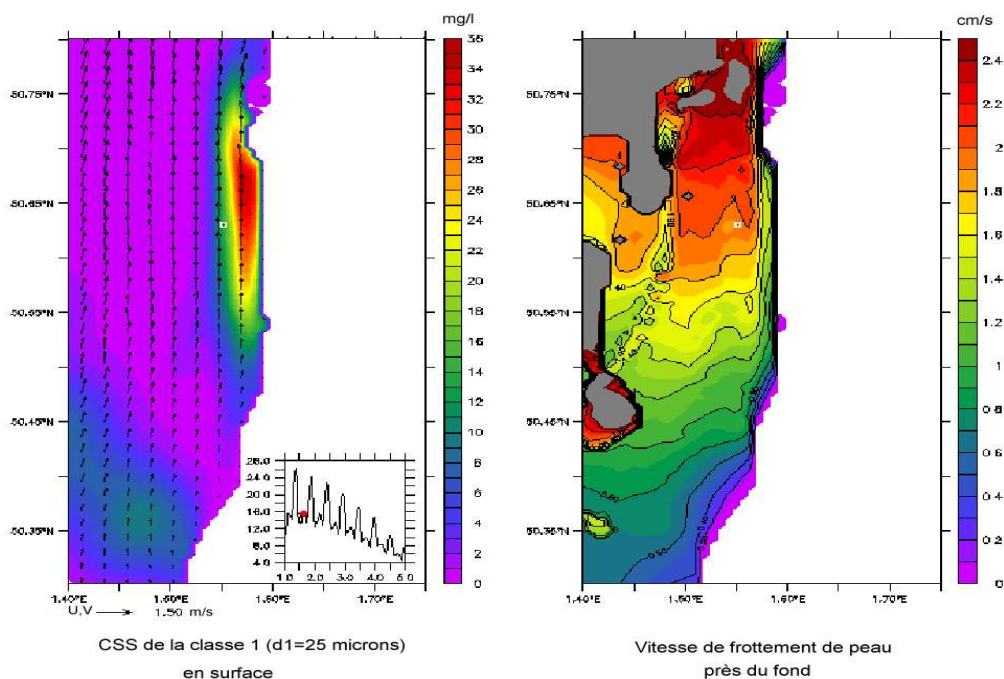


Figure 6.11 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot au pic de concentration de silt en suspension en flot dans l’après-midi du 21 septembre 1997.

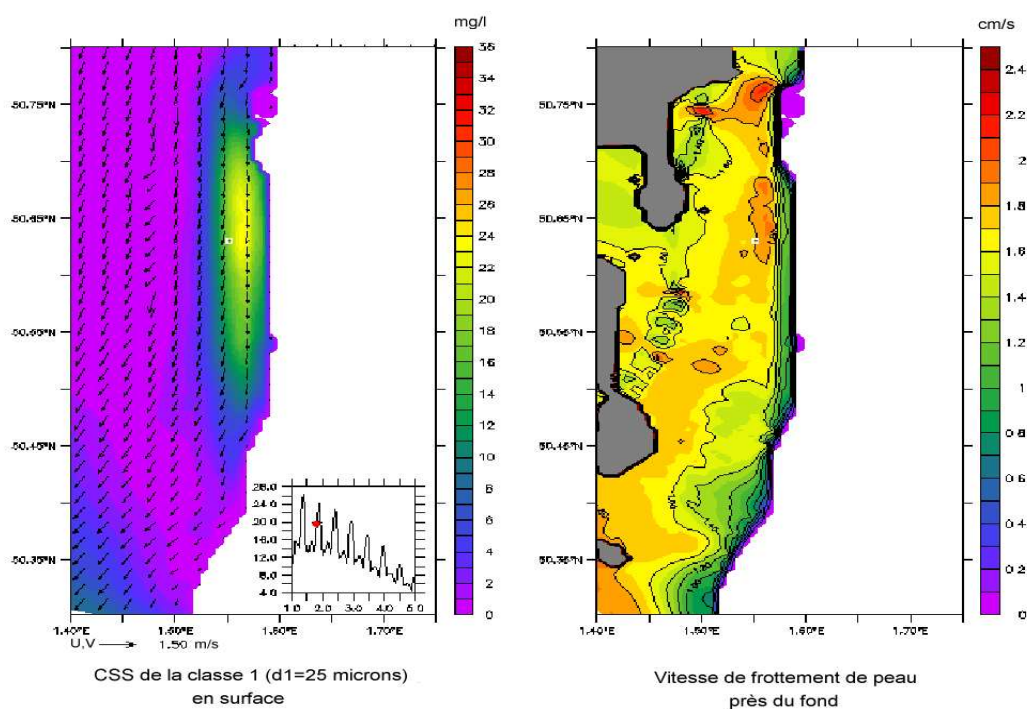


Figure 6.12 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot à l’initiation du jusant dans l’après-midi du 21 septembre 1997.

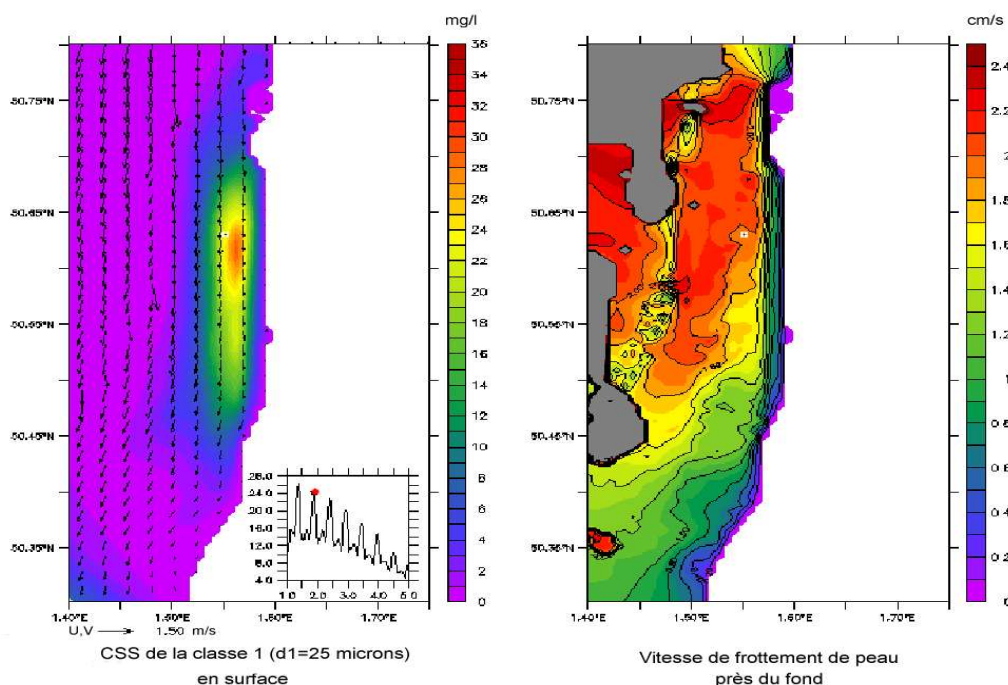


Figure 6.13 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot au pic de concentration de silt en suspension en jusant dans l’après-midi du 21 septembre 1997.

6.1.2.3 Discussion

L'application d'Hardelot illustre comment la variabilité spatio-temporelle hydrodynamique se combine à l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond pour conduire à des contributions différentielles des diverses classes granulométriques en présence au signal brut de CSS. A présent, nous évaluons successivement la sensibilité des prédictions à la densité des informations granulométriques, à la paramétrisation de la rugosité du fond et à celle des termes de mélange horizontaux et verticaux.

Dans un premier temps, la représentation du substrat superficiel est étudiée. L'impact de la densité spatiale de l'échantillonnage sédimentologique utilisé est évalué en ajoutant à l'échantillonnage initial les 88 prélèvements récoltés à proximité du site d'Hardelot sur une échelle spatiale de l'ordre de l'excursion de la marée (Section 3.2.1.1). Les résultats globaux de la technique mixte AFS-krigeage d'interpolation spatiale des données granulométriques présentent peu de différences avec la répartition initiale des sédiments superficiels dans le détroit du Pas-de-Calais (Figure 6.2). La comparaison d'une série de distributions granulométriques interpolées autour d'Hardelot montre toutefois une plus faible représentation de la classe des silts proche de 1 % au Nord-Ouest du site de mesure (Figure 6.14). La conséquence est une augmentation de l'asymétrie globale du signal de CSS totale. En effet, la contribution semi-diurne des silts est réduite au profit des mises en suspension quart-diurnes locales des sables fins marquées par la dominance du flot (Figure 6.15). En pratique, l'utilisation de l'échantillonnage complet n'est pas déterminante. Cependant cet exercice permet de confirmer la sensibilité des prédictions de CSS à la représentation de la classe des silts au niveau du substrat superficiel.

Dans un deuxième temps, la représentation des figures de fond et leur impact sur l'évolution des courants et des champs de CSS sont analysés. L'utilisation de la paramétrisation de Soulsby (1997) est comparée aux prédictions effectuées à partir de la formulation de Yalin (1985) (Section 5.6.1). La conséquence est une augmentation sensible de l'asymétrie du signal de CSS totale par une baisse de l'ordre de 4 mg l^{-1} de la CSS aux premières pointes de jusant (Figure 6.16). En effet, les rides de Soulsby (1997) sont, pour une même longueur d'onde, plus marquées que les rides de Yalin (1985) et conduisent à une augmentation du coefficient de frottement près du fond qui se traduit par une diminution de l'amplitude des courants. Les prédictions de la composante Nord-Sud du courant à 5 m au-dessus du fond au site d'Hardelot montrent ainsi une décroissance de l'amplitude de

l'ordre de 9 % avec l'utilisation des rides de Soulsby (1997) par rapport aux rides de Yalin (1985) (Figure 6.17). Les processus d'advection locales identifiés précédemment pour les silts en période de jusant sont ainsi réduits au profit des mises en suspension locales marquées par une asymétrie dominée par le flot.

Les mélanges horizontaux et verticaux participent à l'ajustement des particules sédimentaires dans la masse fluide. L'impact de la paramétrisation des termes de diffusion horizontaux est tout d'abord analysé en réduisant les coefficients de Smagorinsky à $C_{m0} = C_{s0} = 0,05$. Les prédictions de CSS restent, dans ce cas, très proches des résultats initiaux révélant la part modeste jouée par ces termes dans les équations 5.2, 5.3 et 5.69. Les CSS prédites par le modèle montrent une plus grande sensibilité à la modélisation des termes de diffusion verticaux. En effet, l'utilisation d'une fermeture turbulente à une équation pour l'énergie cinétique couplée à la paramétrisation de Blackadar (1962) pour la viscosité verticale conduit à des prédictions de CSS différentes du modèle $k - \varepsilon$ (Figure 6.18), principalement au niveau des pics d'intensité où les CSS sont sous-estimées. Au cours du premier cycle de marée, la CSS est ainsi réduite de 47 mg l^{-1} à 29 mg l^{-1} . Bien que les prédictions de l'énergie cinétique soient sensiblement identiques (Figure 6.19), le coefficient de diffusion turbulente verticale A_T obtenu par le modèle $k - \varepsilon$ est deux fois plus important que celui résultant du modèle $k - l$ à une équation (Figure 6.20). Cette différence s'explique par le calcul de la longueur de mélange qui est près de deux fois plus importante avec le modèle $k - \varepsilon$. La conséquence est une uniformisation des profils de CSS qui se solde par une augmentation des masses volumétriques en suspension à 5 m au-dessus du fond. L'effet est particulièrement visible sur l'évolution spatio-temporelle de la concentration de silt en suspension au site d'Hardelot (Figure 6.21).

Différences entre les proportions granulométriques

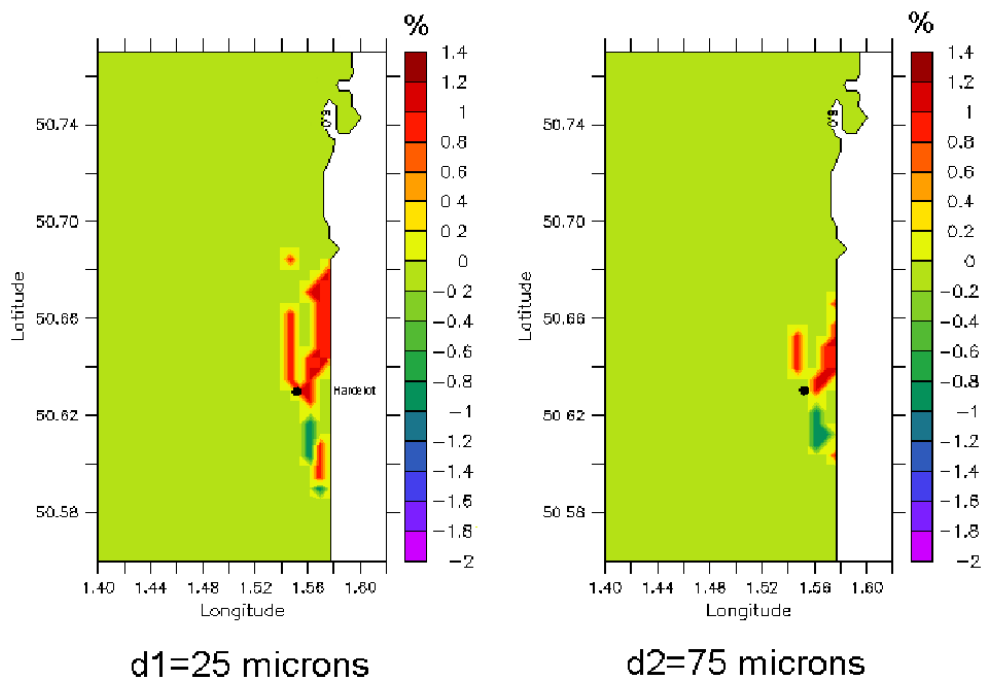


Figure 6.14 – Réduction des proportions de sédiments disponibles dans les deux premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$ et $d_2 = 75 \mu\text{m}$) par la prise en compte des 88 prélèvements récoltés autour du site d’Hardelet.

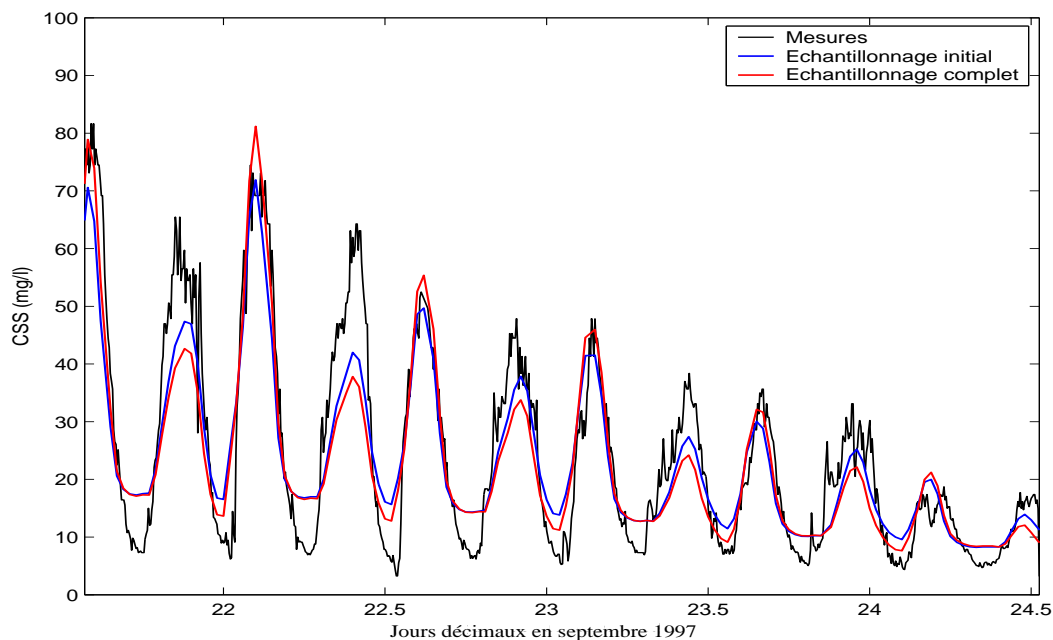


Figure 6.15 – Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir de l’échantillonnage initial de Cabioch (1977) et de l’échantillonnage complet à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelet durant la campagne ESPRIS’97.

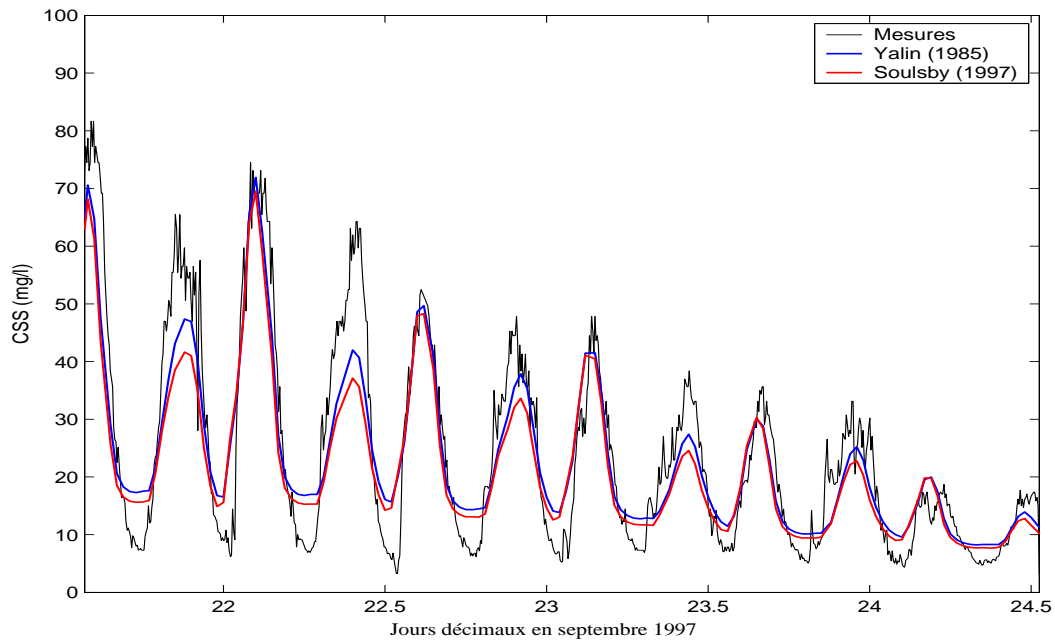


Figure 6.16 – Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir des paramétrisations de Yalin (1985) et Soulsby (1997) à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

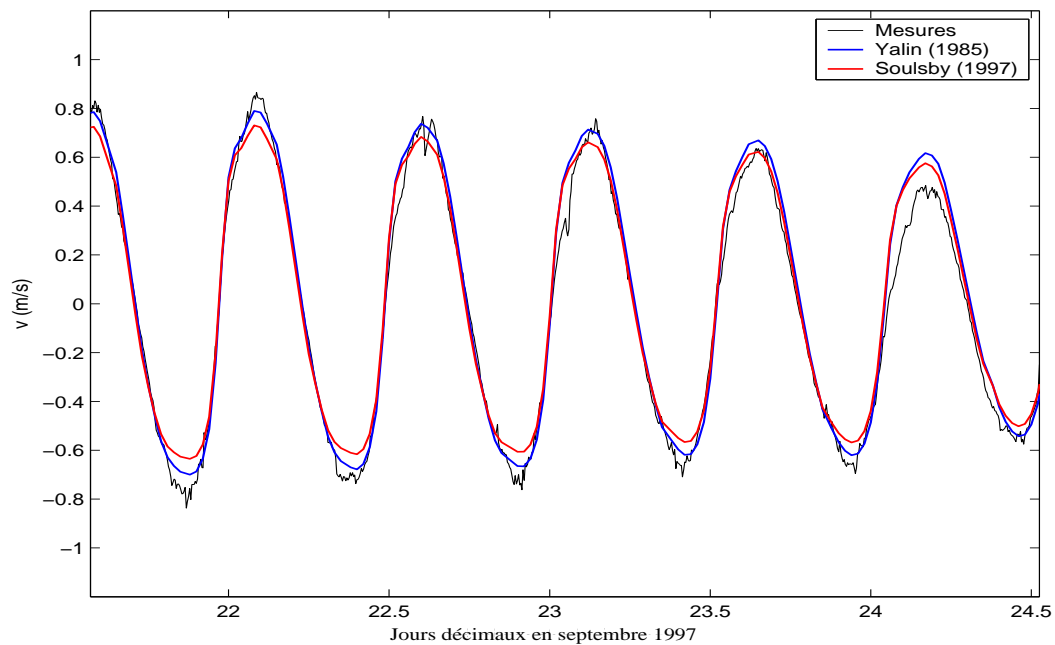


Figure 6.17 – Chroniques de la composante Sud-Nord du courant mesurée et prédites à partir des paramétrisations de Yalin (1985) et Soulsby (1997) à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

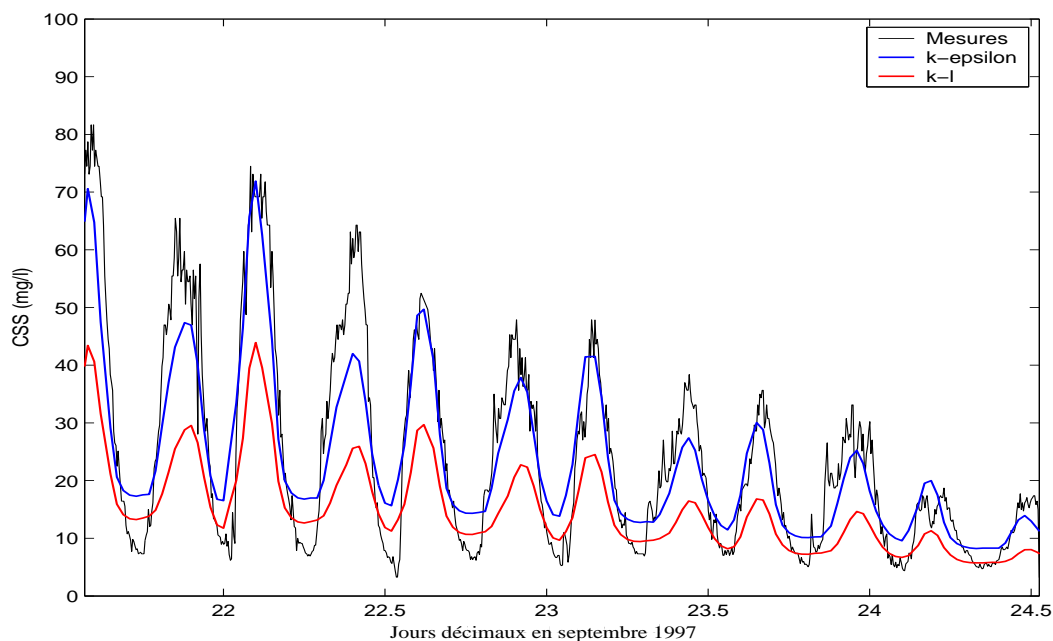


Figure 6.18 – Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir d’une fermeture turbulente de type $k - \varepsilon$ à deux équations et $k - l$ à une équation à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

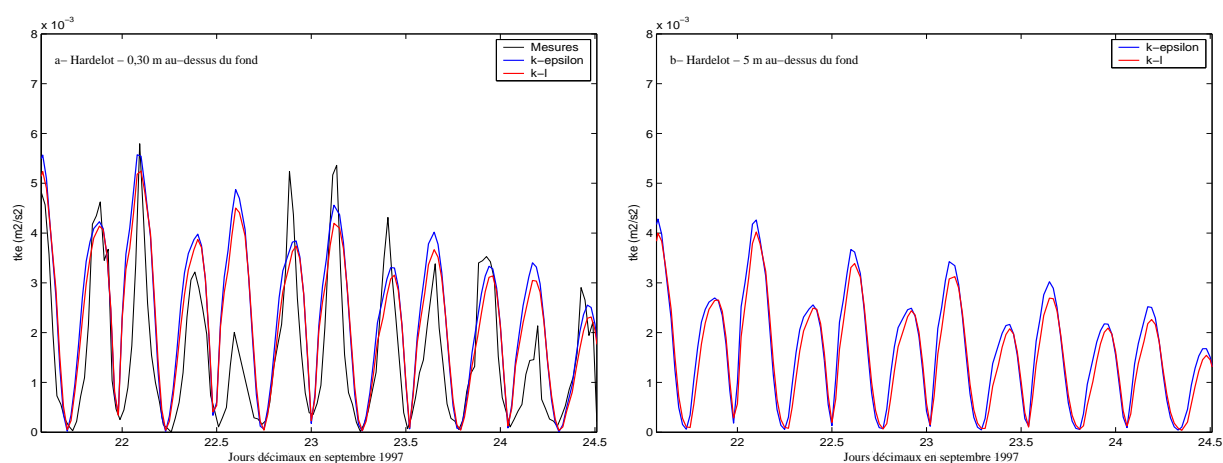


Figure 6.19 – Chroniques de l’énergie cinétique turbulente mesurée et prédites à l’aide des modèles $k - \varepsilon$ et $k - l$ à 0,3 (a) et 5 m (b) au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.

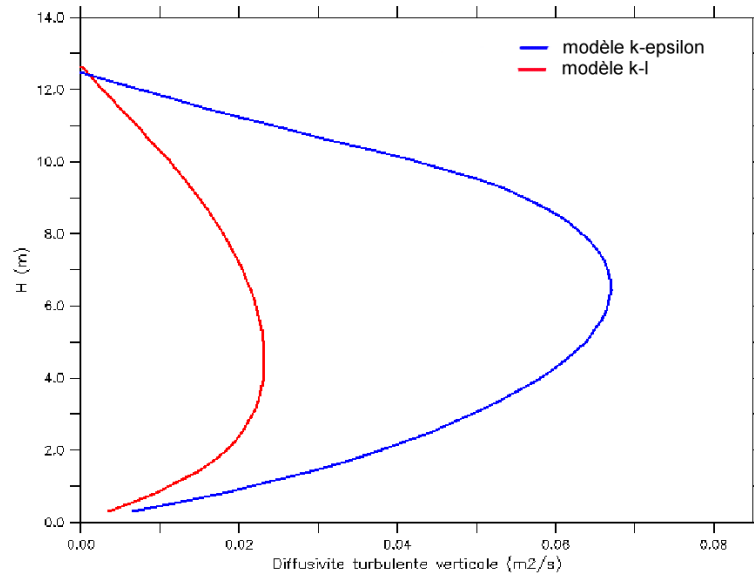


Figure 6.20 – Profils verticaux du coefficient de diffusion turbulente A_T prédits à l'aide des modèles $k - \varepsilon$ et $k - l$ au site d'Hardelot au premier pic de cisaillement de flot du 21 septembre 1997 (ESPRIS'97).

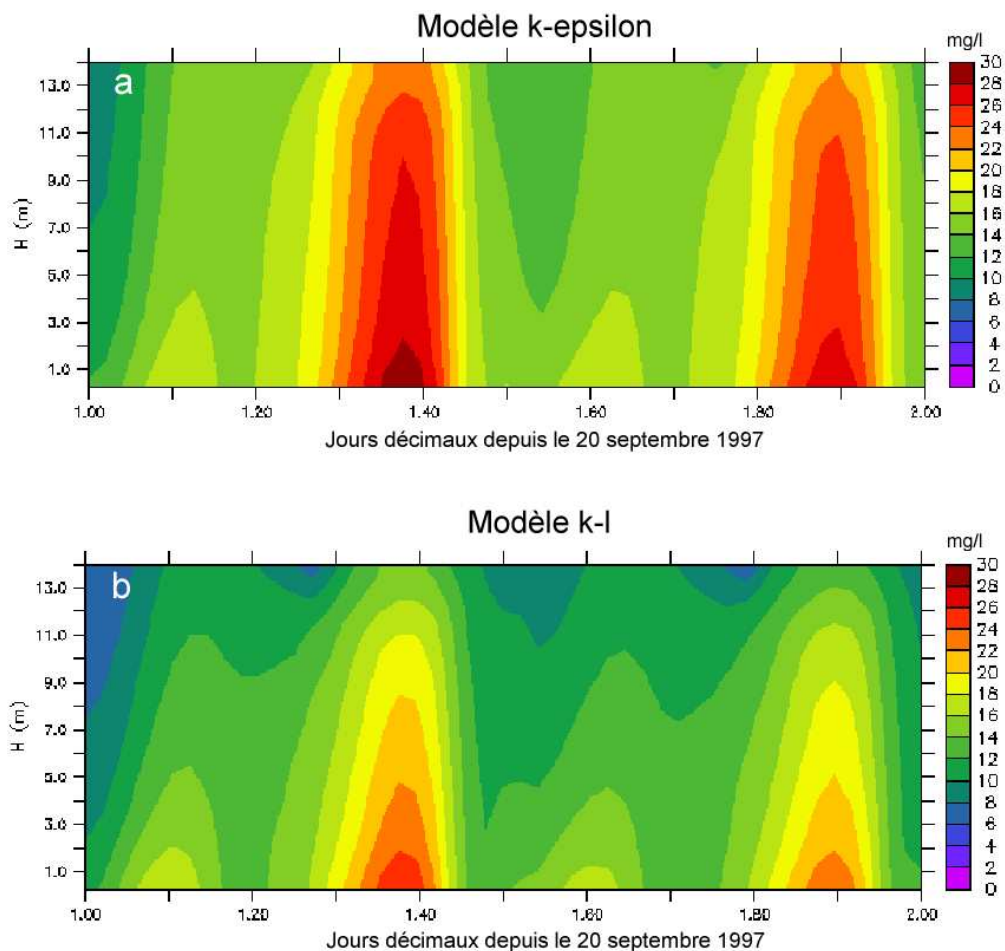


Figure 6.21 – Evolutions temporelles de la structure verticale de la concentration de silt en suspension prédites à l'aide des modèles $k - \varepsilon$ (a) et $k - l$ (b) au site d'Hardelot le 21 septembre 1997 (ESPRIS'97).

6.1.3 Site de Merlimont en condition de marée seule

Dans cette partie, les résultats du modèle sont comparés aux mesures effectuées en 1997 et 1999 au cours des campagnes ESPRIS'97 et MEMPHYS'99 en conditions de marée seule (absence de vent et de houle). La partie suivante décrit l'application du modèle d'interaction houle-courant en couche limite benthique aux données recueillies en 1998 durant la campagne MEMPHYS'98 en condition de tempête (présence de houle significative).

6.1.3.1 Paramètres hydrodynamiques

Les Figures 6.22 et 6.23 présentent les prédictions de la vitesse du courant à 0,3, 0,6, 0,9, 1,4, 5 et 8 m au-dessus du fond à Merlimont en septembre 1997 (campagne ESPRIS'97). Ces résultats extraits de la simulation effectuée du 20 au 29 septembre 1997 dans le détroit du Pas-de-Calais (Section 6.1.2) présentent un écart en amplitude en moyenne inférieur à 15 % aux 6 niveaux de mesures. On observe une amélioration sensible des prédictions en début de période de mesure avec une différence inférieure à 10 % le 26 septembre 1997. A l'instar de la simulation à Hardelot, les différences les plus significatives sont relevées à 0,3 m au-dessus du fond. A cette cote, elles atteignent ainsi des valeurs comprises entre 25 et 30 % aux pointes de flot du 27 et 28 septembre 1997, mais demeurent inférieures à 18 % le reste du temps. La difficulté à reproduire l'amplitude de la vitesse en flot à proximité du fond peut, de la même manière qu'à Hardelot, s'expliquer par la variation du premier niveau de calcul au-dessus du fond (Figure 6.24). Le courant de flot étant pratiquement en phase avec la marée haute, le premier niveau de calcul s'éloigne du fond en période de flot conduisant à une estimation dégradée à 0,3 m au-dessus du fond, ces écarts augmentant avec le marnage en fin de période. De la même manière qu'à Hardelot, le modèle reproduit la structure verticale uniforme de la contrainte de cisaillement à proximité du fond en dépit d'une sous-estimation des pics d'énergie cinétique passant de 5 % en début de période à 20 % en fin de période (Figure 6.25). Le 27 septembre 1997, au deuxième pic de flot, les valeurs prédites à 0,3 m au-dessus du fond sous-estiment de 40 % les mesures. Cependant, l'augmentation observée sur ces mesures de l'énergie cinétique ne se retrouve pas aux trois autres niveaux laissant penser, de la même manière qu'à Hardelot, à un aléa de la mesure des composantes turbulentes à proximité du fond. Le retard de phase est en moyenne inférieur à 20 mn sur l'ensemble des prédictions avec un écart maximum de une heure à l'amorce du jusant le 26 septembre 1997 à 0,3 m au-dessus du fond.

Les mesures effectuées durant la campagne MEMPHYS'99 (août 1999), à 0,6 et 1,4 m au-dessus du fond, sont caractérisées par un dysfonctionnement des enregistrements et ne peuvent être comparées aux prédictions. Pour la même raison, la chronique de l'énergie cinétique turbulente mesurée à 0,3 m au-dessus du fond n'est pas présentée. En 1999, la comparaison prédictions/observations se limite ainsi aux mesures de vitesse effectuées à 0,3 et 0,9 m au-dessus du fond (Figure 6.26) et d'énergie cinétique à 0,9 m au-dessus du fond (Figure 6.27). Les prédictions présentent également un accord satisfaisant avec les mesures. A 0,3 m au-dessus du fond, les écarts prédictions/observations sur l'amplitude de la vitesse sont en moyenne inférieurs à 7 %. A 0,9 m au-dessus du fond, la vitesse du courant et l'énergie cinétique sont en moyenne sous-estimées de 20 % en période de flot contre 15 % en condition de jusant. Il reste donc difficile de conclure ici quant au rôle de la variation du premier niveau de calcul sur la précision des résultats. De la même manière qu'en 1997, le retard de phase demeure inférieur à 20 mn sur l'ensemble des prédictions.

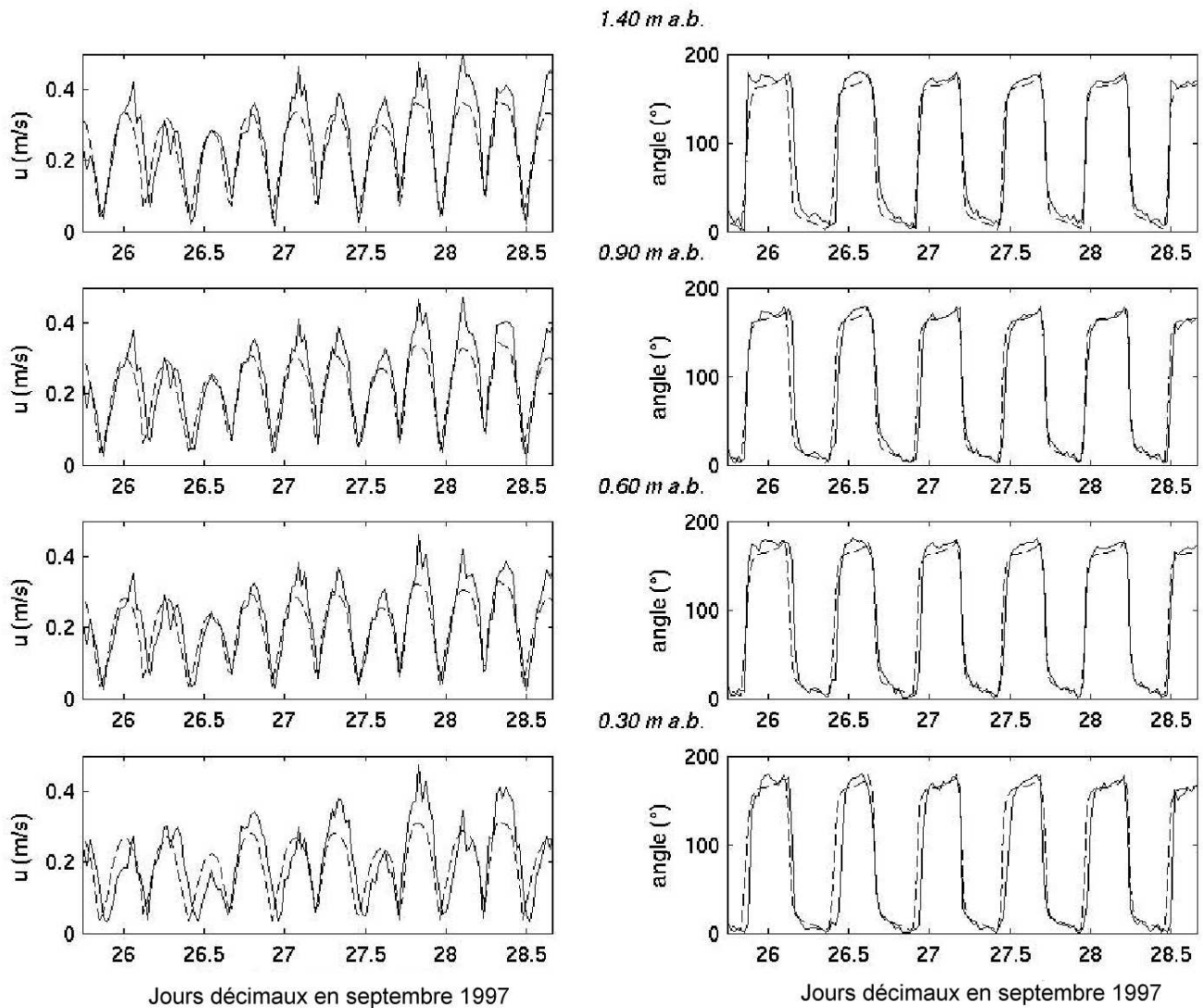


Figure 6.22 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).

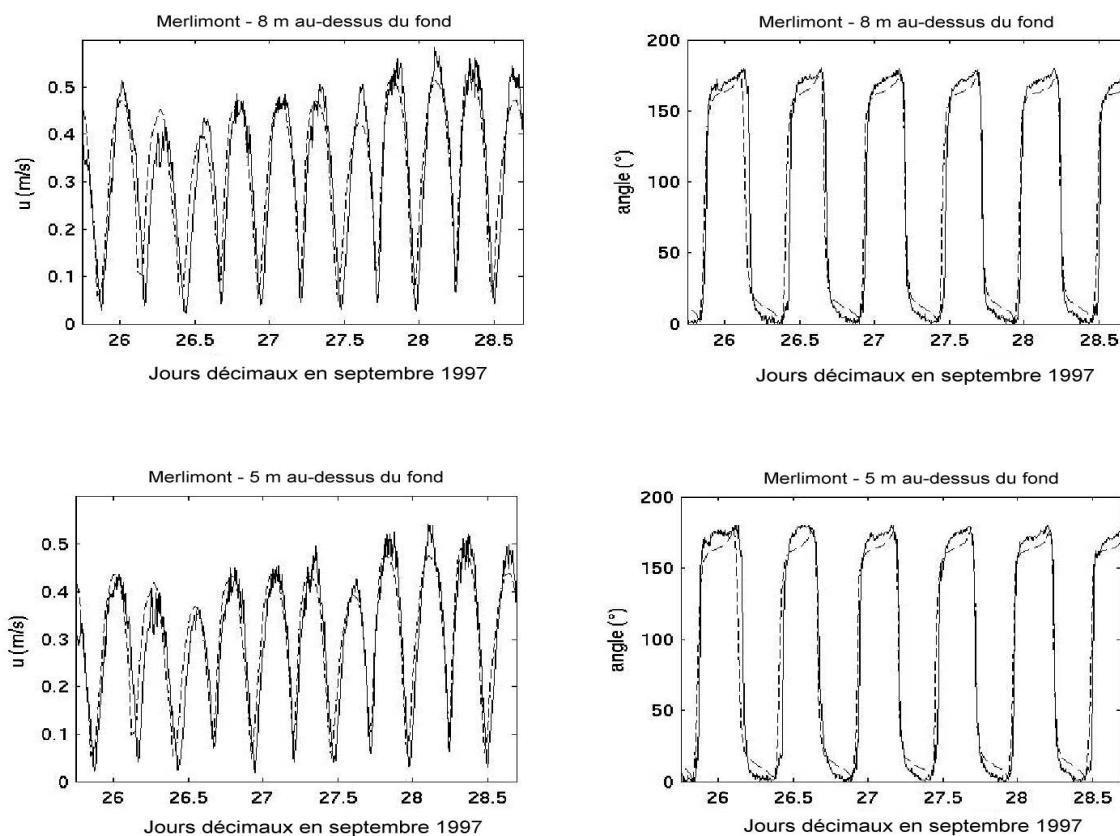


Figure 6.23 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse à 5 et 8 m au-dessus du fond mesurées et prédites au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.

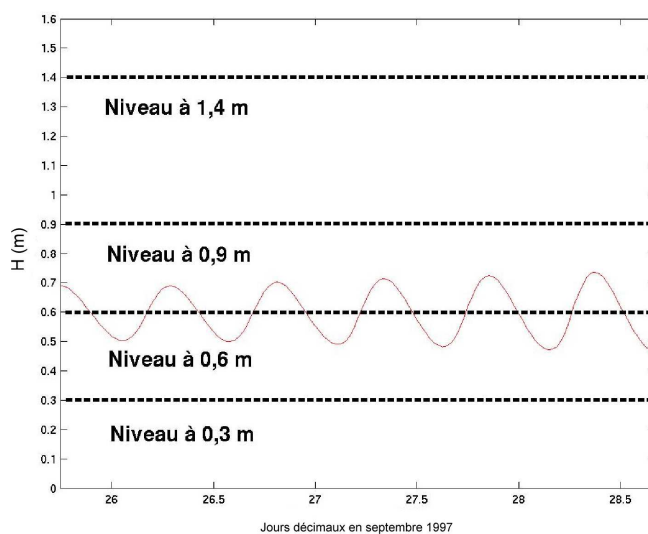


Figure 6.24 – Evolution du premier niveau de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.

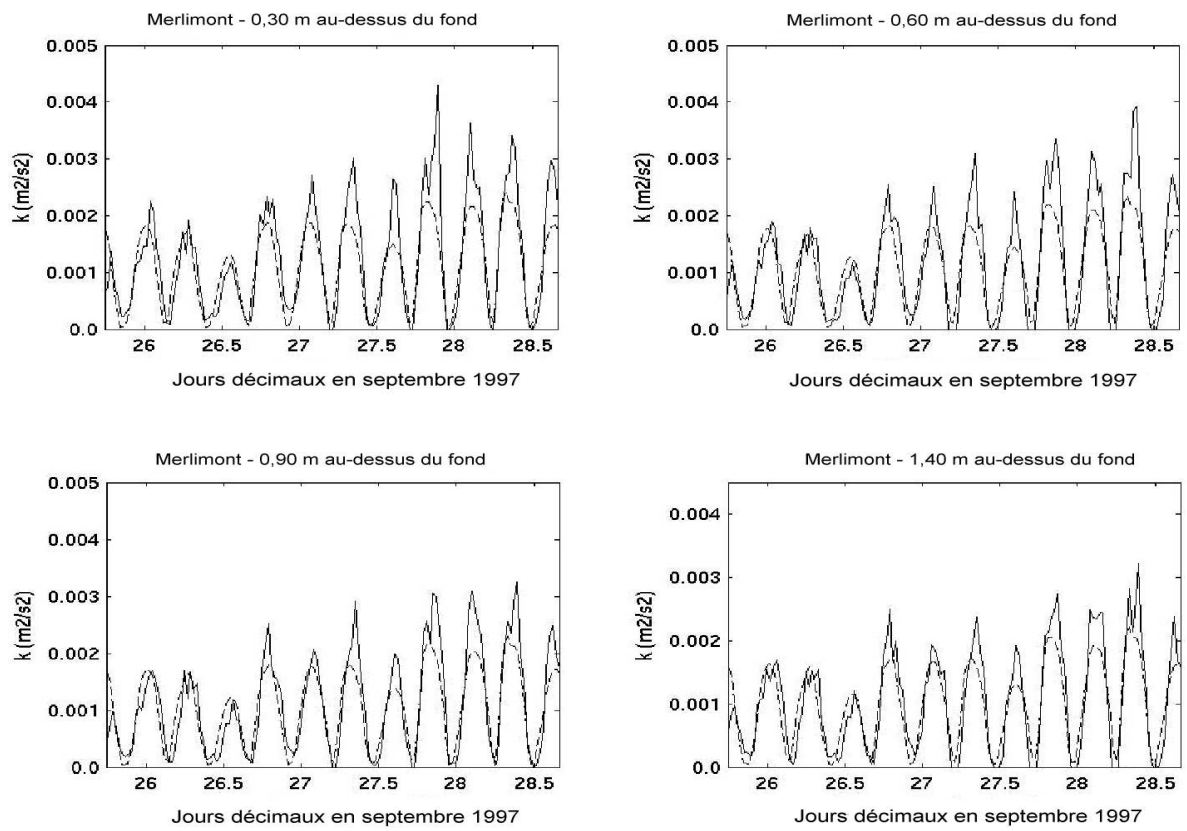


Figure 6.25 – Chroniques de l'énergie cinétique mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.

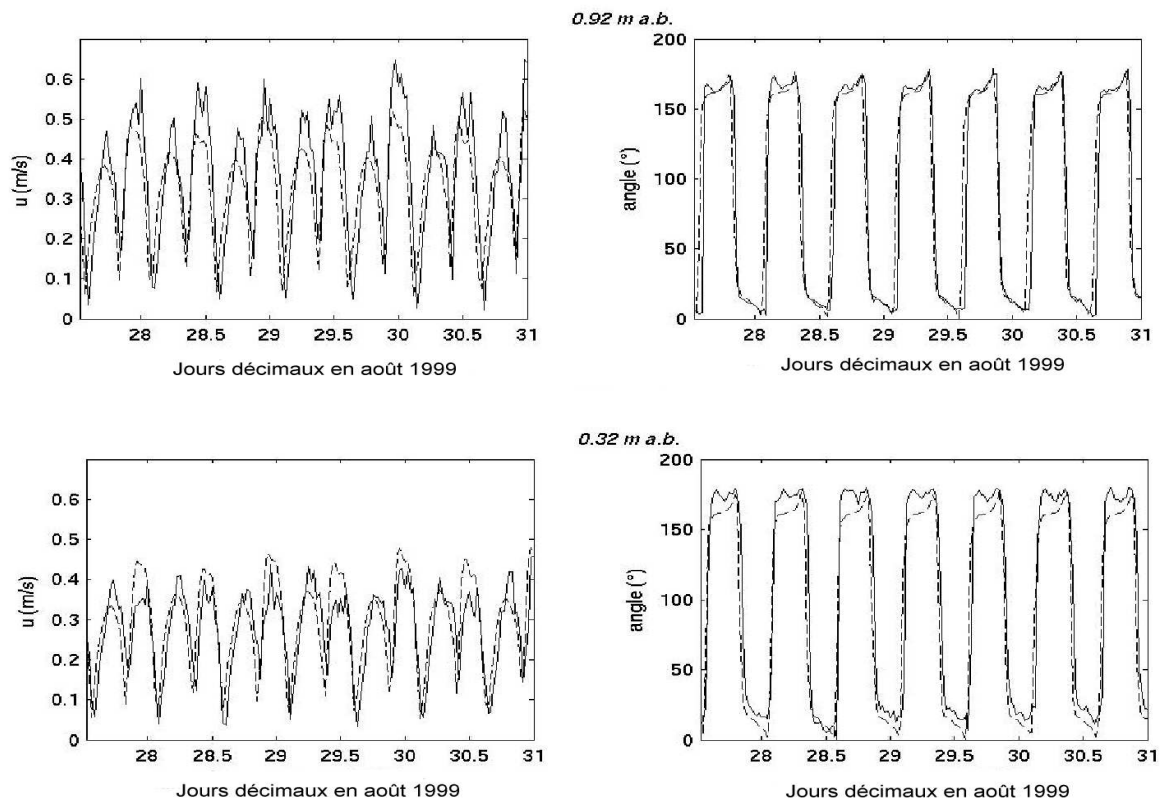


Figure 6.26 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 0,3 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99 (août 1999).

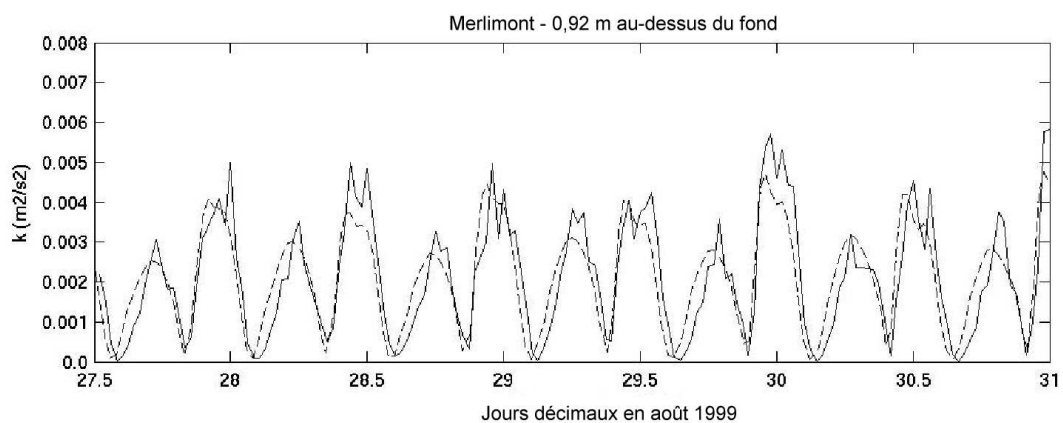


Figure 6.27 – Chroniques de l'énergie cinétique mesurée et prédite à 0,9 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.

6.1.3.2 Concentration de sédiment en suspension

Les prédictions de CSS totale effectuées en août 1999 sont confrontées aux mesures de CSS réalisées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond par l'ECMUL (Figure 6.28). Les prédictions et les observations s'accordent de manière satisfaisante pour un coefficient $\gamma_0 = 0,00165$ en dépit d'un décalage sur le niveau de CSS en phase de dépôt et d'un écart accentué à 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond.

Les mises en suspension à Merlimont résultent en août 1999 de la contribution des trois premières classes : $d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$. Les évolutions temporelles de la structure verticale de la CSS totale et des concentrations des trois premières classes en suspension à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Merlimont (Figure 6.29) permettent de caractériser les effets d'ajustements différentiels des diverses classes granulométriques en suspension selon la verticale. Le modèle reproduit notamment la distribution verticale uniforme des sédiments en jusant et caractérisée par un gradient de concentration selon la verticale plus marquée en flot (Figure 6.29-a) telle que mesurée par l'ECMUL (Section 3.2.1.4). En période de jusant, les silts et les sables très fins occupent les premiers mètres au-dessus du fond (Figures 6.29-b et 6.29-c), tandis qu'en flot, la suspension se compose de sables fins qui accroissent le gradient de concentration le long du profil vertical.

La décomposition classes par classes du signal prédit à 0,3 m au-dessus du fond est présentée à la Figure 6.30. Le signal de CSS totale est caractérisée par des pics jumeaux ("twin peaks") (*e.g.*, Jago *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1994) semi-diurnes résultant principalement des variabilités temporelles des silts et des sables fins, la concentration de sable très fin en suspension restant inférieure à 3 mg l^{-1} durant la période de mesure. La concentration de sable fin en suspension présente une évolution quart-diurne marquée par la prédominance des composantes de flot au site de mesure ($\tau_b = 0,35 \text{ N m}^2$ au pic de flot contre $\tau_b = 0,26 \text{ N m}^2$ au pic de jusant). La contribution des silts est, quant à elle, semi-diurne avec des pics de CSS qui apparaissent en fin de jusant et décalés de 2,5 heures par rapport aux pics de concentration de sable fin en suspension. En flot, la concentration de sable fin en suspension domine avec une intensité de 19 mg l^{-1} contre moins de 2 mg l^{-1} pour les silts dans l'après-midi du 27 août 1999. Les proportions sont inversées en jusant où la concentration de silt en suspension atteint 12 mg l^{-1} contre moins de 3 mg l^{-1} pour les sables fins à la même période.

Etant donné la composition du substrat sur le site de Merlimont, constitué de sables moyens de diamètre médian $d_{50} = 256 \mu\text{m}$, ces diverses contributions à la CSS totale suggèrent un transport horizontal des silts accentué au cours des pics de jusant. L'étude des champs synoptiques de CSS à proximité de la surface durant la campagne MEMPHYS'99 confirme cette hypothèse. Les mises en suspension des sables fins sont en phase avec les contraintes de cisaillement superficiel de fond au site de Merlimont (Figure 6.31), alors que le pic de concentration de silt en suspension apparaît en fin de jusant lorsque l'advection vers le Sud des silts mis en suspension au Nord de Merlimont se termine (Figure 6.32). Cet effet apparaît également pour les sables très fins, mais reste moins marqué. Au cours de cette phase, la concentration de silt en suspension est la contribution la plus importante. En période de flot, les contraintes de cisaillement de fond s'établissent à proximité de la côte accentuant les mises en suspension des silts au Nord de Merlimont, le long de la bande de sables fins envasés (Figures 6.33 et 6.34). Les silts étant peu présents au site de Merlimont et au Sud (Figures 6.3-a et b), leur contribution au point de mesure est réduite en condition de flot. A proximité du fond, les CSS en phase de flot résultent essentiellement des mises en suspension des sables fins (Figures 6.30 et 6.34).

Un dernier commentaire a trait aux différences enregistrées entre les mesures de CSS directes par ECMUL (Figure 3.18) et indirectes (Figure 3.19) effectuées en août 1999 à 0,3 m au-dessus du fond. Une hypothèse déjà envisagée (Section 3.2.1.4) est liée à la réponse par les capteurs optiques OBS-3, sensible à la nature des sédiments en suspension, particulièrement problématique lorsque celle-ci évolue au cours du temps comme c'est le cas sur le site de Merlimont. Les expériences de calibration réalisées par le constructeur "D&A company" montrent que le gain du capteur peut varier d'un facteur 200 en fonction de la taille des particules en suspension (Figure 6.35). Cette hypothèse est confirmée par la confrontation des mesures indirectes de CSS à leur prédiction effectuées en 1997 durant la campagne ESPRIS'97 (Figure 6.36). Les contraintes de cisaillement superficiel près du fond atteignent en pointe de flot des intensités de $0,14 \text{ N m}^2$ ($u'_{*c} = 1,2 \text{ cm s}^{-1}$) contre $0,30 \text{ N m}^2$ ($u'_{*c} = 1,7 \text{ cm s}^{-1}$) en 1999 durant la campagne MEMPHYS'99, et se situent sous le seuil de mobilité des particules de $150 \mu\text{m}$ fixé à $0,16 \text{ N m}^2$ ($u_{*cr} = 1,25 \text{ cm s}^{-1}$). Il en résulte un signal de CSS semi-diurne caractérisé par une distribution uniforme constituée de silts. Le signal prédit en 1997 présente ainsi un accord en phase satisfaisant avec les mesures indirectes. Les pics d'intensité prédits et mesurés apparaissent au renverse des courants. L'accord avec les mesures indirectes est plus difficile en 1999 en raison de l'hétérogénéité granulométrique des sédiments en suspension au site de Merlimont.

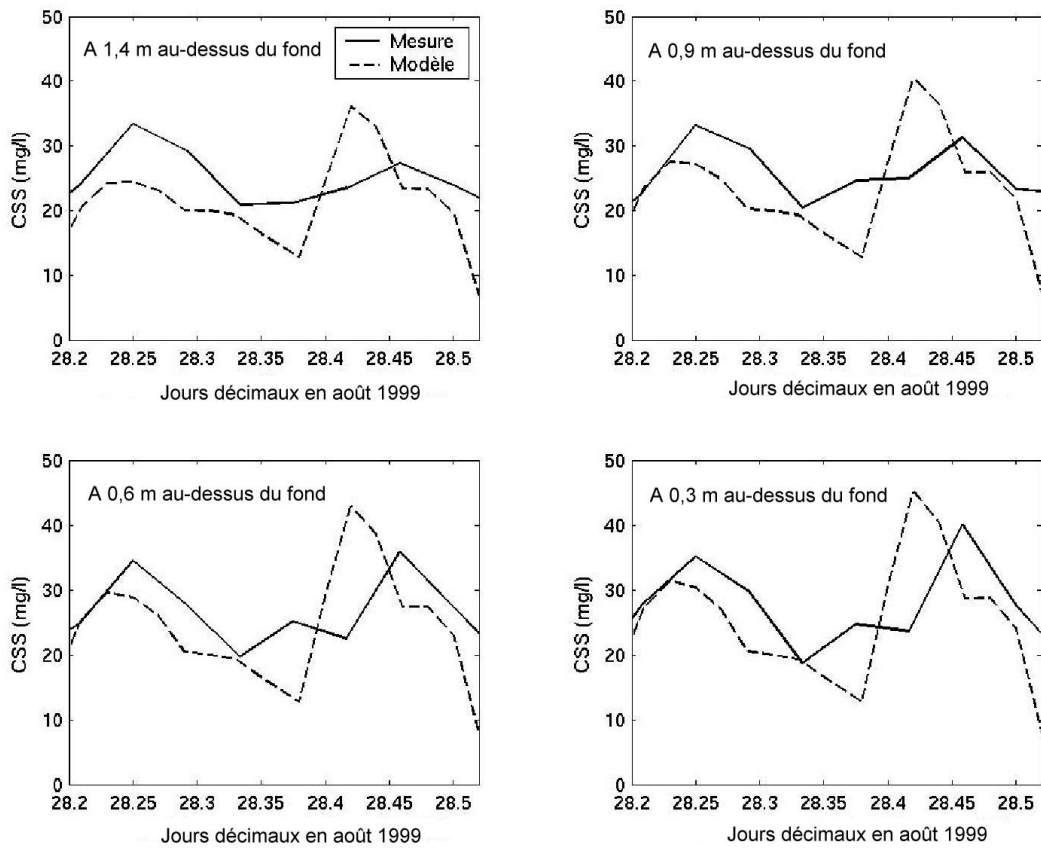


Figure 6.28 – Chroniques de la CSS totale mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.

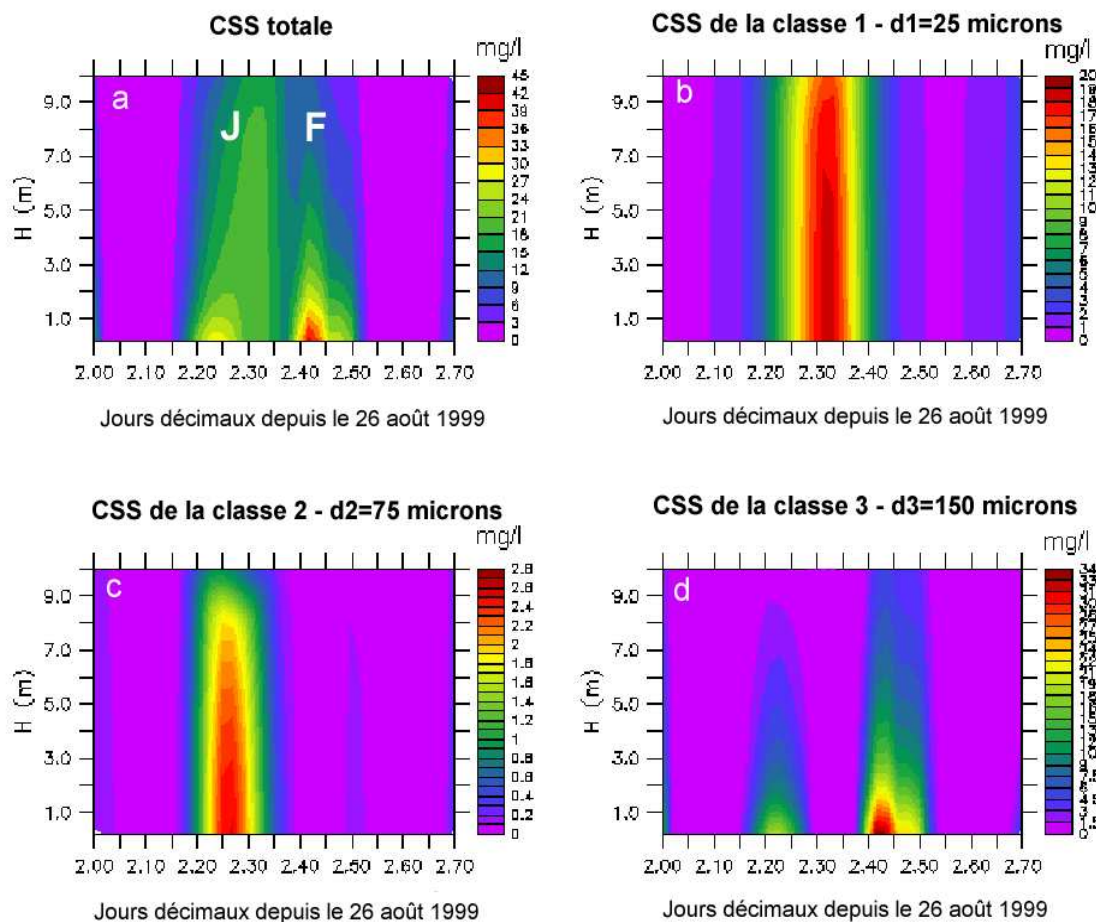


Figure 6.29 – Evolutions temporelles de la structure verticale de la CSS totale et des concentrations des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) en suspension à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Merlimont le 28 août 1999 (MEMPHYS'99).

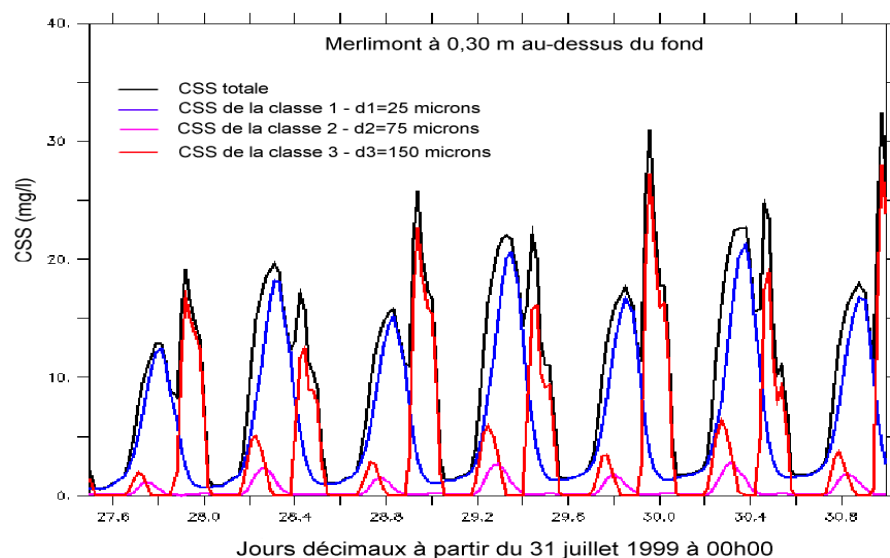


Figure 6.30 – Chroniques de la CSS totale et des concentrations des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) en suspension prédites à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.

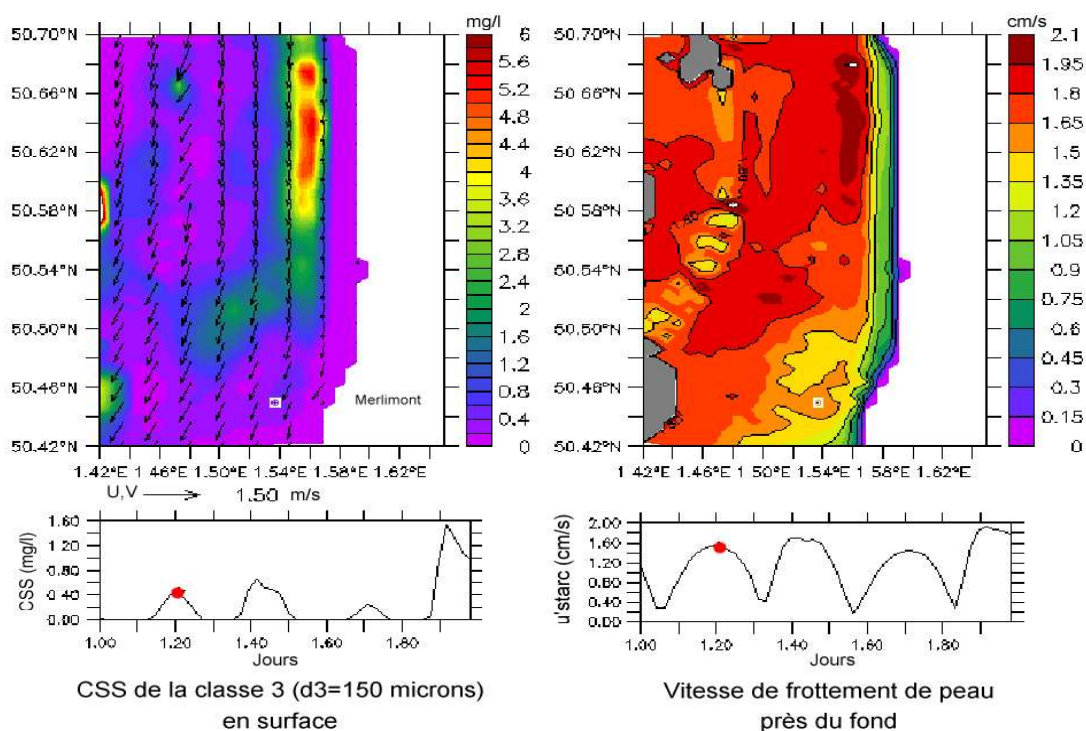


Figure 6.31 – Champs de concentration de sable fin en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en jusant dans la matinée du 27 août 1999. Les miniatures indiquent les évolutions respectives de la concentration de sable fin en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) et de la vitesse de frottement de peau (en cm s^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 26 août 1999 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de vitesse de frottement de peau supérieure à $2,1 \text{ cm s}^{-1}$.

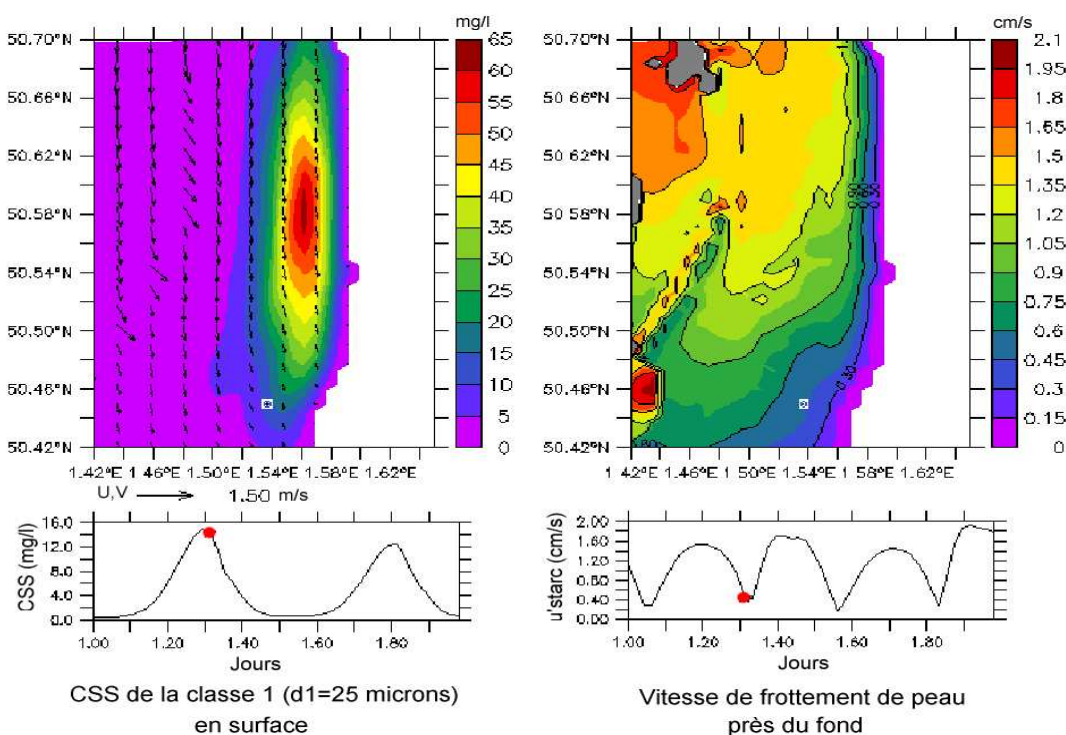


Figure 6.32 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont à la fin du jusant dans la matinée du 27 août 1999.

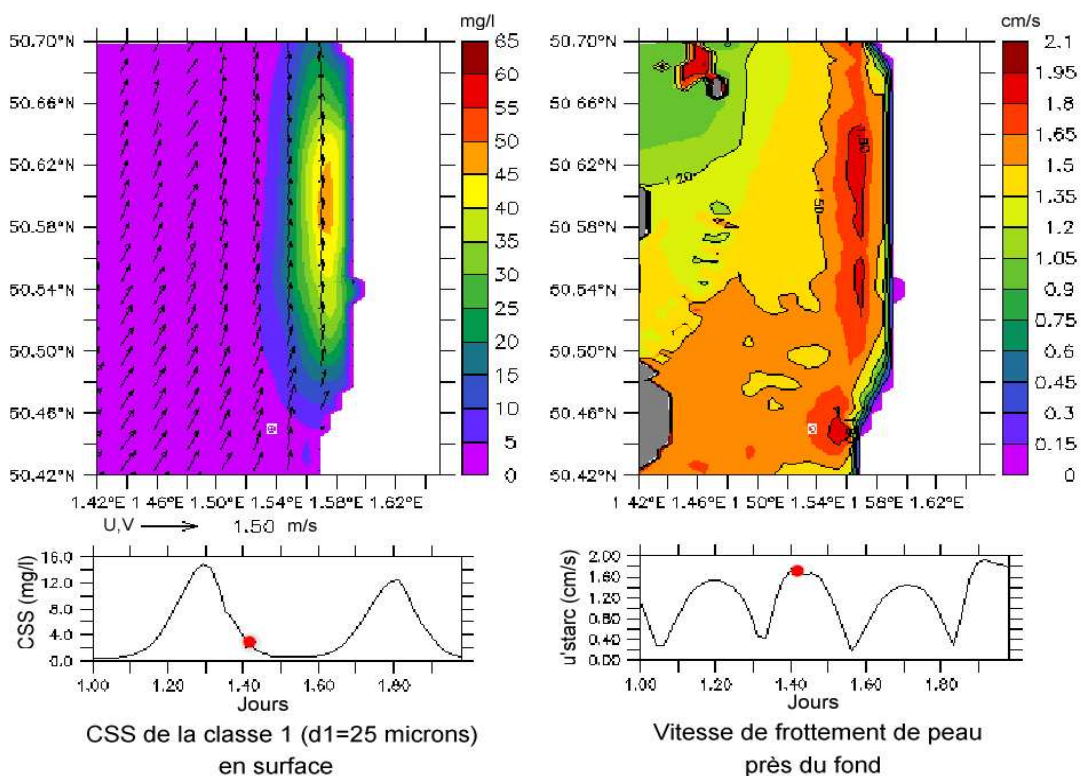


Figure 6.33 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en flot dans la matinée du 27 août 1999.

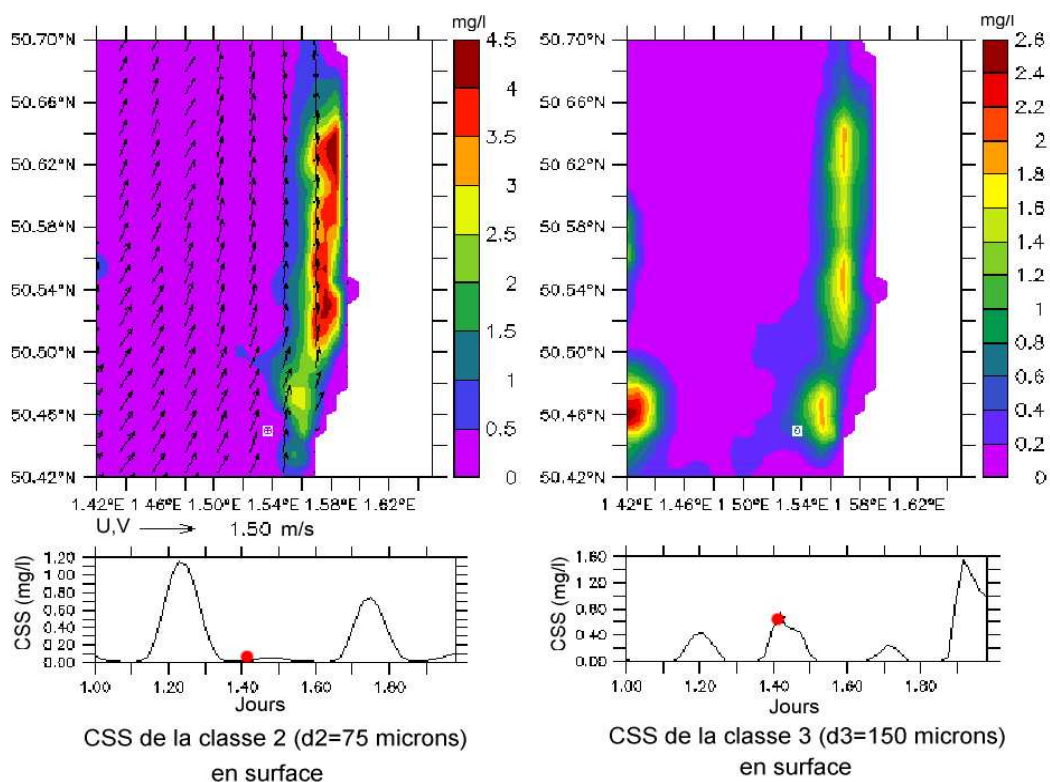


Figure 6.34 – Champs de concentration de sable très fin et de sable fin en suspension à proximité de la surface autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en flot dans la matinée du 27 août 1999.

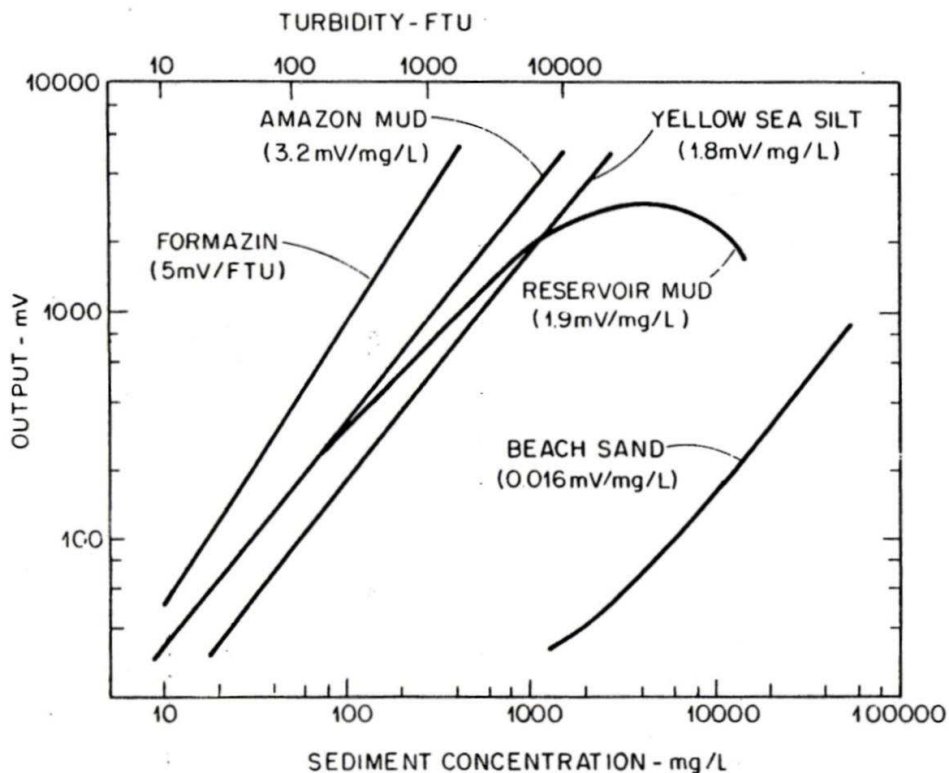


Figure 6.35 – Exemple de courbes de calibration du néphélomètre pour différents types de sédiments en suspension (“D and A Instrument Company”, 1991).

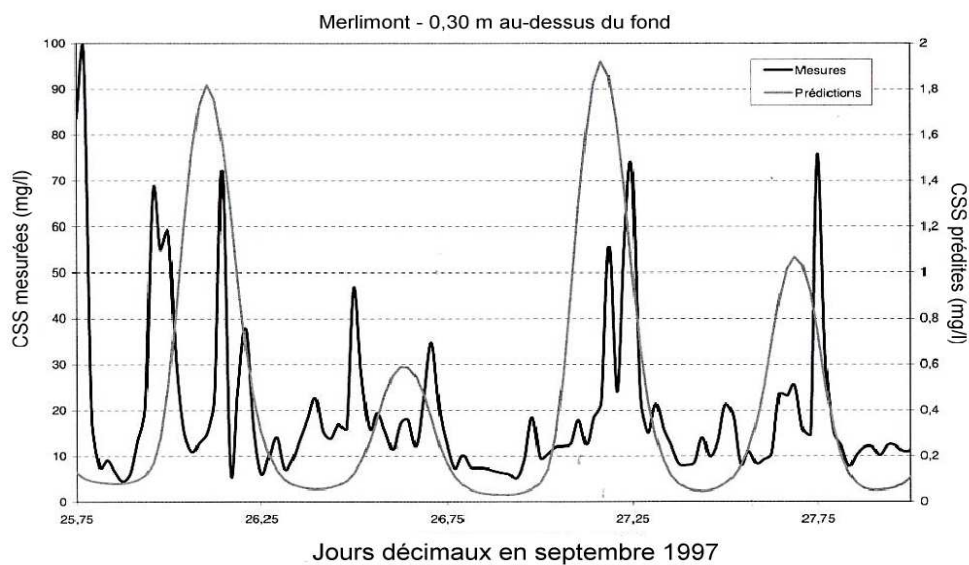


Figure 6.36 – Chroniques de la CSS totale mesurée par OBS (axe gauche) et prédite (axe droit) à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS’97.

6.1.4 Site de Merlimont en condition de tempête

Etant donné l'évolution du rapport entre les contraintes de cisaillement liées au courant τ_c et à la houle τ_w durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998) (Section 3.2.1.3, Figure 3.15), les rides de courant sont considérées par défaut au fond de la même manière qu'en situation de courant de marée seule (Section 6.1.1), le calcul de la contrainte de cisaillement superficiel étant effectué, dans cette situation d'interaction entre la houle et le courant, conformément à la Figure 5.20 (Section 5.5.2.2).

6.1.4.1 Houle

Les champs de houle sont modélisés au cours de la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998) à l'aide de SWAN sur le maillage de la zone #2 (Section 6.1.1, Figure 6.1). Les simulations sont effectuées en mode instationnaire (Section 5.3.1) avec un pas de temps de 15 mn et une discrétisation de la densité d'action N_w en 60 directions (résolution de 6°) et 30 fréquences. La plus faible fréquence est fixée à 0,0566 Hz et la plus grande à 1 Hz selon une progression géométrique de la même manière que Lin *et al.* (2002) ou Hu *et al.* (2003). La bathymétrie est interpolée de manière bi-linéaire à partir des données de Salomon *et al.* (1993) (Section 6.1.1). Les simulations intègrent les effets de dissipation par frottement sur le fond (Section 5.3.2.3). Ne prenant pas en compte les rides de houle, le coefficient de frottement sur le fond est considéré uniforme et constant égal à $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (Hasselmann *et al.*, 1973). Les modélisations prennent également en compte les interactions non-linéaires entre quadruplets et triplets de fréquence. La marée est intégrée à travers les effets de la variation de la hauteur d'eau et des courants de marée. Les phénomènes de génération et de dissipation par le vent (Sections 5.3.2.1 et 5.3.2.2) sont également pris en compte. Les données de vent utilisées sont les mesures effectuées à Boulogne-sur-Mer, l'amplitude des vitesses de ces vents s'accordant avec les données de l'ERA40 de l'ECMWF ("European Centre for Medium-Range Weather Forecasts") (Upala *et al.*, 2005). La génération par le vent est basée sur le modèle de Komen *et al.* (1984). Le terme de dissipation par moutonnement (Hasselmann, 1974) est utilisé pour caler les résultats du modèle aux observations effectuées à Merlimont (Booij *et al.*, 2004). Le coefficient de modulation $C_{ds} = 0,8 \times 10^{-5}$ se détache alors de celui proposé par Komen *et al.* (1984), $C_{ds} = 2,36 \times 10^{-5}$. Les conditions limites de houle consistent, quant à elles, en un spectre de "JONSWAP" imposé toutes les 1 h 30 mn uniformément le long des frontières Ouest et Nord du domaine #2 à partir des données de l'Atlas numérique de houle le long des côtes françaises (Benoit et Lafon, 2004).

La Figure 6.37 présente les prédictions de la hauteur h_{m0} , de la direction, de la période de pic et de la vitesse orbitale $u_{b,rms}$ comparées aux mesures effectuées à partir du capteur de pression positionné sur la SAMBA au cours de la campagne MEMPHYS'98. Le modèle de propagation reproduit correctement l'évolution de la hauteur h_{m0} au site de Merlimont (Figure 6.37-a) avec un écart inférieur à 12 % au pic de tempête du 8 octobre 1998. Les simulations représentent également les phénomènes de gonflement de la houle par les courants en période de flot (pratiquement en phase avec la marée haute, Section 6.1.3.1), lorsque le courant est opposé au sens de propagation de la houle en provenance du Nord. Cependant, l'amplitude de ces pics est sous-estimée d'un facteur 6 le 6 octobre 1998, par temps calme ($h_{m0} < 0,8$ m). La direction de la houle à Merlimont, pratiquement constante en provenance du Nord, est également reproduite par le modèle (Figure 6.37-c). Le modèle représente de manière satisfaisante les variations de la vitesse orbitale à Merlimont, dont les pics d'amplitude sont, par temps calme, en phase avec les basses-mers et les pointes de jusant en dépit d'une hauteur de houle accentuée aux pointes de courant en flot (Figure 6.37-d). Au début de la période de mesure, les prédictions respectent ainsi l'ordre de grandeur des trois premiers pics de la vitesse orbitale liés à l'évolution de la surface libre au site de Merlimont avec un écart prédictions/mesures inférieur à 20 % pour le deuxième pic du 6 octobre 1998. L'écart est cependant plus marqué au pic de tempête du 8 octobre 1998 où la vitesse orbitale est sous-estimée de près de 30 %, cette différence résultant en partie de la sous-estimation de la période (Figure 6.37-b). Etant donné la difficulté à pouvoir simuler une mer de vent sur l'emprise du détroit du Pas-de-Calais, les résultats obtenus sur les conditions de houle à Merlimont sont considérés comme acceptables.

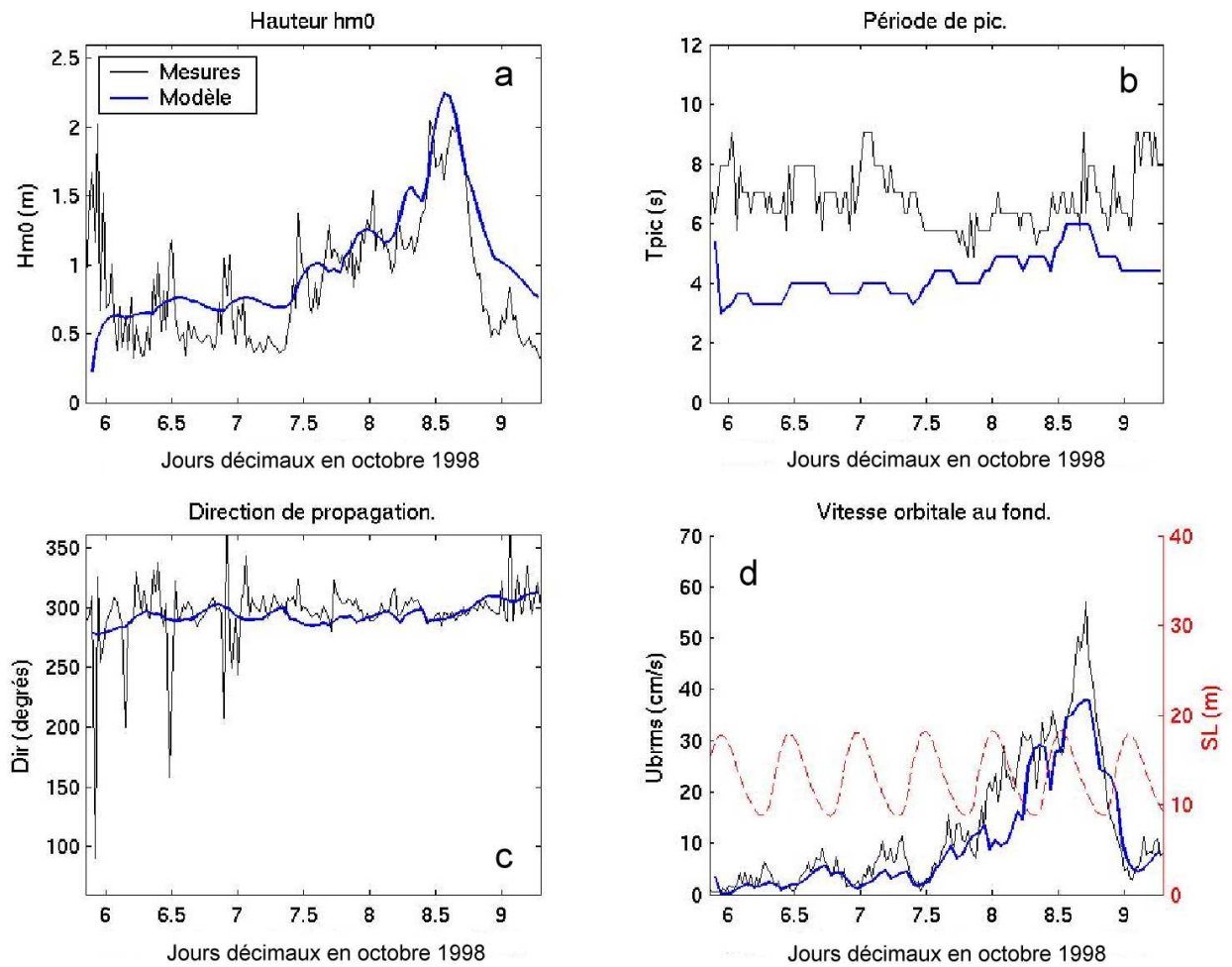


Figure 6.37 – Chroniques de la hauteur h_{m0} (a), de la période de pic (b), de la direction de propagation repérée par rapport à la longitude dans le sens trigonométrique (c), de la vitesse orbitale, $u_{b,rms}$ (d), mesurées et prédites, et de la hauteur d'eau mesurée (d) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998).

6.1.4.2 Paramètres hydrodynamiques

Les simulations sont effectuées en utilisant le modèle d'interaction houle-courant décrit à la Section 5.4.2. Dans ce cas, nous considérons les rides de courant qui sont supposées ne pas ressentir l'action de la houle. La Figure 6.38 présente les prédictions de la vitesse à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEM-PHYS'98. Les résultats s'accordent avec les mesures avec un retard de phase globalement inférieur à 15 mn. En début de campagne, au cours de la période de temps calme du 5 au 8 octobre 1998 ($h_{m0} < 0,8$ m), les prédictions sont proches de celles obtenues en l'absence de houle avec un écart entre les amplitudes prédites avec et sans la houle inférieur à 4 %. Au cours de cette période, les meilleures prédictions sont obtenues à 0,3 et 0,6 m au-dessus du fond avec un écart moyen prédictions/observations inférieur à 10 %. Bien que compris entre deux niveaux de calcul des composantes horizontales du courant (Figure 6.39), l'amplitude des courants prédits à 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond est, en moyenne, sous-estimée de 20 % aux pics de flot du 6 et 7 octobre 1998. En fin de campagne, au cours de la tempête ($h_{m0} > 1,2$ m), l'écart entre les prédictions prenant en compte la houle et les mesures est en moyenne de 15 % sur l'amplitude. La prise en compte de la houle aboutit à une atténuation des courants prédits aux quatre niveaux de mesure par rapport à une situation de courant de marée seul. A 0,3 m au-dessus du fond, l'effet du frottement apparent lié à la couche limite de houle conduit ainsi à une réduction du courant qui avoisine les 24 % le 8 octobre 1998, au plus fort de la tempête.

Deux causes principales peuvent être avancées pour expliquer les meilleures prédictions obtenues à 0,3 et 0,6 m au-dessus du fond qu'à 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond. Premièrement, les erreurs de mesure identifiables sur les évolutions de l'amplitude et de la direction des courants enregistrées dans l'après-midi du 8 octobre 1998 à 1,4 m au-dessus du fond sont susceptibles d'expliquer ces différences. Deuxièmement, les différentes évolutions des deux premiers niveaux de calcul de la composante horizontale du courant au-dessus du fond ont également un impact sur ces prédictions (Figure 6.39). Alors que le premier niveau de calcul servant principalement à l'estimation des courants à 0,3 et 0,6 m au-dessus du fond présente une variation moyenne de 0,2 m durant la période de mesure, le deuxième niveau de calcul utilisé pour l'estimation des courants à 0,9 et 1,4 m est caractérisé par une variation 3 fois plus importante. L'influence de cette variation sur l'estimation des courants à 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond est confirmée par les plus mauvaises estimations de la composante de flot observées à ces deux niveaux, ces écarts

coïncidant avec l'éloignement du deuxième niveau de calcul au-dessus du fond (Figure 6.39). Par ailleurs, les différences globales prédictions/observations aux quatre niveaux de mesure peuvent s'expliquer, en partie, par les effets courantologiques induits par le vent, et non initialement intégrés à cette modélisation. Une rapide estimation par la théorie d'Ekman (1902) prédit ainsi des valeurs de l'ordre de 10 cm s^{-1} près du fond au plus fort de la tempête où la vitesse du vent mesurée à Boulogne-sur-Mer atteint ponctuellement 12 m s^{-1} . Cependant, les tests de sensibilité basés sur la paramétrisation de Geernaert *et al.* (1986) (Section 5.2.4.1) et effectués à partir d'un champ de vent spatialement uniforme correspondant aux mesures à Boulogne-sur-Mer indiquent, en surface, une modification sensible, limitée à 1 % de l'amplitude des courants. L'action du vent de direction Nord se traduit ainsi par une très faible accélération du courant de jusant et une sensible atténuation du courant de flot. Les écarts observés entre la théorie et la simulation peuvent s'expliquer par les différences sur le domaine d'action du vent à l'échelle du détroit du Pas-de-Calais (fetchs limités), les influences du trait de côte, la variabilité temporelle du vent impropre à l'établissement du régime d'équilibre d'Ekman (1902) et la situation initiale du plan d'eau qui n'est pas au repos.

Une dernière observation concerne les prédictions de la vitesse de frottement liée au courant u_{*c} , au site de Merlimont (Figure 6.40). L'écart prédictions/mesures est en moyenne de 15 %. En dépit d'une diminution des courants au cours de la tempête, l'augmentation du frottement apparent se traduit par une augmentation de 5 % de la vitesse de frottement liée au courant. Le 8 octobre 1998, au premier pic de cisaillement, la vitesse de frottement u_{*c} prédite passe ainsi de $4,37 \text{ cm s}^{-1}$ en condition de marée seule à $4,55 \text{ cm s}^{-1}$ dans le cas d'une houle superposée à un courant de marée.

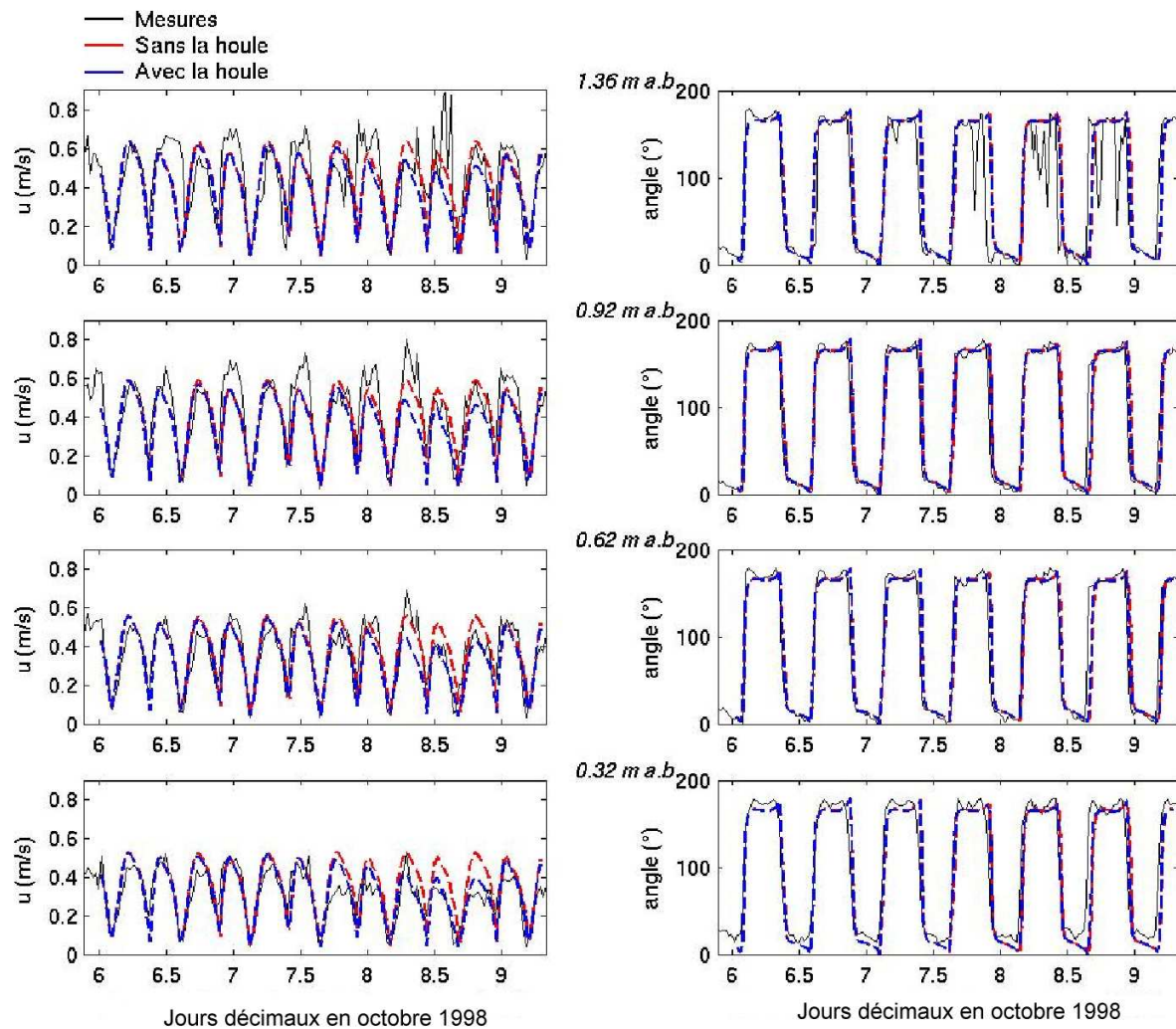


Figure 6.38 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) avec et sans prendre en compte la houle à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998).

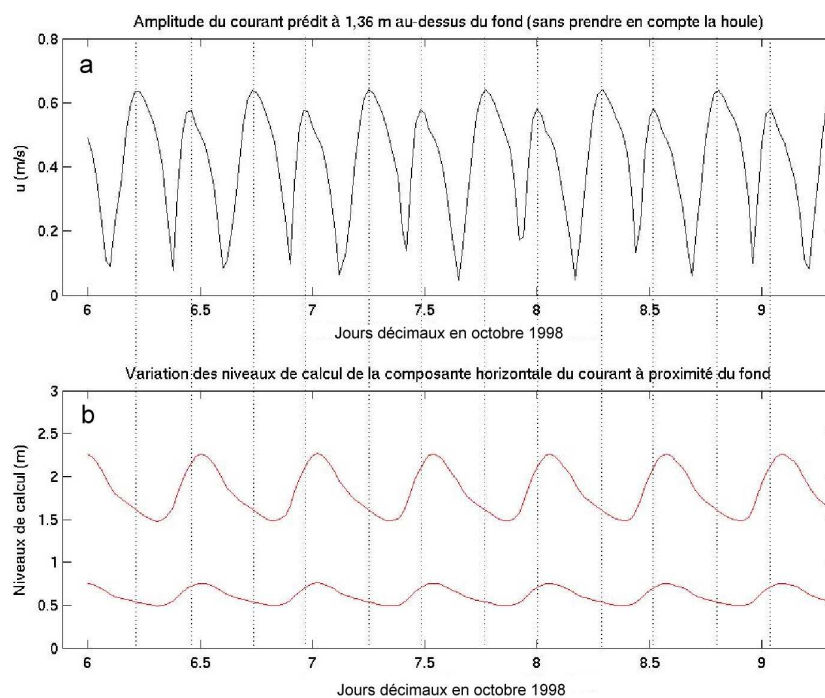


Figure 6.39 – Chroniques du module de la vitesse à 1,4 m au-dessus du fond (a) et des deux premiers niveaux de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond (b) prédites au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

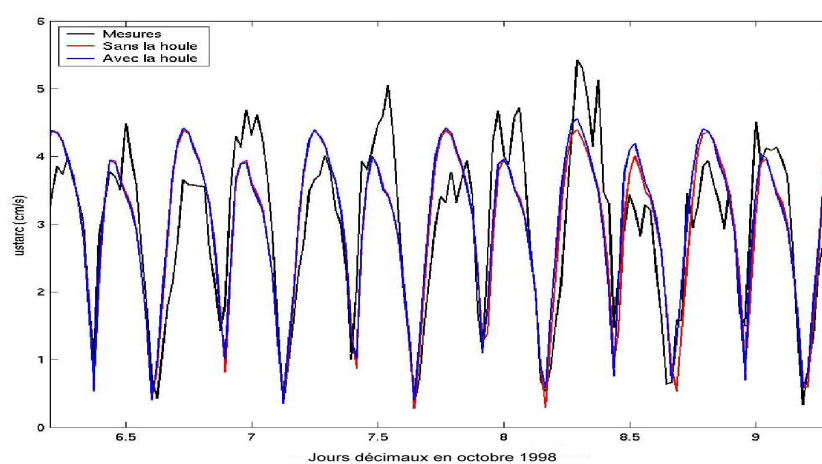


Figure 6.40 – Chroniques de la vitesse de frottement due au courant u_{*c} mesurée et prédites avec et sans prendre en compte la houle, à partir du modèle d'interaction présenté à la Section 5.4.2, au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

6.1.4.3 Concentration de sédiment en suspension

Les prédictions de CSS effectuées en octobre 1998 sont calées à partir des mesures de CSS réalisées à 0,3 m au-dessus du fond à l'OBS (Figure 6.41). Les résultats du modèle s'accordent pour un coefficient de calage $\gamma_0 = 0,00019$. En début de campagne, le modèle reproduit les pics de CSS apparaissant en jusant. De près de 40 % au premier pic de jusant du 6 octobre 1998, les écarts sur l'amplitude se réduisent progressivement jusqu'à atteindre 5 % au deuxième pic de jusant du 7 octobre 1998. L'amplitude du premier pic de tempête est correctement reproduite par le modèle. Le dernier pic de tempête est sous-estimé de 37 % en raison de la difficulté à approcher la vitesse orbitale à cet instant (Figure 6.37-d). En période de flot, la modélisation introduit des pics de CSS que les mesures n'ont pas permis d'identifier. En condition de tempête, dans l'après-midi du 8 octobre 1998, cet effet se traduit par un pic de la CSS totale de 300 mg l^{-1} contre 70 mg l^{-1} au niveau des mesures. Bien que les prédictions présentent des écarts par rapport aux mesures, principalement en période de flot, elles permettent de simuler l'évolution globale de la CSS totale et de mettre en évidence l'effet de la houle sur les mises en suspension au site de Merlimont. Au plus fort de la tempête du 8 octobre 1998, la houle accroît d'un facteur 4 les mises en suspension à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont par rapport à une situation de courant de marée seule (Figure 6.41). Les vitesses de frottement de peau près du fond sont presque multipliées par deux par rapport à une simulation sans la houle, $4,6 \text{ cm s}^{-1}$ contre $2,6 \text{ cm s}^{-1}$ au plus fort de la tempête. Cet effet est particulièrement visible sur les champs synoptiques locaux de la CSS totale à proximité du fond au pic de tempête du 8 octobre 1998 (Figure 6.42). La houle exacerbe les mises en suspension d'un facteur 4 à 7 par des profondeurs de 10 à 15 m. Le long de la bande littorale de sables fins, le niveau de CSS atteint des valeurs de 3 à 4 g l^{-1} au pic de tempête contre moins de 30 mg l^{-1} en situation de courant de marée seul.

La décomposition classes par classes du signal prédit à 0,3 m au-dessus du fond met en évidence les variabilités temporelles propre à chaque composante (Figure 6.43). Les mises en suspension des sables fins dominant le signal de CSS à Merlimont avec des intensités supérieures à 200 mg l^{-1} au cours de la tempête. Les concentrations de silt et de sable très fin en suspension présentent, de la même manière qu'en situation de courant de marée seul (Section 6.1.3), une évolution semi-diurne avec des maxima de CSS en fin de jusant. Néanmoins, leur contribution au signal total est plus réduite qu'au cours des campagnes ESPRIS'97 et MEMPHYS'99. En début de période de mesure, la concentration

de silt en suspension est ainsi 4 fois plus faible que celle des sables fins. Les sables moyens ($d_4 = 350 \mu\text{m}$) sont uniquement mis en mouvement en fin de période de mesure où la houle exacerbe les mises en suspension. Cependant, la présence de la houle ne suffit pas à expliquer la prépondérance des mises en suspension locales par rapport aux simulations effectuées en 1997 et 1999 puisque la contribution des sables fins ($d_3 = 150 \mu\text{m}$) domine également par temps calme. La comparaison des vitesses de frottement de peau entre août 1999 et octobre 1998 (Figure 6.44) indique ainsi une dynamique de marée plus intense pour la deuxième période. En octobre 1998, les pics de la vitesse de frottement de peau atteignent ainsi $2,58 \text{ cm s}^{-1}$ contre $1,98 \text{ cm s}^{-1}$ en août 1999. Le dépassement du seuil de mobilité des sables fins, fixé à $1,13 \text{ cm s}^{-1}$ d'après la formule de Soulsby et Whitehouse (1997), est plus marqué en octobre 1998. Il en résulte une exacerbation des mises en suspension locales au détriment de l'advection des sédiments fins en provenance de la zone littorale.

Une dernière remarque concerne le niveau de CSS totale prédit aux différentes pointes de flot durant la campagne MEMPHYS'98. Alors que par temps calme, le niveau de la CSS totale en pointes de flot est la moitié de celui atteint en pointes de jusant, il dépasse de près de 5 % l'amplitude des mises en suspension en jusant au cours de la tempête, le 8 octobre 1998 (Figure 6.41). Cette différence s'explique notamment par la contribution des sables moyens en période de tempête (Figure 6.43). La Figure 6.45 présente la répartition synoptique de la concentration de sable moyen en suspension à proximité du fond en pointes de jusant et de flot du 8 octobre 1998. Les mises en suspension des sables moyens sont, dans les deux cas, plus marquées au Sud du site de mesure et favorisent ainsi une sensible augmentation, de l'ordre de 10 mg l^{-1} , de leur contribution à la CSS totale au site de Merlimont en période de flot.

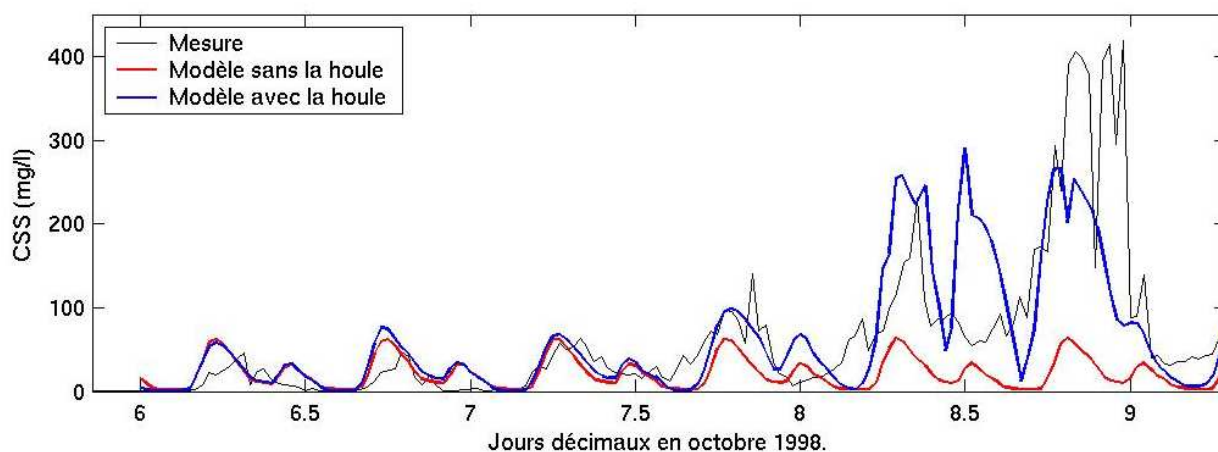


Figure 6.41 – Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites sans et avec prise en compte des conditions de houle à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

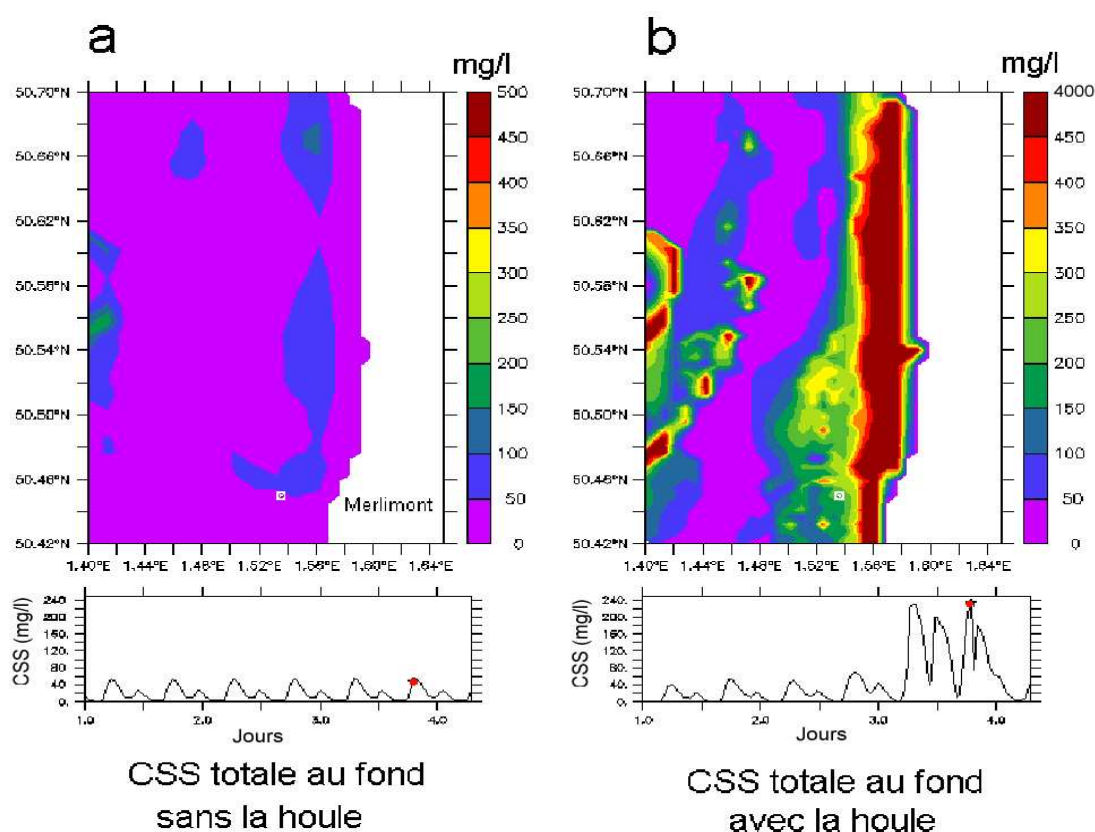


Figure 6.42 – Champs de la CSS totale à proximité du fond sans (a) et avec (b) prise en compte des conditions de houle autour du site de Merlimont au pic de CSS de tempête du 8 octobre 1998. Les miniatures indiquent, pour chaque simulation, les évolutions de la CSS totale à proximité du fond (en mg l^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 5 octobre 1998 à 00h00.

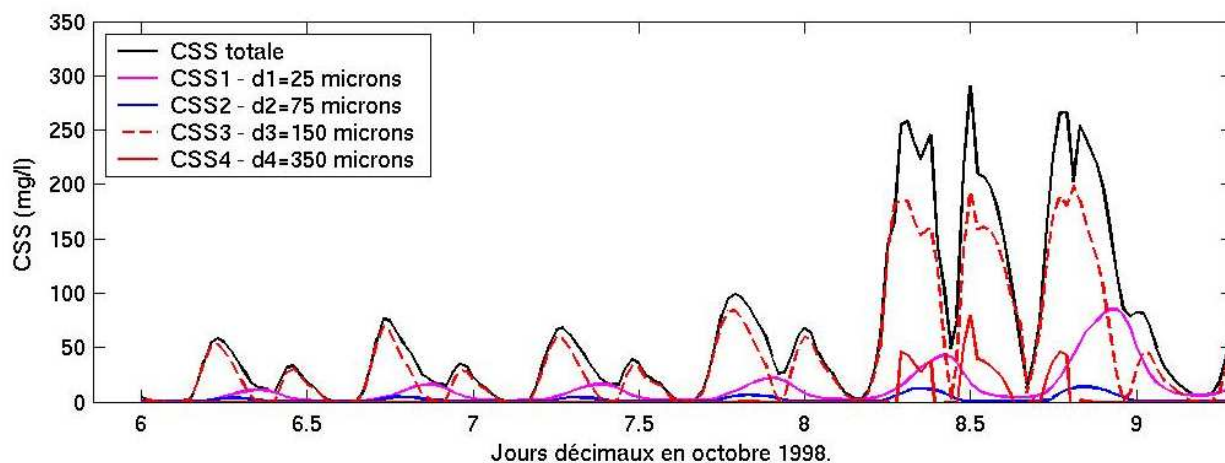


Figure 6.43 – Chroniques de la CSS totale et des CSS des quatre premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$, $d_3 = 150 \mu\text{m}$ et $d_4 = 350 \mu\text{m}$) prédites à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

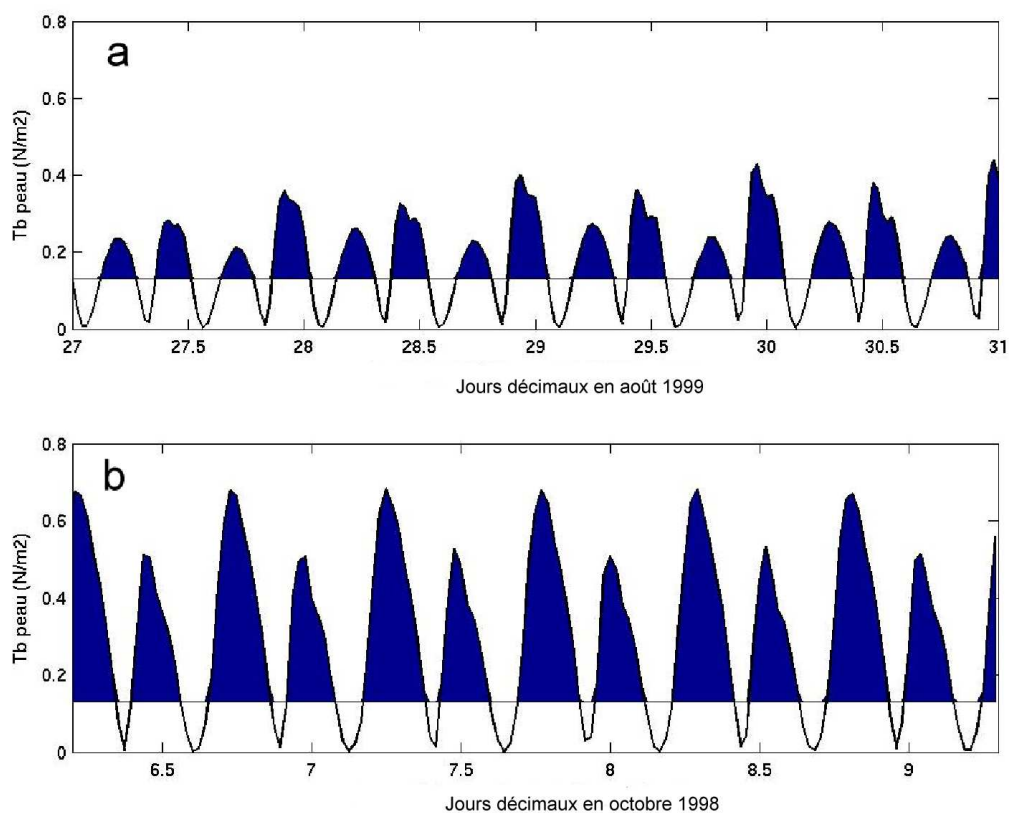
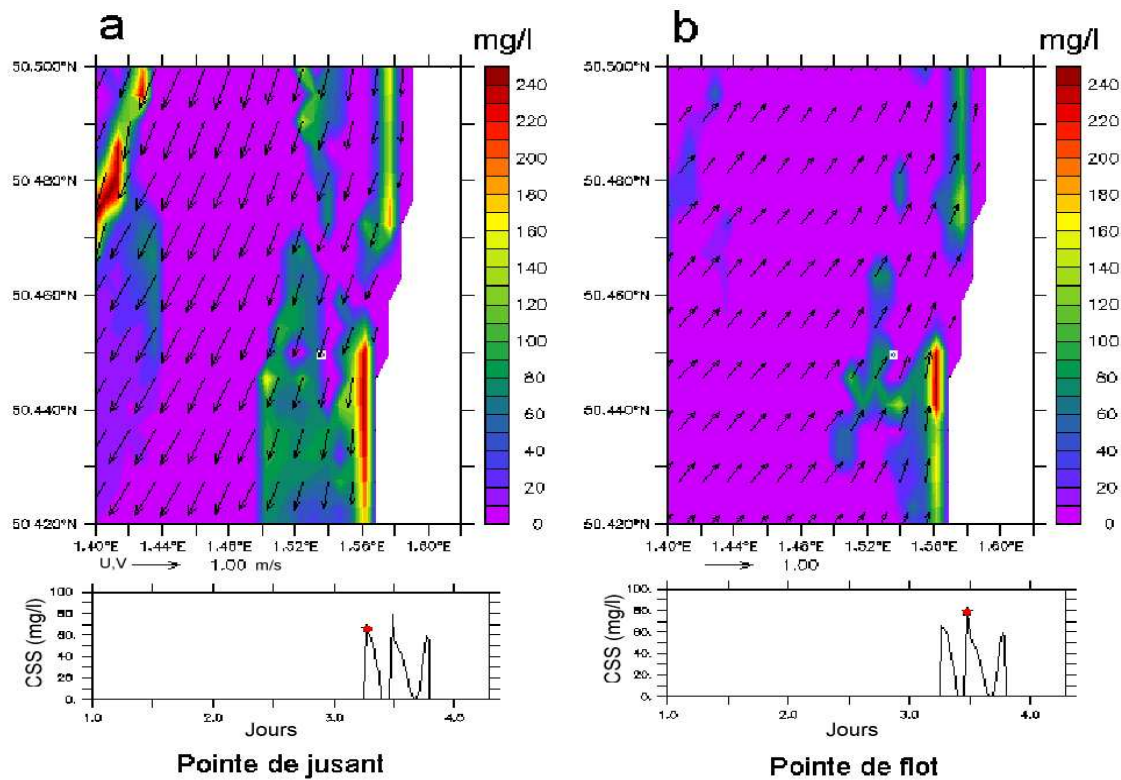


Figure 6.44 – Chroniques des contraintes de cisaillement de peau prédites au site de Merlimont durant les campagnes MEMPHYS'99 (a) et MEMPHYS'98 (b). Les zones remplies de bleu correspondent aux aires de dépassement de la contrainte critique de mise en mouvement des sables fins ($d_3 = 150 \mu\text{m}$) calculée d'après la formule de Soulsby et Whitehouse (1997).



CSS de la classe 4 ($d_4=350$ microns) au fond avec la houle

Figure 6.45 – Champs de concentration de sable moyen en suspension à proximité du fond autour du site de Merlimont en pointes de jusant (a) et de flot (b) au pic de tempête du 8 octobre 1998. Les miniatures indiquent l'évolution de la concentration de sable moyen en suspension à proximité du fond (en mg l^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 5 octobre 1998 à 00h00.

6.1.4.4 Discussion

Le modèle d'interaction houle-courant décrit à la Section 5.4.2 s'avère apte à reproduire l'influence de la houle sur l'évolution des courants et les forçages exercés à l'interface eau-sédiment. Cette sous-partie vise à évaluer la sensibilité de ces prédictions au modèle d'interaction houle-courant retenu. Dans cette perspective, nous appliquons trois autres modèles d'utilisation courante dans les codes 3D :

- le modèle de Signell *et al.* (1990) proposé par défaut dans COHERENS (Luyten *et al.*, 1999a),
- le modèle d'abaques de Soulsby *et al.* (1993) calé sur le modèle de Grant et Madsen (1979),
- et le modèle de Fredsøe et Deigaard (1992) adapté pour des environnements dominés par la houle.

Les formulations de ces différents modèles sont précisées en Annexe D. Dans un premier temps, la comparaison porte sur l'estimation de la vitesse de frottement liée au courant u_{*c} . Dans un second temps, nous nous intéressons aux paramètres clés de l'interaction houle-courant, à savoir, la vitesse de frottement liée à la houle u_{*wm} , la vitesse de frottement totale u_{*cw} , l'épaisseur de la couche limite de houle δ_w et le paramètre de rugosité apparente z_{0c} .

La Figure 6.46 présente les estimations de la vitesse de frottement liée au courant, u_{*c} , à partir du modèle décrit à la Section 5.4.2, des modèles de Signell *et al.* (1990) et Soulsby *et al.* (1993). Le modèle de Fredsøe et Deigaard (1992) est inadapté à ce cas d'étude. L'action de la houle sur le fond est surestimée induisant un accroissement de la vitesse de cisaillement due au courant jusqu'à 19 cm s^{-1} au pic de tempête du 8 octobre 1998, soit une valeur 3 fois plus importante que les mesures. Le modèle présenté à la Section 5.4.2 et le modèle de Signell *et al.* (1990) fournissent pratiquement la même estimation de la vitesse de frottement avec un écart inférieur à 3 %. Le modèle de Soulsby *et al.* (1993) donne une plus faible estimation du cisaillement du au courant. En période de temps calme, la vitesse de frottement est ainsi 5 % plus faible que celle obtenue à partir des deux autres modèles. En période de tempête, cette sous-estimation atteint 20 %. En effet, le calcul de la vitesse de frottement dans le modèle de Soulsby *et al.* (1993) basé sur le courant moyen \bar{U} et un coefficient de frottement empirique pris constant $C_D = f_1 (z_0/h)$ (Annexe D) explique, en partie, ces différences.

Des remarques similaires sont valables sur les prédictions de la vitesse de frottement liée à la houle u_{*wm} (Figure 6.47), de la vitesse de frottement totale u_{*cw} (Figure 6.48), de l'épaisseur de la couche limite de houle δ_w (Figure 6.49) et du paramètre de rugosité apparente z_{0c} (Figure 6.50) où les résultats des modèles de Signell *et al.* (1990) et Soulsby *et al.* (1993) sont successivement comparés à ceux du modèle présenté à la Section 5.4.2.

Le modèle de Signell *et al.* (1990) présente, en période de tempête, des résultats très proches du modèle présenté à la Section 5.4.2 avec un écart moyen de 5 % sur les prédictions des différents paramètres clés de l'interaction houle-courant, atteignant localement 10 % au niveau de l'estimation du pic de frottement apparent, le 8 octobre 1998 (Figure 6.50). Les différences les plus significatives sont obtenues au niveau de l'estimation de la vitesse de frottement liée à la houle en période de temps calme (Figure 6.47). Le modèle de Signell *et al.* (1990) ne permettant pas de tenir compte de l'influence des courants sur la vitesse de frottement liée à la houle (Annexe D), l'écart avec le modèle complet atteint ainsi 30 % en début de période de mesure lorsque le courant de marée domine l'action de la houle avec un rapport $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$ de 0,9 durant cette période (Figure 3.15).

Les différences avec le modèle de Soulsby *et al.* (1993) sont plus marquées. En début de période de mesure, le modèle de Soulsby *et al.* (1993) prédit ainsi une vitesse de frottement liée à la houle inférieure à $0,5 \text{ cm s}^{-1}$ contre plus de $1,2 \text{ cm s}^{-1}$ pour les deux autres modèles (Figure 6.47). Par ailleurs, l'évolution de la vitesse de frottement liée à la houle présente une rupture brusque au cours de la tempête, passant d'une valeur de 1 cm s^{-1} à $6,5 \text{ cm s}^{-1}$ en l'espace de quelques heures. L'intensité du cisaillement est alors très proche de celle obtenue par les deux autres modèles. Cette évolution peut être imputée au caractère linéaire du coefficient de frottement empirique $f_w = f_2 (A_b/z_0)$ du modèle de Soulsby *et al.* (1993) (Annexe D). Cependant, les différences obtenues avec le modèle de Soulsby *et al.* (1993) sont localement marquées sur les quantités les plus faibles de l'interaction houle-courant (en condition de tempête : vitesse de frottement liée au courant u_{*c} / par temps calme : vitesse de frottement liée à la houle u_{*wm}). Les prédictions sur la vitesse de frottement totale u_{*cw} se rapprochent ainsi des deux autres modèles avec un écart limité à 15 % à l'amorce des conditions de tempête (Figure 6.48). Ces différences restent naturellement valables sur les quantités dérivées telles que l'épaisseur de la couche limite de houle δ_w (Figure 6.49) ou le paramètre de rugosité apparente z_{0c} (Figure 6.50).

Une dernière remarque concerne l'évolution du paramètre de rugosité apparente qui

atteint 4,5 cm au cours de la tempête. Cette forte augmentation s'explique par la prise en compte d'un fond ridé. Cette gamme de valeurs reste cependant compatible avec les résultats numériques obtenus par Christoffersen (1982) dans des conditions similaires à celles de Merlimont en 1998 (houle de 2 m, période de 8 s pour une profondeur de 10 m) où le paramètre de rugosité apparente z_{0c} atteint une valeur de 4,3 cm sur un fond présentant un paramètre de rugosité de fond $z_0 = 7$ mm.

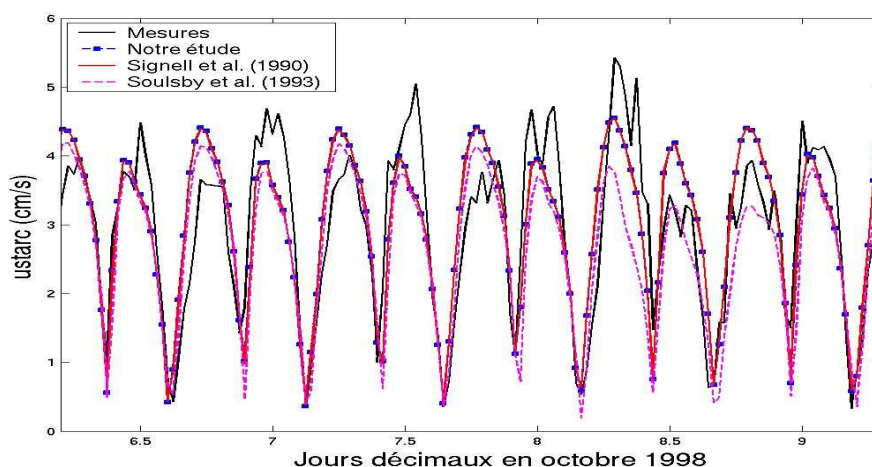


Figure 6.46 – Chroniques de la vitesse de frottement liée au courant u_{*c} mesurée et prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell *et al.* (1990) et du modèle de Soulsby *et al.* (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

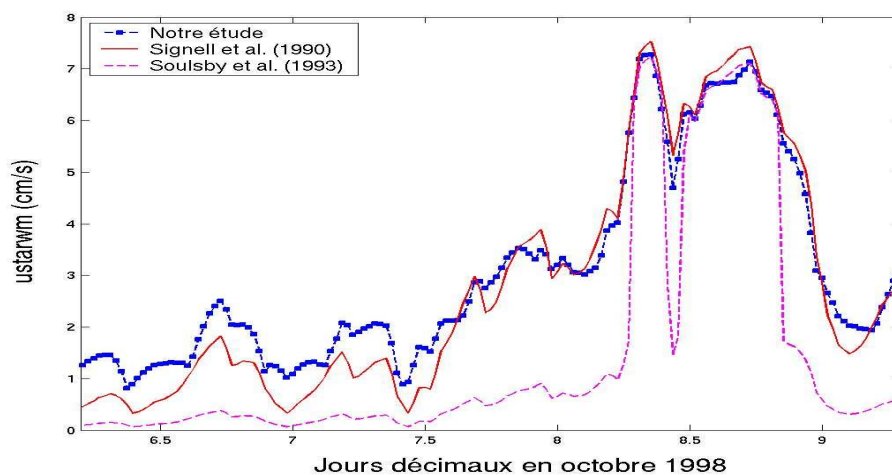


Figure 6.47 – Chroniques de la vitesse de frottement liée à la houle u_{*wm} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell *et al.* (1990) et du modèle de Soulsby *et al.* (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

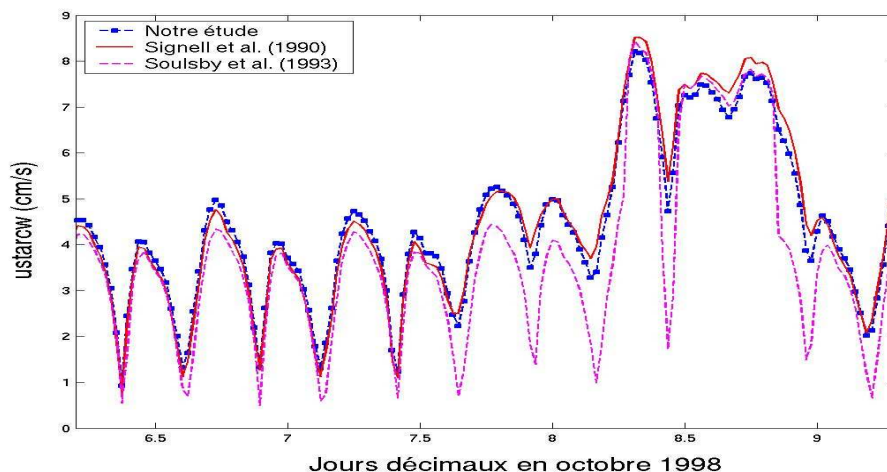


Figure 6.48 – Chroniques de la vitesse de frottement totale u_{*cw} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell *et al.* (1990) et du modèle de Soulsby *et al.* (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

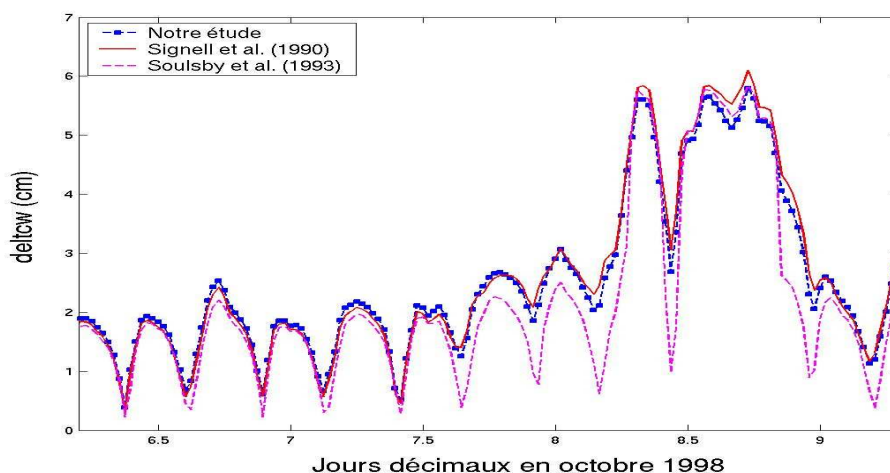


Figure 6.49 – Chroniques de l'épaisseur de la couche limite de houle δ_w prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell *et al.* (1990) et du modèle de Soulsby *et al.* (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

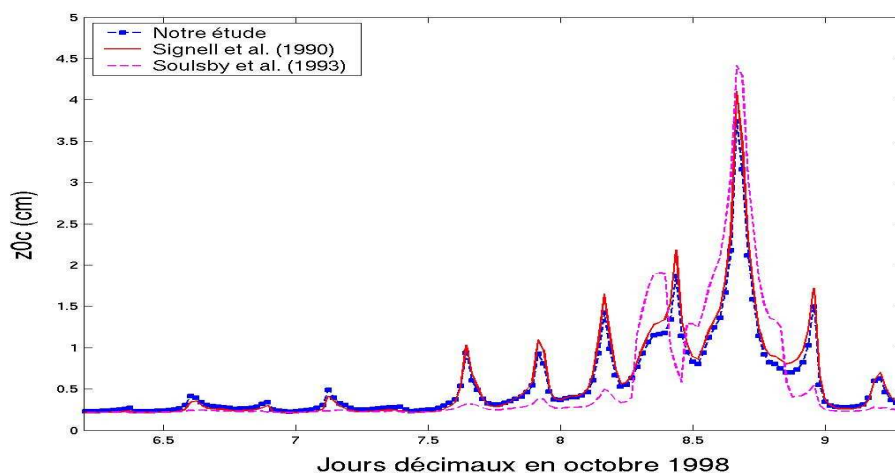


Figure 6.50 – Chroniques du paramètre de rugosité apparente z_{0c} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell *et al.* (1990) et du modèle de Soulsby *et al.* (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.

6.1.5 Site de Wimereux en condition de marée seule

Les simulations sont effectuées à partir de l'échantillonnage complet des campagnes du programme « RCP 378 Benthos de la Manche » disponible dans le détroit du Pas-de-Calais complété par les 45 prélèvements supplémentaires récoltés autour du site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

6.1.5.1 Composantes hydrodynamiques

Les Figures 6.51 et 6.52 présentent les courants prédits et mesurés à 0,3, 0,6, 0,9 et 6,63 m au-dessus du fond durant la campagne DIVERFLUX (juillet 2000). Ce dernier niveau correspond à la troisième cellule scrutée par l'ADCP. Les résultats à 0,6 m au-dessus du fond sont tronqués suite à un dysfonctionnement à partir du 6 juillet 2000 à 6h00. Pour la même raison, les résultats à 1,4 m au-dessus du fond ne sont pas présentés. On observe globalement un accord satisfaisant avec les mesures. Le retard de phase est en moyenne inférieur à 15 mn. A noter, à 0,6 m au-dessus du fond, un retard maximal de phase de 25 mn dans l'après-midi du 4 juillet 2000 au passage du flot au jusant. Les prédictions sont notamment caractérisées par une sous-estimation de l'amplitude des courants plus importante en jusant qu'en flot. L'écart moyen sur l'amplitude est ainsi de 30 % en jusant contre 10 % en flot avec des maxima respectifs de 40 et 25 %. Ces différences apparaissent également sur les prédictions de l'énergie cinétique à 0,9 m au-dessus du fond où les pics d'amplitude sont en moyenne sous-estimés de 35 % en jusant contre moins de 10 % en flot (Figure 6.53). Ces écarts sont cependant moins remarquables à 0,3 et 0,6 m au-dessus du fond en raison d'une surestimation moyenne de 15 % de l'énergie cinétique aux pics de flot. Les meilleures estimations obtenues en flot ne peuvent cependant pas s'expliquer à partir de l'évolution du maillage vertical à proximité du fond. En effet, la marée haute au site de Wimereux est pratiquement en phase avec le courant de flot (Figure 6.54) si bien que la résolution du maillage au fond est dégradée en flot par rapport au jusant. D'autres causes peuvent cependant être avancées. En premier lieu, la faible résolution du maillage horizontal entre le site de mesure et la côte (Figure 6.55) est susceptible de nuire à la prédiction des courants au site de Wimereux en introduisant une imprécision dans le calcul des termes d'advection de l'équation des moments et en accentuant les effets de bord (impact des conditions aux limites latérales). En second lieu, les digues de Boulogne-sur-Mer jouent le rôle d'un accident topographique pour l'écoulement, et nécessitent une prise en compte affinée dans le modèle. Afin d'améliorer ces prédictions, il serait intéressant de tester l'effet d'une résolution gigogne affinée autour du site de

Wimereux (*e.g.*, Salomon, 1992).

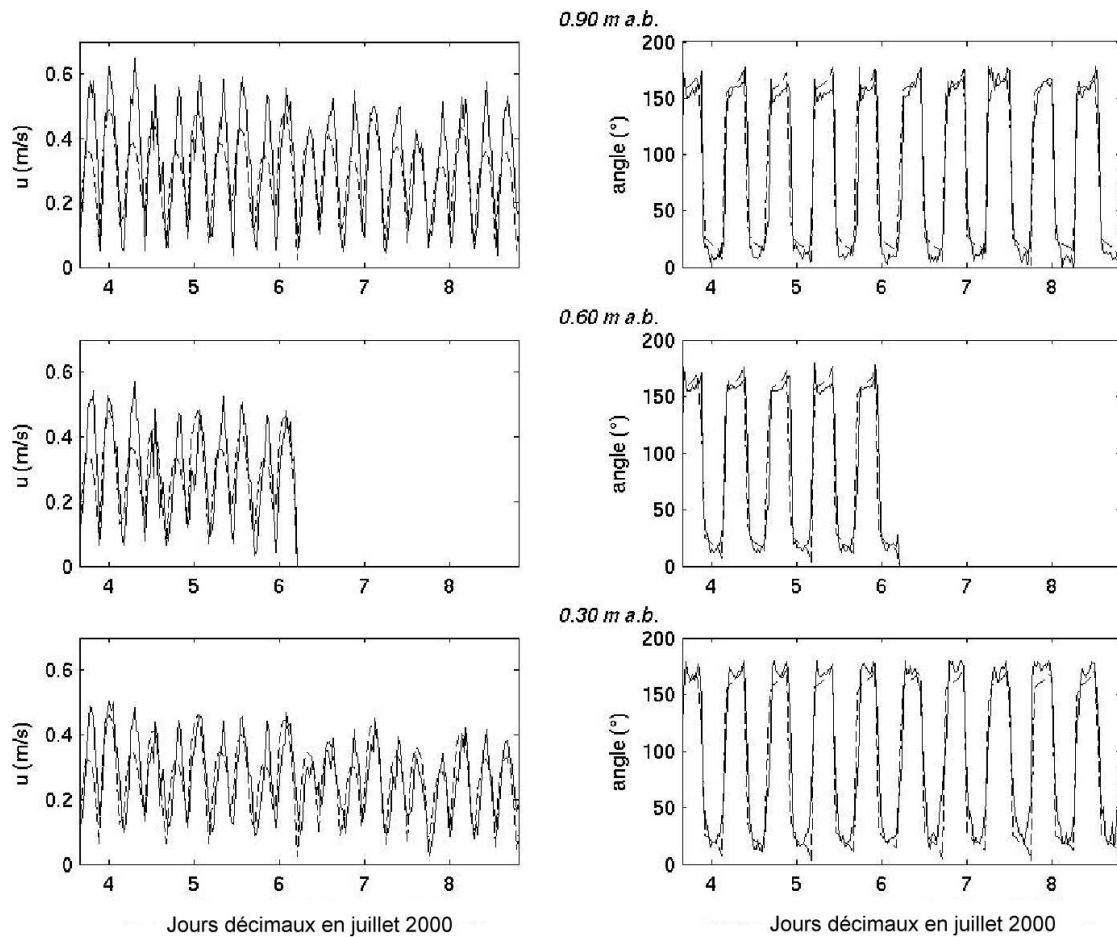


Figure 6.51 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à 0,3, 0,6 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX (juillet 2000).

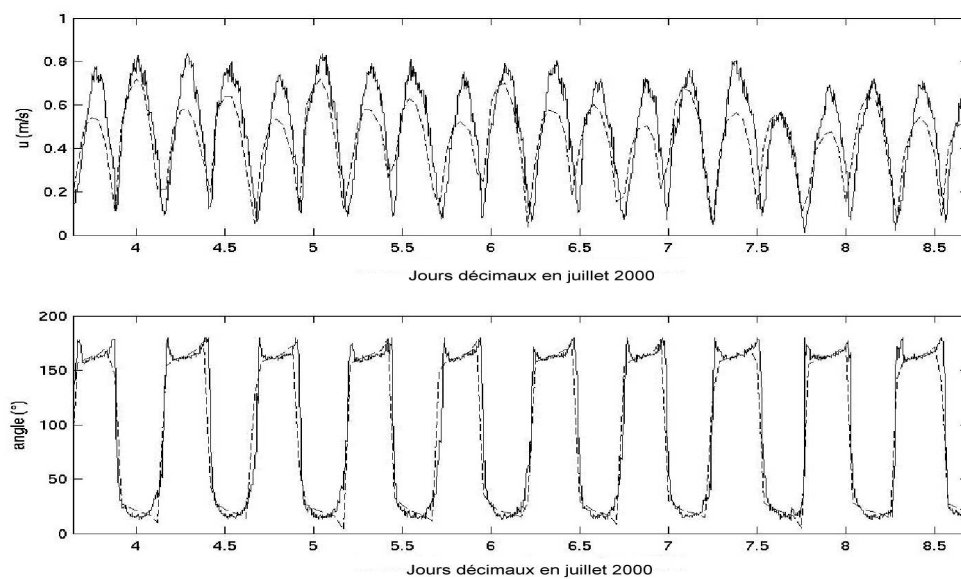


Figure 6.52 – Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 6,63 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

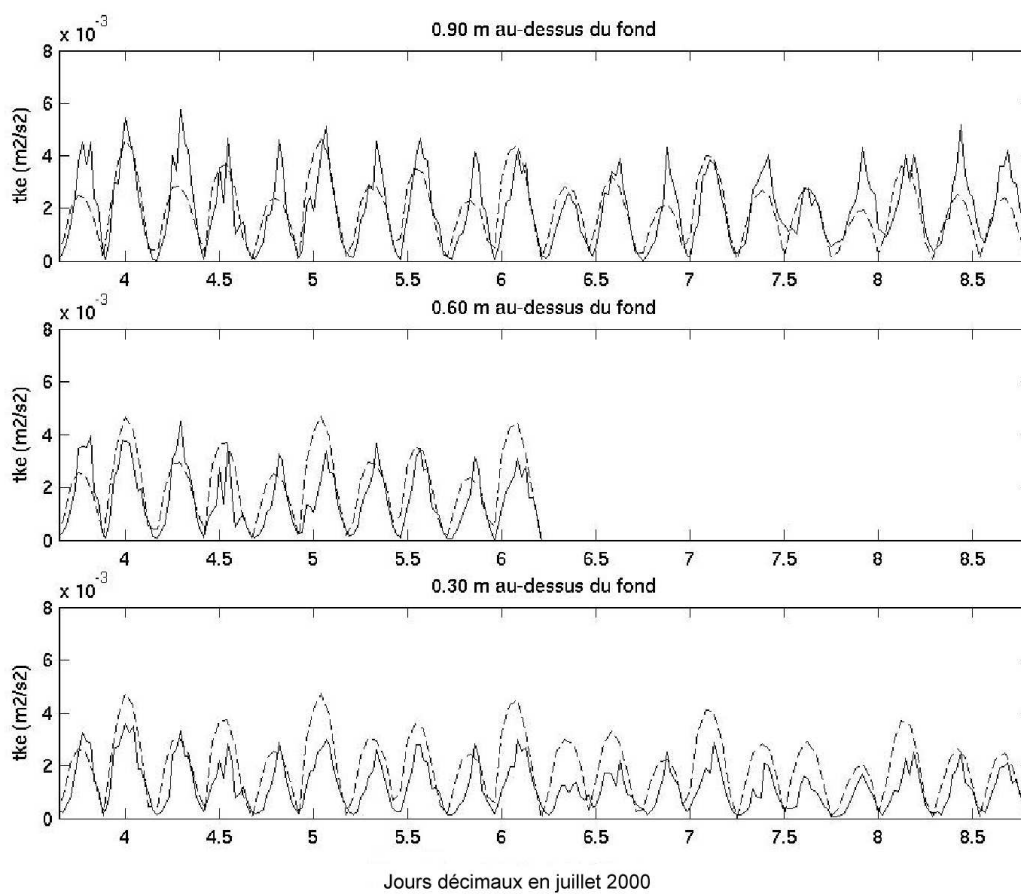


Figure 6.53 – Chroniques de l'énergie cinétique turbulente mesurées et prédites à 0,3, 0,6 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

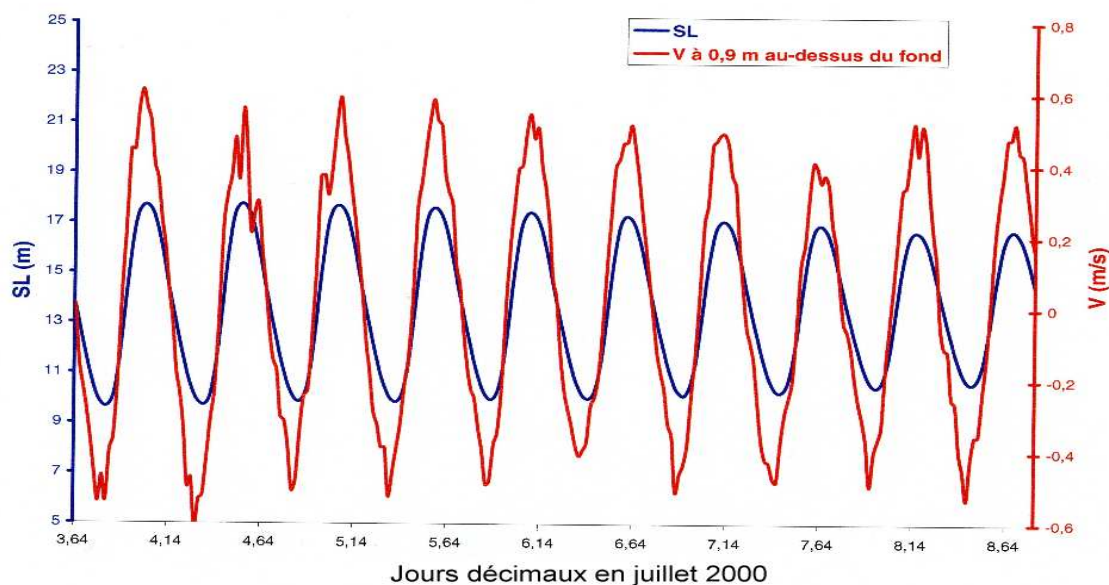


Figure 6.54 – Chroniques de la composante Sud-Nord du courant à 0,9 m au-dessus du fond et de la hauteur d'eau mesurées au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

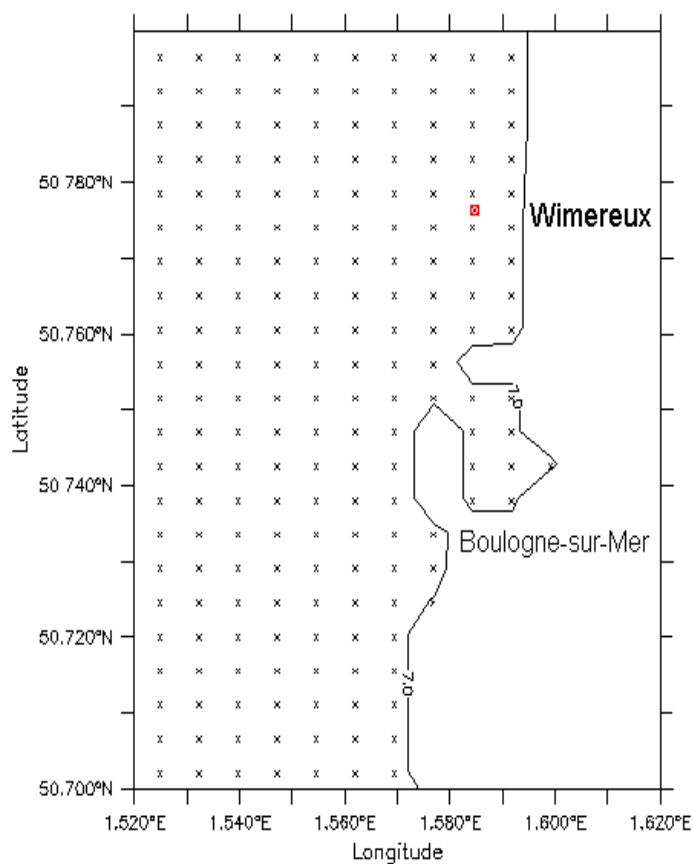


Figure 6.55 – Disposition des centres des grilles de calcul dans le plan horizontal autour du site de Wimereux.

6.1.5.2 Concentration de sédiment en suspension

Les prédictions de CSS totale effectuées en juillet 2000 sont confrontées aux mesures de CSS réalisées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond par l'ECMUL (Figure 6.56). Les résultats du modèle s'accordent pour un coefficient empirique de resuspension $\gamma_0 = 0,0004$ avec un écart sur l'amplitude inférieur à 10 % à 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond et atteignant localement 15 % à 0,3 m au-dessus du fond. Les pics de CSS en jusant ne sont pas reproduits par le modèle.

Afin d'analyser les différences prédictions/observations obtenues en pointes de jusant, les contributions des trois premières classes granulométriques ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) à la CSS totale sont étudiées ponctuellement à 0,3 m au-dessus du fond, de manière synoptique dans le plan horizontal et selon la verticale. Trois remarques principales ressortent de cette analyse. Dans chaque cas, des pistes d'étude et d'amélioration des prédictions sont proposées.

Premièrement, les chroniques des trois premières classes granulométriques qui contribuent au signal de CSS au site de Wimereux (Figure 6.57-a) présentent une asymétrie semi-diurne résultant de l'asymétrie de la composante de flot mise en évidence par le modèle à la Figure 6.57-b. Bien que cette asymétrie soit moins marquée sur les mesures, elle apparaît en début de période en condition de vive-eau sur les enregistrements effectués à 0,3, 0,6, 0,9 et 6,63 m au-dessus du fond. Cette asymétrie est également observée sur les courants de surface mesurés face à Boulogne-sur-Mer en juin 1976 par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (*e.g.*, Clabaut, 1988) (Figure 6.58). Cette asymétrie peut s'expliquer par la réduction de la différence de phase entre les composantes diurnes O_1 et K_1 dans le détroit du Pas-de-Calais (Figure 6.59) associée à une augmentation sensible de leur amplitude respective au Nord de Boulogne-sur-Mer (Figure 6.60). En effet, l'étude des harmoniques de marée indique, au Nord de Boulogne, un écart de phase inférieur à 10° entre les ondes diurnes O_1 et K_1 , et de 50° entre les ondes semi-diurnes M_2 et S_2 . De plus, la position des points amphidromiques des ondes O_1 et K_1 conduit à une augmentation sensible de leur amplitude, de l'ordre de 5 cm, au Nord de Boulogne-sur-Mer. Bien que les contributions des ondes diurnes ne modifient pas la structure de la marée au Nord de Boulogne-sur-Mer, leur modulation locale est susceptible d'introduire une asymétrie diurne particulièrement remarquable sur l'évolution des courants autour de Boulogne-sur-Mer. Cependant, des mesures complémentaires des harmoniques de marée

dans cette région restent, à ce niveau d'étude, nécessaires pour étayer cette hypothèse.

Deuxièmement, la décomposition classes par classes du signal de CSS totale prédit à 0,3 m au-dessus du fond met en évidence les contributions différentielles propres à chaque composante au cours du temps (Figure 6.57-a). En flot, les sables fins dominant le signal de CSS totale. Au premier pic de flot du 4 juillet 2000, la CSS des sables fins atteint ainsi, à 0,3 m au-dessus du fond, 19 mg l^{-1} pour une CSS totale prédite à 32 mg l^{-1} . Viennent ensuite les contributions des silts et des sables très fins respectivement calculées à 12 et 6 mg l^{-1} . Un retard de phase croissant avec la taille des particules est observé entre les pics de CSS des trois classes granulométriques et ceux de la contrainte de cisaillement de peau au site de Wimereux. Inférieur à 30 mn pour les sables fins, ce déphasage atteint 3 heures pour les silts où le pic de CSS apparaît à la fin du flot (Figure 6.61). En jusant, le modèle ne permet pas de reproduire les pics de CSS. Le signal est cependant dominé par les silts avec une intensité de 6 mg l^{-1} contre 1 mg l^{-1} pour les sables fins et moins de $0,5 \text{ mg l}^{-1}$ pour les sables très fins. L'effet de cette atténuation est présenté sur les Figures 6.61 et 6.62 où la CSS des silts en surface au Nord du site de Wimereux est inférieure à 5 mg l^{-1} en jusant contre plus de 13 mg l^{-1} au Sud de Wimereux en flot. Au site de Wimereux, la contribution des silts et des sables très fins résultent ainsi d'un processus d'advection contrairement à celle des sables fins mis en suspension localement. La difficulté à reproduire les pics de CSS en jusant peut ainsi s'expliquer :

- d'une part, par une sous-estimation de la composante de jusant telle que mise en évidence à la Section précédente,
- d'autre part, par une sous-estimation des quantités de silts et de sables très fins disponibles au Nord du site de Wimereux.

Troisièmement, l'évolution du gradient vertical de concentration au site de Wimereux met en évidence les modulations induites par le coefficient de marée (Figure 6.63). La CSS totale présente ainsi une uniformisation des profils verticaux concomitante avec la décroissance du coefficient de marée de 102 à 75 durant la période de mesure. La réduction des contraintes au fond explique, de la même manière qu'à Merlimont, une décroissance relative des mises en suspension des sables fins au profit des silts présentant un plus faible gradient de concentration selon la verticale en raison de leur faible vitesse de chute. L'effet de la réduction du coefficient de marée est d'autant plus important que la deuxième composante de flot, identifiée Figure 6.57-b, se rapproche en fin de période du seuil de

mobilité des sables fins. L'évolution de la CSS de cette classe passe alors d'une variation semi-diurne à diurne (Figure 6.64). Cependant, l'augmentation sensible du diamètre moyen des sédiments mis en suspension entre 0,2 et 1 m observée sur les données (Figure 3.21) n'est pas confirmée par le modèle.

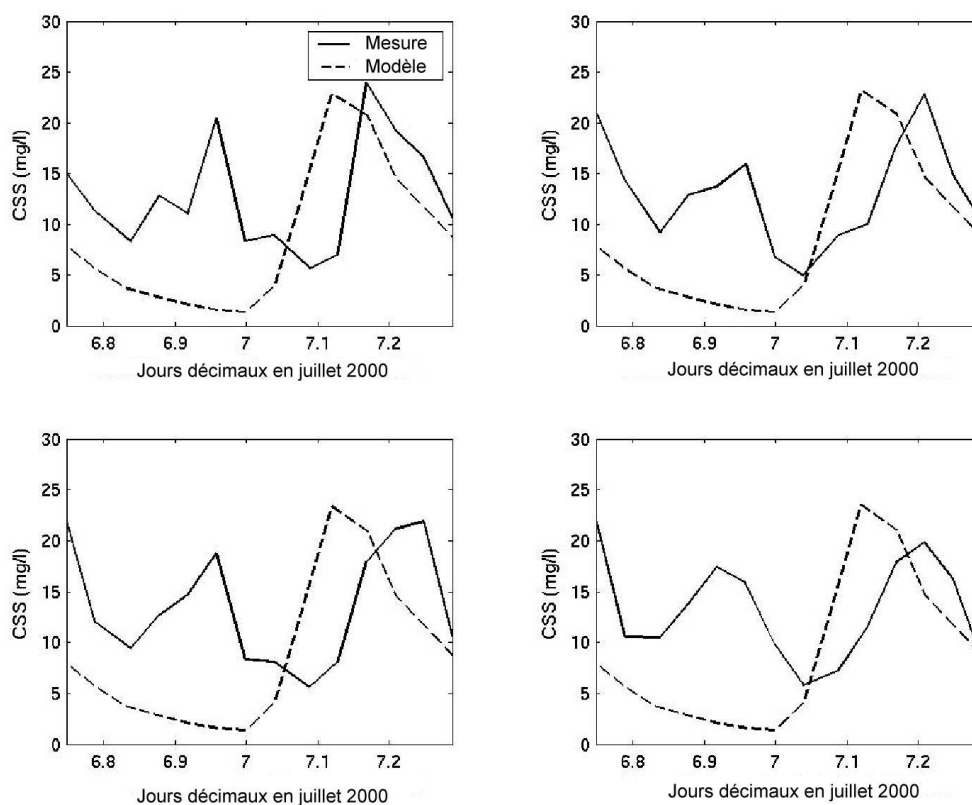


Figure 6.56 – Chroniques de la CSS totale mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

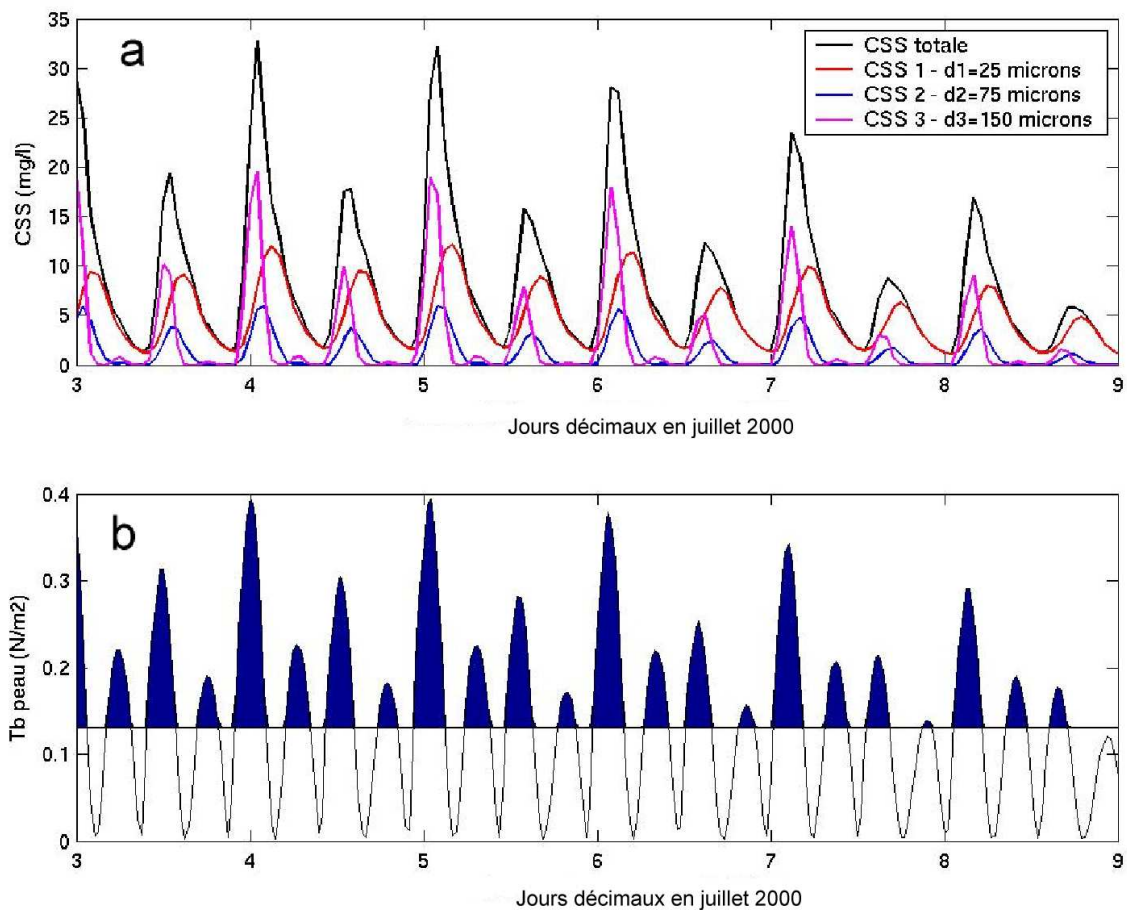


Figure 6.57 – Chroniques de la CSS totale et des CSS des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) à 0,3 m au-dessus du fond (a) et de la contrainte de cisaillement de peau près du fond (b) prédites au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

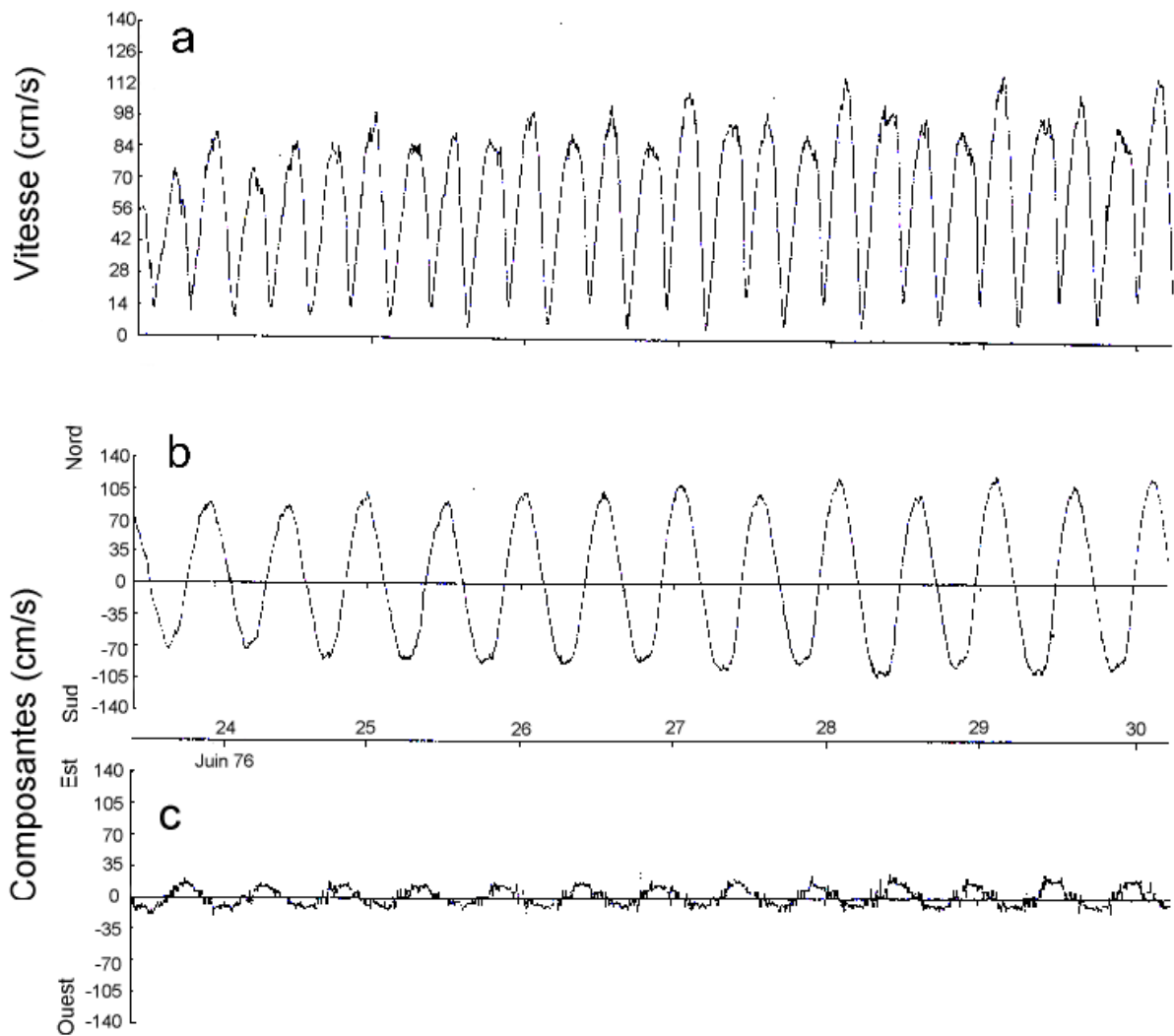


Figure 6.58 – Chroniques du module (a) et des composantes Sud-Nord (b) et Ouest-Est (b) de la vitesse en surface mesurées par le SHOM face à Boulogne-sur-Mer à partir du 24 juin 1976 pour des coefficients de marée compris entre 47 et 92 (Clabaut, 1988).

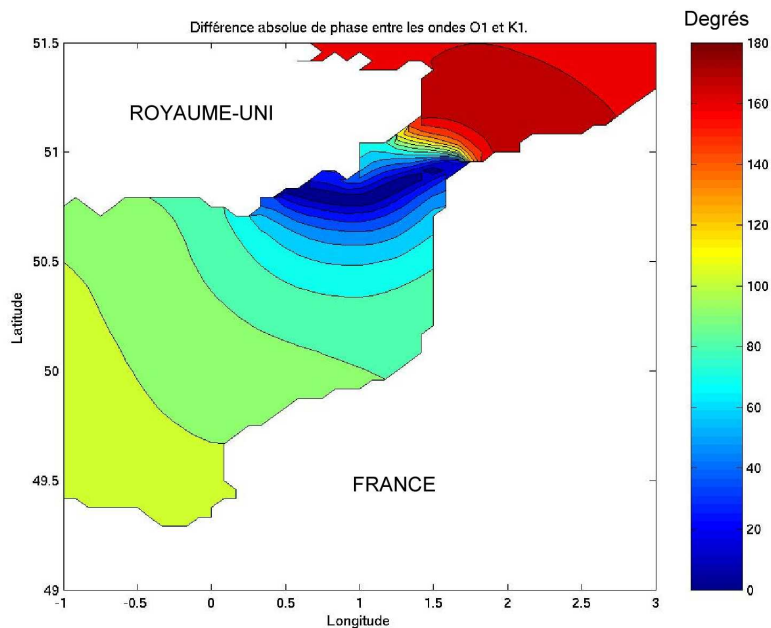


Figure 6.59 – Répartition spatiale en Manche orientale de la différence absolue de phase entre les ondes diurnes O_1 et K_1 déterminée à partir des harmoniques de marée calculées par Dr. José Ozer (MUMM) (communication personnelle).

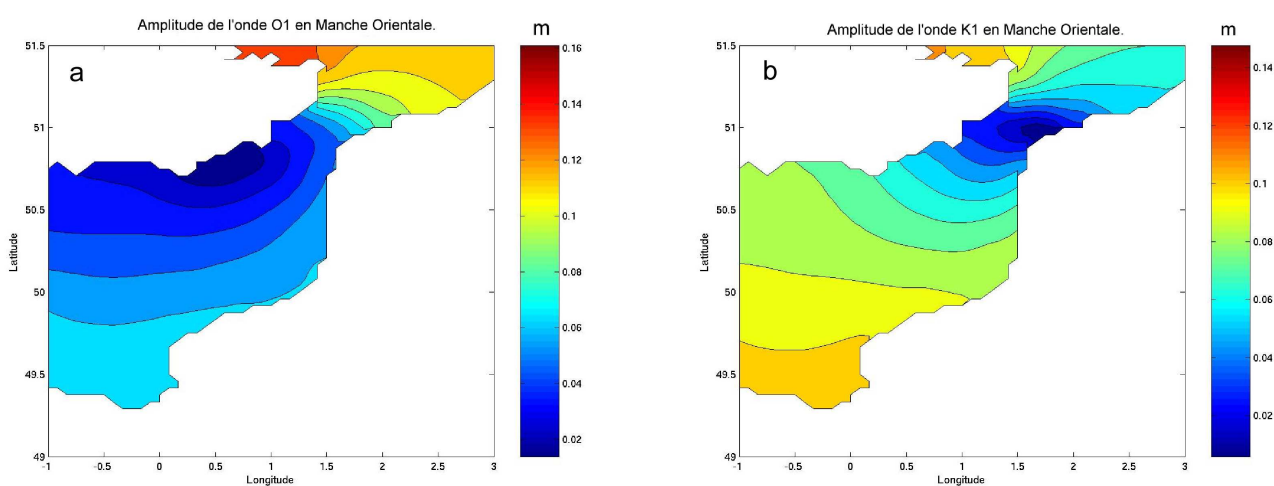


Figure 6.60 – Répartition spatiale en Manche orientale de l'amplitude des ondes diurnes O_1 (a) et K_1 (b) calculées par José Ozer (communication personnelle).

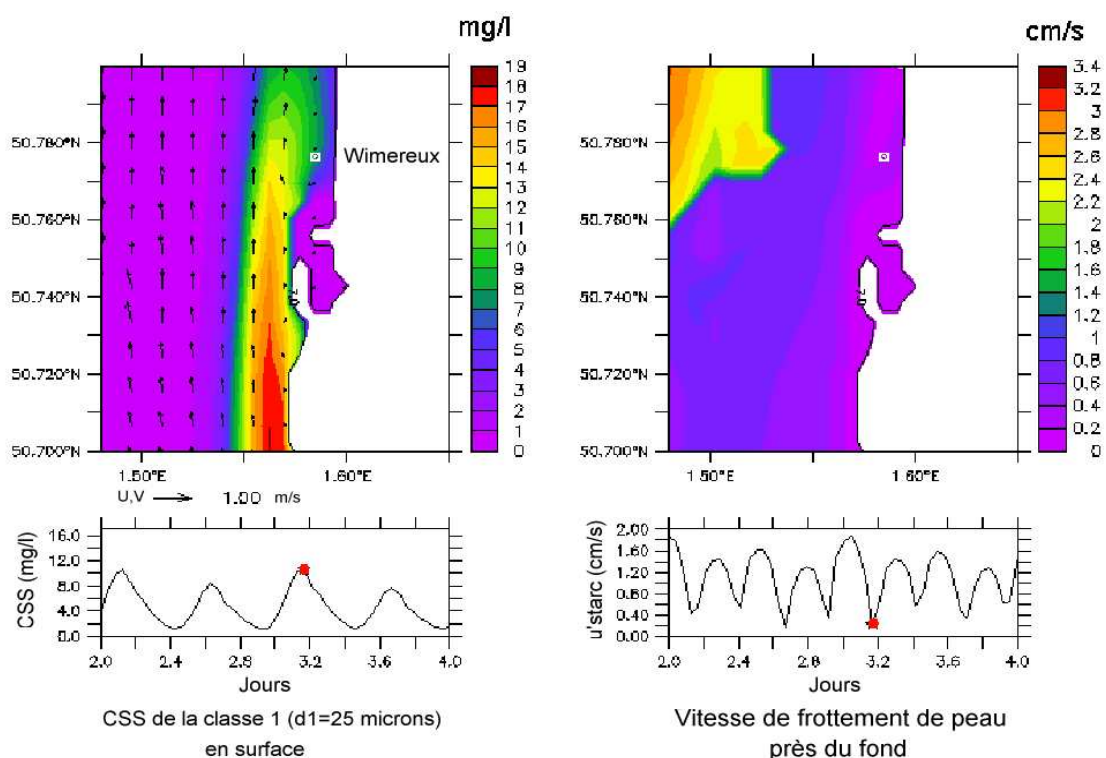


Figure 6.61 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Wimereux à la fin du flot dans la matinée du 5 juillet 2000. Les miniatures indiquent les évolutions respectives de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) et de la vitesse de frottement de peau près du fond (en cm s^{-1}) au site de Wimereux au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 2 juillet 2000 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de la vitesse de frottement de peau supérieures à $3,5 \text{ cm s}^{-1}$.

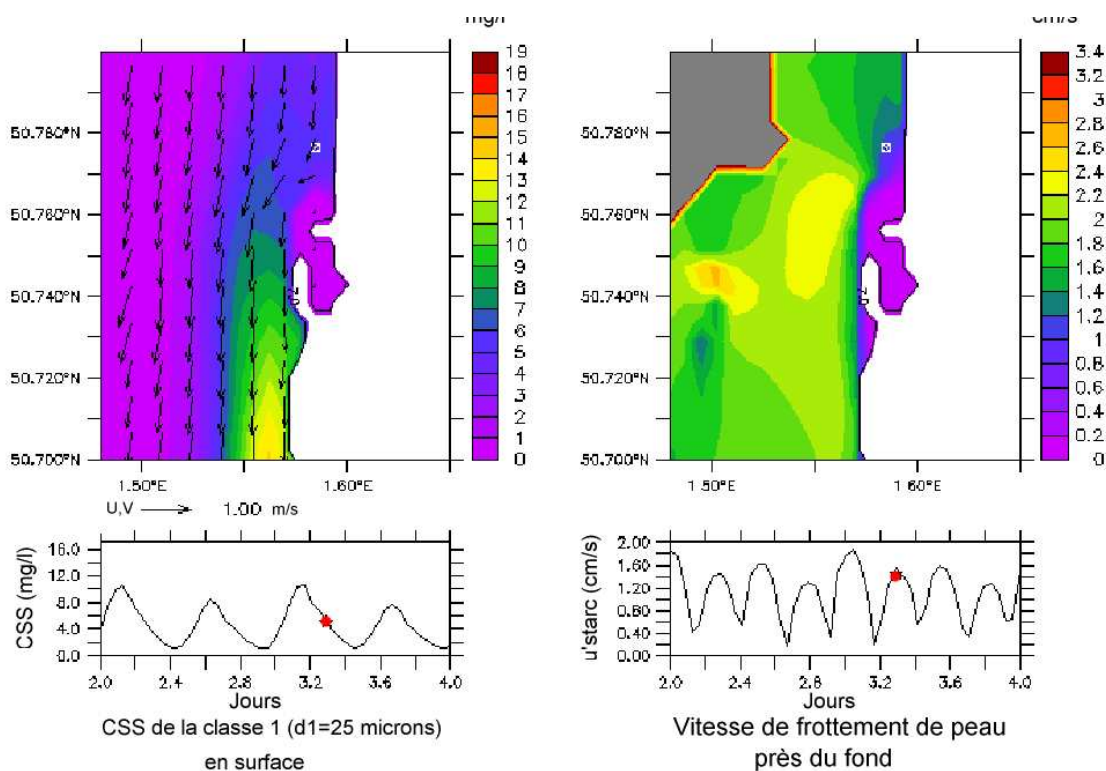


Figure 6.62 – Champs de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Wimereux au pic de cisaillement en jusant dans la matinée du 5 juillet 2000.

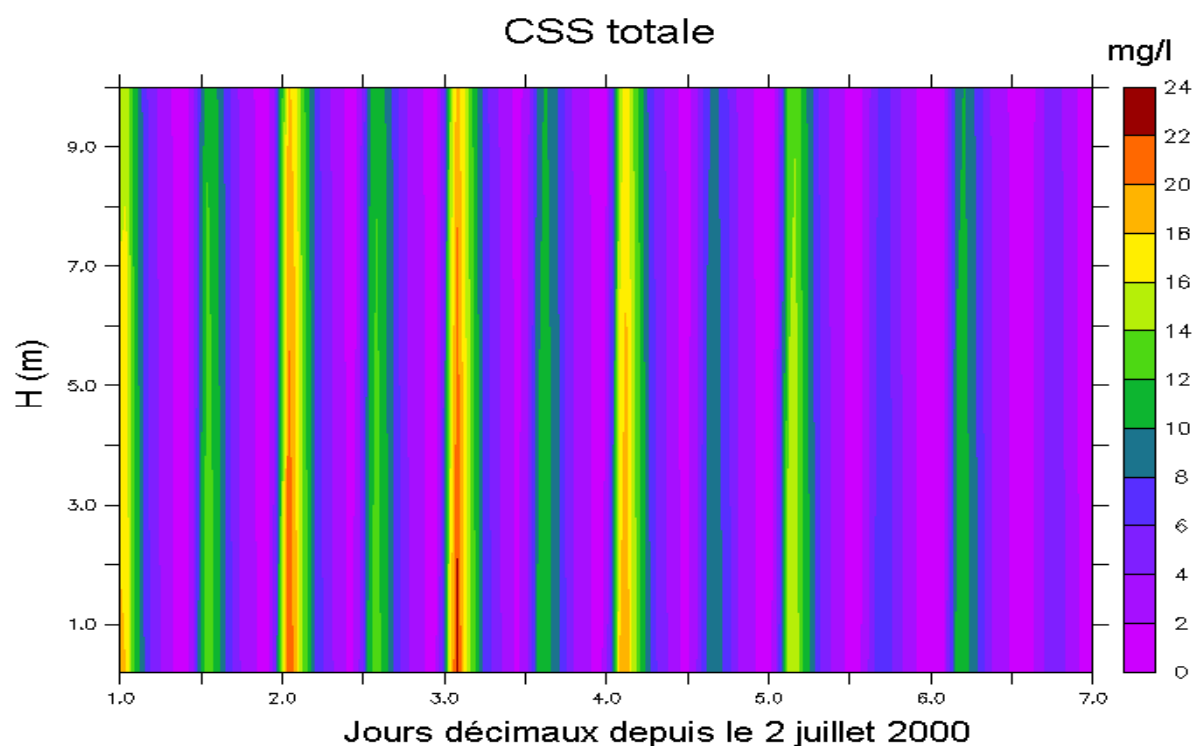


Figure 6.63 – Evolution temporelle de la structure verticale de CSS totale à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

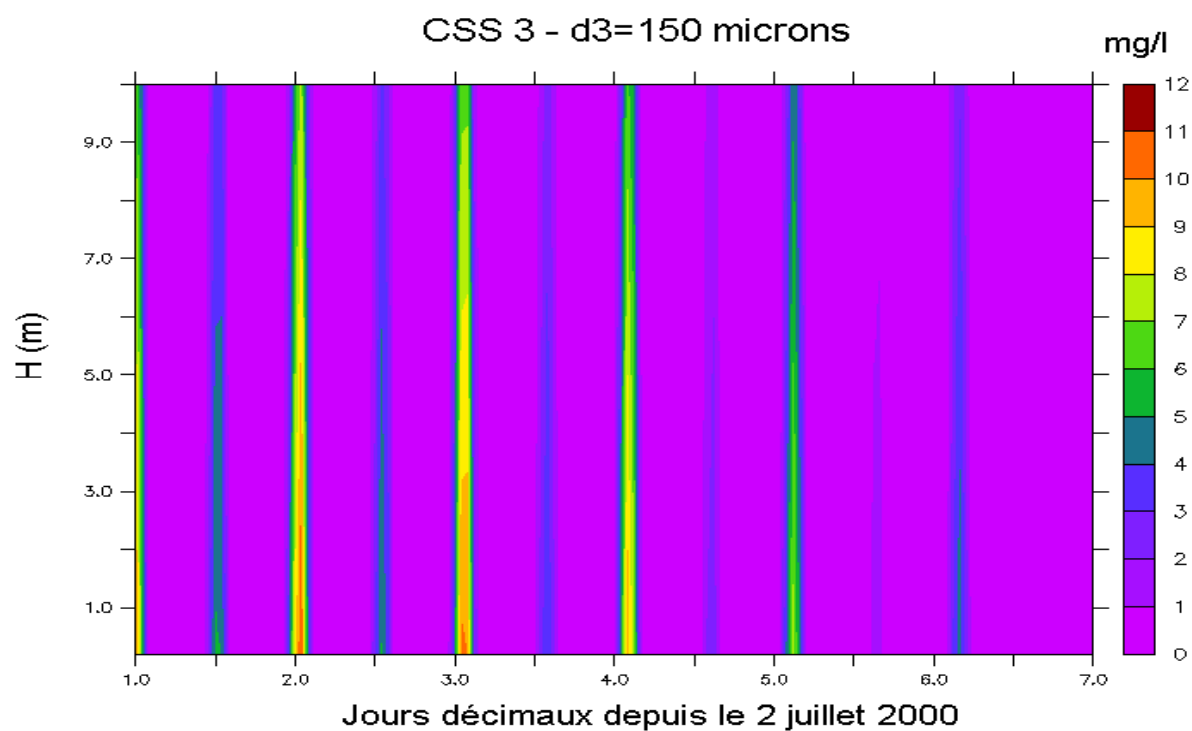


Figure 6.64 – Evolution temporelle de la structure verticale de la concentration de sable fin en suspension à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.

6.1.6 Bilan

La confrontation des prédictions de la modélisation intégrée MISTRAL aux mesures aux trois sites expérimentaux de Merlimont, Hardelot et Wimereux a mis en évidence la difficulté à reproduire les processus à proximité du fond. Dans l'ensemble des cas, le niveau inférieur de calcul de la vitesse horizontale est situé autour de 0,6 m au-dessus du fond. Les variations de la hauteur d'eau influent alors sur la qualité des résultats, principalement au niveau de mesure inférieur, à 0,3 m au-dessus de fond. Elles sont généralement dégradées à marée haute proche du pic de flot dans la région du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais. Comme nous l'avons vu précédemment à la Section 5.2.6, l'utilisation d'un maillage de type logarithmique ne fournit qu'une faible amélioration de la résolution verticale à proximité du fond et dégrade le maillage dans le reste de la colonne d'eau. Dans les conditions rencontrées aux trois sites expérimentaux, l'utilisation d'un maillage en coordonnées σ réparties uniformément selon la verticale nécessiterait plus de 22 niveaux pour disposer d'un point de calcul à 0,3 m au-dessus du fond. Afin d'économiser les temps de calcul, nous avons fait le choix d'un maillage à 11 niveaux pour le calcul 3D des composantes hydrodynamiques.

Les diverses applications mettent également en évidence une disparité du coefficient empirique de resuspension γ_0 d'un site à l'autre et d'un type de forçage à l'autre, à savoir marée seule ou marée combinée à de la houle. Le Tableau 6.2 synthétise les valeurs de calage adoptées aux trois sites expérimentaux. Bien que le coefficient utilisé au site de Merlimont en 1999 (campagne MEMPHYS'99) se rapproche de la valeur de référence préconisée par Smith et Mc Lean (1977), $\gamma_0 = 2,4 \cdot 10^{-3}$, les prédictions effectuées aux deux autres sites, en situation de courant de marée seule (campagnes ESPRIS'97 et DIVERFLUX), se situent dans la gamme des valeurs obtenues par Drake et Cacchione (1989) à partir d'observations effectuées sur le plateau continental californien, $10^{-5} \leq \gamma_0 \leq 10^{-3}$. La prise en compte de la houle au site de Merlimont réduit de près d'un ordre la valeur de ce coefficient qui passe de $\gamma_0 = 0,00165$ en 1999 (campagne MEMPHYS'99) à $\gamma_0 = 0,00019$ en 1998 (campagne MEMPHYS'98). On observe également une corrélation entre le paramètre de resuspension γ_0 et la contribution des silts par rapport à celle des sables au signal de CSS totale. Le paramètre γ_0 tend ainsi à augmenter avec la contribution des silts et présente des valeurs proches lorsque le rapport C_{silt}/C_{sable} est du même ordre de grandeur tel que pour les prédictions effectuées en 1997 et 2000 : pour ESPRIS'97, $\gamma_0 = 0,00055$ et $C_{silt}/C_{sable} = 0,45$, et pour DIVERFLUX, $\gamma_0 = 0,00040$ et $C_{silt}/C_{sable} = 0,44$. Ces cor-

relations suggèrent une dépendance du coefficient de resuspension par rapport à la taille des particules sédimentaires. Cette disparité soulève par ailleurs la question de l'utilisation d'un coefficient γ_0 spatialement uniforme et constant dans les modèles numériques d'emprise régionale. Cette remarque rejoint les observations effectuées par Drake et Cacchione (1989) qui mettent en évidence une dépendance du coefficient γ_0 en fonction de l'excès de cisaillement près du fond.

Campagne de mesure	Site expérimental	Coefficient γ_0	Condition de forçage	Rapport C_{silt}/C_{sables}	Données exploitées
ESPRIS'97	Hardelot	0,00055	condition de marée seule	0,45	ADCP à 5 m au-dessus du fond
MEMPHYS'98	Merlimont	0,00019	condition de tempête	0,17	OBS à 0,3 m au-dessus du fond
MEMPHYS'99	Merlimont	0,00165	condition de marée seule	1,05	ECMUL à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond
DIVERFLUX	Wimereux	0,00040	condition de marée seule	0,44	ECMUL à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond

Tableau 6.2 – Valeurs du coefficient empirique de resuspension γ_0 pour les séries de mesures.

Les diverses validations ont par ailleurs permis d'analyser en trois lieux d'un même environnement les processus de transport sédimentaire liés aux conditions de marée seul ou modulés par la présence d'une houle. Dans chaque situation, la bande littorale de sables fins envasés et sa transition vers les substrats grossiers plus profonds apparaît comme la source des particules fines qui, advectées par le courant de jusant à Hardelot et Merlimont, ou de flot à Wimereux, se superposent aux mises en suspension locales, généralement de type quart-diurnes, selon un schéma semi-diurne déphasé. La résultante de ces contributions varie d'un point à l'autre. A Hardelot, la proximité de la bande de sables fins envasés réduit l'asymétrie du signal de CSS totale, alors que l'advection des silts en période de jusant fait apparaître une série de pics jumeaux ("twin peaks") semi-diurnes au site de Merlimont. L'évolution des forçages de marée et de houle agit sur la part de chaque composante. La décroissance du marnage (déchet) tend ainsi à réduire les mises en suspension locales au profit de l'advection des silts, conduisant à un profil vertical uniforme de concentration en condition de morte-eau. La réduction des mises en suspension locales a également une action sur l'évolution temporelle de la CSS totale favorisant la mutation du signal quart-diurne en signal à semi-diurne à Merlimont en 1997 (campagne ESPRIS'97), voire en signal diurne sous certaines conditions à Wimereux en 2000 (campagne DIVERFLUX). Les simulations ont également permis de quantifier l'impact de la houle sur les paramètres hydrodynamiques et les CSS au site de Merlimont en 1998 (campagne MEMPHYS'98). L'augmentation du paramètre de rugosité apparente z_{0c} , se

traduit, d'une part, par une diminution de l'amplitude des courants atteignant 24 % à 0,3 m au-dessus du fond au plus fort de la tempête et, d'autre part, par une augmentation de 5 % de la vitesse de frottement liée au courant u_{*c} . La houle exacerbe notamment les mises en suspension locales des sables fins à moyens qui dominent le signal de CSS totale. Le rapport des suspensions locales sur les suspensions advectées peut alors s'inverser comme observé à Merlimont en 1998.

L'évolution des mises en suspension est analysée simultanément aux trois sites expérimentaux considérés au cours d'un cycle morte-eau/vive-eau (Figure 6.65). Il s'agit d'une intercomparaison sous même condition de marée qui préfigure les résultats synoptiques présentés dans les Sections suivantes. Les simulations sont effectuées sur la période courant du 2 au 12 mars 2006 caractérisée par un petit coefficient de marée de 28 le 8 mars 2006. Elles sont calées avec un coefficient empirique de resuspension γ_0 de 0,00055 conformément aux résultats obtenus à Hardelot (Section 6.1.2.2). Ces simulations confirment les analyses précédentes (Sections 6.1.2, 6.1.3 et 6.1.5) privilégiant l'advection des silts issus de la frange littorale sur les mises en suspension locales. La chronique de CSS prédite à Hardelot présente ainsi une évolution quart-diurne, tandis que celles de Wimereux et Merlimont sont semi-diurne. De manière générale, le déchet favorise la contribution des silts au signal de CSS totale prédit aux trois sites et module la forme de chaque chronique. On observe ainsi à Hardelot une réduction de l'asymétrie entre flot et jusant résultant des mises en suspension locales, et à Merlimont, en marée moyenne (coefficient 70), la disparition des pics jumeaux au profit d'un signal semi-diurne. Une remarque supplémentaire concerne l'intensité de chaque signal. Les valeurs les plus fortes sont obtenues au site d'Hardelot avant de décroître d'un ordre à Wimereux puis à Merlimont. Aux trois sites, les mises en suspension décroissent au cours du déchet jusqu'à s'annuler par coefficient de morte-eau exceptionnelle. A cette période, l'action dominante du dépôt conduit à une colonne d'eau claire tout au long du cycle de marée.

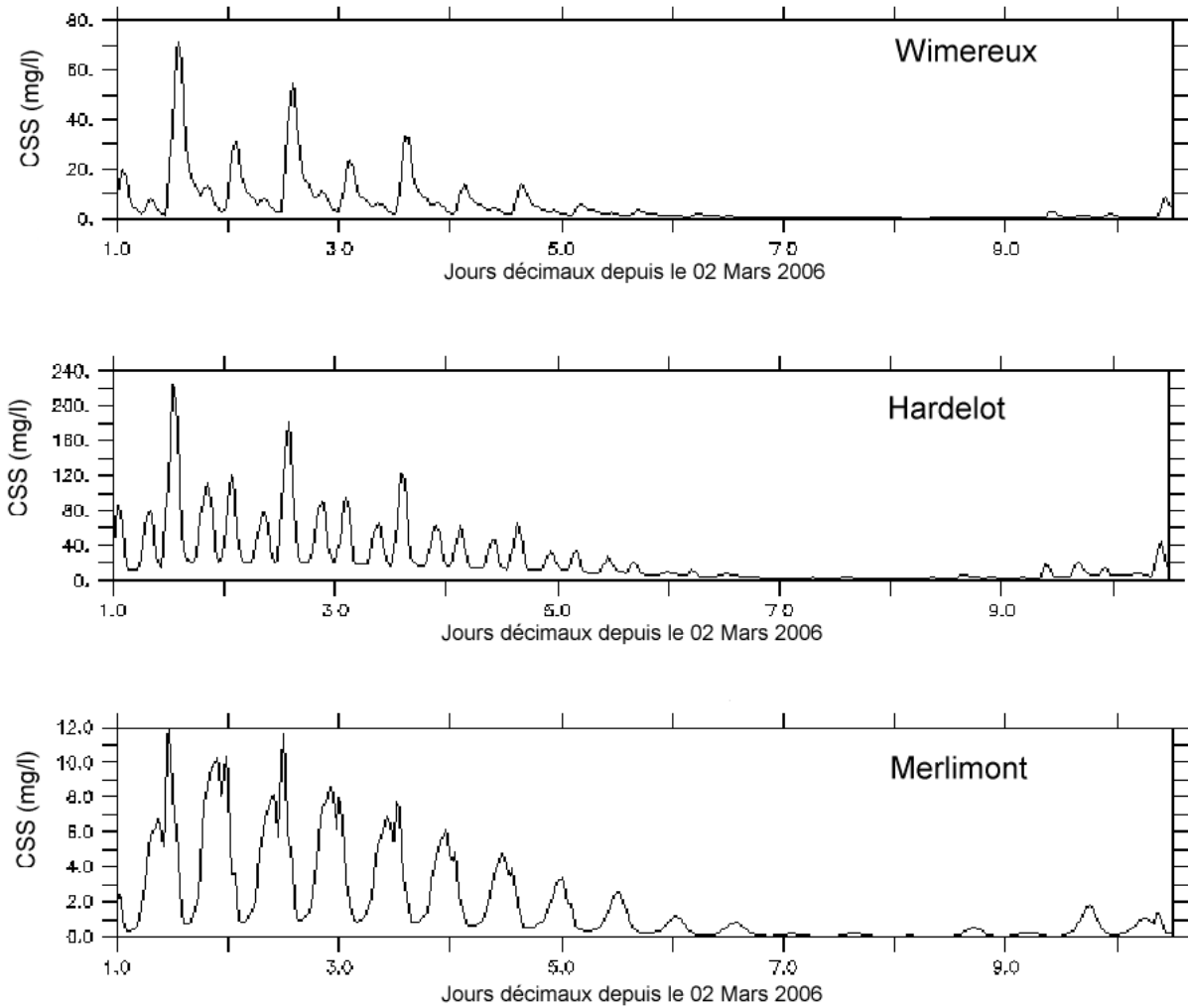


Figure 6.65 – Chroniques de CSS totale à proximité du fond prédites aux trois sites expérimentaux de la zone atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais à partir du 2 mars 2006.

6.2 Analyse régionale dans le détroit du Pas-de-Calais

A l'issue de l'analyse locale précédente et de l'ébauche d'inter-confrontation des trois sites expérimentaux, le modèle est appliqué pour prédire, sur l'ensemble du secteur du détroit du Pas-de-Calais, successivement divers aspects de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire associée, d'abord sous l'action d'une marée moyenne seule, puis sous celle de diverses houles superposées à ces mêmes courants de marée. Les conditions de simulations sont similaires à celles présentées Section 6.1.1. Etant donné la disparité du coefficient empirique de resuspension sur les confrontations modèles-mesures menées aux sites expérimentaux et ne disposant pas d'une connaissance plus précise de ce coefficient sur le domaine de calcul, les mises en suspension sont calculées avec un coefficient empirique de resuspension $\gamma_0 = 0,00055$ dans le cas d'un courant de marée seul tel qu'estimé à Hardelot (Section 6.1.2.2) et $\gamma_0 = 0,00019$ dans le cas de houles superposées aux courants de marée tel qu'évalué à Merlimont (Section 6.1.4.3).

6.2.1 Marée seule

6.2.1.1 Ellipses de courant

A l'échelle du détroit du Pas-de-Calais, le modèle s'avère apte à décrire de manière satisfaisante l'évolution de la marée telle qu'observée et prédite par le SHOM. Le modèle reproduit l'évolution de la surface libre dans les ports (Figures A.1, A.2, A.3, A.4). Les roses de courant pour une marée de vive-eau moyenne (coefficient 95) se comparent relativement raisonnablement bien aux prédictions du SHOM avec toutefois une légère tendance à la surestimation du grand axe des ellipses de courant (Figure 6.66). L'écart est maximal le long de la frontière Nord du domaine de calcul et se solde notamment par une accentuation notoire du petit axe.

6.2.1.2 Frottement de fond

La Figure 6.67-a présente la répartition spatiale de la contrainte de cisaillement totale maximale $\tau_{c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne dans le détroit du Pas-de-Calais. Elle est mise en relation avec la vitesse de frottement maximale correspondante $u_{*c,max}$ (Figure 6.67-b). Les contraintes les plus importantes apparaissent dans la partie septentrionale du détroit, au niveau du rétrécissement de section entre le cap Gris-Nez et Folkestone avec une valeur moyenne $\tau_{c,max} = 5 \text{ N m}^2$ ($u_{*c,max} = 7 \text{ cm s}^{-1}$) et une intensité maximale de $\tau_{c,max} = 9 \text{ N m}^2$ ($u_{*c,max} = 9 \text{ cm s}^{-1}$) à l'Ouest du cap Gris-Nez et $\tau_{c,max} = 6,5 \text{ N m}^2$

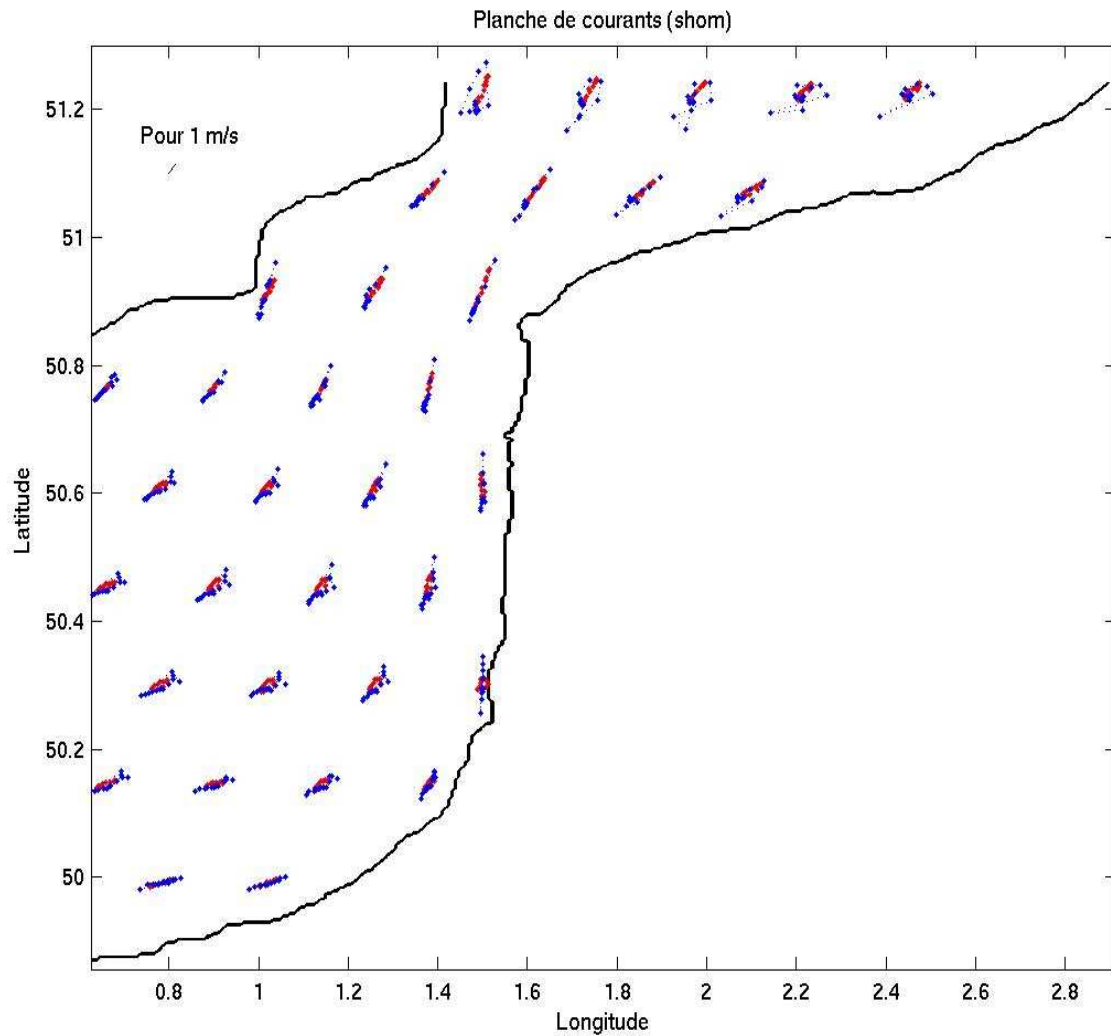


Figure 6.66 – Roses de courant prédites par le SHOM (en rouge) et issues du modèle COHERENS « modifié » (en bleu) pour une marée de vive-eau moyenne (coeff. 95) dans le détroit du Pas-de-Calais.

($u_{*c,max} = 8 \text{ cm s}^{-1}$) au Nord-Est de Douvres. Ailleurs, la contrainte de cisaillement est globalement inférieure à $\tau_{c,max} = 2 \text{ N m}^2$ ($u_{*c,max} = 4,4 \text{ cm s}^{-1}$) en dépit d'une sensible augmentation au Sud-Ouest du domaine de calcul, face à la côte Picarde. Remarquons enfin l'effet de modulation introduit par la présence de cap particulièrement visible sur la répartition spatiale de la vitesse de frottement au niveau du cap de Dungeness (Figure 6.67-b).

La Figure 6.68 présente les répartitions spatiales de la contrainte de cisaillement superficiel $\tau'_{c,max}$ et de la vitesse de frottement de peau maximales $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne. Peu visibles sur la contrainte de cisaillement superficiel (Figure 6.68-a), les modulations introduites par la partition de la contrainte totale sur les fonds ridés (Li, 1994) (Section 5.5.2.2) sont plus marquées sur la répartition spatiale de la vitesse de frottement de peau (Figure 6.68-b). La prise en compte des rides conduit ainsi à une atténuation de la vitesse de frottement de $u_{*c,max} = 4 \text{ cm s}^{-1}$ ($\tau_{c,max} = 1,6 \text{ N m}^2$) à $u'_{*c,max} = 1,5 \text{ cm s}^{-1}$ ($\tau'_{c,max} = 0,23 \text{ N m}^2$) sur les fonds sableux situés de part et d'autre de la zone de cailloutis centrale entre le cap Gris-Nez et Douvres accentuant la région de forte contraintes identifiées précédemment au centre du détroit et révélant une deuxième région sur les fonds de sables très grossiers et de graviers (Figure 6.2) le long de la frontière Ouest du domaine de calcul.

6.2.1.3 Mobilité des sédiments de fond

La Figure 6.69 présente le pourcentage du temps pendant lequel le critère de mobilité du diamètre médian des sédiments de fond est atteint au cours d'un cycle de marée moyenne (coefficient 70). Elle est mise en relation avec la nature des sédiments de fond dans le détroit du Pas-de-Calais (Figure 6.2). Ce résultat synoptique traduit les effets combinés de la variabilité hydrodynamique et de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond dans le détroit du Pas-de-Calais. On distingue trois secteurs différents, ceux où la mobilité des sédiments ne dépasse pas 10 %, ceux où elle se situe en moyenne entre 40 et 60 % et ceux où les sédiments sont mis en mouvement pendant plus de 80 % du temps. Les secteurs à faible mobilité se répartissent principalement de part et d'autre de l'axe Nord-Ouest/Sud-Est du détroit formé par la ligne courant du pays d'Artois à Folkestone. Au Nord-Ouest du cap Gris-Nez, en dépit des contraintes de cisaillement les plus importantes du détroit du Pas-de-Calais ($\tau'_{c,max} > 5 \text{ N m}^2$) (Figure 6.68), les cailloutis sont très peu mis en mouvement. Au Sud, les sables grossiers bordant la côte Picarde et

s'étendant au large vers la côte anglaise restent également stables. Les secteurs à mobilité moyenne sont globalement répartis en trois zones. Les deux premières régions témoignent du mouvement des sables moyens ($1 < \phi_{50} < 2$), d'une part, au Nord-Est du détroit du Pas-de-Calais et le long de la frontière franco-belge, d'autre part, dans la région centrale longeant, du côté français, la façade maritime du pays d'Artois et s'étalant, du côté anglais, du Sud de Folkestone au banc de la Bassurelle. La troisième région, située le long de la frontière Ouest du domaine de calcul et s'étalant le long de la côte Picarde, représente le mouvement des sables grossiers ($0 < \phi_{50} < 1$). Les secteurs à forte mobilité sont localisés au Nord-Ouest du détroit du Pas-de-Calais, à la frontière avec la Mer du Nord, où les sables grossiers ($0 < \phi_{50} < 1$) situés en périphérie des aires de cailloutis et de graviers sont mis en mouvement pendant plus de 80 % du temps. Dans cette zone, il est vraisemblable que des apports externes au domaine d'étude tels que les rejets de la Tamise viennent entretenir les stocks sédimentaires de fines (vases).

6.2.1.4 Concentration de sédiment en suspension

La Figure 6.70 présente les champs de CSS totale moyennée sur la verticale dans le détroit du Pas-de-Calais en pointes de jusant et de flot d'une marée moyenne (coefficient 70). De manière générale, les niveaux de mises en suspension prédits au cours d'un cycle de marée moyenne s'accordent avec les données compilées et observées par Mc Cave (1973), Eisma et Kalf (1979), Van Alphen (1990) et Shimwell *et al.* (1991), soit inférieurs à 8 mg l^{-1} dans les eaux centrales et compris entre 10 et 30 mg l^{-1} dans les eaux côtières (Section 2.1.6). On retrouve notamment les niveaux de CSS mesurés le long de la radiale cap Gris-Nez - Folkestone, dans le cadre du programme européen MAST-FLUXMANCHE (Shimwell *et al.*, 1991) (Section 2.1.6), compris entre 10 et 35 mg l^{-1} du côté anglais et inférieurs à 10 mg l^{-1} du côté français. Le mouvement des sables grossiers ($0 < \phi_{50} < 1$) identifié précédemment le long de la frontière Ouest du domaine de calcul, conduit à de faibles mises en suspension avec des intensités inférieures à 10 mg l^{-1} tout au long du cycle de marée. L'essentiel de la CSS est localisée au Nord-Est d'un transect joignant la Baie de Somme au cap de Dungeness (Figure 6.70). Les mises en suspension se répartissent autour de la zone de cailloutis centrale avec des CSS comprises entre 30 et 70 mg l^{-1} . Les taches de CSS moyennes les plus marquées ($> 110 \text{ mg l}^{-1}$) apparaissent le long des côtes françaises au large de Wissant et le long de la côte anglaise, au Sud de Folkestone. Au cours du flot, une troisième tache de moindre emprise apparaît au Sud-Est du cap Gris-Nez vraisemblablement due à l'accentuation des courants le long du flanc Est de ce

cap. Ce phénomène illustre le rôle joué par l'irrégularité du trait de côte et la bathymétrie avoisinante dans l'exacerbation des courants et des mises en suspension de sédiment et le piégeage des flux sédimentaires littoraux par des cellules de recirculations. Une telle dynamique sédimentaire conduit à la formation à proximité de la pointe des caps d'un double système de bancs en drapeau dans des régions dominées par les courants de marée et disposant d'une couverture sédimentaire riche en sables (Pattiaratchi et Collins, 1987; Dyer et Huntley, 1999). Bien qu'unique, le banc à La Ligne en Baie de Wissant, du côté Est du cap Gris-Nez, en est une illustration. Dans la continuité des travaux de Pingree (1978) et Signell et Harris (1999), une étude théorique du piégeage des flux sédimentaires et du développement de ces bancs par un cap de forme gaussienne est présentée en Annexe C (Figures 6.71). Des mises en suspension moins intenses, comprises entre 20 et 40 mg l⁻¹, sont observées à la pointe de Dungeness, dans la région côtière au Sud de Boulogne-sur-Mer et au niveau des hauts fonds situés au large du Pays d'Artois tels que le banc du Vergoyer. De manière générale, les CSS sont plus marquées en flot qu'en jusant tout particulièrement près des côtes françaises. Ainsi, au Nord-Est de Wissant, la CSS moyennée selon la verticale passe de 100 mg l⁻¹ en jusant à 125 mg l⁻¹ en période de flot. Ceci confirme un transit sédimentaire général orienté de la Manche à la Mer du Nord avec des veines de transport plus marquées le long des côtes anglaises et françaises (Grochowski *et al.*, 1993a). Cette répartition spatiale de la CSS moyennée sur la verticale est sensiblement différente de celle de la CSS à proximité de la surface qui se trouve être fortement impactée par la teneur en particules fines (silts) (Figure 6.72). On observe ainsi une accentuation des taches de mise en suspension à la pointe du cap de Dungeness, le long de la bande de sables fins s'étalant de Merlimont à Boulogne-sur-Mer et au niveau des bancs de la Bassure de Baas et du Vergoyer.

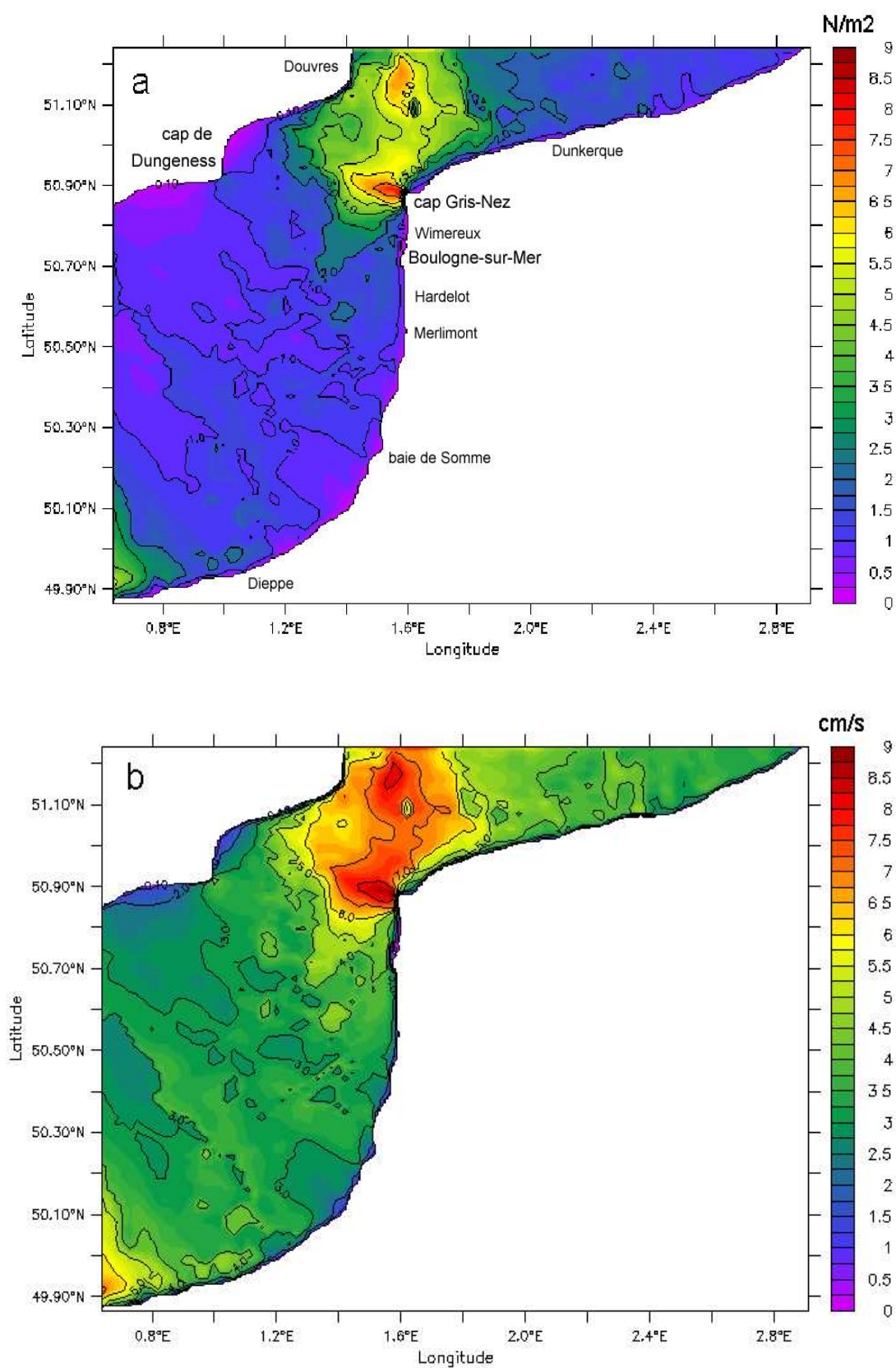


Figure 6.67 – Répartitions spatiales de la contrainte de cisaillement totale $\tau_{c,max}$ (a) et de la vitesse de frottement $u_{*c,max}$ (b) maximales au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) dans le détroit du Pas-de-Calais.

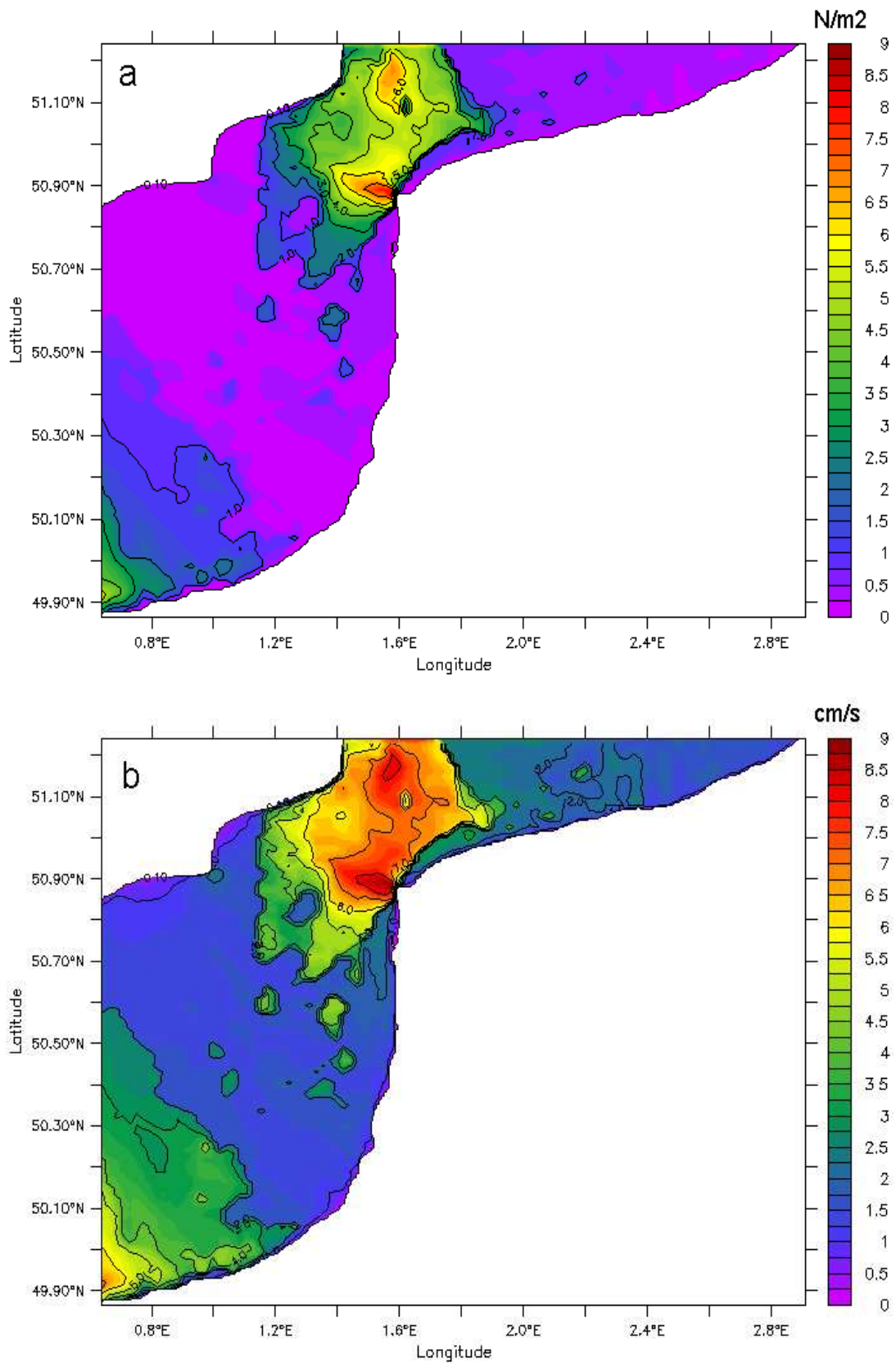


Figure 6.68 – Répartitions spatiales de la contrainte de cisaillement superficiel $\tau'_{c,max}$ (a) et de la vitesse de frottement de peau $u'_{c,max}$ (b) maximales au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) dans le détroit du Pas-de-Calais.

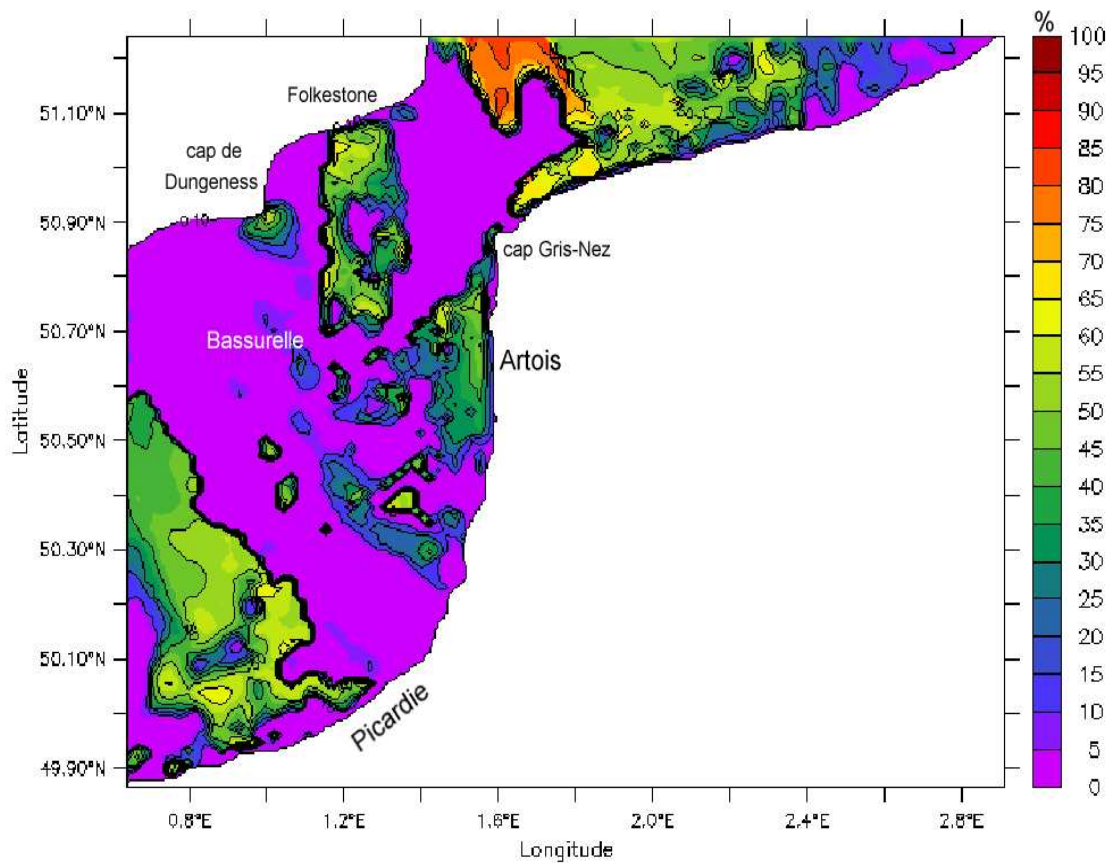


Figure 6.69 – Pourcentage du temps pendant lequel le critère de mobilité du diamètre médian des sédiments de fond est atteint au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70).

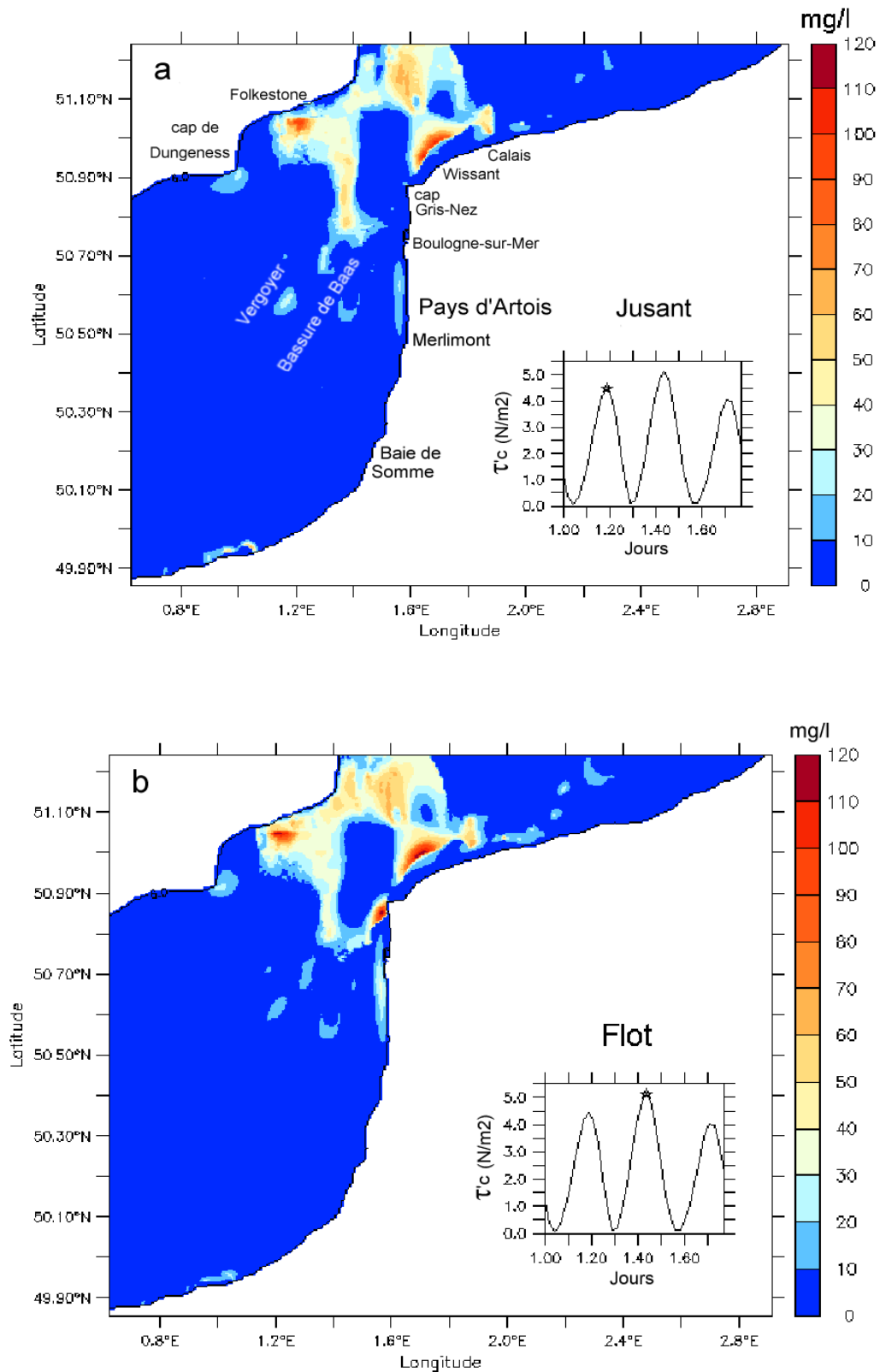


Figure 6.70 – Champs de CSS totale moyennée sur la verticale en pointes de jusant (a) et de flot (b) d'un cycle de marée moyenne. La miniature indique, dans chaque cas, l'évolution de la contrainte de cisaillement superficiel près du fond τ_c (en $N m^2$) au centre du détroit ($X = 1^{\circ}50' E, Y = 51^{\circ}01' N$) au cours du temps exprimé en jours décimaux.

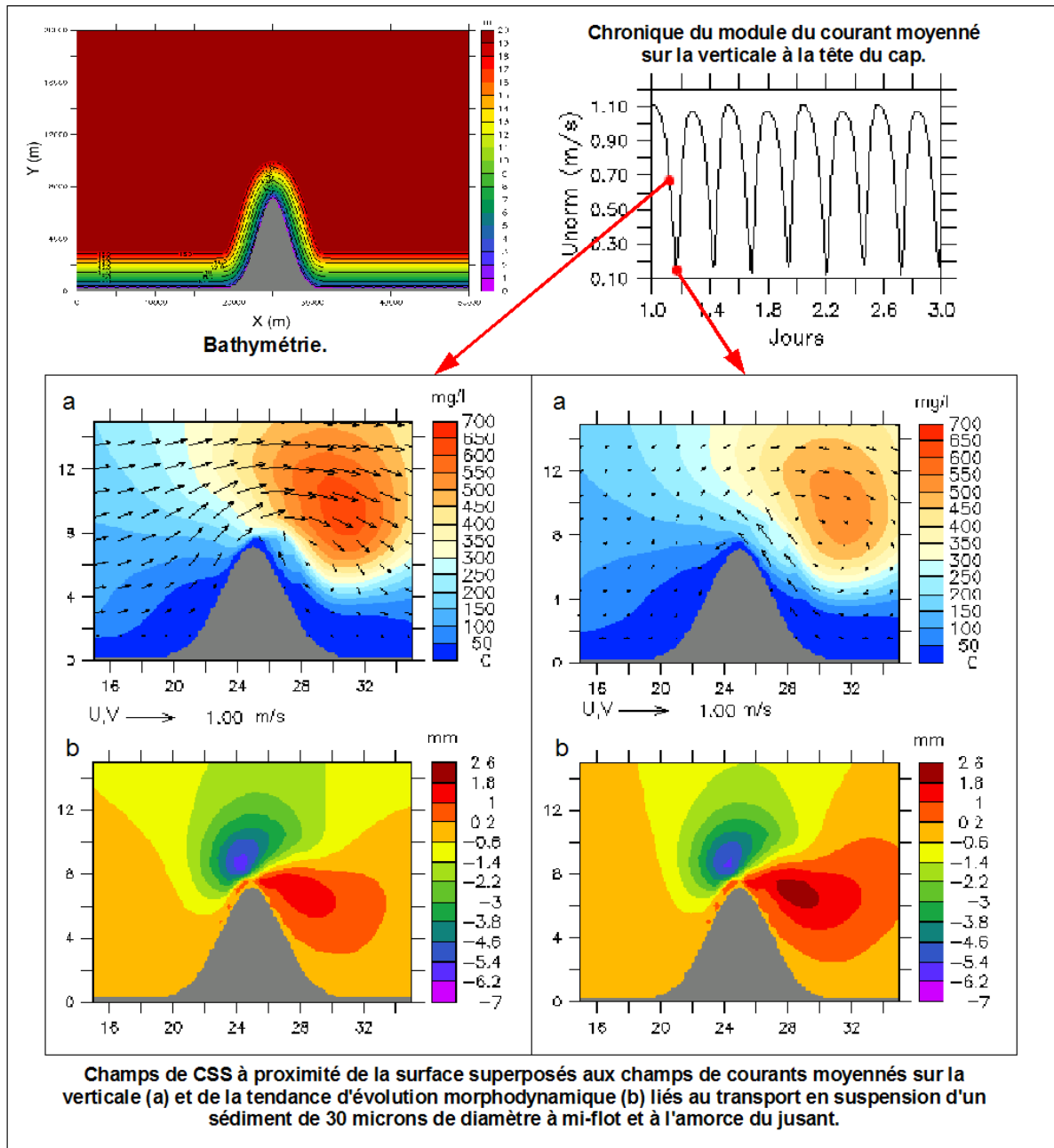


Figure 6.71 – Illustration de résultats relatifs aux mises en suspension de sédiment issus de l'étude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la marée.

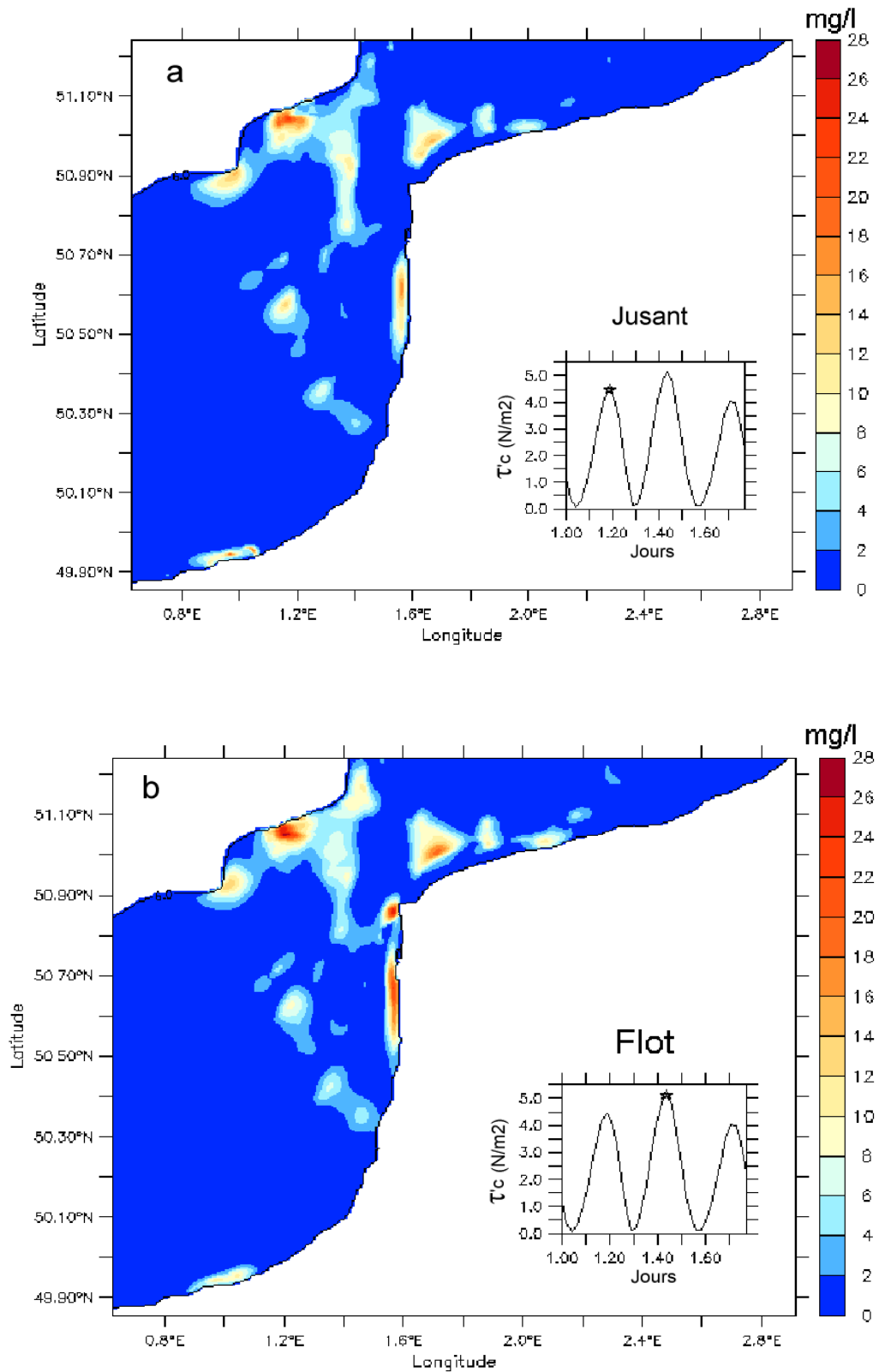


Figure 6.72 – Champs de CSS totale à proximité de la surface en pointes de jusant (a) et de flot (b) d'un cycle de marée moyenne.

6.2.2 Houles de tempête superposées à la marée

Les effets de houles de tempête de hauteur $h_{m0} = 2,5$ m et de période $T_p = 6,5$ s (Grochowski *et al.*, 1993b) (Tableau 2.3) sur la dynamique de marée précédente (marée moyenne, coefficient 70) sont simulés, en mode stationnaire, dans le détroit du Pas-de-Calais, les conditions de simulation reprenant celles présentées Section 6.1.4.1. Deux directions de houle sont retenues, respectivement en provenance de l'Ouest et du Nord-Est selon l'axe médian du détroit, soit précisément 216° par rapport au Nord dans le sens horaire, conformément à l'analyse des directions de propagation effectuée entre 1997 et 2000 à partir des données de l'Atlas numérique de houle le long des côtes françaises (*e.g.*, Benoit et Lafon, 2004; Benoit, 2006).

La Figure 6.73 présente les champs de hauteur h_{m0} de la houle pour les deux directions choisies. On observe une décroissance rapide de la hauteur de houle au cours de sa propagation dans le détroit du Pas-de-Calais. Celle-ci diminue ainsi de 1,5 m entre la frontière Ouest et la zone côtière rectiligne Nord-Sud de la Côte d'Opale au Sud de Calais. Les houles de secteur Nord-Est sont plus fortement atténuées que les houles de secteur Ouest. En sortie de domaine, la hauteur de houle moyenne le long de chaque frontière est égale à 0,6 m pour les houles de Nord-Est contre 0,9 m pour les houles d'Ouest. On remarque, par ailleurs, que les trois sites expérimentaux dans la bande littorale méridionale ne ressentent pratiquement pas l'influence des houles en provenance de la Mer du Nord, les hauteurs h_{m0} y demeurant inférieures à 0,4 m.

6.2.2.1 Frottement de fond

Les simulations sont effectuées en prenant en compte les rides de courant tel qu'évalué à Merlimont en 1998 (campagne MEMPHYS'98) (Section 6.1.4). La Figure 6.74 présente les répartitions spatiales du rapport $X = \tau_{c,max} / (\tau_{c,max} + \tau_{w,max})$ entre les contraintes de cisaillement maximal totales liées au courant $\tau_{c,max}$ et à la houle $\tau_{w,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne pour les deux directions choisies, le calcul de ces contraintes intégrant les modifications induites par l'interaction houle-courant en couche limite benthique. Dans les deux cas, le rapport des contraintes est supérieur à 0,5 sur une grande partie du domaine de calcul confirmant le choix des rides de courant pour la représentation des micro-topographies de fond. Le centre du détroit, caractérisé par des profondeurs supérieures à 50 m (Figure 2.13), reste dominé par les contraintes de marée avec un rapport $X=0,9$. Ce rapport est globalement compris entre 0,6 et 0,7 par 30 m de profondeur.

L'action de la houle près du fond est prépondérante ($X < 0,5$) au niveau des zones côtières directement exposées au sens de propagation, à savoir la côte du Pas-de-Calais dans le cas d'une houle de Sud-Ouest (Figure 6.74-a) et le littoral franco-belge pour une houle de Nord-Est (Figure 6.74-b). L'influence de la houle révèle notamment les haut-fonds des bancs de la Bassure de Baas et du Vergoyer pour une houle de Sud-Ouest, et des bancs de Flandre pour une houle de Nord-Est.

6.2.2.2 Mobilité des sédiments de fond

La Figure 6.74 présente le facteur d'accentuation de la mobilité du diamètre médian au cours d'un cycle de marée moyenne pour les deux directions choisies. On observe une corrélation forte avec les répartitions spatiales du rapport entre les contraintes liées au courant et à la houle identifiées précédemment à la Figure 6.74. Dans les régions directement exposées à la houle, le critère de mobilité du diamètre médian des sédiments de fond est ainsi dépassé pendant plus de 95 % du temps (Figure 6.75) contre moins de 10 % en situation de courant de marée seul. Au niveau des haut-fonds présents au large de la côte du Pas-de-Calais et du littoral franco-belge, la mobilité des sédiments de fond intervient tout au long du cycle de marée moyenne. D'un point de vue global, une houle de Sud-Ouest conduit à une augmentation de la mobilité du diamètre médian des sédiments de fond sur plus de 75 % du domaine de calcul à l'exception de la zone centrale de cailloutis située au Nord-Ouest du cap Gris-Nez (Figure 6.75-a) alors que le mouvement induit dans le cas d'une houle de Nord-Est reste essentiellement localisé au littoral franco-belge (Figure 6.75-b).

6.2.2.3 Concentration de sédiment en suspension

Les Figures 6.76 et 6.77 présentent les champs de la CSS totale moyennée sur la verticale dans le détroit du Pas-de-Calais en pointes de jusant et de flot d'une marée moyenne (coefficient 70) pour les deux directions de houle de tempête retenues. Dans chaque cas, les houles accentuent globalement le niveau de CSS dans la colonne d'eau modifiant la typologie des mises en suspension générées par les courants de marée seuls. La tache de mise en suspension identifiée précédemment au Sud-Est du cap Gris-Nez (Section 6.2.1.4) est ainsi accentuée par rapport à celles identifiées au large de Wissant et au Sud de Folkestone. Les effets des conditions de houle sur les transports sédimentaires au voisinage d'un cap de forme gaussienne sont étudiés plus précisément en Annexe C (Figure 6.78). Dans le cas de la houle de Sud-Ouest (Figure 6.76), les maxima de CSS sont obtenues à

l'Ouest du cap de Dungeness avec des CSS totales moyennées sur la verticale comprises entre 115 et 120 mg l⁻¹. Le long de la côte française, les principales zones de mises en suspension sont celles directement exposées à la houle. Les CSS sont ainsi exacerbées au niveau de la zone littorale de sables fins envasés, facilement mobilisables, située entre Hardelot et Merlimont, et au niveau de la Baie de Somme où la CSS totale moyennée sur la verticale dépasse 70 mg l⁻¹. La houle accentue également les mises en suspension au niveau des édifices sédimentaires situés au large des sites expérimentaux que sont la Bassure de Baas et le banc du Vergoyer, avec des CSS atteignant 20 mg l⁻¹. Dans le cas de la houle de Nord-Est (Figure 6.77), les mises en suspension sont principalement localisées au Nord-Est du détroit du Pas-de-Calais avec des CSS maximales de 120 mg l⁻¹ le long de la côte anglaise (Figures 6.77). Le long du littoral franco-belge, les houles de Nord-Est exacerbent les mises en suspension et révèlent les structures topographiques induites par la présence des Bancs de Flandre avec des CSS comprises entre 60 et 80 mg l⁻¹. A noter enfin une sensible augmentation des CSS le long de la bande de sables fins au Sud de Boulogne-sur-Mer en dépit d'un effet de protection par le cap Gris-Nez. En période de flot, la CSS totale moyennée sur la verticale passe ainsi de 40 mg l⁻¹ sous l'influence d'un courant de marée seul à 50 mg l⁻¹ en présence d'une houle de Nord-Est, au centre de cette zone.

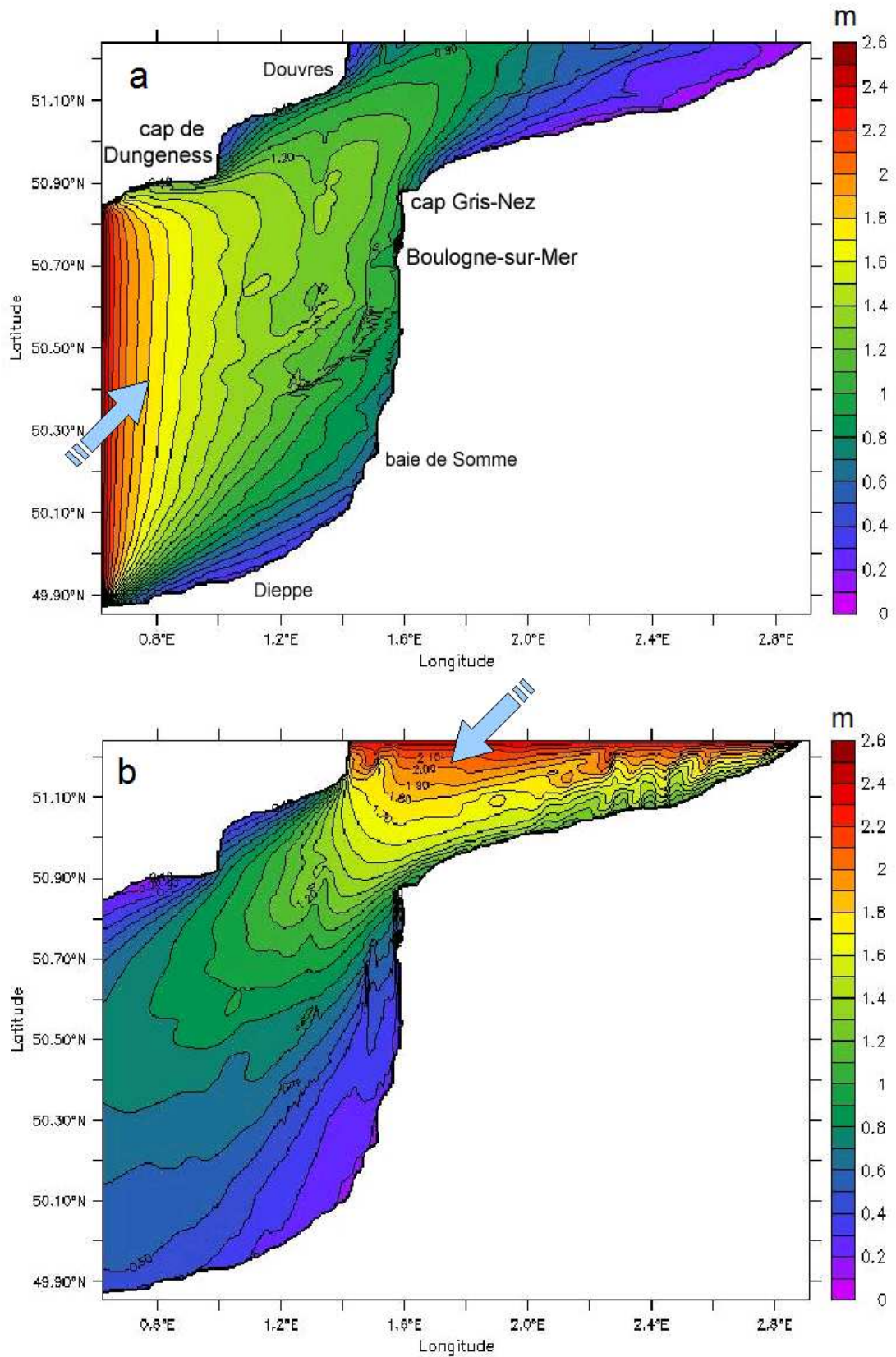


Figure 6.73 – Champs de hauteur h_{m0} pour une houle de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b) dans le détroit du Pas-de-Calais.

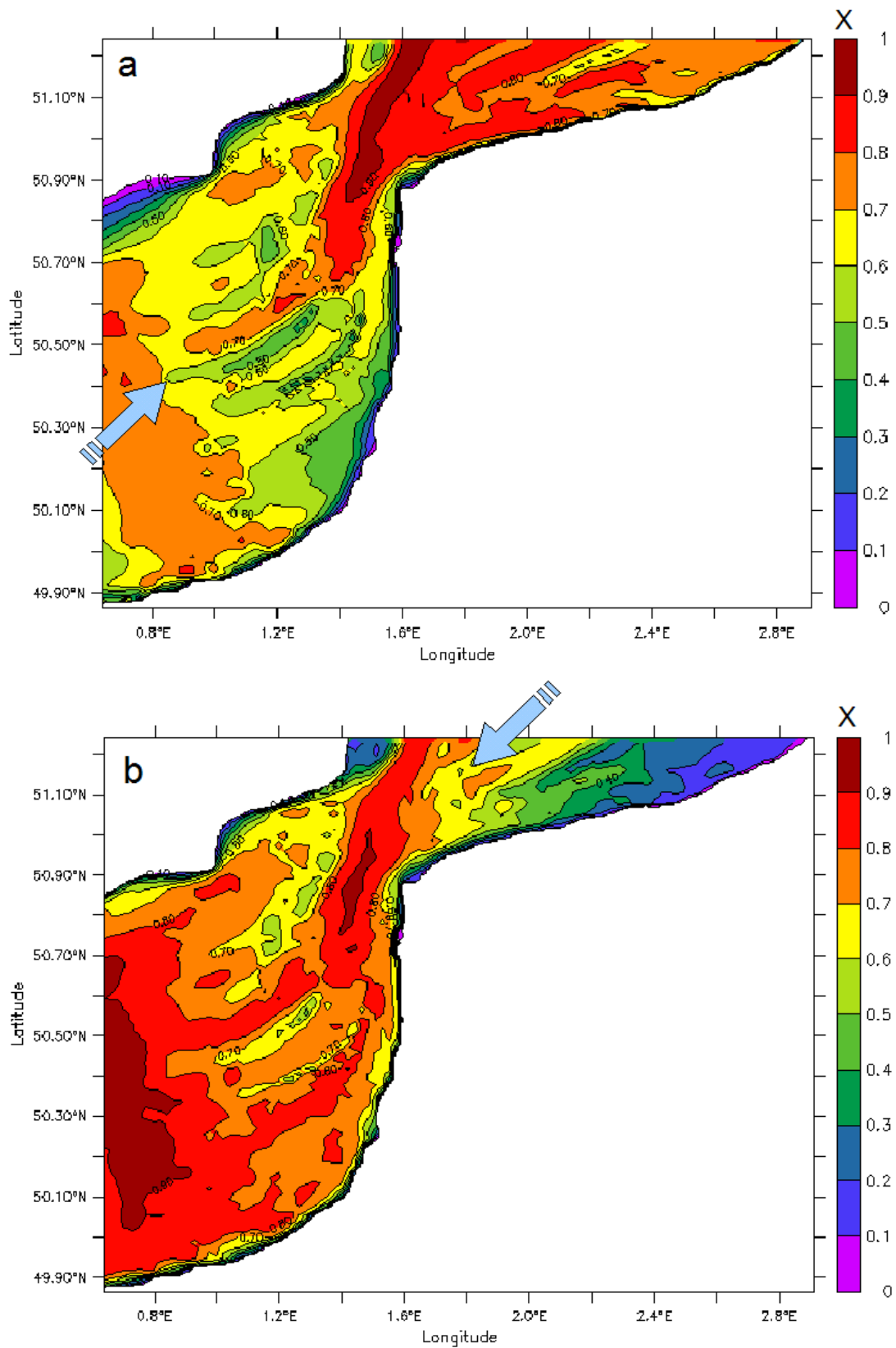


Figure 6.74 – Répartitions spatiales du rapport $X = \tau_{c,max} / (\tau_{c,max} + \tau_{w,max})$ au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) pour une houle de tempête ($h_{m0} = 2,5$ m et $T_p = 6,5$ s) de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b).

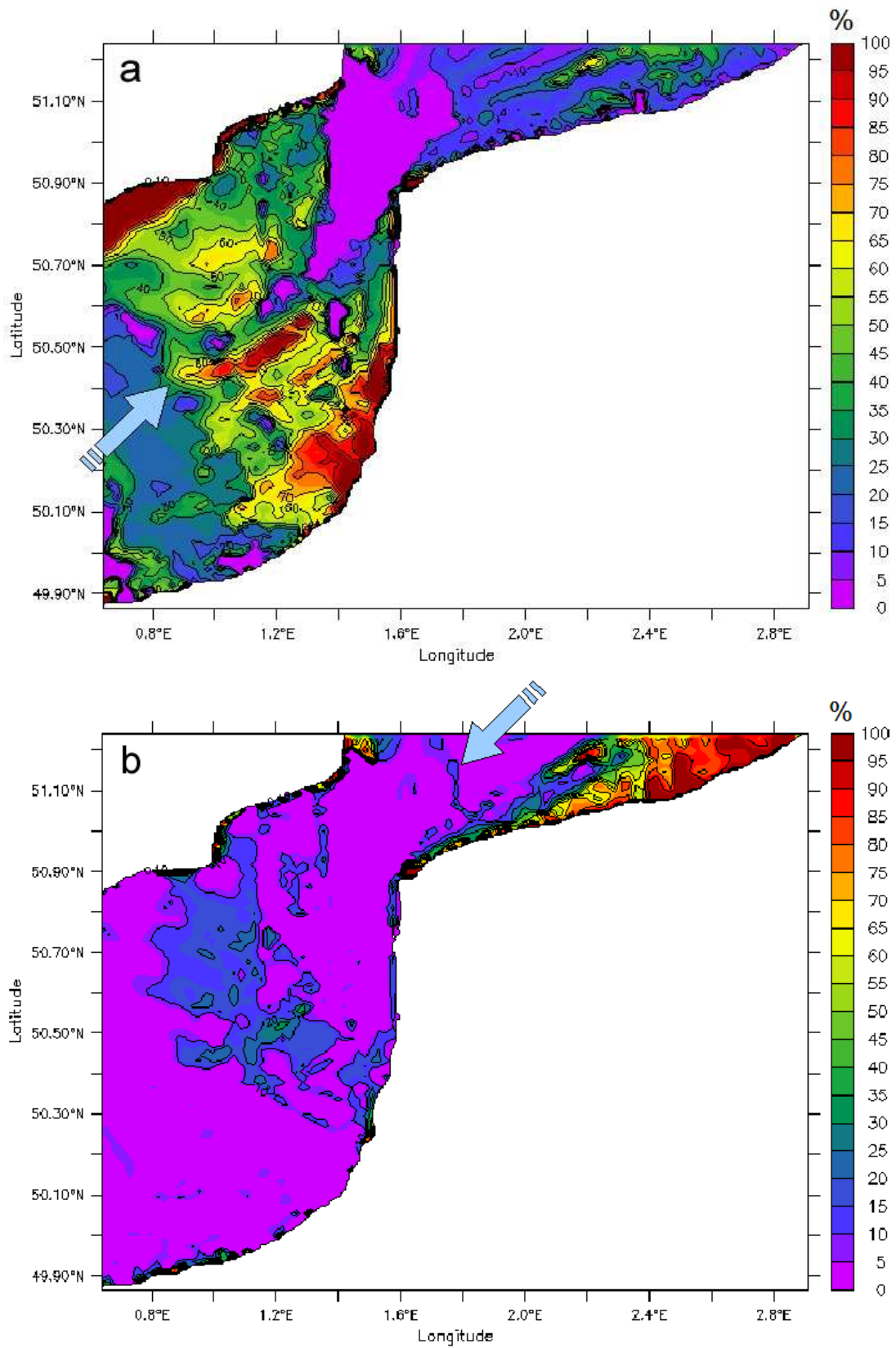


Figure 6.75 – Facteurs d’accentuation (exprimés en %) de la mobilité du diamètre médian au cours d’un cycle de marée moyenne (coeff. 70) pour une houle de tempête ($h_{m0} = 2,5$ m et $T_p = 6,5$ s) de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b).

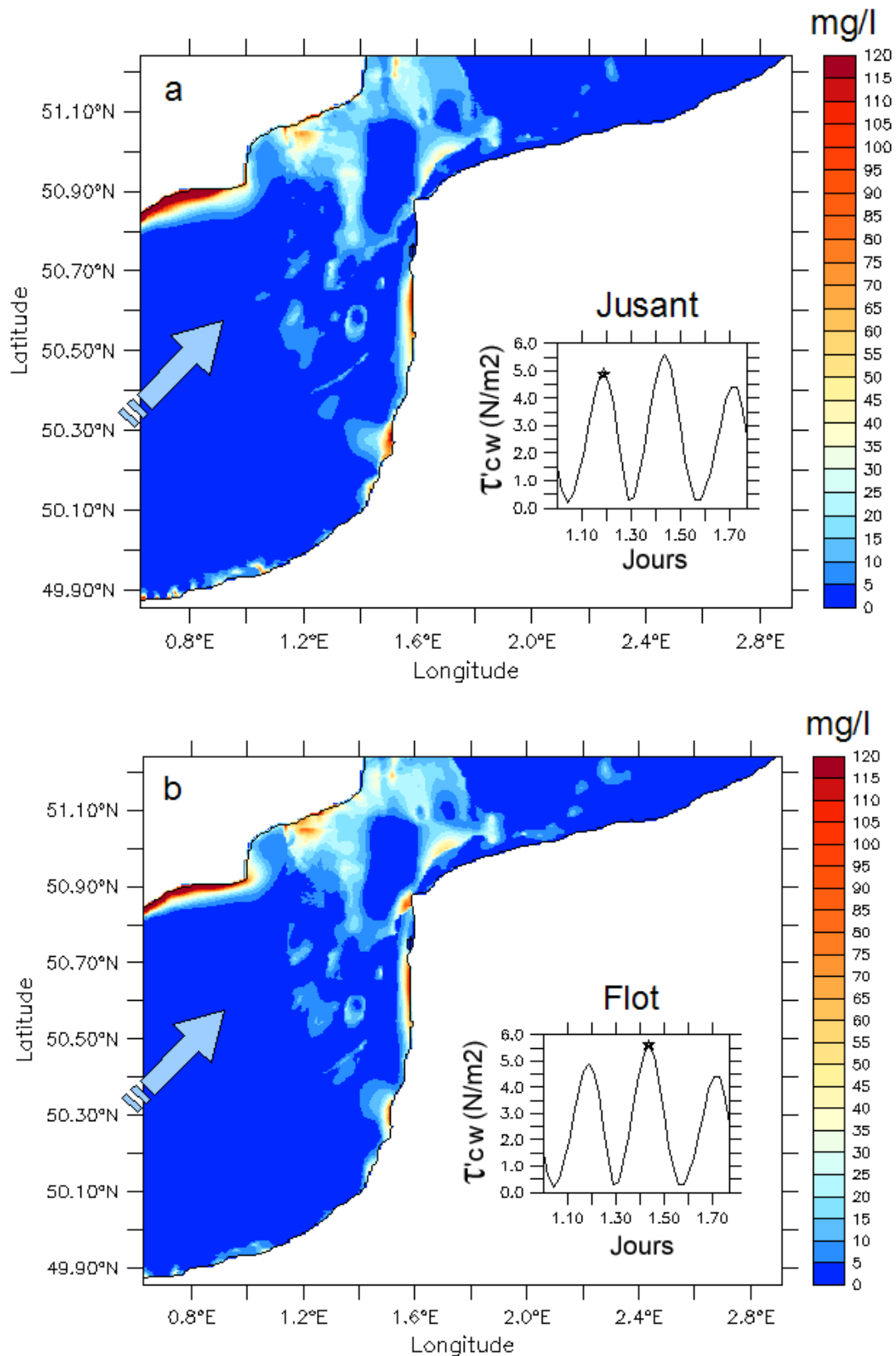


Figure 6.76 – Champs de CSS totale moyennée sur la verticale aux points de jusant (a) et de flot (b) d'une marée moyenne (coeff. 70) en présence d'une houle de secteur Sud-Ouest de 2,5 m et 6,5 s de période de pic. La miniature indique, dans chaque cas, l'évolution de la contrainte de cisaillement superficiel totale près du fond τ'_{cw} (en N m²) au centre du détroit au cours du temps exprimé en jours décimaux.

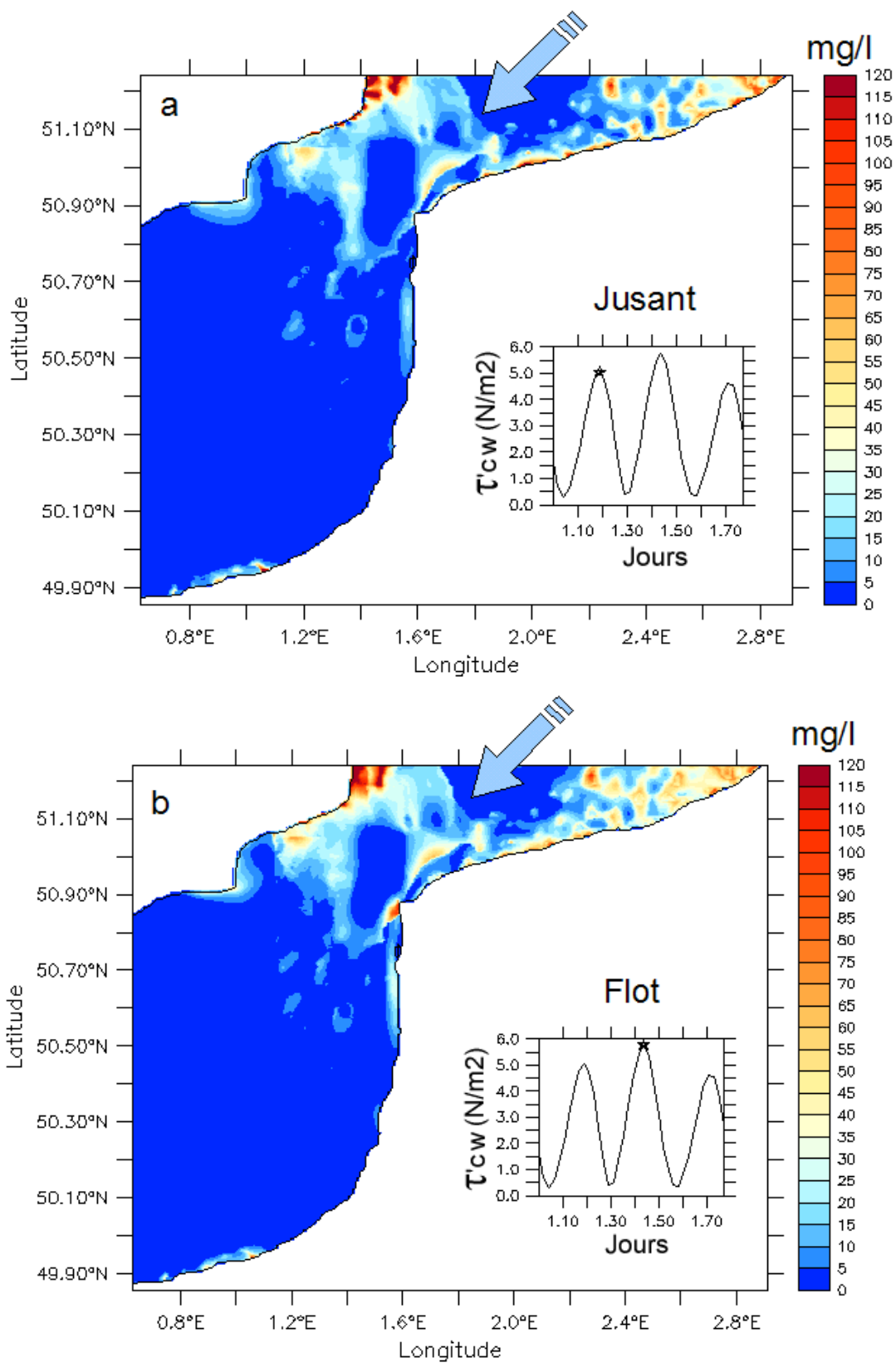


Figure 6.77 – Champs de CSS totale moyennée sur la verticale aux points de jusant (a) et flot (b) d'une marée moyenne (coeff. 70) en présence d'une houle de secteur Nord-Est de 2,5 m et 6,5 s de période de pic.

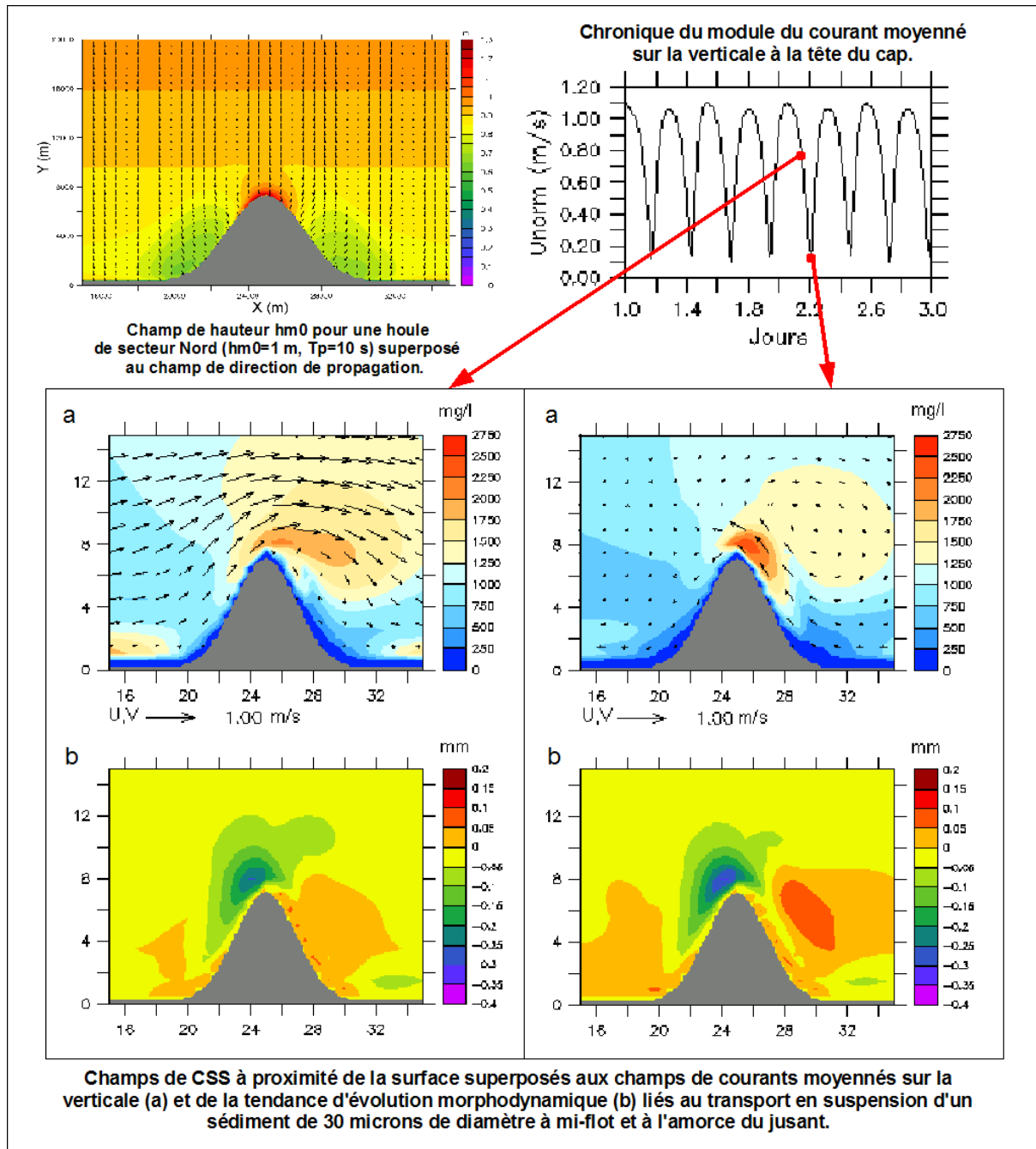


Figure 6.78 – Illustration de résultats relatifs aux mises en suspension de sédiment issus de l'étude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la houle superposée à un courant de marée.

6.2.3 Bilan

Les simulations effectuées dans le détroit du Pas-de-Calais ont permis de confirmer le rôle joué par les sédiments fins et d'identifier les différentes zones de mises en suspension sous l'influence des courants de marée seuls et combinés à une houle de tempête. La répartition des mises en suspension apparaît fortement conditionnée par la géométrie du littoral français composé de deux façades quasi-linéaires respectivement ouvertes sur la Manche orientale et la Mer du Nord *via* son impact sur la propagation des houles. Les mises en suspension sont ainsi accentuées en Manche orientale, au niveau de La Bassure de Baas et du Vergoyer par les houles de Sud-Ouest, et en Mer du Nord méridionale, au niveau des bancs de Flandres, pour les houles de Nord-Est. Le cap Gris-Nez, situé à la jonction des deux façades, induit un phénomène localisé de piégeage des flux sédimentaires. Cet aspect et sa conséquence sur la formation des figures de fond déjà évoqués à la Section 6.2.1.4 sont abordés en détails à l'Annexe C.

6.3 Analyse régionale étendue à la Manche

Nous terminons ici en étendant le domaine d'exploitation de la chaîne MISTRAL pour analyser, à l'échelle régionale de la Manche, l'impact de l'hétérogénéité des sédiments superficiels sur la dissipation par frottement sur le fond de l'onde de marée et sur la dynamique sédimentaire associée. Le premier point considère diverses paramétrisations du paramètre de rugosité de fond en l'absence et présence de rides. Le second point se focalise sur le transport en charriage en s'intéressant aux effets de masquage/exposition et en le comparant au transport en suspension.

6.3.1 Conditions de simulation

6.3.1.1 Modèle de circulation et de transport sédimentaire

De la même manière que précédemment, le modèle de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est implanté sur deux domaines emboîtés (Figure 6.79) :

- un domaine #1 correspondant à la Manche et la partie méridionale de la Mer du Nord entre les longitudes 4°000 W et 4°692 E et les latitudes 48°410 N et 52°837 N,
- un domaine #2 s'étendant du golfe Normano-Breton au détroit du Pas-de-Calais, entre les longitudes 3°300 W et 3°000 E et les latitudes 48°410 N et 51°300 N.

Le domaine #1 est maillé selon une grille de 196×165 cellules carrées de 3 km de côté. La grille de calcul sur le sous-domaine #2 possède 213×162 mailles carrées de 2 km de côté. La discrétisation verticale se compose sur le domaine #1 de 10 couches σ . Elle est portée à 11 sur le domaine #2, et est complétée par un sous-maillage de 7 niveaux dans la demi-cellule verticale de fond, la résolution des équations de transport sédimentaire étant effectuée sur ce sous-domaine. Les temps de calcul des modes externes et internes sont respectivement de 30 et 300 s pour le domaine #1 et de 20 et 200 s pour le sous-domaine #2.

Les coefficients de Smagorinsky C_{m0} et C_{s0} sont pris égaux à 0,2 sur les domaines #1 et #2. De la même manière que précédemment (Section 6.1.1), la bathymétrie est interpolée de manière bi-linéaire à partir des données de Salomon *et al.* (1993). Sur le domaine #1, le fond est supposé plat avec un paramètre de rugosité z_0 fixé à 0,0035 m (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b). Les rugosités de grain et de forme liées aux rides de courant sont prises en considération sur le domaine #2 par l'application de la technique mixte AFS-krigeage aux 2638 échantillons des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » disponibles sur le

sous-domaine #2 (Section 4.2.1).

Les modes d'imposition des conditions limites et des conditions initiales sont similaires à ceux retenus pour l'application du modèle présentée à la Section 6.1.1. Une condition de marée moyenne (coefficient 70) est retenue dans chaque situation.

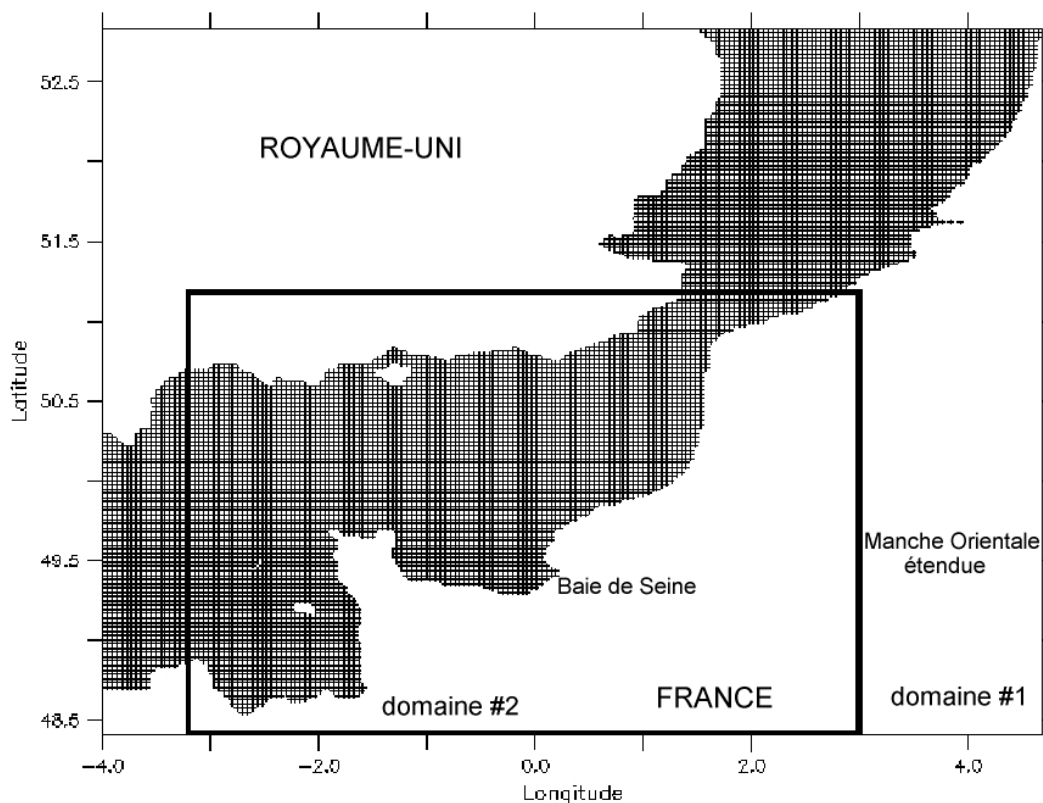


Figure 6.79 – Domaines de calcul #1 et #2. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1.

6.3.1.2 Données granulométriques et rugosités de fond associées

Les transports sédimentaires sont uniquement calculés sur le domaine #2 où la répartition spatiale des distributions granulométriques est effectivement prise en considération. La Figure 6.80 présente, en Manche, les répartitions spatiales des six premières classes granulométriques ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$, $d_3 = 150 \mu\text{m}$, $d_4 = 350 \mu\text{m}$, $d_5 = 750 \mu\text{m}$ et $d_6 = 1,5 \text{ mm}$) exprimées en pourcentage de la masse totale. Les silts, les sables très fins et les sables fins ($d < 200 \mu\text{m}$) (Figures 6.80-a à 6.80-c) apparaissent essentiellement le long des littoraux, en particulier, en Baie de Saint-Brieuc, sur la façade Est de la presqu'île du Cotentin, en Baie de Seine, au niveau du cap de Dungeness, à l'Ouest

de l'île de Wight et dans la Baie de Lyme. Cette dernière zone présente les disponibilités maximales en sédiments fins ($d < 200 \mu\text{m}$) avec des proportions cumulées pour les trois premières classes granulométriques y atteignant localement 80 % de la masse totale. Les sables moyens ($200 \mu\text{m} < d < 500 \mu\text{m}$) (Figure 6.80-d) sont principalement localisés au niveau du détroit du Pas-de-Calais avec une disponibilité atteignant les 80 % de la masse totale des sédiments de fond le long du littoral méridional du détroit, et dans la région située entre Hastings et le Nord de la Baie de Somme. Les stocks de sables moyens disponibles entre les bancs de la Bassurelle, du Vergoyer et de La Bassure de Baas sont notamment révélés par la répartition en pourcentage de la masse totale de cette classe dans le détroit du Pas-de-Calais. Enfin, les classes des sables grossiers à très grossiers ($0,5 \text{ mm} < d < 2 \text{ mm}$) (Figures 6.80-e et 6.80-f) ont une répartition spatiale proche avec une proportion cumulée égale à la moitié du stock sédimentaire disponible entre Dieppe et Hastings.

La Figure 6.81 présente la répartition spatiale du paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ associée aux distributions granulométriques interpolées en Manche. Le paramètre de rugosité atteint 26 mm dans les secteurs de cailloutis, en pourtour desquels, le paramètre de rugosité décroît progressivement jusqu'à des valeurs de l'ordre du mm au niveau des zones de graviers sableux et de sables tapissant les fonds de la Baie de Seine et la région située entre la Baie de Somme et Hastings. La présence de rides sableuses accroît la valeur du paramètre de rugosité sur les substrats de sables de diamètre médian $d_{50} < 800 \mu\text{m}$ (Section 5.6.1). La Figure 6.82 présente ainsi la répartition spatiale du paramètre de rugosité de fond ridé z_0 obtenue à partir de modèle géométrique de Yalin (1985) (Section 5.6.1). Le paramètre de rugosité augmente ainsi en moyenne de 3 mm au Sud du Dorset, en Baie de Saint-Brieuc, à l'embouchure de l'estuaire de la Seine, entre le Sud d'Hastings et la côte Picarde, et au large de la frontière franco-belge. Cette augmentation atteint la valeur maximale de $z_0 \simeq 8d_{50} \simeq 6,4 \text{ mm}$ sur les zones de sables grossiers d'un diamètre médian proche de la limite de formation des rides de houle ($d_{50} = 800 \mu\text{m}$).

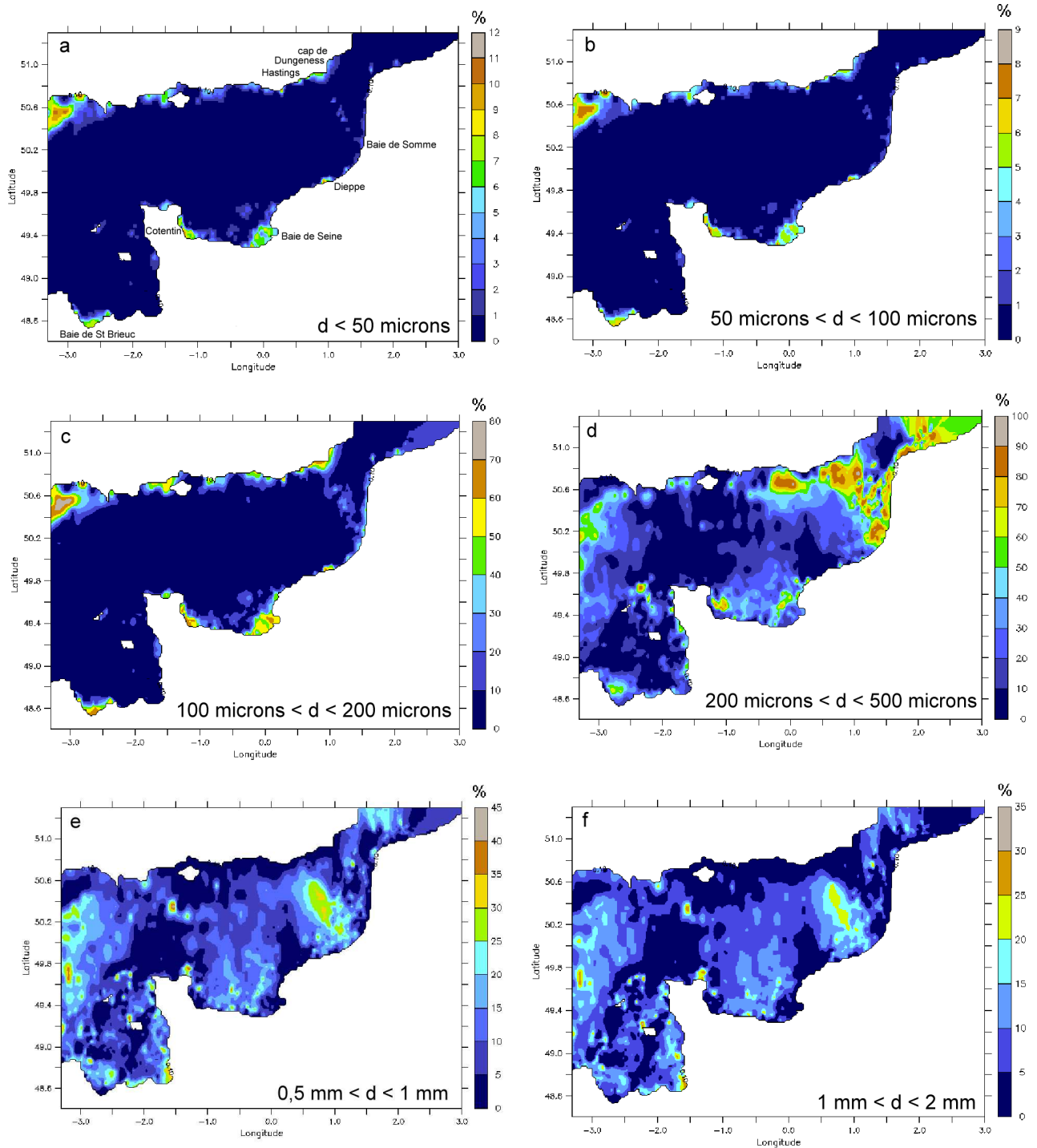


Figure 6.80 – Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des six premières classes granulométriques de diamètre inférieur à 2 mm.

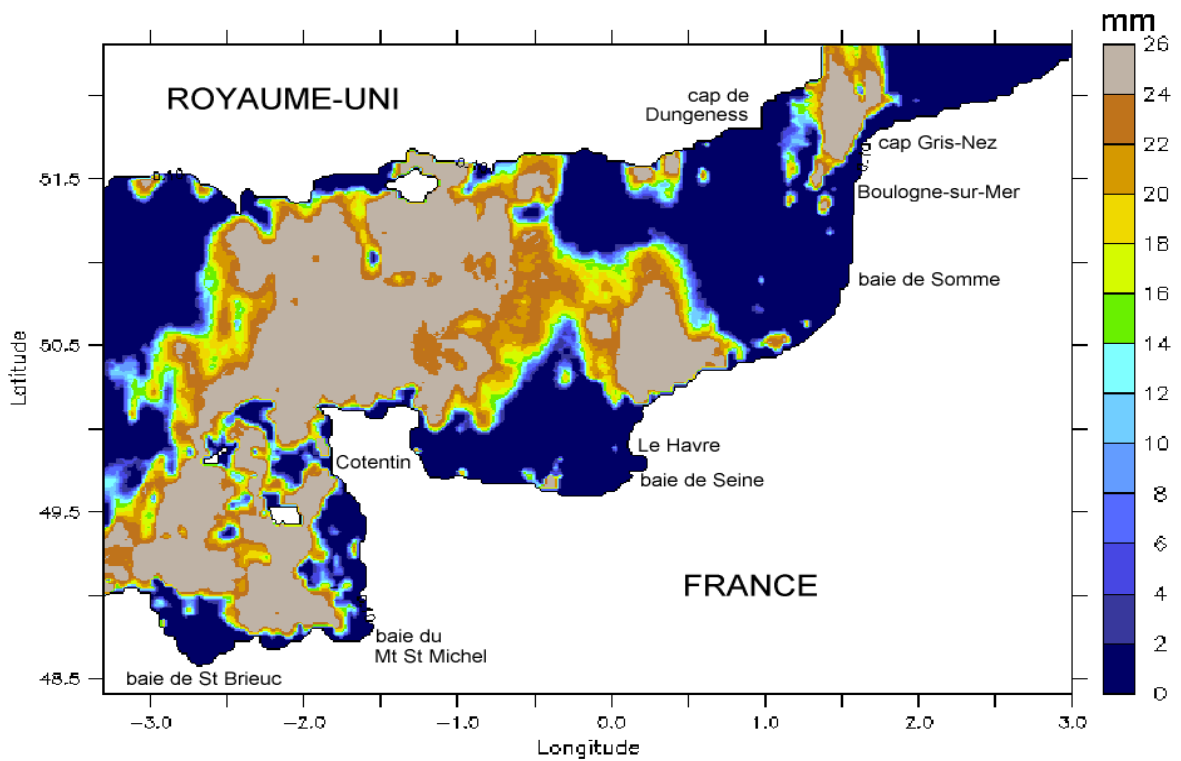


Figure 6.81 – Répartition spatiale du paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$.

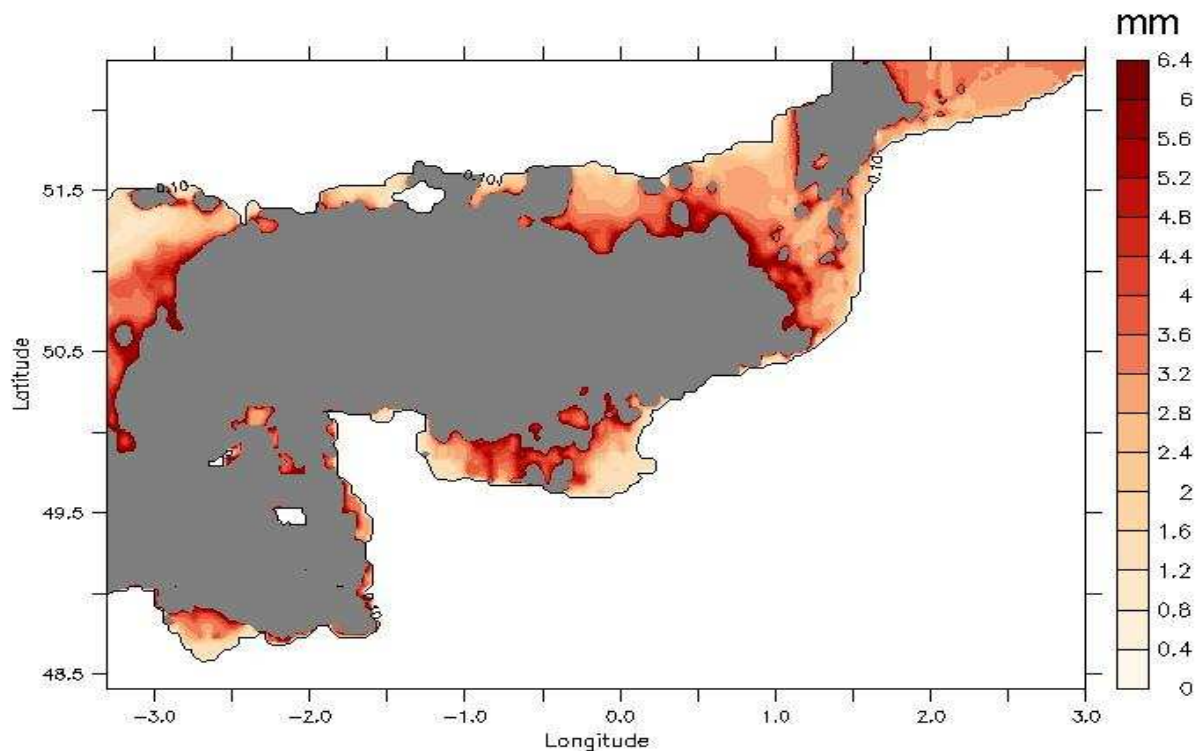


Figure 6.82 – Répartition spatiale du paramètre de rugosité de fond ridé z_0 calculée à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). Les zones grisées correspondent aux fonds ne développant pas de rides ($d_{50} < 800 \mu\text{m}$).

6.3.2 Effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dissipation par frottement de l'onde de marée M_2

Les effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dissipation par frottement de l'onde de marée sont étudiés à travers l'onde M_2 . La comparaison s'oriente ainsi sur l'amplitude et la phase de l'onde M_2 obtenues à partir d'un paramètre de rugosité uniforme, d'un paramètre de rugosité variant spatialement sans et avec prise en compte des rides de courant.

6.3.2.1 Frottement de fond

La Figure 6.83 montre les répartitions spatiales de la vitesse de frottement maximale $u_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédites pour un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035$ m et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ (Figure 6.81). La Figure 6.84 présente l'augmentation relative de la vitesse de frottement maximale traduisant une corrélation forte avec la répartition spatiale du paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ (Figure 6.81). En dépit d'une atténuation des courants de marée concomitante avec l'augmentation du paramètre de rugosité, la vitesse de frottement près du fond $u_{*c,max}$ augmente en moyenne de 15 % sur les fonds de cailloutis et localement de 40 % dans le Golfe Normanno-Breton. On observe partout ailleurs une atténuation de la vitesse de frottement. Celle-ci est ainsi inférieure à 35 % aux valeurs obtenues à partir d'un substrat uniforme ($z_0 = 0,0035$ m) au niveau des substrats de sables situés entre Dieppe et Hastings. En effet, dans cette région, le paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ atteint une valeur de 1,6 mm inférieur à celle retenue pour le substrat uniforme.

6.3.2.2 Amplitude et phase de l'onde M_2 en l'absence de rides

L'amplitude et la phase de l'onde M_2 prédites avec une rugosité uniforme $z_0 = 0,0035$ m (Figure 6.85) s'accordent avec les mesures effectuées sur la plaque tournante CORIOLIS par Chabert d'Hières et Le Provost (1978) (Section 2.1.2, Figure 2.5) et les prédictions numériques de Runday (1979) et de Salomon et Breton (1991). L'augmentation globale du frottement de fond se traduit naturellement par un amortissement et un retard de phase des courants concomitants (*e.g.*, Proudman, 1953).

La prise en compte de l'hétérogénéité spatiale du substrat sur le sous-domaine #2 avec un paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ (Figure 6.81), module spatialement cet effet. La Figure 6.86 présente le différentiel d'amplitude de l'onde M_2 entre une paramétrisa-

tion de la rugosité uniforme prise égale $z_0 = 0,0035$ m et cette paramétrisation de la rugosité spatialement variable. Un effet global d'atténuation de l'onde de marée sur les fonds de cailloutis et d'augmentation sur les fonds sableux est observé. A l'Ouest, les résultats montrent, d'un côté, une atténuation progressive de 2,5 cm vers le fond du Golfe Normano-Breton, et de l'autre, une augmentation atteignant localement 3 cm au Sud du Dorset. L'effet de l'hétérogénéité des sédiments sur la propagation de l'onde M_2 se poursuit en Manche orientale avec une atténuation différentielle progressive de l'amplitude selon un gradient Ouest-Est à partir des cailloutis situés entre l'île de Wight et la presqu'île du Cotentin, et selon un gradient Nord-Sud à partir des fonds de cailloutis situés au coeur du détroit du Pas-de-Calais. Il en résulte une réduction de l'amplitude absolue de 6 cm face au Pays de Caux, soit relative de l'ordre de 2 %. Une atténuation différentielle de 4 cm de l'amplitude de l'onde M_2 est également prédite en Baie de Seine. L'effet sur la phase de l'onde M_2 de l'hétérogénéité spatiale du paramètre de rugosité se traduit principalement par (i) un retard de phase atteignant 40° au voisinage du point amphidromique « virtuel » situé à l'Ouest de l'île de Wight se réduisant progressivement vers la Baie de Seine où il atteint 12° et (ii) une avance de phase de 10° en fond du Golfe Normano-Breton (Figure 6.87).

6.3.2.3 Amplitude et phase de l'onde M_2 en présence de rides

L'impact des rides de courant sur la dissipation par frottement de l'onde M_2 est également évalué. La Figure 6.88 présente le différentiel d'amplitude de l'onde M_2 entre une paramétrisation de la rugosité de fond variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ et intégrant les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). L'atténuation résultant de la prise en compte des rides de courant est limitée à 2,5 mm au Nord du Golfe Normano-Breton, à 2 mm le long de la côte Picarde et 1,25 mm au large du Havre, et décroît à partir de ces trois points. On peut également remarquer une augmentation sensible de 1 mm dans la partie méridionale du détroit du Pas-de-Calais, entre le Pays de Caux et Hastings, en dépit de la présence de rides dans ce secteur. Les différences apparaissant sur la phase sont, dans l'ensemble, inférieures à $0,5^\circ$.

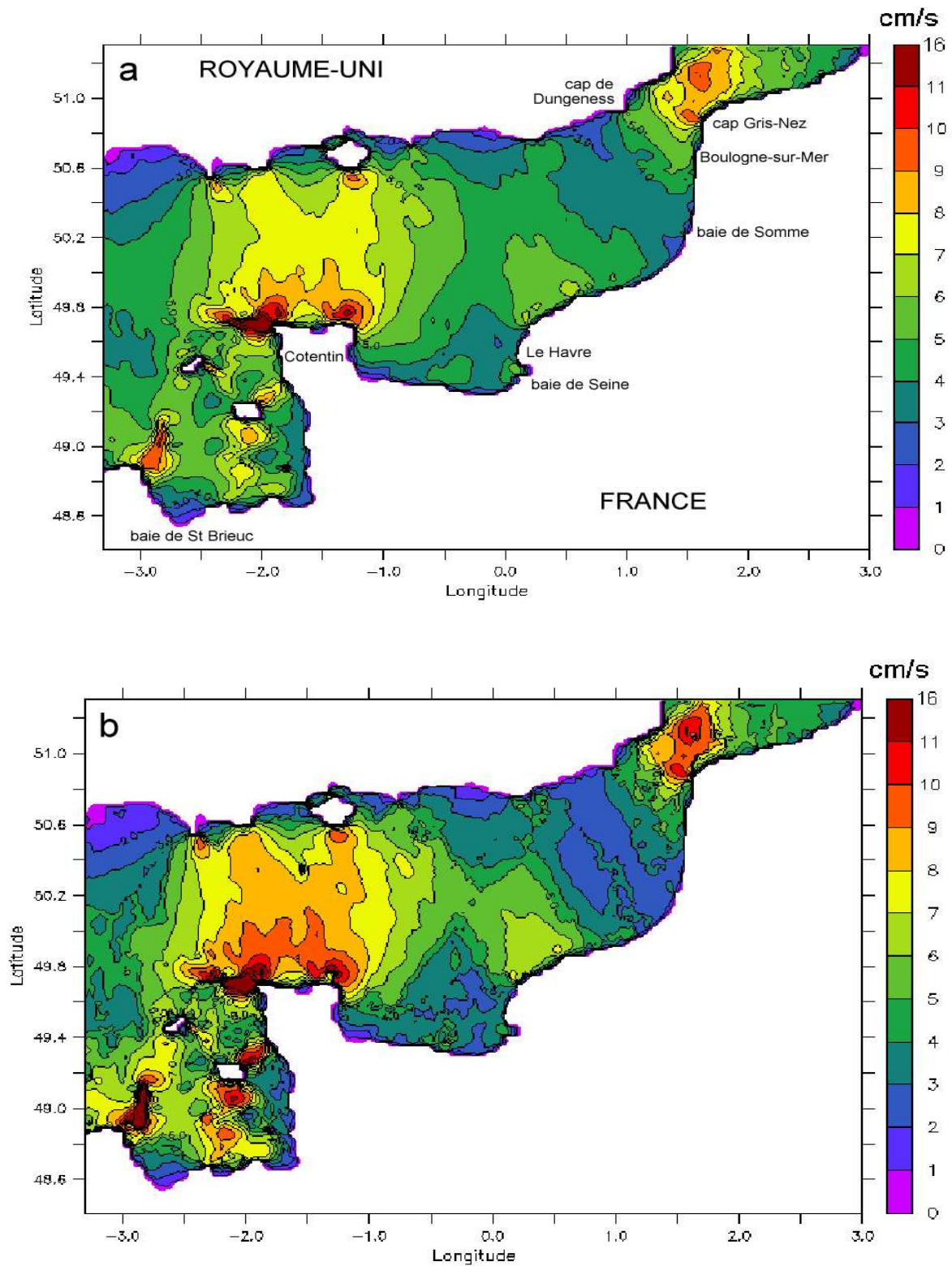


Figure 6.83 – Répartitions spatiales de la vitesse de frottement maximale $u_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédites à partir d'un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035$ m (a) et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ (b).

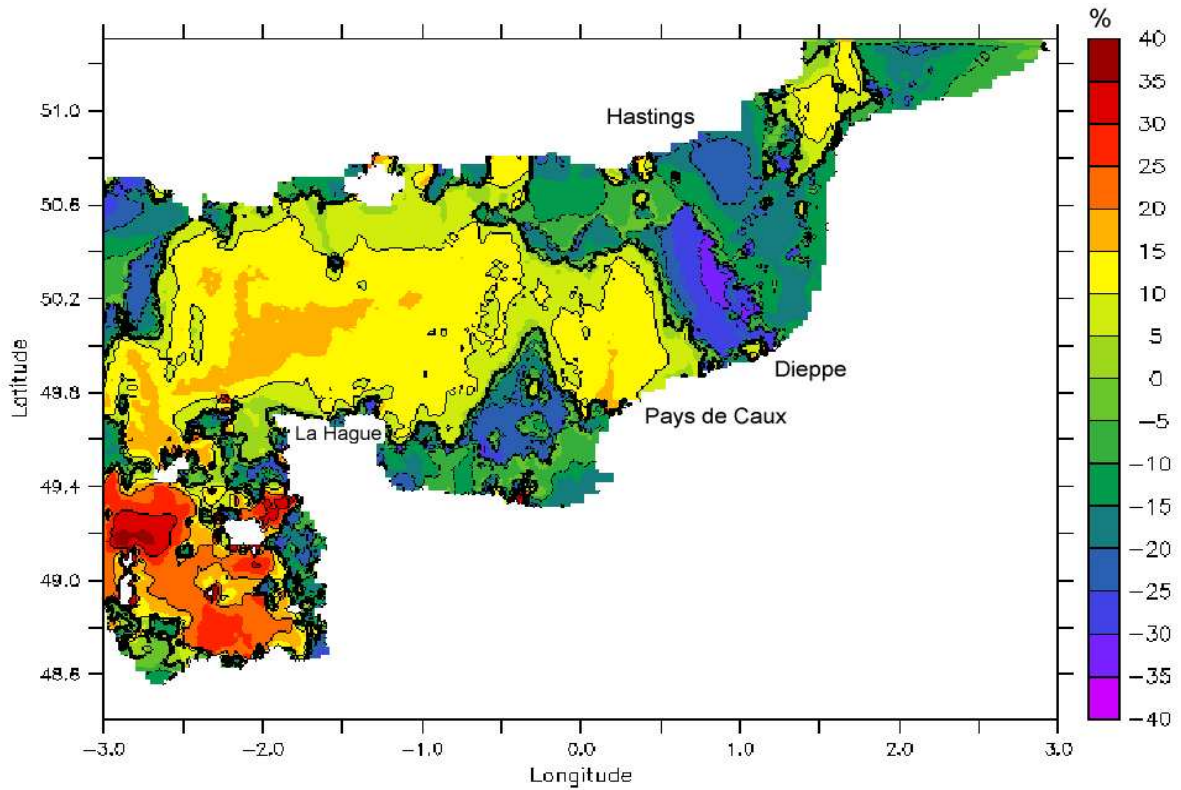


Figure 6.84 – Différentiel de la vitesse de frottement maximale $u_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne liée à la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond $z_0 = d_{90}/10$ par rapport à la situation d'une rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.

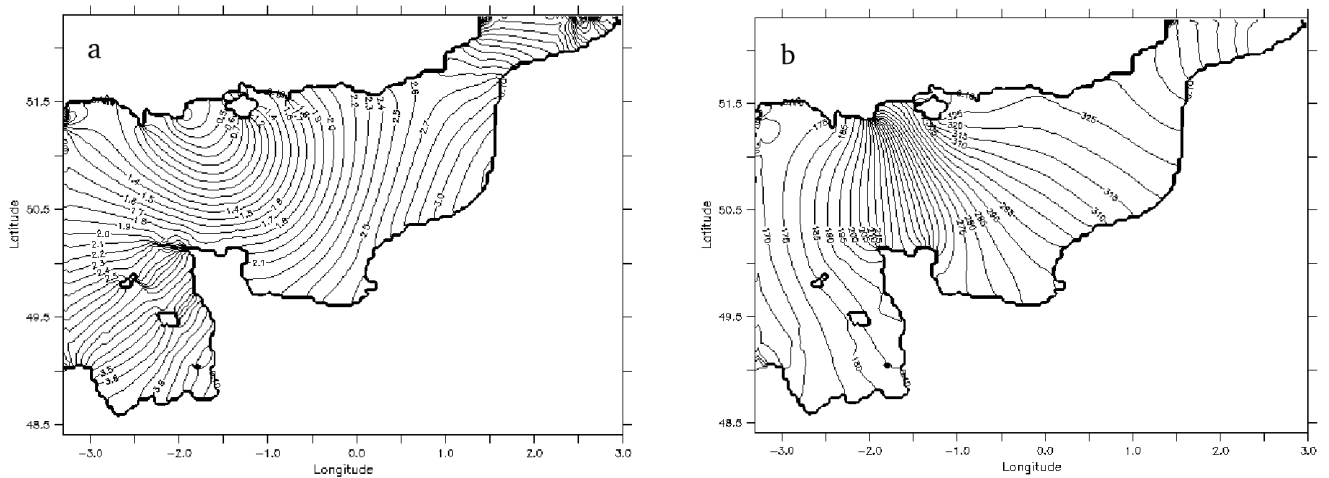


Figure 6.85 – Lignes d'égaux amplitude (en m) (a) et phase (en degrés) (b) de l'onde M_2 prédites pour un paramètre de rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.

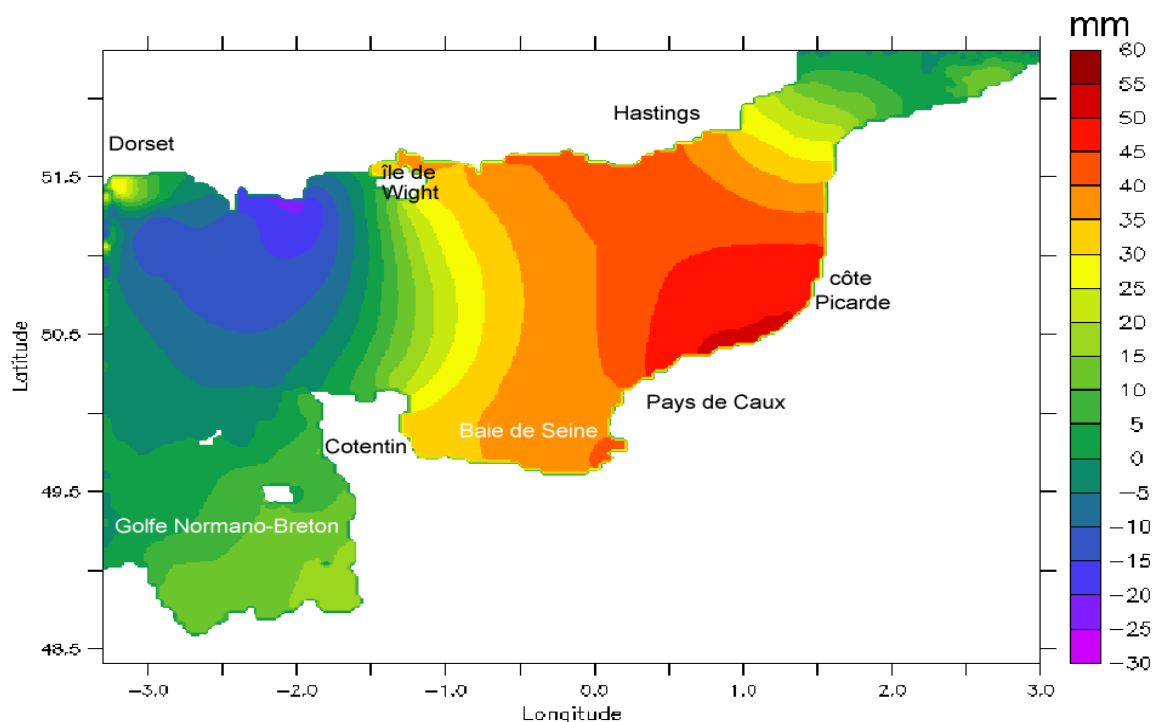


Figure 6.86 – Différentiel d’amplitude de l’onde M₂ prédit entre une paramétrisation de la rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$. Les valeurs positives correspondent aux atténuations imputables à l’hétérogénéité des sédiments superficiels.

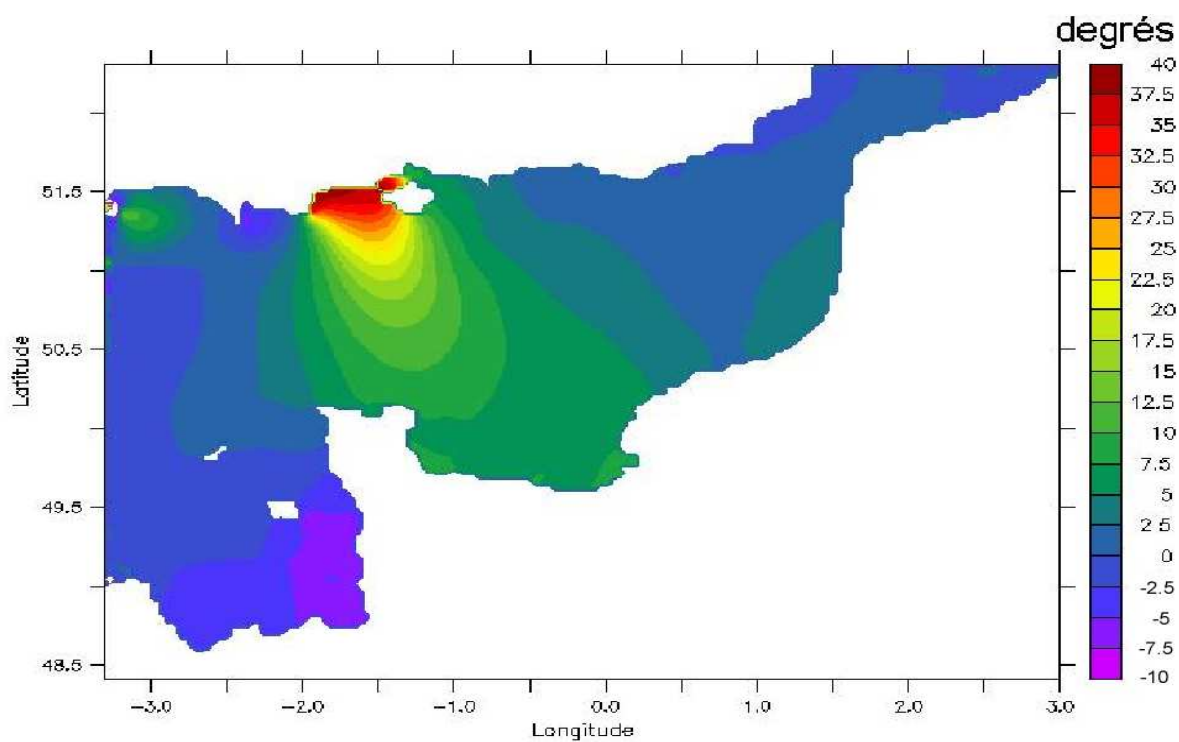


Figure 6.87 – Différentiel de phase de l’onde M₂ entre une paramétrisation de la rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$. Les valeurs positives correspondent à un retard de phase imputable à l’hétérogénéité des sédiments superficiels.

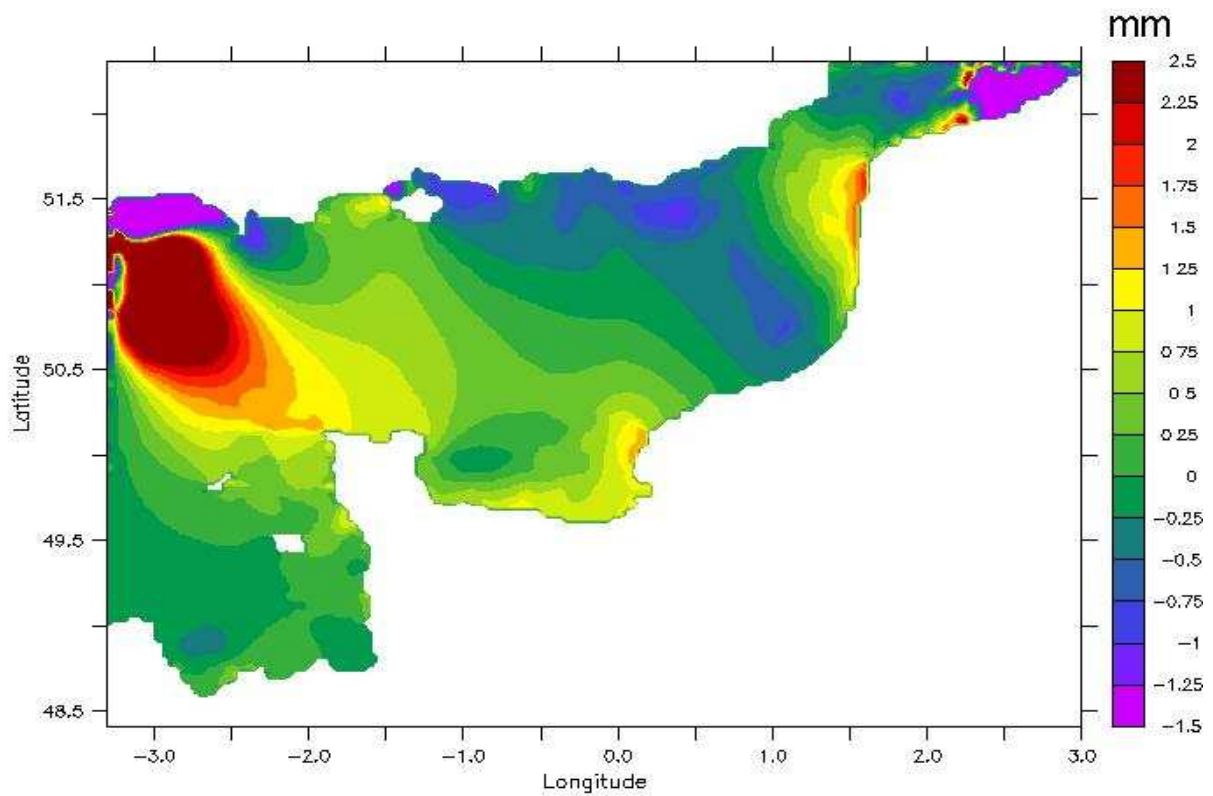


Figure 6.88 – Différentiel d'amplitude de l'onde M₂ entre une paramétrisation de la rugosité de fond variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ et intégrant les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). Les valeurs positives correspondent aux atténuations imputables aux rides.

6.3.3 Effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dynamique sédimentaire

Les effets de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur la dynamique sédimentaire sont successivement examinés au niveau de la capacité d'entraînement des particules sédimentaire par l'écoulement d'une marée moyenne, au niveau du taux de transport par charriage contrôlé, en milieu sédimentaire hétérogène, par un phénomène de masquage/exposition des petites particules par les grosses particules (Section 5.5.3.2) lors de la phase érosive et au niveau du taux de transport en suspension. Dans le cas d'un substrat uniforme, deux paramétrisations de la rugosité de fond sont testées, la première reprenant celle utilisée précédemment $z_0 = 0,0035$ m, la deuxième basée sur la taille des particules de fond $z_0 = d_{90}/10$. Dans le cas d'un substrat hétérogène, le paramètre de rugosité intègre les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985) (Section 5.6.1).

6.3.3.1 Frottement de fond superficiel et capacité d'entraînement des particules sédimentaires de fond

La Figure 6.89 présente la répartition spatiale de la vitesse de frottement de peau maximale $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédite à partir d'un paramètre de rugosité variable spatialement et intégrant l'effet des rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). La vitesse de frottement de peau maximale est en moyenne de 1 cm s^{-1} plus faible que la vitesse de frottement total maximale $u_{*c,max}$ (Figure 6.83-b) sur les fonds ridés ($d_{50} < 800 \text{ } \mu\text{m}$). L'effet de l'atténuation de la vitesse de frottement est présenté à la Figure 6.90 où l'atténuation de la vitesse de frottement de peau maximal par rapport à une situation de fond plat atteint en moyenne 60 % sur les fonds ridés contre moins de 40 % précédemment (Figure 6.84). La Figure 6.91 présente ici le diamètre maximal des sédiments de fond mobilisables au cours d'un cycle de marée moyenne par ces vitesses de frottement déterminé d'après la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) (Equation 5.78) explicité à la Section 5.5.2.2. Les contraintes exercées près du fond sont susceptibles de mettre en mouvement des sables très grossiers de 1 à 2 mm de diamètre sur l'ensemble de la Manche orientale. Le déplacement des cailloutis est possible localement dans le Golfe Normano-Breton et à l'Ouest du cap de la Hague avec des diamètres maximaux de 30 mm. Cependant, ces différentes mobilités sont à pondérer par la disponibilité relative de chaque classe sédimentaire très marquée par une variabilité spatiale en Manche orientale (Figure 6.80).

6.3.3.2 Charriage

Cette section se consacre à l'étude de l'impact de la variabilité spatiale du substrat sur le transport en charriage en condition de marée moyenne.

Dans un premier temps, les taux de transports par charriage résultant de la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sont comparés aux champs du taux de transport par charriage obtenus à partir d'un substrat uniforme composé de sédiments de $350 \mu\text{m}$ de diamètre (quatrième classe granulométrique interpolée - Tableau 4.2). L'utilisation d'un paramètre de rugosité $z_0 = 0,0035 \text{ m}$ ayant montré de bons résultats sur le domaine de la Manche pour les prédictions de marée (Figure 6.85), les simulations sont effectuées dans le cas d'un substrat uniforme à partir de cette rugosité et d'un paramètre de rugosité tenant compte de la taille des particules de fond $z_0 = 0,00035/10 \text{ m} = 35 \mu\text{m}$, cette valeur étant 100 fois inférieure à la précédente. Les Figures 6.92 et 6.93 présentent les champs du taux de transport par charriage, calculés à partir de la formule de Van Rijn (1984a) (Equation 5.85), en pointes de flot et de jusant entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme avec les deux paramétrisations de la rugosité de fond. Etant donné la longueur d'onde de la marée en Manche orientale, les instants représentés correspondent respectivement à la fin du jusant et du flot dans le détroit du Pas-de-Calais. Dans les deux cas, la répartition spatiale des taux de transport par charriage apparaît fortement corrélée sur celle de la vitesse de frottement de peau près du fond et des mobilités induites (Figures 6.89 et 6.91) avec des valeurs maximales apparaissant à l'Ouest du cap de La Hague et une répartition uniforme des taux de charriage entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight, ainsi que dans le détroit du Pas-de-Calais. L'utilisation d'un paramètre de rugosité $z_0 = 35 \mu\text{m}$ réduit les taux de transport par charriage à une intensité maximale de $2,4 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ contre $3,4 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ pour un paramètre de rugosité $z_0 = 0,0035 \text{ m}$. La moyenne des taux de transports par charriage prédits entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight, et dans le détroit du Pas-de-Calais est réduite de $0,6 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ à $0,5 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. L'utilisation d'un substrat hétérogène réduit, d'une part, l'intensité des transports à une valeur maximale de $2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ au Nord de Barfleur et au Nord-Est du détroit du Pas-de-Calais, et, d'autre part, les aires de transport en périphérie des fonds de cailloutis présents au large de la presqu'île du Cotentin et au coeur du détroit du Pas-de-Calais (Figure 6.94). La zone de forts transports par charriage identifiée précédemment à l'Ouest du cap de la Hague présente de plus faibles intensités. Les gradients spatiaux du flux de transport par charriage restent cependant plus marqués que

dans le cas d'un substrat uniforme.

Dans un deuxième temps, une influence supplémentaire de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond sur le transport sédimentaire est illustrée à travers le phénomène de masquage/exposition (Section 5.5.3.2). La Figure 6.95 présente la mobilité des sables moyens de $350 \mu\text{m}$ de diamètre au cours d'un cycle de marée moyenne avec et sans prise en compte du phénomène de masquage/exposition. Dans le cas d'un substrat uniforme (Figure 6.95-a), les sédiments sont mis en mouvement pendant plus de 80 % du temps sur une grande partie du domaine couvrant le Golfe Normano-Breton et s'étalant à l'Est jusqu'à la façade maritime du Pays de Caux. Une deuxième zone couvre pratiquement l'ensemble du détroit du Pas-de-Calais. La prise en compte du phénomène de masquage/exposition réduit la mobilité des sédiments de $350 \mu\text{m}$ à des valeurs comprises entre 70 et 80 % du temps au niveau des zones de cailloutis et de graviers qui jouent un rôle de protection vis à vis des forçages externes (Figure 6.95-b). Cet effet est particulièrement visible au niveau des cailloutis au Nord du Pays de Caux où la mobilité chute de 50 %. La Figure 6.96 présente la répartition spatiale en Manche orientale étendue des taux de transport par charriage maximum au cours d'un cycle de marée moyenne sans et avec prise en compte du phénomène de masquage/exposition. Cette figure met ainsi en évidence l'effet du phénomène de masquage/exposition sur les taux de transport par charriage total. Les principales aires de transport par charriage apparaissent sur les zones de sables très grossiers ($-1 < \phi_{50} < 0$) situés entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight, et dans le détroit du Pas-de-Calais avec des taux atteignant une valeur maximale de $3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. La prise en compte du phénomène de masquage réduit l'emprise de ces régions de transport maximal, principalement au niveau et en pourtour des zones de cailloutis.

6.3.3.3 Concentration de sédiment en suspension

Des comparaisons similaires sont effectuées pour le transport en suspension. Les mises en suspension sont calées à partir du coefficient $\gamma_0 = 0,00055$ utilisé pour les prédictions de CSS effectuées à Hardelot (Section 6.1.2.2). Dans ce cas, le substrat uniforme considéré se compose de particules sédimentaires de $75 \mu\text{m}$ de diamètre (deuxième classe granulométrique interpolée - Tableau 4.2). Les Figures 6.97 et 6.98 comparent, de la même manière que précédemment les résultats obtenus à partir d'un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035 \text{ m}$ et $z_0 = 7,5 \mu\text{m}$ basé sur la taille des particules sédimentaires de

fond. La valeur du paramètre de rugosité agit principalement sur l'intensité des mises en suspension qui atteignent, aux abords du cap de La Hague et de la pointe de Barfleur, en surface une valeur maximale de 40 g l^{-1} pour $z_0 = 0,0035 \text{ m}$ et 20 g l^{-1} pour $z_0 = 7,5 \text{ }\mu\text{m}$. L'utilisation du substrat hétérogène (Figure 6.99) met en évidence une succession de taches de mises en suspension côtières, pour le littoral français, le long de la façade Nord du Cotentin, à l'embouchure de la Seine, au Nord de Fécamp et de Dieppe, et au large du cap Gris-Nez, et, pour le littoral anglais, au Sud du Dorset, de part et d'autre de l'île de Wight, au Sud d'Eastbourne et à l'Est du cap de Dungeness. L'intensité des mises en suspension est limitée à $1,4 \text{ g l}^{-1}$ à l'Ouest de l'île de Wight. On observe également des différences locales dans l'intensité des CSS entre les deux instants représentés, principalement le long du littoral français. En condition de flot face à la presqu'île du Cotentin (Figure 6.99-a), les CSS sont exacerbées au Nord du cap Fréhel, à l'Est du cap de Flamanville, à l'embouchure de la Seine, face à Dieppe et à Fécamp. En condition de jusant face la presqu'île du Cotentin (Figure 6.99-b), on observe l'apparition d'une tache de mise en suspension au Sud-Ouest du cap Gris-Nez et au Sud de Bournemouth.

6.3.3.4 Comparaison des flux de transport en charriage et en suspension

Enfin, les taux de transport par charriage prédits en pointes de flot et de jusant entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant (Figure 6.94) sont comparés aux taux de transport en suspension prédits aux mêmes instants à partir des profils verticaux de courants et de CSS calculés par le modèle 3D (Figure 6.100). Les taux de transport en suspension prédits sont largement dominants avec une intensité maximale de $20 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ dans le détroit du Pas-de-Calais contre $2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ au même endroit pour le transport en charriage. Les taux de transports moyens entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight, et dans le détroit du Pas-de-Calais sont de l'ordre de $3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ pour le transport en suspension contre $0,15 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ pour le transport en charriage. Les champs du taux de transport en suspension présentent également au large de Portland et au Nord-Est du cap Gris-Nez deux régions d'intensité maximale faiblement représentées sur les champs du taux de transport en charriage.

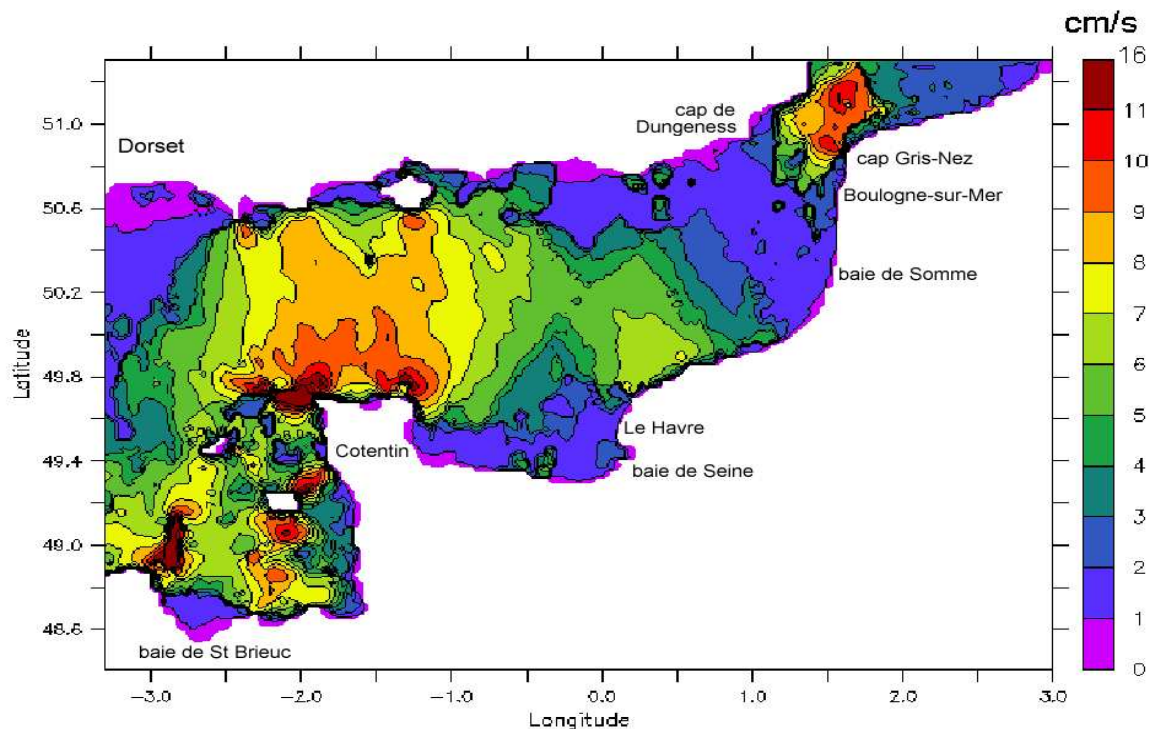


Figure 6.89 – Répartition spatiale de la vitesse de frottement de peau maximale $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédite à partir d'un paramètre de rugosité variable spatialement et intégrant l'effet des rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985).

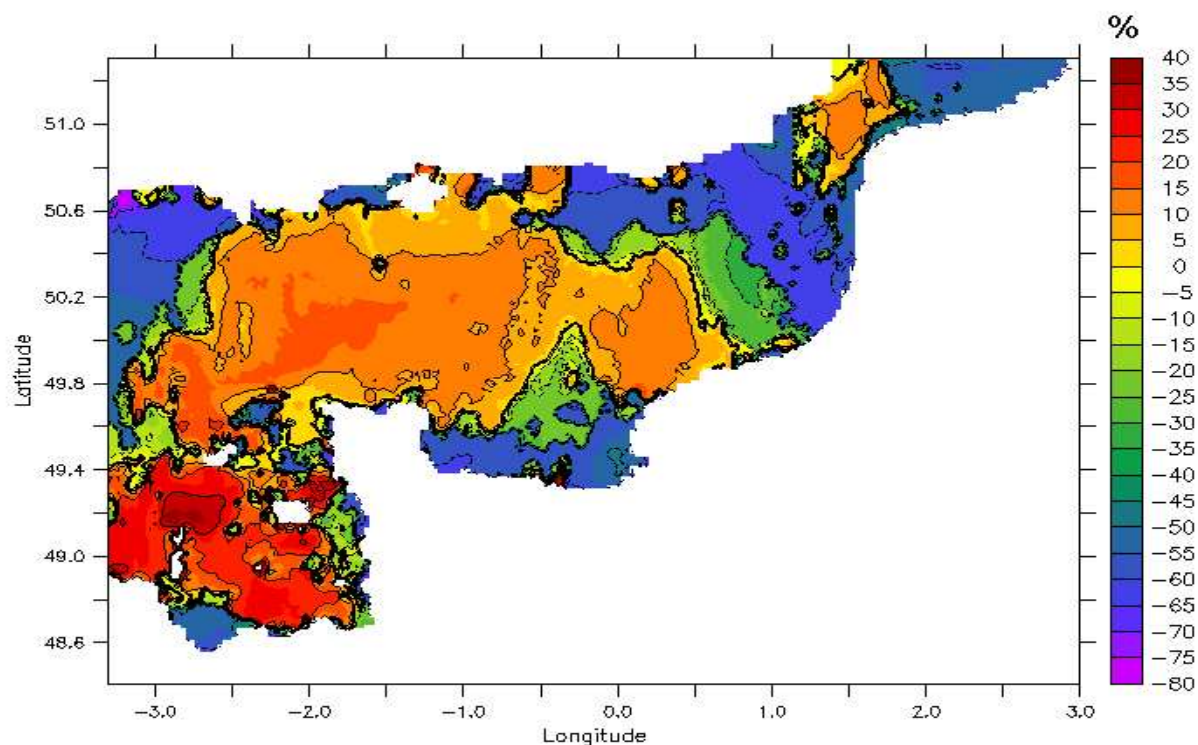


Figure 6.90 – Différentiel de la vitesse de frottement de peau maximale $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne liée à la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond intégrant les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985) par rapport à la situation d'une rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.

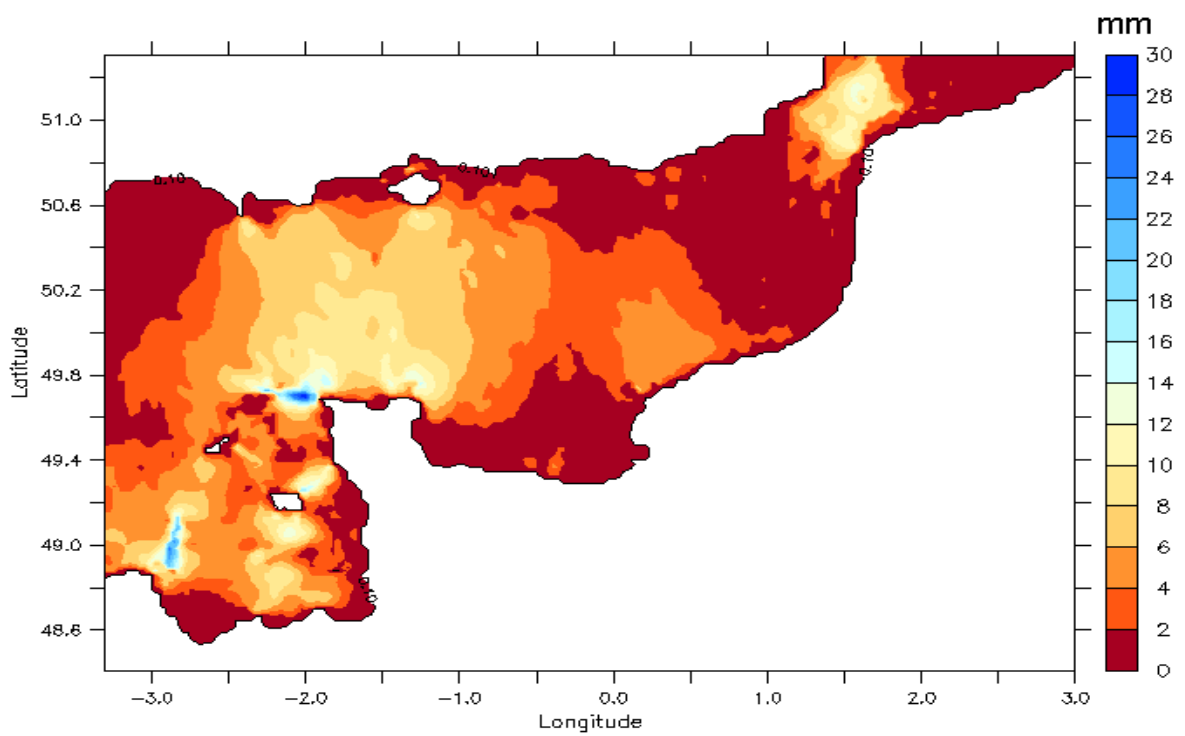


Figure 6.91 – Diamètre maximal des particules sédimentaires de fond mobilisables au cours d'un cycle de marée moyenne prédit en appliquant la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) (Equation 5.78).

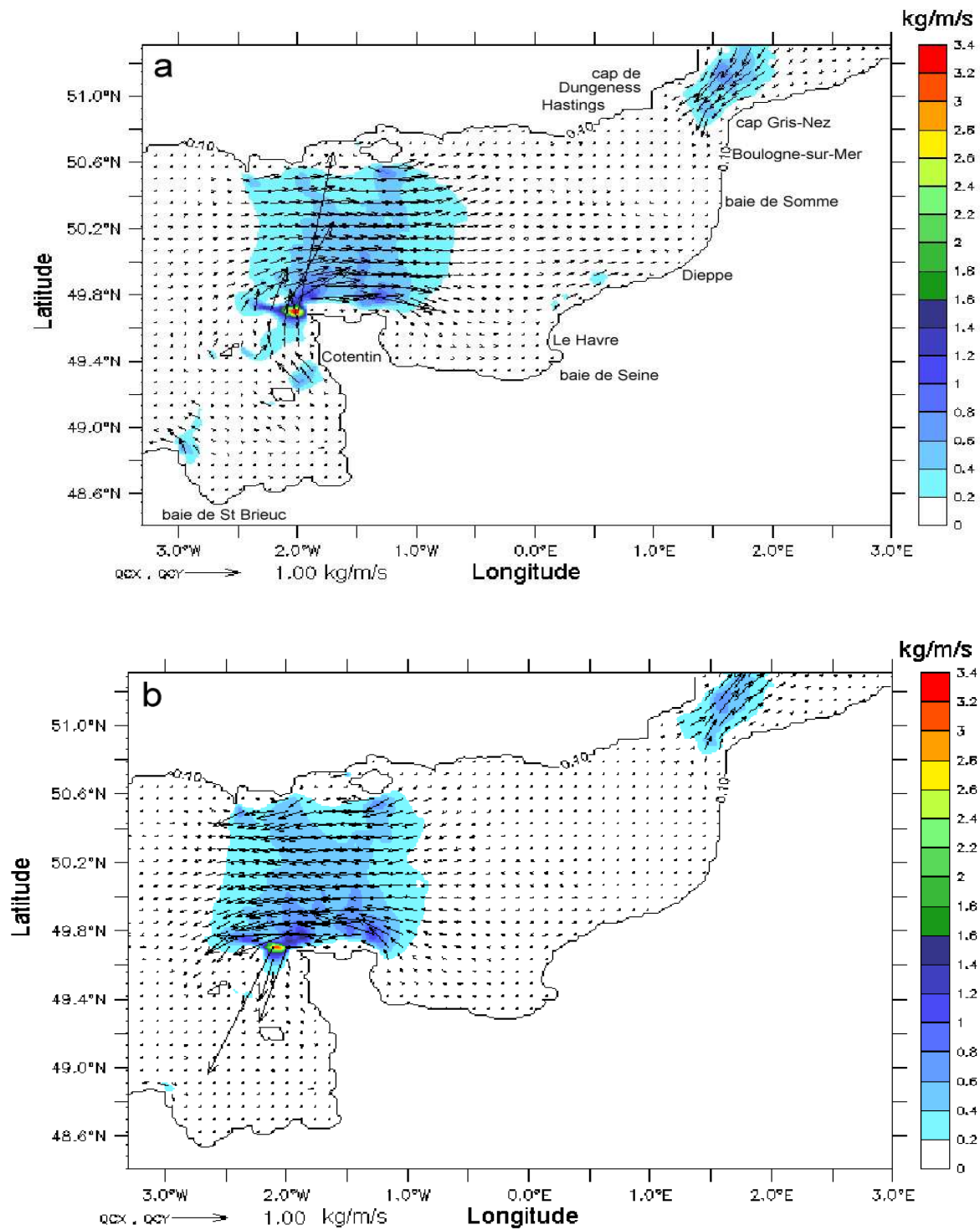


Figure 6.92 – Champs du taux de transport par charriage en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme de $350 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035 \text{ m}$.

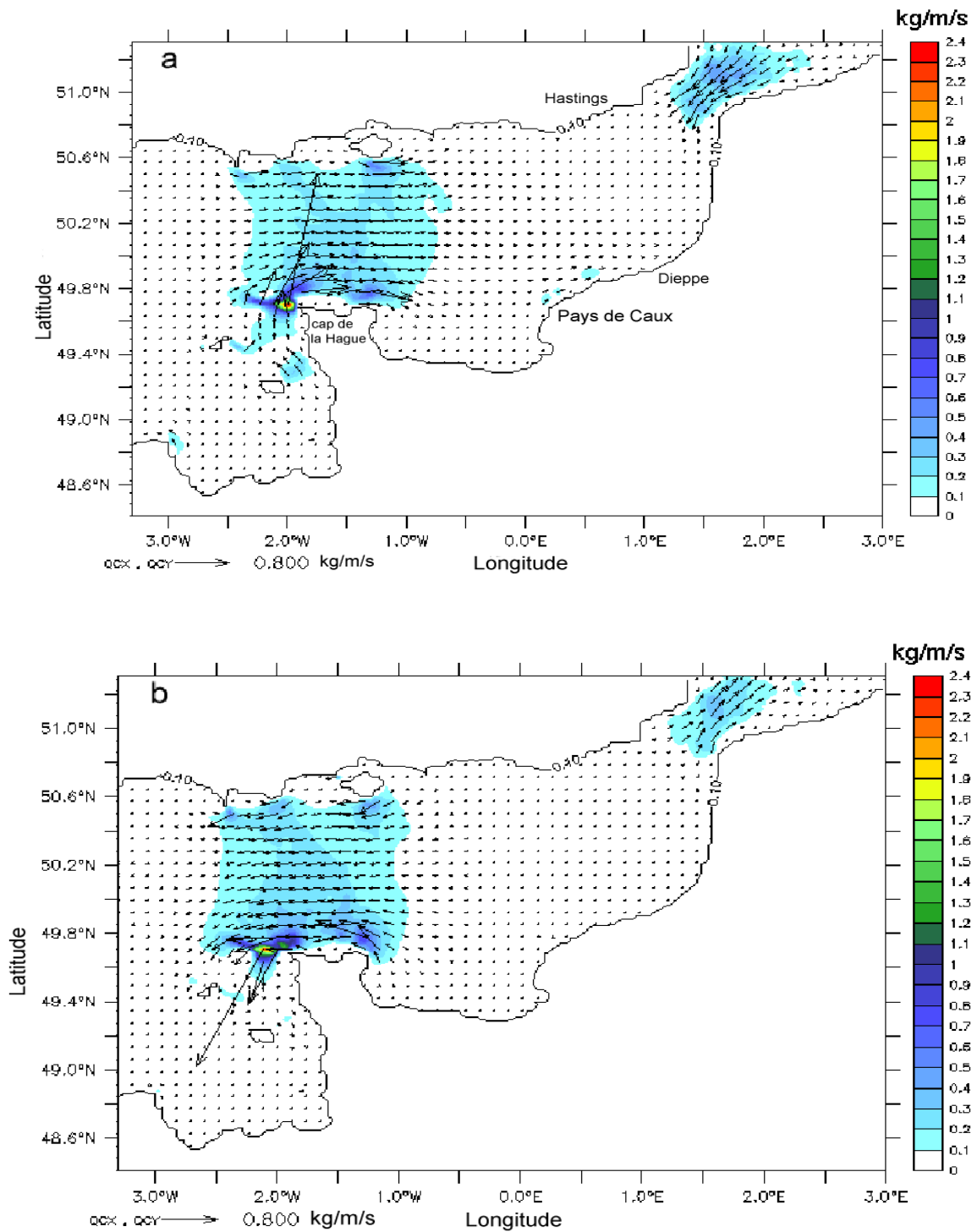


Figure 6.93 – Champs du taux de transport par charriage en pointes de flot (a) et de jusant (b) d’une marée moyenne entre la presqu’île du Cotentin et l’île de Wight pour un substrat uniforme de $350 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 35 \mu\text{m}$.

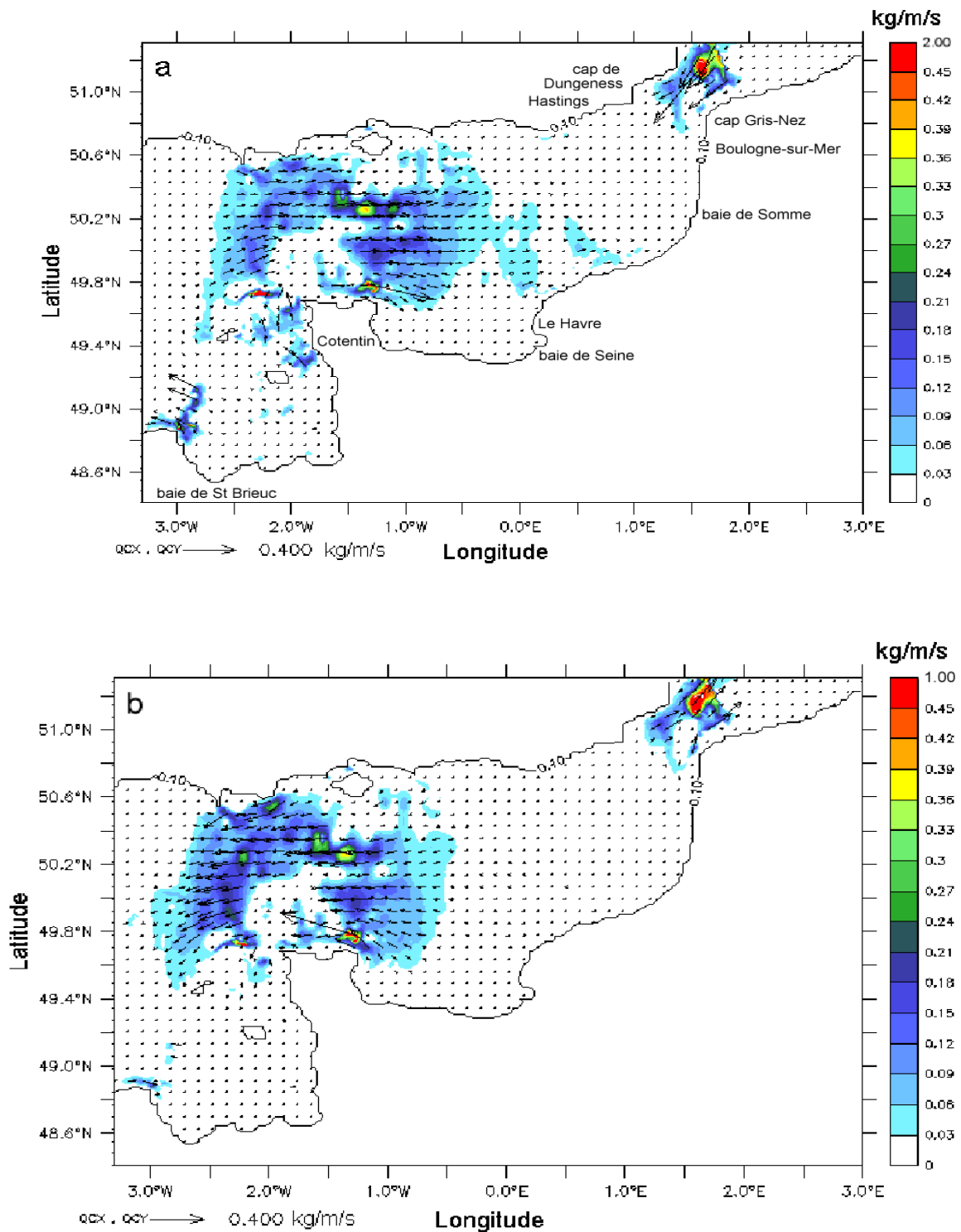


Figure 6.94 – Champs du taux de transport par charriage total en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.

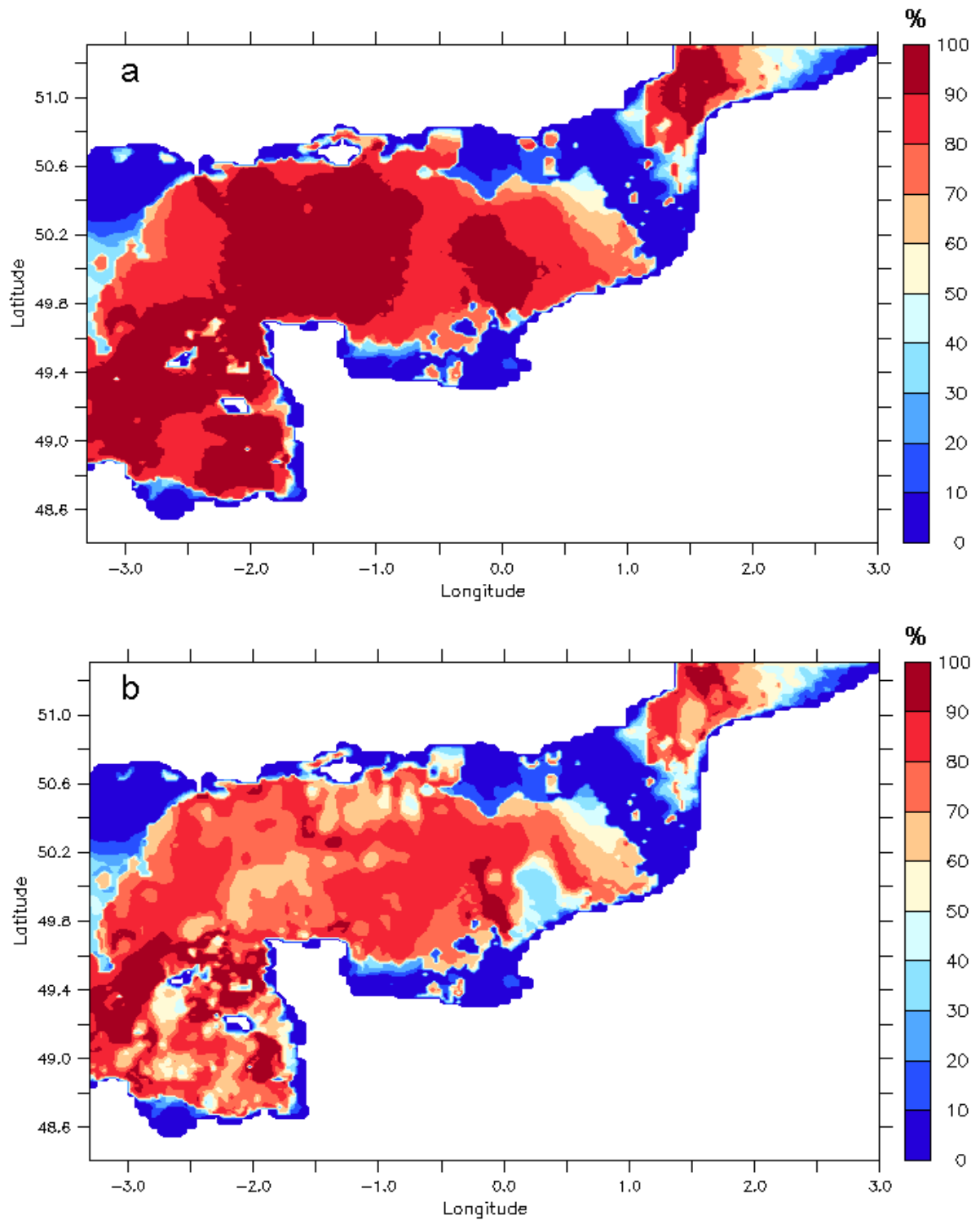


Figure 6.95 – Pourcentage du temps pendant lequel le critère de mobilité d'un sédiment de $350 \mu\text{m}$ de diamètre est dépassé au cours d'un cycle de marée moyenne sans (a) et avec (b) prise en compte du phénomène de masquage/exposition.

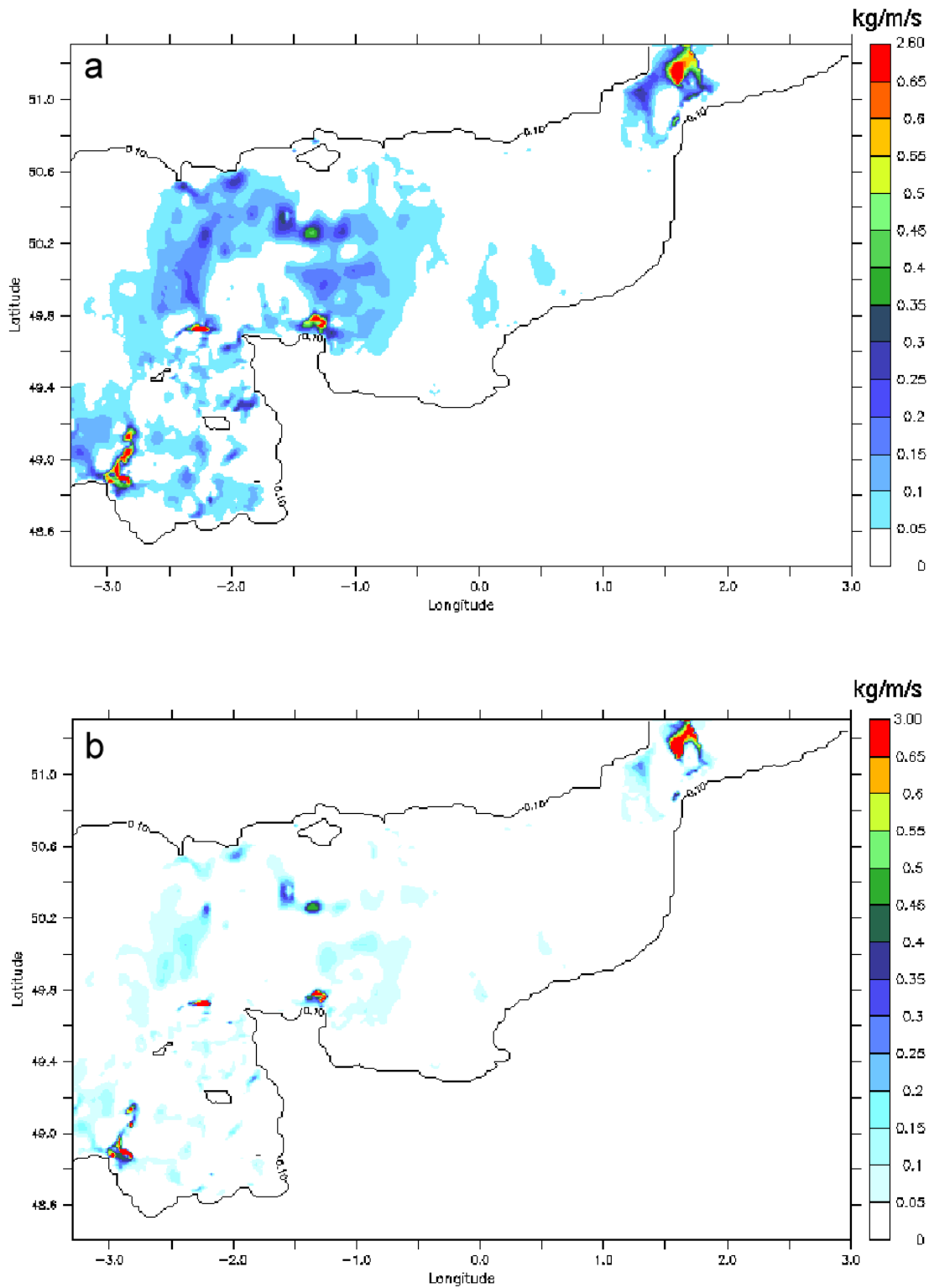


Figure 6.96 – Champs de taux de transport par charriage maximal au cours d'un cycle de marée moyenne sans (a) et avec (b) prise en compte du phénomène de masquage/exposition.

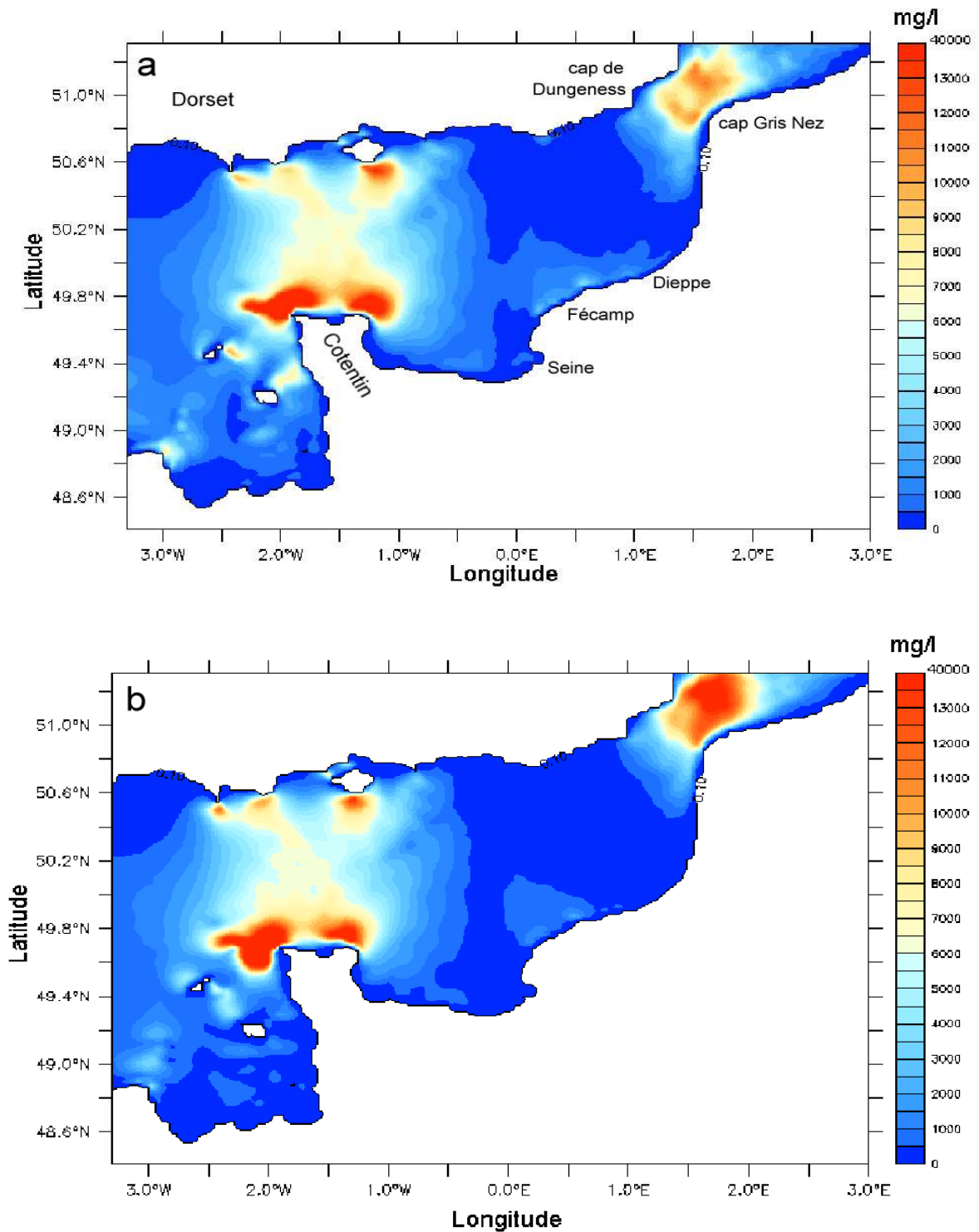


Figure 6.97 – Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d’une marée moyenne entre la presqu’île du Cotentin et l’île de Wight pour un substrat uniforme de $75 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035 \text{ m}$.

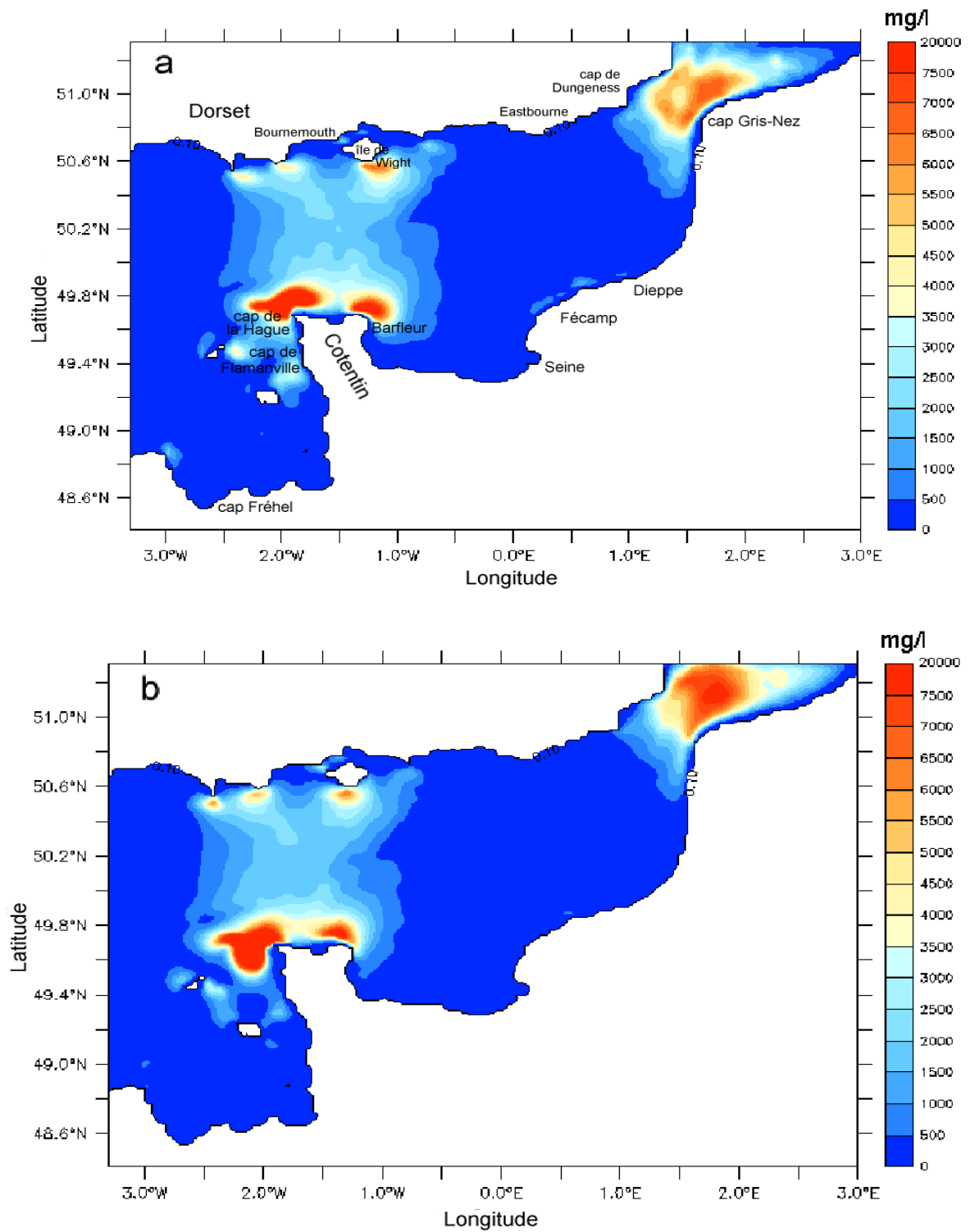


Figure 6.98 – Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d’une marée moyenne entre la presqu’île du Cotentin et l’île de Wight pour un substrat uniforme de $75 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 7,5 \mu\text{m}$.

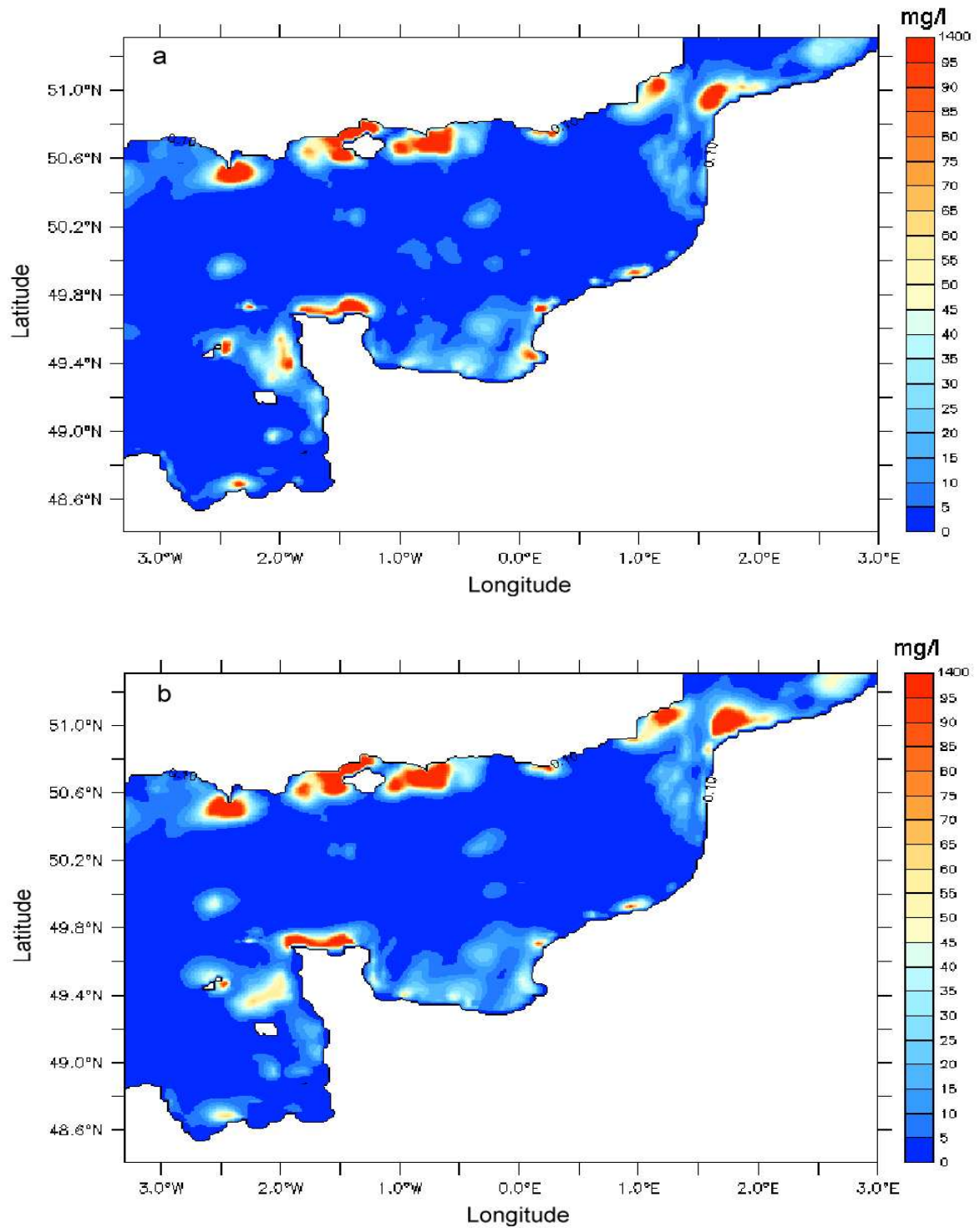


Figure 6.99 – Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d’une marée moyenne entre la presqu’île du Cotentin et l’île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.

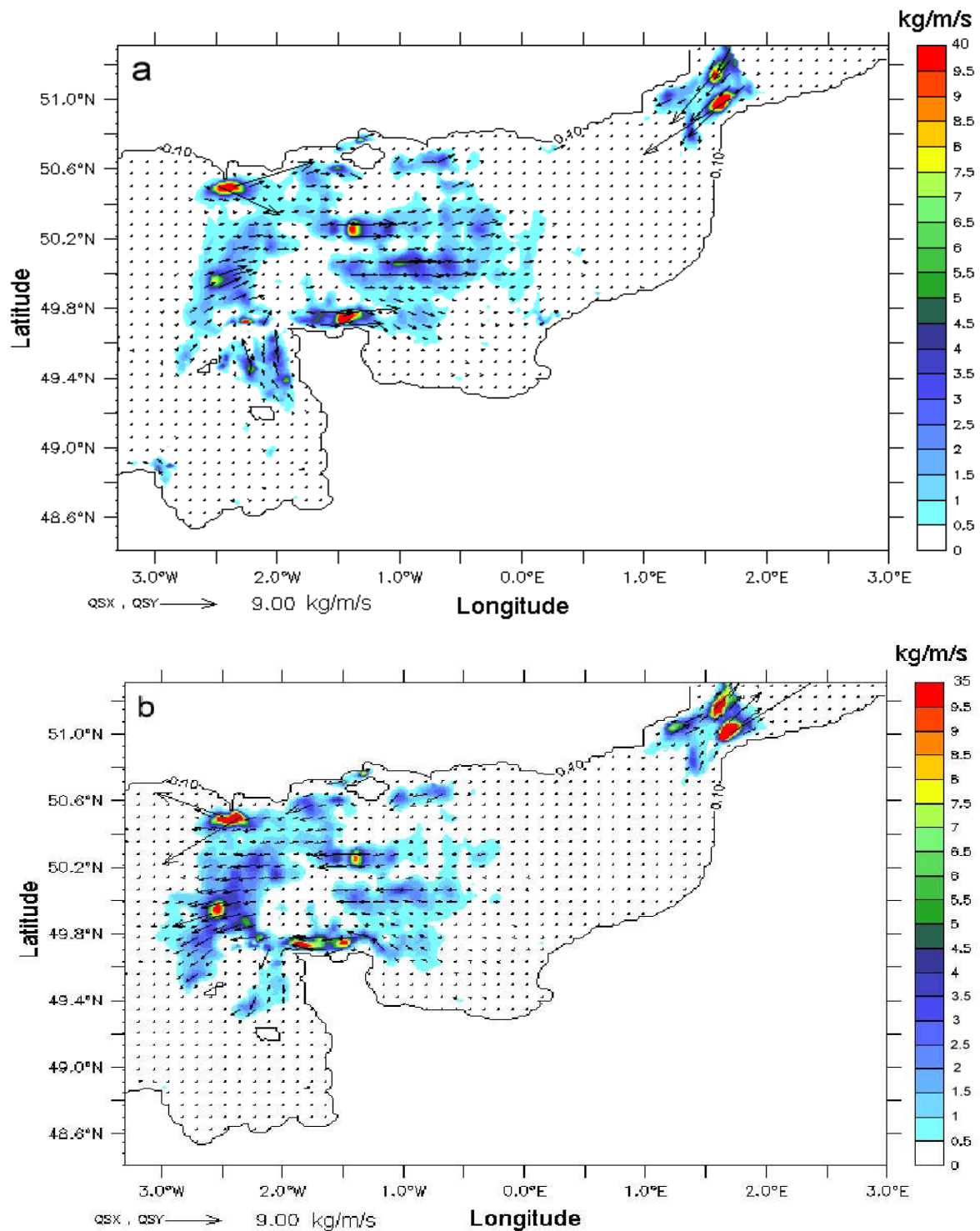


Figure 6.100 – Champs du taux de transport en suspension total en pointes de flot (a) et de jusant (b) d’une marée moyenne entre la presqu’île du Cotentin et l’île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.

6.3.4 Bilan

La propagation de l'onde de marée en Manche orientale est sensible à la représentation spatiale de la nature granulométrique du substrat. La prise en compte des figures de fond n'a quant à elle qu'un effet limité. L'atténuation de l'onde M_2 est significativement affectée par la présence des affleurements rocheux situés aux limites occidentales (Sud de l'île de Wight) et septentrionales (partie centrale du détroit du Pas-de-Calais). A cette atténuation globale de l'onde de marée se substitue une augmentation locale (par effet de rugosité) de la vitesse de frottement près du fond, principalement localisée au niveau des substrats grossiers, qui se répercute sur les quantités de sédiments mis en mouvement. Néanmoins, cet effet doit être pondéré par la disponibilité relative à chaque classe sédimentaire transportée par charriage ou en suspension, ainsi que par les processus sédimentaires tels que le phénomène de masquage/exposition qui opère un filtrage des aires de mobilité des sédiments de fond et réduit l'emprise des régions où les particules sédimentaires sont mises en mouvement par charriage.

Chapitre 7

Applications à la pointe de la Bretagne

Le présent chapitre est consacré à diverses applications de la modélisation à la pointe de la Bretagne, en Mer d'Iroise proche et en Baie de Douarnenez. Dans un premier temps, les prédictions de houle sont comparées aux données houlographiques recueillies selon un transect côte-large au cours des campagnes EPIES 1 (avril 2005), TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006). Ces résultats sont notamment utilisés pour simuler la CSS enregistrée en fond de Baie de Douarnenez, au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1. Le développement des rides sableuses de houle à partir des modes de paramétrisations rides « figées » - « non figées » est également présenté au cours de cette période. Dans un second temps, les modèles de propagation de houle SWAN et de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » sont mis en oeuvre, dans des configurations simplifiées, afin de visualiser la répartition spatiale des mises en suspension à l'échelle de la Baie de Douarnenez, sous l'influence des courants de marée seuls, d'une houle de tempête superposée aux courants de marée et d'un vent superposé aux courants de marée. Une analyse de sensibilité à la paramétrisation des rides sableuses de houle en Baie de Douarnenez est également menée.

7.1 Confrontation modèles-mesures aux sites expérimentaux et interprétation

Dans un premier temps, le modèle numérique de propagation de houle SWAN est appliqué aux trois campagnes de mesures effectuées en Mer d'Iroise proche (Section 3.2.2). Dans un second temps, le modèle de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est mis en oeuvre pour prédire les courants, la vitesse orbitale près du fond et les CSS au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1. Une partie de ces travaux a été présentée au colloque Génie Côtier - Génie Civil en 2006 (Morellato *et al.*, 2006).

7.1.1 Conditions de simulations

7.1.1.1 Modèle de houle SWAN

Le modèle de propagation de houle SWAN est implanté sur deux domaines dont les frontières dépendent du type de conditions aux limites ouvertes utilisées : données simulées issues d'un modèle de grande emprise ou données des mesures effectuées au large (Figure 7.1). Les données simulées sont issues du modèle WaveWatch III (WW3) (Tolman, 2002) modifié au SHOM (*e.g.* Ardhuin *et al.*, 2003a). Dans ce cas, le domaine de calcul du code SWAN, qualifié de domaine #1-W et identifié à la Mer d'Iroise, s'étend de 5°600 W à 4°200 W et de 47°600 N à 48°800 N. Les mesures houlographiques utilisées comme variables forçantes sont celles effectuées au large de la Baie de Douarnenez, à la bouée DW1-EPIES 1, durant la campagne EPIES 1 (Section 3.2.2, Figure 3.27). Dans ce cas, la frontière Ouest du domaine de calcul, qualifié de domaine #2-W, s'étend jusqu'à la longitude du houlographe, soit 5°093 W, de sorte que le domaine soit compris entre les longitudes 5°093 W et 4°250 W et les latitudes 47°900 N et 48°500 N.

Le domaine #1-W est maillé selon une grille de 95×134 cellules carrées de 1 km de côté. La grille de calcul du domaine #2-W possède 115×134 mailles carrées de 500 m de côté. Les simulations sont effectuées en mode instationnaire (Section 5.3.1) avec un pas de temps de 15 mn et une discrétisation de la densité d'action N_w en 60 directions (résolution de 6°) et 30 fréquences. La plus faible fréquence est fixée à 0,0566 Hz et la plus grande à 1 Hz selon une progression géométrique de la même manière que Lin *et al.* (2002) ou Hu *et al.* (2003).

Dans chacun des domaines, la bathymétrie est interpolée de manière bi-linéaire à partir

des minutes compilées par le SHOM. Sur les deux domaines #1-W et #2-W, le coefficient de frottement sur le fond est paramétré par une loi quadratique avec C_{bottom} uniforme et égal à $0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ conformément à Hasselmann *et al.* (1973) (Section 5.3.2.3).

Les conditions aux limites du domaine #1-W sont les spectres fréquences-directions calculés par WW3 le long des 5 frontières ouvertes du domaine de calcul (Figure 7.1) pour 30 fréquences comprises entre 0,041 et 0,065 Hz et 24 directions. Elles sont imposées toutes les 1 h 30 mn en 21 points espacés uniformément de $0,2^\circ$. Les conditions aux limites houlographiques consistent en un spectre fréquence-direction discrétisé en 64 fréquences comprises entre 0,025 et 0,058 Hz et 72 directions. Ce spectre observé en un point est imposé toutes les 30 mn uniformément le long de la frontière Ouest du domaine #2-W.

Le modèle implanté sur le domaine #1-W est utilisé au cours des trois campagnes de mesures EPIES 1, TRAVIES 1 et TRAVIES 2, en Mer d'Iroise à la Section 7.1.2 alors que l'application sur le domaine #2-W se restreint à la campagne EPIES 1.

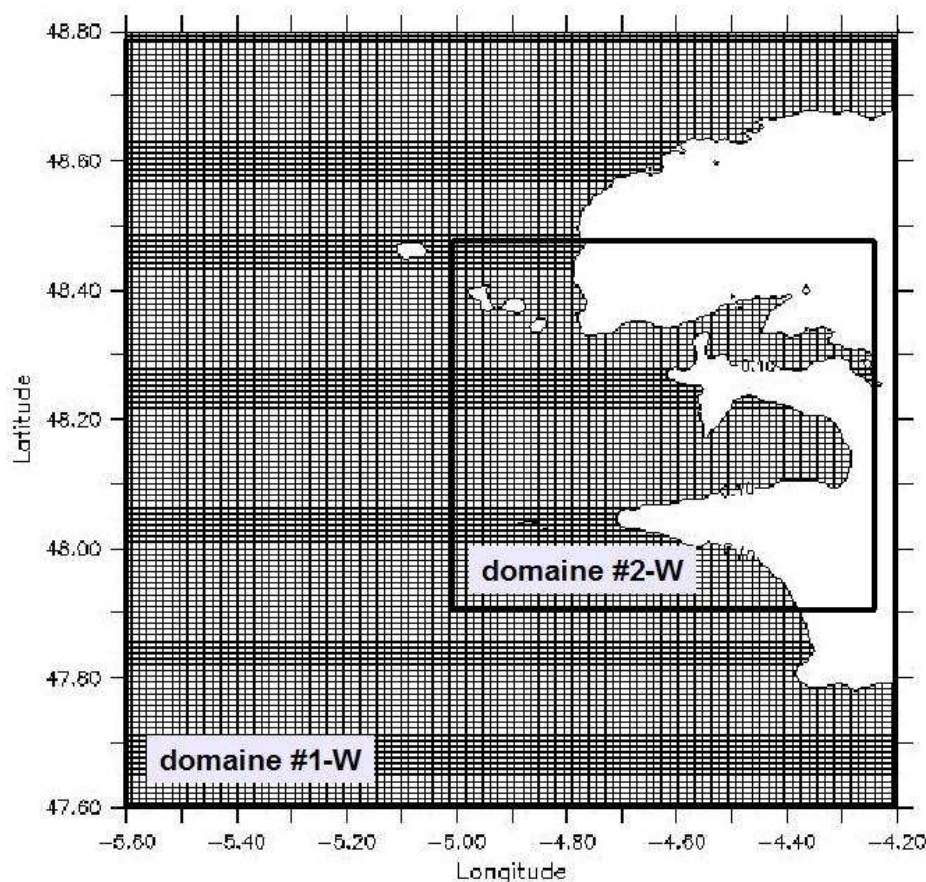


Figure 7.1 – Deux domaines de calcul de SWAN : domaine #1-W forcé par des données issues de WW3 et domaine #2-W forcé par les données houlographiques. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1-W.

7.1.1.2 Modèle de circulation et de transport sédimentaire

Le modèle numérique de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est, de la même manière qu'en Manche orientale, implanté sur deux domaines emboîtés (Figure 7.2) :

- un domaine #1-C correspondant à la Mer d'Iroise qui s'étend de $6^{\circ}000$ W à $4^{\circ}172$ W et de $47^{\circ}670$ N à $48^{\circ}722$ N,
- un sous-domaine #2-C correspondant à la Mer d'Iroise proche compris entre les longitudes $4^{\circ}700$ W et $4^{\circ}200$ W et les latitudes $48^{\circ}040$ N et $48^{\circ}450$ N.

Le domaine #1-C est maillé selon une grille de 124×129 cellules carrées de 1 km de côté. La grille de calcul sur le sous-domaine #2-C possède 113×153 mailles carrées de 300 m de côté. La discrétisation verticale comprend sur le domaine #1-C 10 couches σ . Elle est portée à 11 sur le domaine #2-C, et est complétée par un sous-maillage de 7 niveaux dans la demi-cellule verticale située au-dessus du fond. La résolution des équations de transport sédimentaire est effectuée sur ces 18 niveaux (Sections 5.2.6 et 5.5.2.4). Les temps de calcul des modes externes et internes sont respectivement de 10 et 100 s pour le domaine #1-C et 6 et 60 s pour le domaine #2-C.

Les coefficients de Smagorinsky C_{m0} et C_{s0} sont pris égaux à 0,1 sur le domaine #1 et à 0,25 sur le domaine #2. Dans chacun des domaines, la bathymétrie est interpolée de manière bi-linéaire à partir des minutes compilées par le SHOM. Sur le domaine #1-C, le fond est supposé plat avec un paramètre de rugosité z_0 fixé à 0,0035 m (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b). Les rides sableuses de houle sont prises en considération sur le domaine #2-C à partir du modèle de Tolman (1994) (Section 5.6.2) et de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond obtenue par l'application de la technique mixte AFS-krigeage aux 426 échantillons disponibles sur ce sous-domaine (Section 4.2.2).

L'élévation de la surface libre ζ est imposée aux frontières ouvertes du domaine #1-C par recombinaison de l'ensemble des 143 composantes harmoniques fournies par le SHOM à l'aide du logiciel « PREDIT ». Les conditions aux limites ouvertes du sous-domaine #2-C sont les chroniques de la surface libre et du courant prédites dans le domaine #1-C. Les conditions aux limites ouvertes sont disponibles toutes les 10 mn en respectivement 20, 12, 15 et 15 points le long des frontières Ouest, Est, Sud et Nord du domaine #1-C, et en 12 points le long de la frontière Ouest du sous-domaine #2-C. Ces conditions aux limites

sont interpolées à chaque pas de calcul barotrope aux différents noeuds de la frontière ouverte. Dans tous les cas, les forçages sont introduits de manière progressive à partir du repos selon une rampe de 10 heures. En conditions d'interaction houle-courant, les vitesses orbitales $u_{b,rms}$ obtenues à partir des simulations de houle (Section précédente) sont imposées toutes les 30 mn sur le domaine #2-C. A l'instant initial, la concentration de sédiment en suspension (CSS) est considérée uniformément nulle.

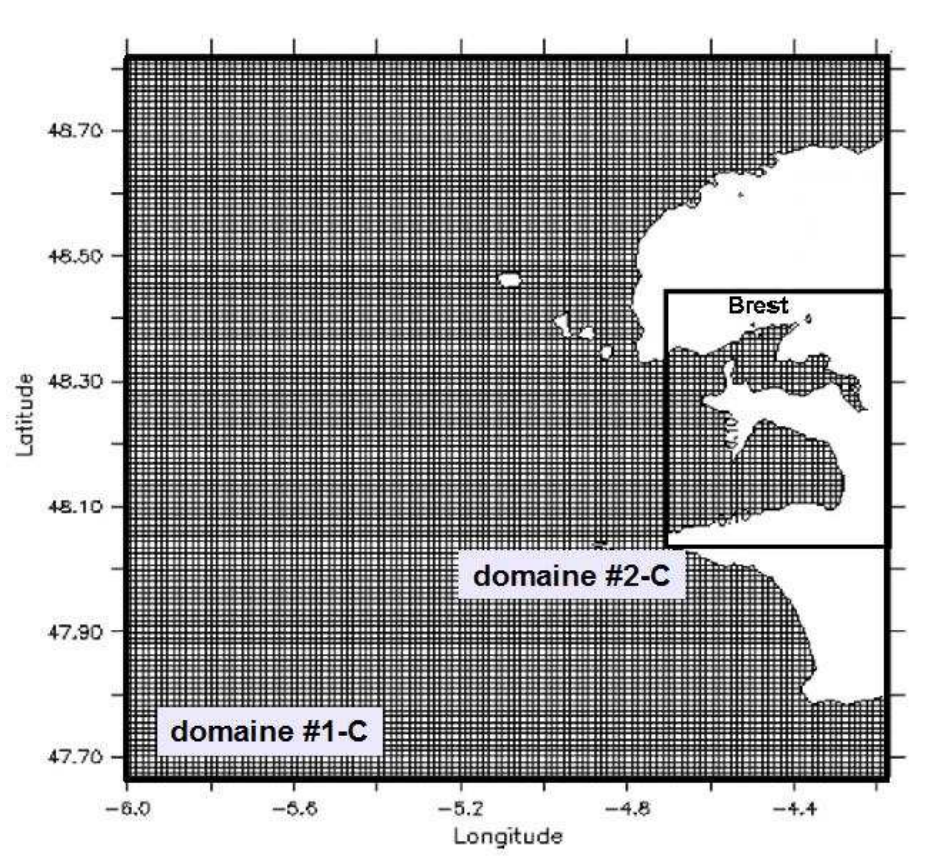


Figure 7.2 – Domaines de calcul #1-C et #2-C du modèle de circulation et de transport sédimentaire. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1-C.

7.1.1.3 Données granulométriques interpolées

Les mises en suspension de sédiment sont uniquement calculées sur le sous-domaine #2-C où la répartition spatiale des distributions granulométriques est effectivement prise en considération. Dans le cadre de ce travail, l'attention est portée sur la Baie de Douarnenez. Les mises en suspension calculées à l'échelle de la rade de Brest et à l'Ouest de la presqu'île de Crozon ne sont pas présentées. Les répartitions spatiales de la disponibilité des cinq premières classes granulométriques ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$, $d_3 = 140 \mu\text{m}$, $d_4 = 240 \mu\text{m}$ et $d_5 = 350 \mu\text{m}$) exprimées en pourcentage de la masse totale sont ainsi décrites à l'échelle de la Baie de Douarnenez sur la Figure 7.3 qui correspond à une extraction de l'interpolation des différentes classes granulométriques effectuées sur le sous-domaine #2-C (Section 4.2.2). Les silts ($d < 50 \mu\text{m}$) (Figure 7.3-a) et les sables très fins ($50 \mu\text{m} < d < 100 \mu\text{m}$) (Figure 7.3-b) sont principalement localisés au centre de la Baie de Douarnenez. La région principale marquée par une disponibilité cumulée de ces deux classes supérieure à 50 % apparaît ainsi entre les longitudes $4^\circ 350 \text{ W}$ et $4^\circ 450 \text{ W}$ et les latitudes $48^\circ 160 \text{ N}$ et $48^\circ 200 \text{ N}$. Les sables fins ($100 \mu\text{m} < d < 180 \mu\text{m}$) (Figure 7.3-c) se retrouvent au niveau des anses et des plages du fond de la Baie de Douarnenez, principalement dans trois régions, de l'Anse du Ris à la pointe de Lanvéliou, au Nord-Ouest de Pentrez, et dans la région de Morgat protégée par le cap de la Chèvre. On peut remarquer l'extension de cette dernière zone au Sud jusqu'à la latitude $48^\circ 160 \text{ N}$ au niveau de la pointe du cap de la Chèvre. Enfin, les sables fins à moyens ($180 \mu\text{m} < d < 400 \mu\text{m}$) (Figures 7.3-d et 7.3-e) se répartissent principalement à l'entrée de la Baie de Douarnenez, le long de la côte Sud allant de la pointe du Luguenez à Douarnenez, et le long du flanc Est du cap de la Chèvre. Leur disponibilité est sensiblement plus marquée à la pointe du Milier où les sables fins ($180 \mu\text{m} < d < 300 \mu\text{m}$) représentent près de la moitié des stocks sédimentaires au fond.

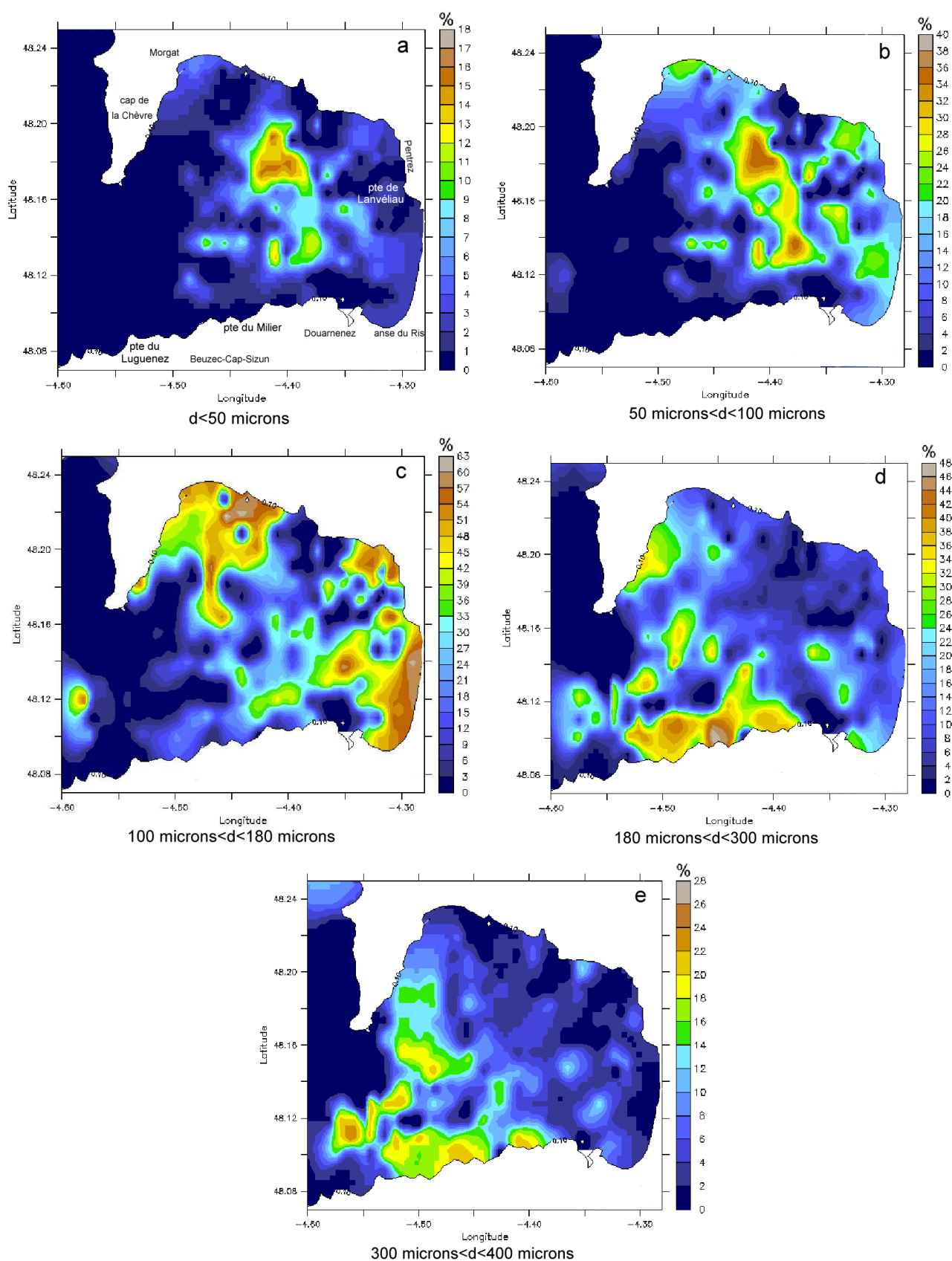


Figure 7.3 – Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des cinq premières classes granulométriques de diamètre inférieur à $400 \mu\text{m}$.

7.1.2 Houle

Dans un premier temps, les prédictions issues du couplage WW3-SWAN sont comparées aux mesures effectuées durant les campagnes TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006). Dans un second temps, les couplages WW3-SWAN et houlographe-SWAN sont comparés aux données recueillies durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

7.1.2.1 Couplage-forçage WW3-SWAN en avril-mai 2006 (TRAVIES 1 et 2)

Les Figures 7.4 à 7.6 présentent les hauteurs h_{m0} et les périodes de pic prédites à l'aide du couplage WW3-SWAN et les mesures effectuées en trois points selon un linéaire côte-large. Les prédictions reproduisent les quatre évènements de houle d'une hauteur h_{m0} supérieure à 2,5 m au large (DW1-TRAVIES, Figure 7.4) et leur évolution à l'approche de la côte jusqu'aux sites de Pentrez (DW3-TRAVIES, Figure 7.5) et de Sainte-Anne-la-Palud (DW2-TRAVIES, Figure 7.6). Les meilleurs résultats sont obtenus au large (Figure 7.4) avec un coefficient de corrélation de 0,88 pour l'estimation de la hauteur h_{m0} contre 0,86 au site de Sainte-Anne-la-Palud (Figure 7.6) et 0,79 au site de Pentrez (Figure 7.5). On observe une sous-estimation de l'ordre de 15 % des hauteurs de houle au cours des tempêtes du 20 et 26 mai 2006. Cette sous-estimation se retrouve au niveau des prédictions au site de Pentrez, mais pas au site de Sainte-Anne-la-Palud où la hauteur h_{m0} est surestimée de 2 % au pic de tempête du 26 mai 2006. Le modèle reproduit également les évolutions de la période de pic du large à la côte avec des écarts prédictions-mesures sensiblement plus importants que pour l'estimation de la hauteur h_{m0} . Le coefficient de corrélation est ainsi de 0,80 au large, de 0,63 face à Pentrez et de 0,71 au site de Sainte-Anne-la-Palud. En conclusion, en dépit de quelques différences entre les mesures et les prédictions, les résultats du couplage WW3-SWAN mis en place en Mer d'Iroise au cours des campagnes TRAVIES peuvent être considérés comme satisfaisants, en particulier pour l'estimation de la hauteur de houle dans les secteurs du fond de la Baie de Douarnenez de Sainte-Anne-la-Palud et Pentrez.

7.1.2.2 Couplage-forçage WW3-SWAN et houlographe-SWAN en avril 2005 (EPIES 1)

La Figure 7.7 présente les prédictions de la hauteur h_{m0} et de la période de pic issues du couplage WW3-SWAN confrontées aux mesures effectuées au large (DW1-EPIES 1). Les Figures 7.8 et 7.9 confrontent les prédictions issues des deux modes de forçages présentés à la Section 7.1.1.1 aux mesures effectuées respectivement à l'entrée de la Baie de

Douarnenez (DW2-EPIES 1) et face à Pentrez (DW3-EPIES 1). Au large, les prédictions du couplage WW3-SWAN sont effectuées jusqu'à la fin du mois d'avril 2005 où les mesures ont été prolongées (Section 3.2.2, Tableau 3.6). Elles reproduisent comme pour la campagne TRAVIES les trois événements de tempêtes avec un décalage de phase de l'ordre de 4 heures entre les prédictions de la hauteur h_{m0} et les mesures au niveau de l'apparition des pics de tempêtes du 23 et 27 avril 2005. L'évolution de la période de pic est également reproduite par le modèle. Le 22 avril 2005, on observe cependant une différence de 5 s entre les périodes prédites et mesurées qui contribue à réduire le coefficient de corrélation à 0,63 (Figure 7.7). Ces prédictions, limitées à la période de mesure du 15 au 21 avril 2005 (Section 3.2.2, Tableau 3.6), sont de meilleure qualité à l'entrée de la Baie de Douarnenez (Figure 7.8) et face à Pentrez (Figure 7.9) où le coefficient de corrélation atteint 0,92 pour l'estimation de la hauteur h_{m0} . A noter un décalage de phase significatif proche de 5 h dans l'estimation de la période de pic à l'entrée de la baie (Figure 7.8) le 17 avril 2005 qui se solde par un coefficient de corrélation de 0,56.

Les résultats obtenus au niveau de ces deux sites sont meilleurs avec le couplage houlographe-SWAN. Les coefficients de corrélation pour la hauteur h_{m0} et la période de pic atteignent respectivement 0,96 et 0,77 à l'entrée de la Baie de Douarnenez (Figure 7.8). En résumé, bien que les prédictions de la hauteur h_{m0} par les deux couplages ne présentent pratiquement pas de différences au site de Pentrez (Figure 7.9), l'estimation de la période de pic est sensiblement améliorée avec le couplage houlographe-SWAN, avec un coefficient de corrélation entre les prédictions et les observations de la période de pic de 0,77 pour le couplage houlographe-SWAN contre 0,62 pour le couplage WW3-SWAN.

7.1.2.3 Prise en compte du vent en avril 2005 (EPIES 1)

Bien que le signal de hauteur h_{m0} de houle soit, face à Pentrez, en phase avec l'apparition des pics de tempêtes les 18 et 19 avril 2005, les hauteurs issues des deux modélisations sont sous-estimées de 70 cm (Figure 7.9). Comme remarqué à la Section 3.2.2.3, l'évolution des spectres de houle du large à la côte suggère une influence possible du vent dans la propagation de la houle en Baie de Douarnenez au cours de la campagne EPIES 1. Afin d'améliorer les prédictions de houle en vue du calcul des CSS face à Pentrez (Section 7.1.3), les données de vent mesurées au sémaphore de la pointe du Raz (Section 3.2.2.3, Figure 3.31) sont intégrées au calcul de houle forcé par les données houlographiques. La génération des vagues par le vent est basée sur le modèle de Komen *et al.* (1984). Con-

trairement aux prédictions effectuées dans le détroit du Pas-de-Calais (Section 6.1.4.1), le coefficient de modulation standard, $C_{ds} = 2,36 \times 10^{-5}$ proposé par Komen *et al.* (1984), est utilisé. La prise en compte d'un vent uniforme permet de générer un état de mer local (mer de vent) en Baie de Douarnenez (Figure 7.10). Les hauteurs des vagues augmentent par cet apport énergie, de près de 65 cm au pic de tempête du 19 avril 2005 à la bouée DW3 (face à Pentrez). Le coefficient de corrélation pour l'estimation de la hauteur h_{m0} s'améliore de 0,91 à 0,95. Les prédictions de la période de pic ne présentent cependant pas de différences significatives. L'analyse des spectres fréquentiels met en évidence l'apport d'énergie du vent au site de Pentrez (Figure 7.11). On note un écart sensible au niveau de l'estimation de ce pic d'énergie à la bouée DW3. Celui-ci est ainsi prédit autour de 0,25 Hz contre 0,18 Hz sur les mesures. L'utilisation d'un vent plus réaliste, à savoir variable dans l'espace et le temps, devrait permettre de réduire ce décalage. Ne disposant pas actuellement de telles données, ces prédictions sont utilisées, par défaut, dans l'application du modèle de circulation et de transport sédimentaire (Section 7.1.3).

7.1.2.4 Bilan

Les deux types de couplage-forçage implantés en Mer d'Iroise reproduisent de manière satisfaisante les évolutions globales de la hauteur de houle et de la période de pic au cours des campagnes EPIES 1 (avril 2005) et TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006). Dans l'ensemble des cas, la hauteur h_{m0} est mieux estimée que la période de pic. Des déphasages locaux dégradent les prédictions. Le forçage par les données houlographiques réactualisées toutes les 30 mn conduit à de meilleurs résultats que le forçage par les données numériques produites par WW3 toutes les 1 h 30 mn. Deux pistes d'amélioration ressortent de ces résultats :

- la première, d'ordre numérique, consiste à disposer d'une résolution temporelle affinée des forçages imposés aux frontières du domaine de calcul afin de tenir compte des modifications rapides des conditions de houle au large,
- la seconde, d'ordre physique, vise à prendre en compte, dans SWAN, l'effet du vent qui à l'échelle du domaine #1-W et du domaine #2-W ne peut être négligé par rapport aux houles incidentes provenant du large.

DW1-TRAVIES - point situé au large

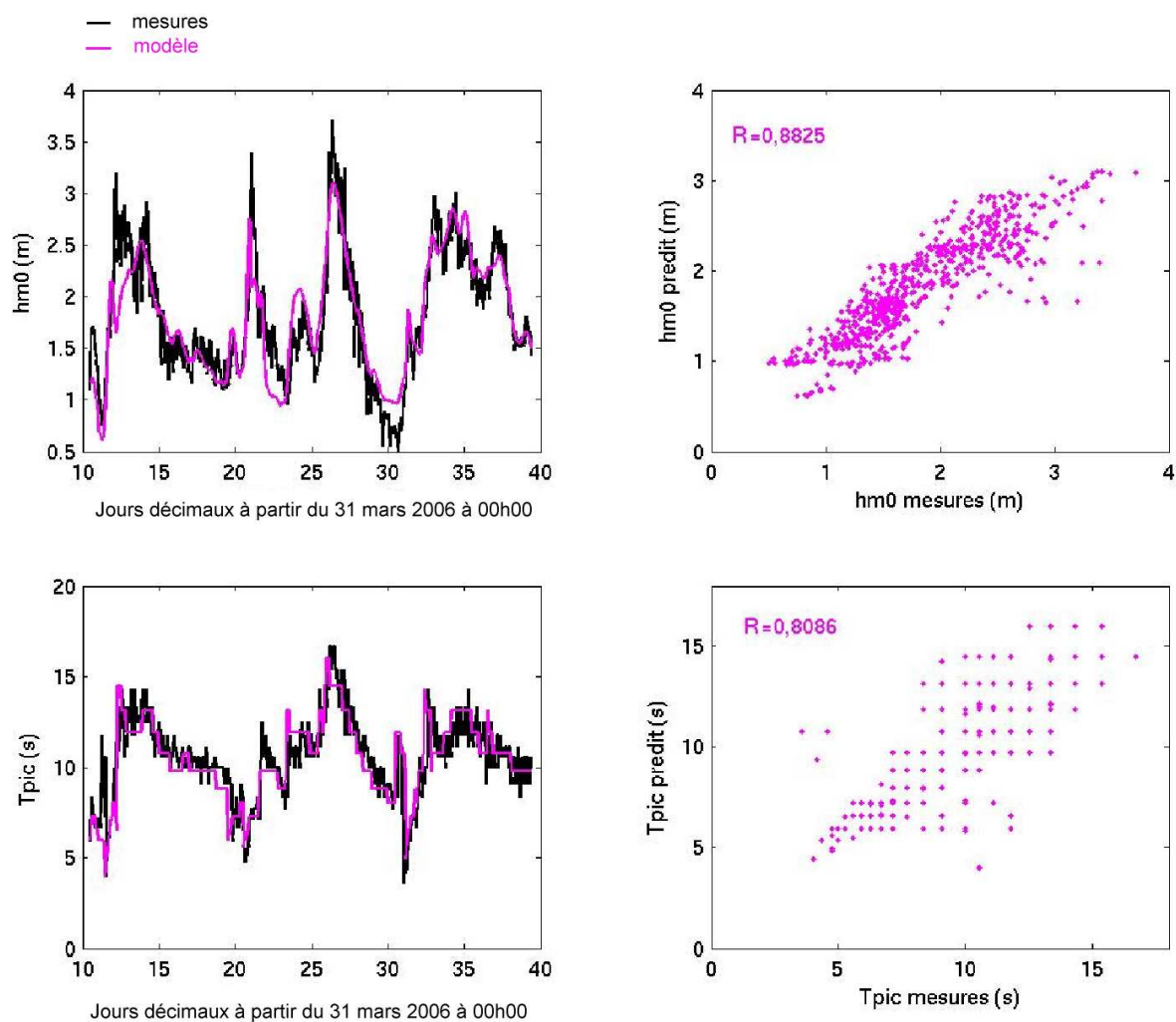


Figure 7.4 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN au large de la Baie de Douarnenez durant les campagnes TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006). Les corrélations entre mesures et prédictions sont présentées sur les Figures de droite.

DW3-TRAVIES - point situé face à Pentrez

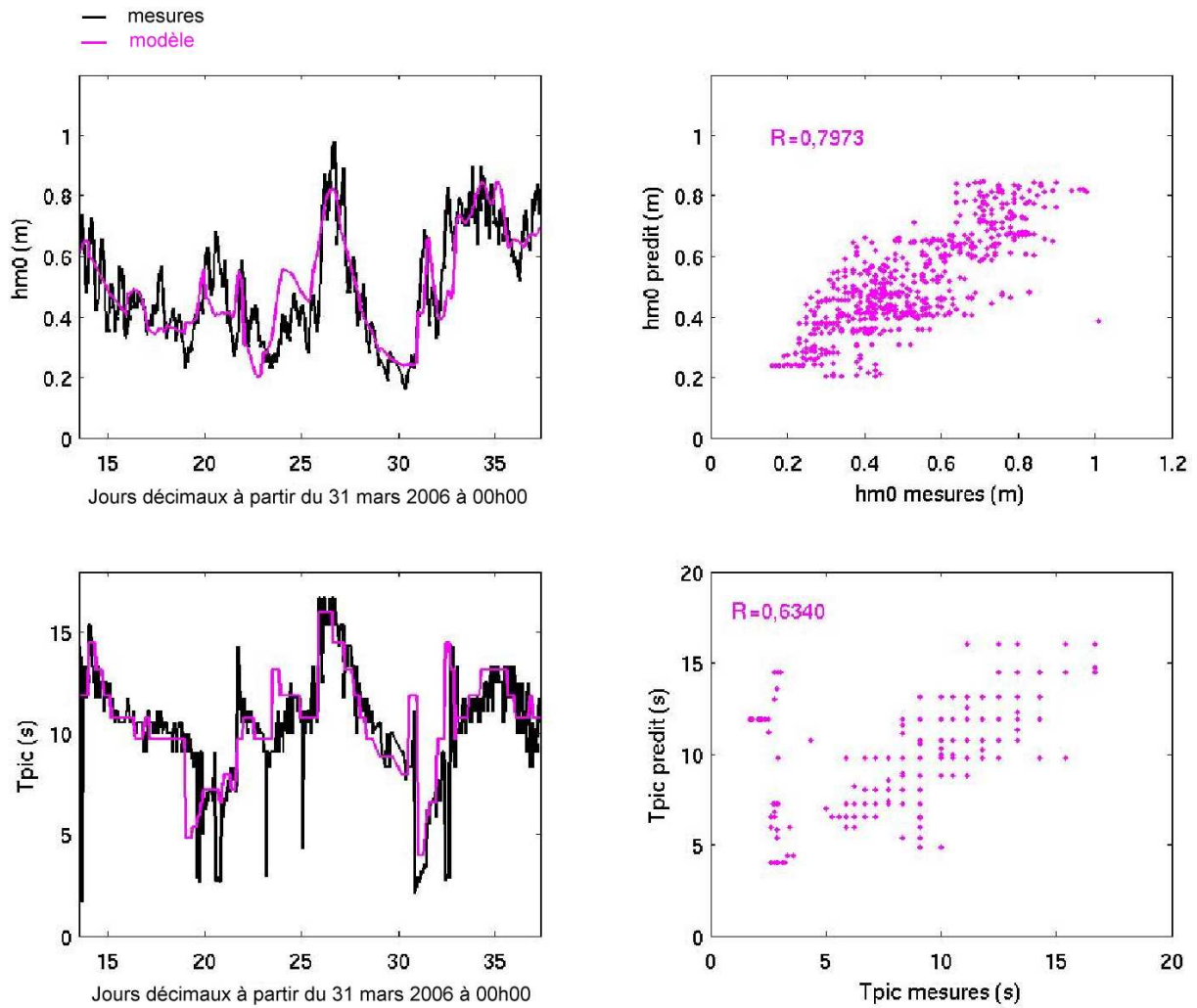


Figure 7.5 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN face à Pentrez durant les campagnes TRAVIES 1 et 2.

DW2-TRAVIES - point situé face à Sainte-Anne-la-Palud

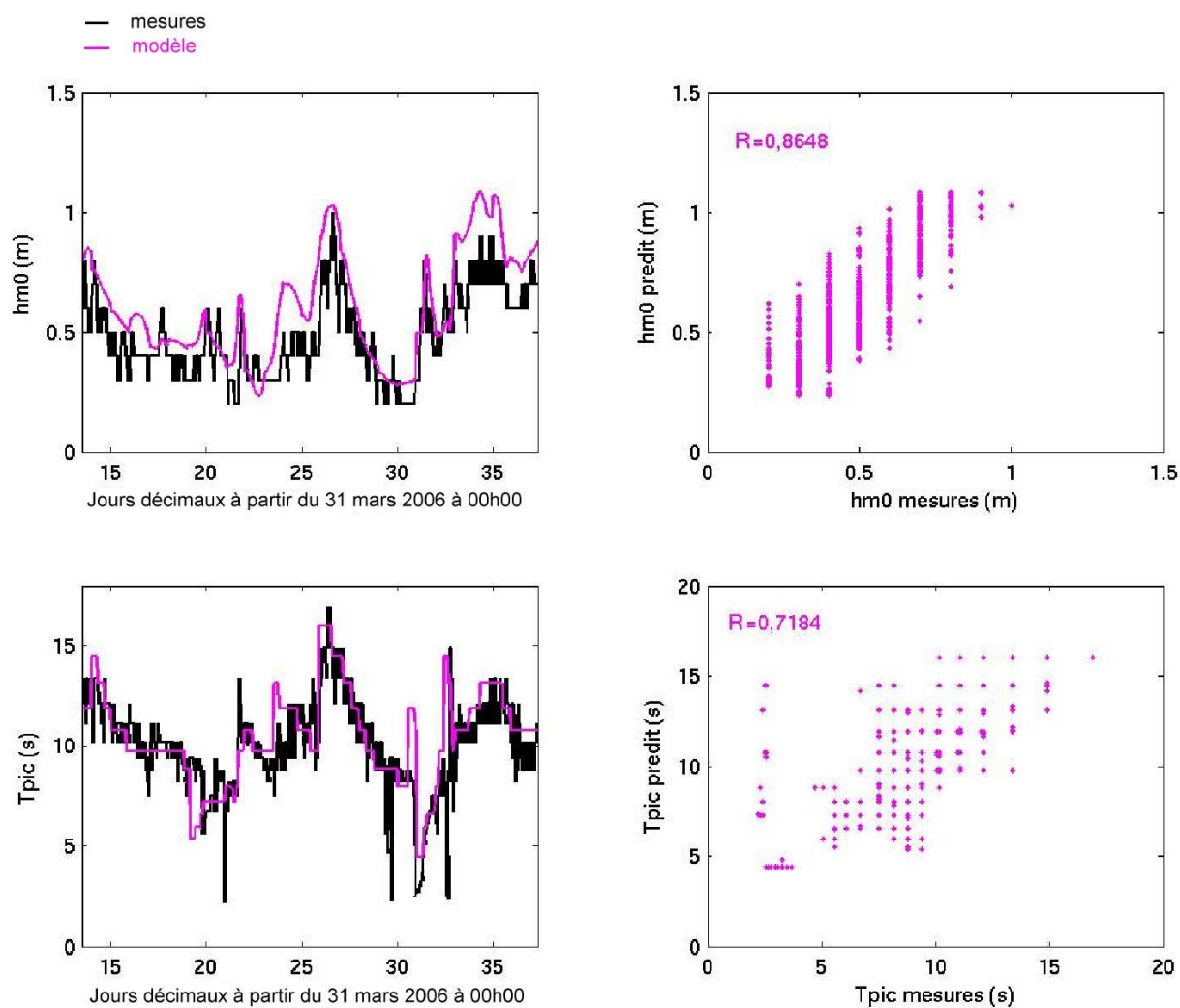


Figure 7.6 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN face à Sainte-Anne-la-Palud durant les campagnes TRAVIES 1 et 2.

DW1-EPIES 1 - point situé au large

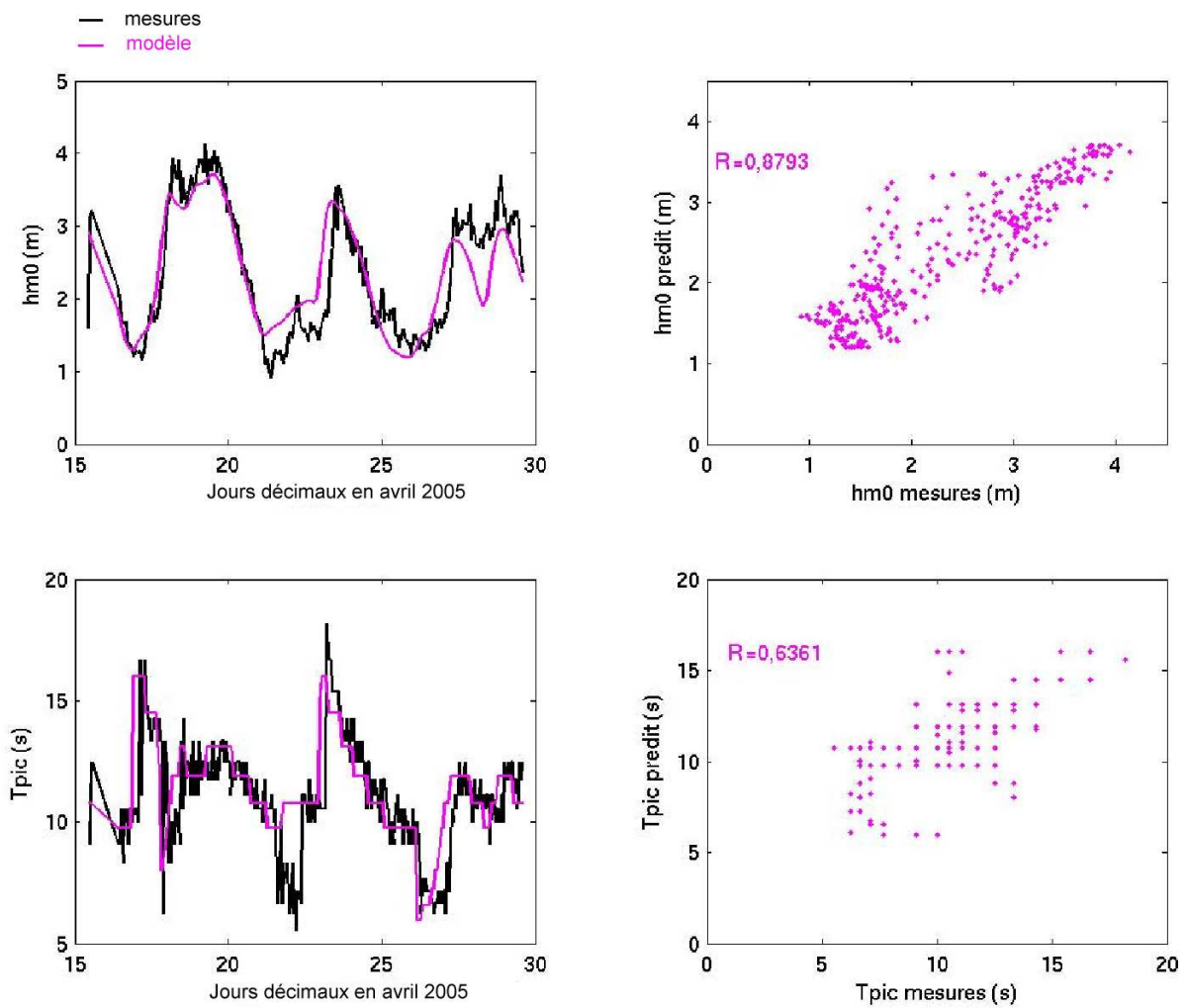


Figure 7.7 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN au large de la Baie de Douarnenez durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

DW2-EPIES 1 - point situé à l'entrée de la Baie de Douarnenez

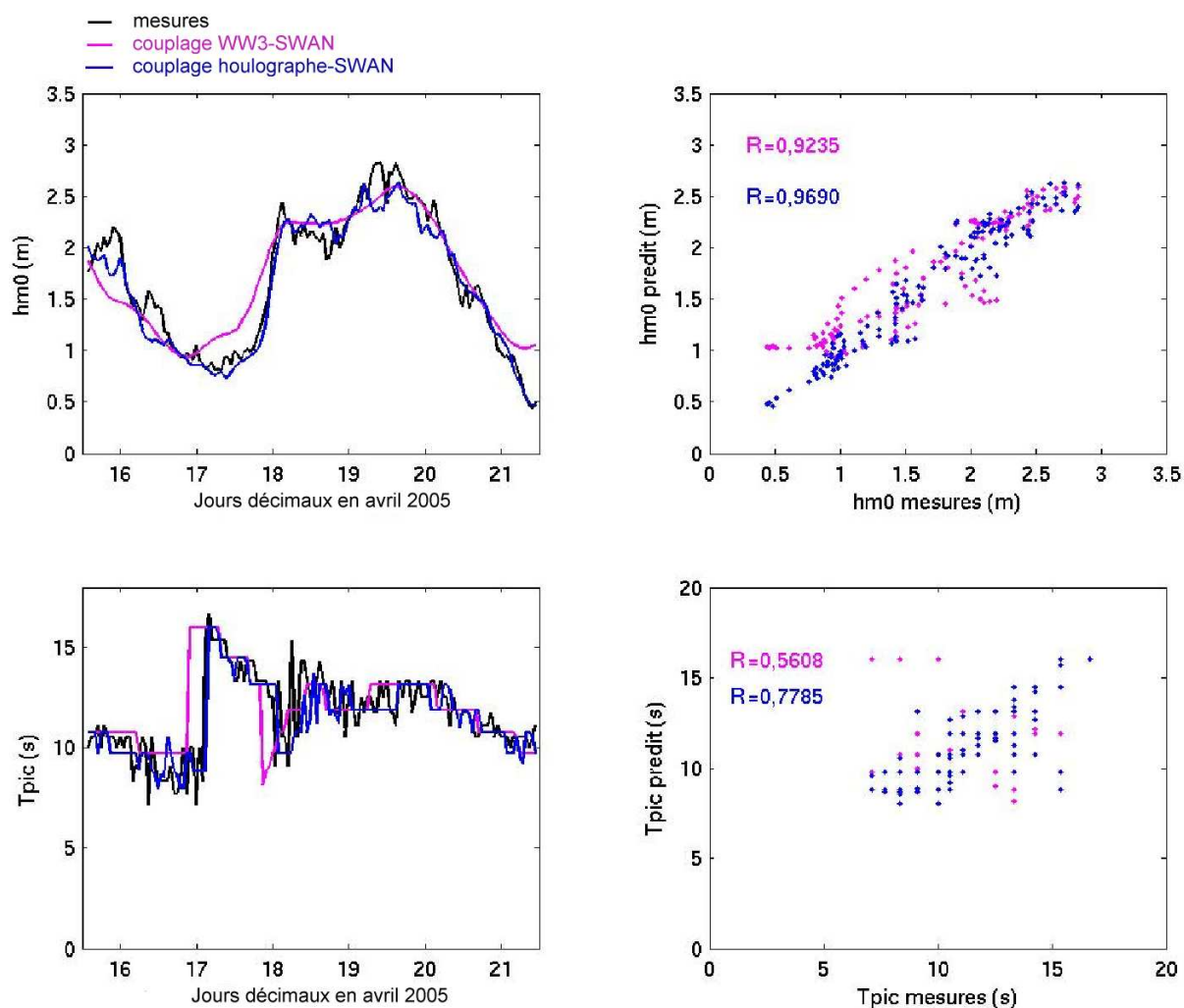


Figure 7.8 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN et le couplage houlographe-SWAN à l'entrée de la Baie de Douarnenez durant la campagne EPIES 1.

DW3-EPIES 1 - point situé face à Pentrez

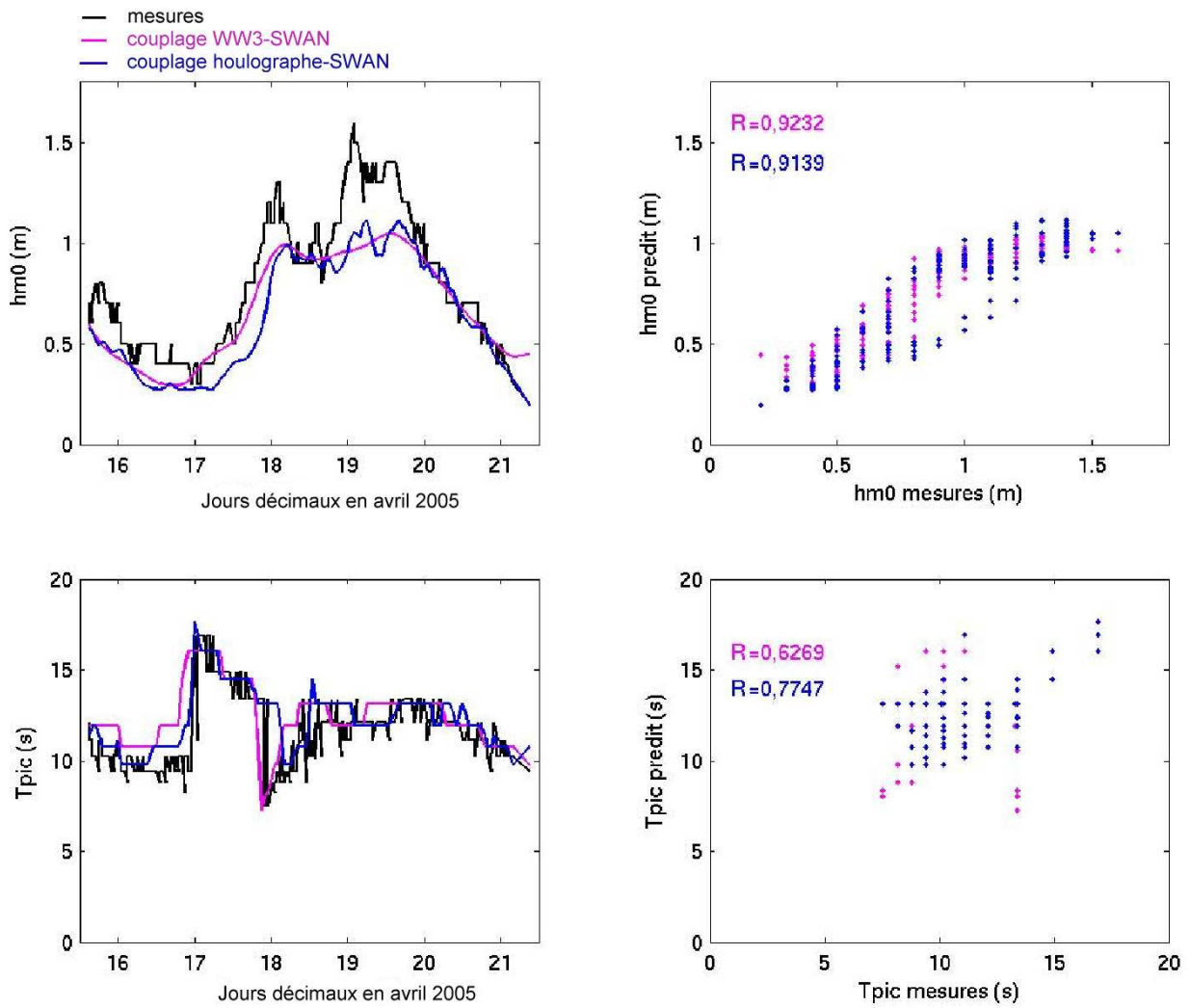


Figure 7.9 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN et le couplage houlgraphe-SWAN face à Pentrez durant la campagne EPIES 1.

DW3-EPIES 1 - point situé face à Pentrez

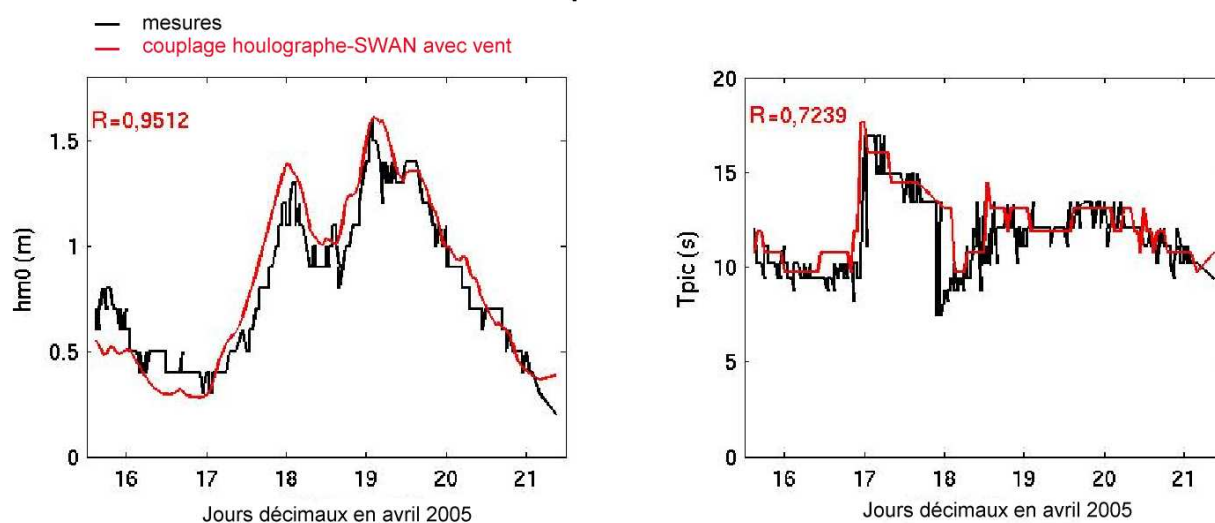


Figure 7.10 – Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage houlographe-SWAN intégrant les données de vent face à Pentrez durant la campagne EPIES 1.

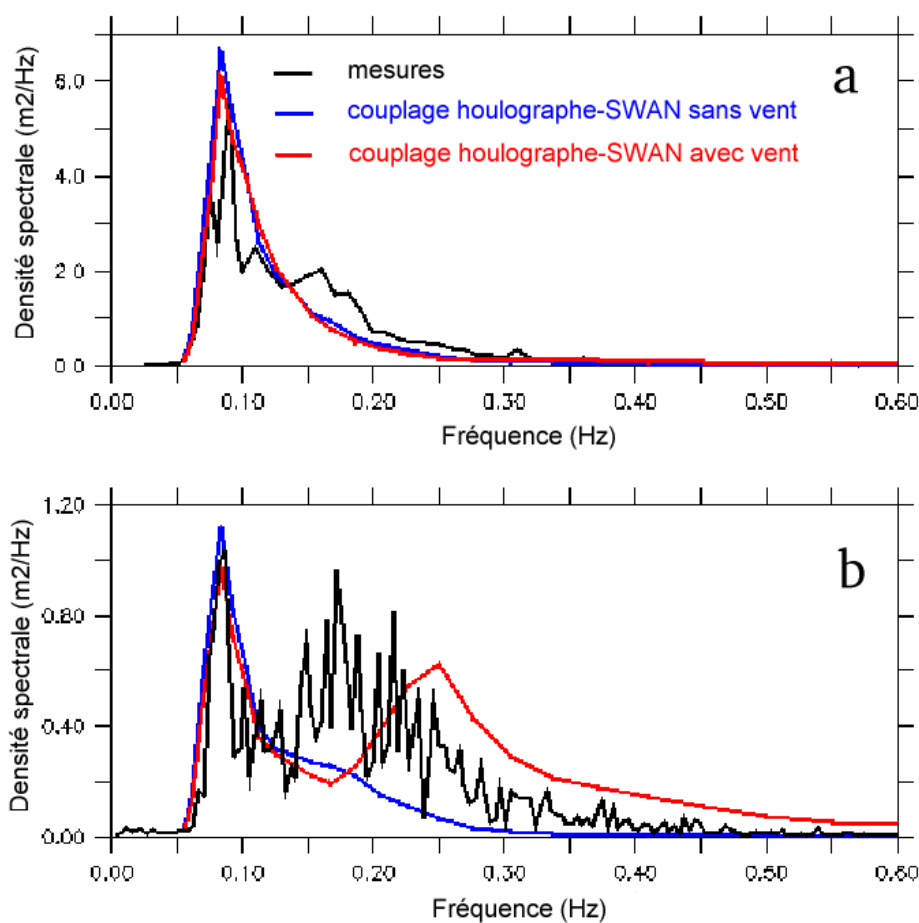


Figure 7.11 – Répartitions spectrales de l'énergie mesurées et prédites à l'entrée de la Baie de Douarnenez (a) et au site de Pentrez (b) durant la campagne EPIES 1 à partir des conditions limites issues du houlographe placé au large sans et avec prise en compte d'un vent local.

7.1.3 Courant et CSS sur le site de Pentrez en avril 2005 (EPIES 1)

Après les prédictions de houle (Section 7.1.2), le modèle de circulation et de transport sédimentaire est appliqué et confronté aux mesures effectuées sur le site de Pentrez à cette même période. Ce travail est précédé d'une étude pratique sur la formation des rides de houle.

7.1.3.1 Paramétrisation des rides de houle

Nous présentons ici un exemple de développement des rides de houle autour du site de mesure à partir du modèle de Tolman (1994) (Section 5.6.2) intégré au code SWAN (Section 5.3.2.3). Cet exemple permet de tester l'influence des rides, « figées » ou « non figées », sur l'évolution du paramètre de rugosité z_0 , et les conséquences en terme de dissipation par frottement sur le fond conformément aux développements explicités aux Sections 5.3.2.3 et 5.6.2. Le modèle ne conduit pas à la formation des rides de houle au point de mesure durant la campagne EPIES 1, le nombre de Shields normalisé θ'_w/θ_{cr} (Equation 5.98) restant inférieur au seuil de formation des rides de houle fixé à 1,2. Les rides de houle apparaissent uniquement à proximité de la côte où les contraintes exercées par la houle près du fond dépassent ce critère. C'est dans un point de ce secteur voisin du site de Pentrez que nous analysons le phénomène de développement des rides de houle. Les Figures 7.12 et 7.13 présentent les prédictions de leur développement sur le site de sables fins ($d_{50} = 137 \mu\text{m}$) situé à proximité de la plage de Pentrez durant la campagne EPIES 1, à la fois dans le mode rides « figées » et dans celui de rides « non figées ». La différence entre les deux modes apparaît lorsque les contraintes de cisaillement sont trop faibles pour former les rides de houle. L'évolution des rides « figées » se caractérise alors par la conservation des dernières rugosités créées alors que celle des rides « non figées » présente une situation de fond plat avec une rugosité fixée à $z_0 = k_N/30 \text{ cm} \simeq 0,3 \text{ mm}$ pour tenir compte des figures de fond résiduelles conformément aux travaux d'Ardhuin *et al.* (2003a) (Section 5.6.2, Equation 5.106). A la fin de la période de mesure, le paramètre de rugosité en mode de rides « figées » atteint ainsi la valeur maximale de 1,52 cm contre 0,3 mm en mode de rides « non figées ».

Le régime de “sheet flow” n'est jamais atteint durant la campagne EPIES 1. L'évolution du paramètre de rugosité z_0 est, pour chaque mode de paramétrisation, gouvernée par les régimes de génération et d'atténuation des rides de houle. Les rides de houle appa-

raissent au cours des deux pics de tempête du 18 et 19 avril 2005 où le nombre de Shields atteint une valeur maximale de 1,55 et le paramètre de rugosité z_0 se situe entre 1 et 1,5 cm. Contrairement aux études schématiques présentées à la Section 5.6.2, la rugosité des rides de houle n'est pas initiée à la valeur maximale. La formation des rides le 18 avril 2005 illustre cette situation où les rides sont calculées comme étant déjà atténuées par les contraintes de cisaillement de fond associées à la houle lorsque l'évolution de la houle est très rapide. Par la suite, le développement des rides se caractérise par une diminution du paramètre de rugosité z_0 lorsque les contraintes de cisaillement de fond se renforcent et une augmentation lorsque les contraintes exprimées sous la forme du nombre de Shields normalisé, θ'_w/θ_{cr} , se rapprochent du seuil de formation fixé à 1,2. Ce phénomène est particulièrement net le 19 avril 2005 où les évolutions du paramètre de rugosité z_0 et du nombre de Shields normalisé sont pratiquement synchrones.

Dans la suite de nos applications, nous retenons la paramétrisation des rides « figées » considérée comme plus réaliste pour décrire le comportement des rides de houle au cours de la campagne de mesure qui caractérise une alternance de périodes de temps calme et de périodes de temps agitées.

7.1.3.2 Composantes hydrodynamiques

Les prédictions de vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ sont ici comparées aux mesures effectuées par la station SAMBA (Figure 7.14). L'estimation de la vitesse orbitale près du fond est en accord satisfaisant avec les mesures avec une amplitude réduite en moyenne de 20 % en période de tempête, entre le 18 et le 20 avril 2005. Cet écart s'explique en partie par la sous-estimation du pic d'énergie de la houle aux hautes fréquences discutée précédemment à la Section 7.1.2.3 (Figure 7.11).

La Figure 7.15 présente les courants mesurés et prédits à 0,28, 0,58 et 0,88 m au-dessus du fond avec et sans prise en compte du vent. Dans le cas d'un forçage par la marée seule (sans vent), les prédictions de courant sous-estiment les amplitudes mesurées à proximité du fond. A 0,58 m au-dessus du fond, l'amplitude maximale prédite est de $2,5 \text{ cm s}^{-1}$ contre 8 cm s^{-1} pour les mesures. L'introduction d'un vent uniforme analogue à celui utilisé pour la modélisation de houle (Section 7.1.2.3) améliore considérablement les prédictions avec des vitesses maximales de 4 cm s^{-1} à 0,28 m au-dessus du fond. Le meilleur accord entre ces nouvelles prédictions et les mesures est particulièrement visible

à 0,28 et 0,58 m au-dessus du fond au niveau du premier pic d'amplitude apparaissant le 17 avril 2005 en fin d'après-midi. Cependant, la prise en compte de ces conditions de vent ne permet pas de reproduire les variations horaires du courant observées aux trois niveaux de mesure.

7.1.3.3 Concentration de sédiment en suspension

La Figure 7.16 présente les prédictions de CSS totale et les mesures à 0,28 m au-dessus du fond au site de Pentrez. Les simulations sont réalisées avec un coefficient de resuspension $\gamma_0 = 0,2$. Des divergences apparaissent entre les prédictions et les observations. Bien que le deuxième pic de CSS soit en phase avec les mesures, le premier pic de CSS n'est pas reproduit et les CSS sont sous-estimées avec un pic de CSS prédit atteignant 45 mg l^{-1} contre 800 mg l^{-1} pour le pic de CSS observé le 19 avril 2005. La corrélation observée entre les mises en suspension prédites plus à la côte, aux coordonnées $4^\circ 315 \text{ W}$ et $48^\circ 190 \text{ N}$, et les mesures laisse envisager une sous-estimation de l'advection des silts ($d_1 = 25 \text{ } \mu\text{m}$) (Tableau 4.3) vers le large. Cette hypothèse est confirmée par la description synoptique de la concentration de silt en suspension à proximité du fond aux deux pics de tempête du 18 et 19 avril 2005 (Figure 7.17). Les principales différences interviennent au niveau de la recirculation forcée par le vent à ces deux instants. Durant le premier pic de tempête, l'advection vers le Nord des silts mis en suspension face à la plage de Pentrez induit de faibles CSS au site expérimental. Cette situation contraste avec le deuxième pic où la circulation des silts vers le large se traduit par une augmentation marquée de la CSS totale au point de mesure. Ces deux instants illustrent ainsi l'influence de la recirculation induite par le vent sur la mobilisation, la distribution à travers la colonne d'eau et le transport des particules fines.

7.1.3.4 Bilan

En conclusion, les prédictions des courants et des CSS s'avèrent plus ardues que les prédictions de houle. Les améliorations viendront de l'intégration d'un champ de vent réaliste en espace et en temps, tout particulièrement autour du site de mesure, à même de prédire les mises en suspension locales et éloignées ensuite advectées par les courants.

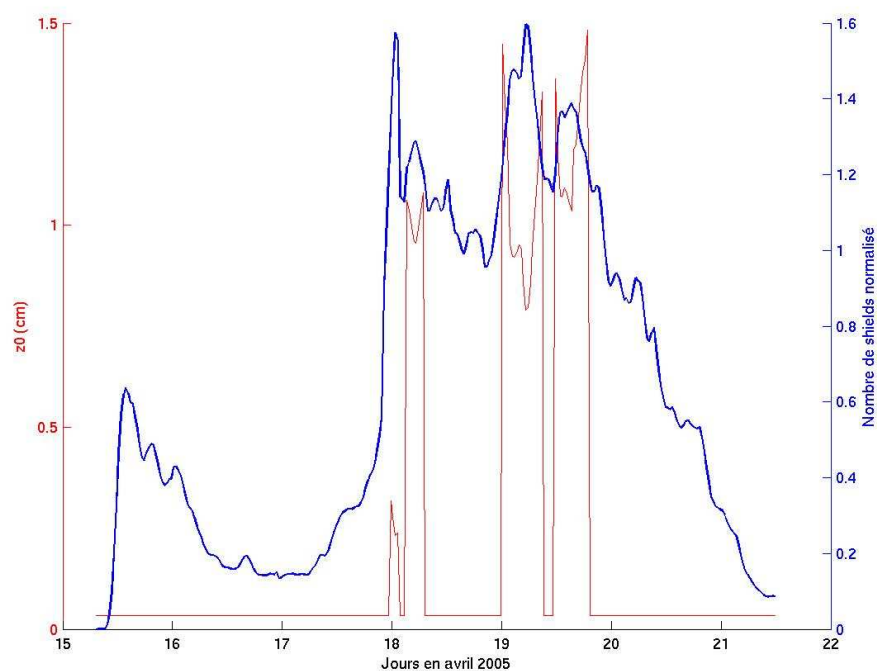


Figure 7.12 – Chroniques du paramètre de rugosité z_0 et du nombre de Shields de peau normalisé θ'_w/θ_{cr} prédites face à Pentrez, au point de coordonnées 4°312 W, 48°185 N, à partir du modèle de Tolman (1994) dans le cas de rides « non figées », durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).

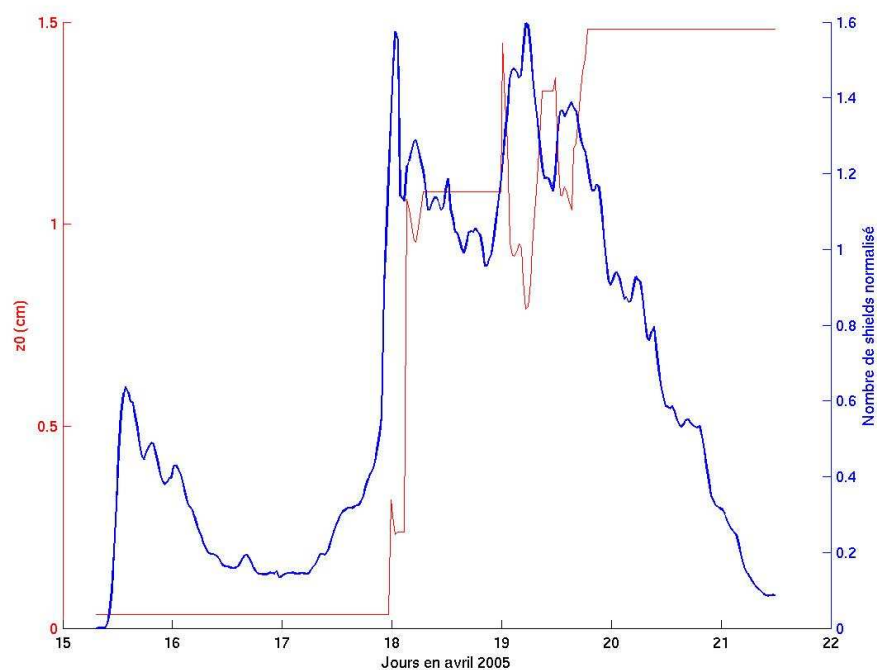


Figure 7.13 – Chroniques du paramètre de rugosité z_0 et du nombre de Shields de peau normalisé θ'_w/θ_{cr} prédites face à Pentrez, au point de coordonnées 4°312 W, 48°185 N, à partir du modèle de Tolman (1994) dans le cas de rides « figées », durant la campagne EPIES 1.

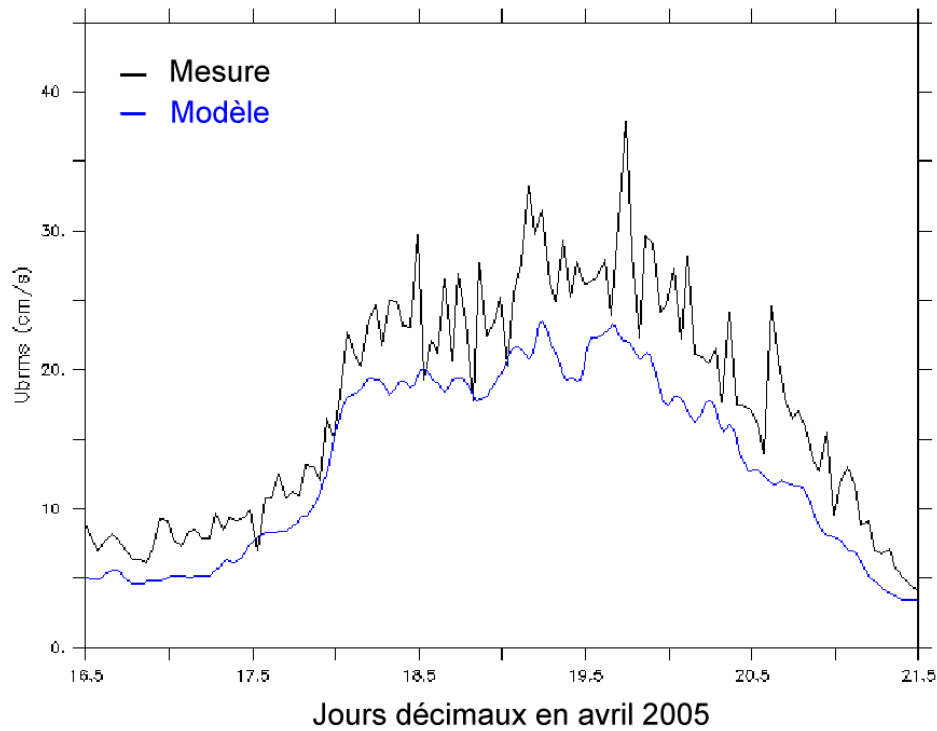


Figure 7.14 – Chroniques du module de la vitesse orbitale $u_{b,rms}$ mesurée et prédite au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1.

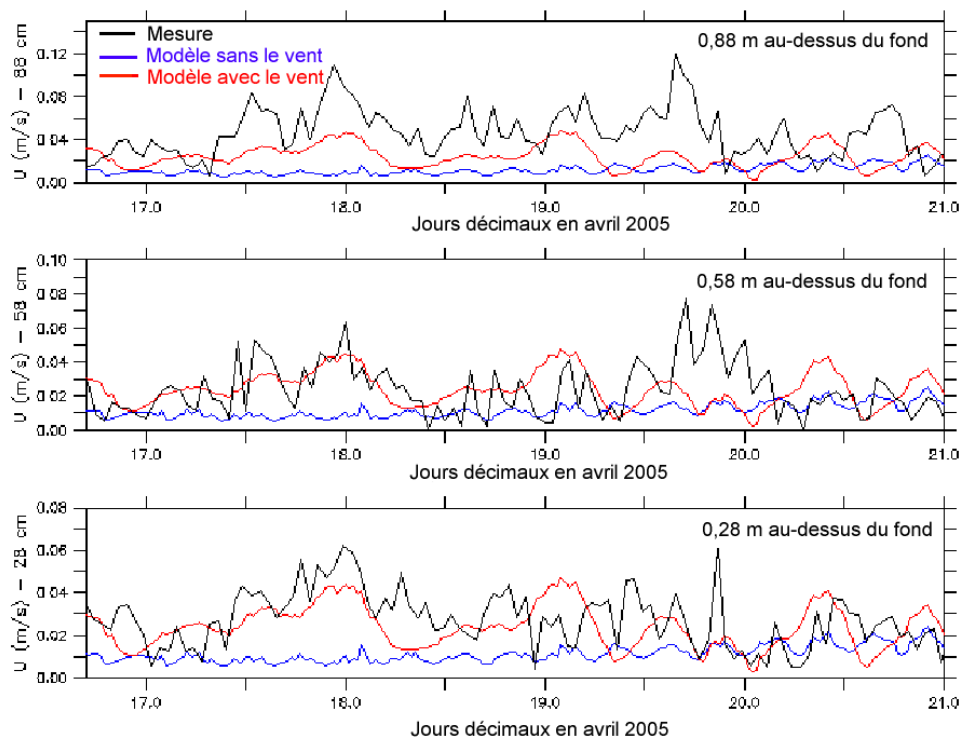


Figure 7.15 – Chroniques du module de la vitesse mesurées et prédites avec et sans prendre en compte le vent, à 0,28, 0,58 et 0,88 m au-dessus du fond au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1.

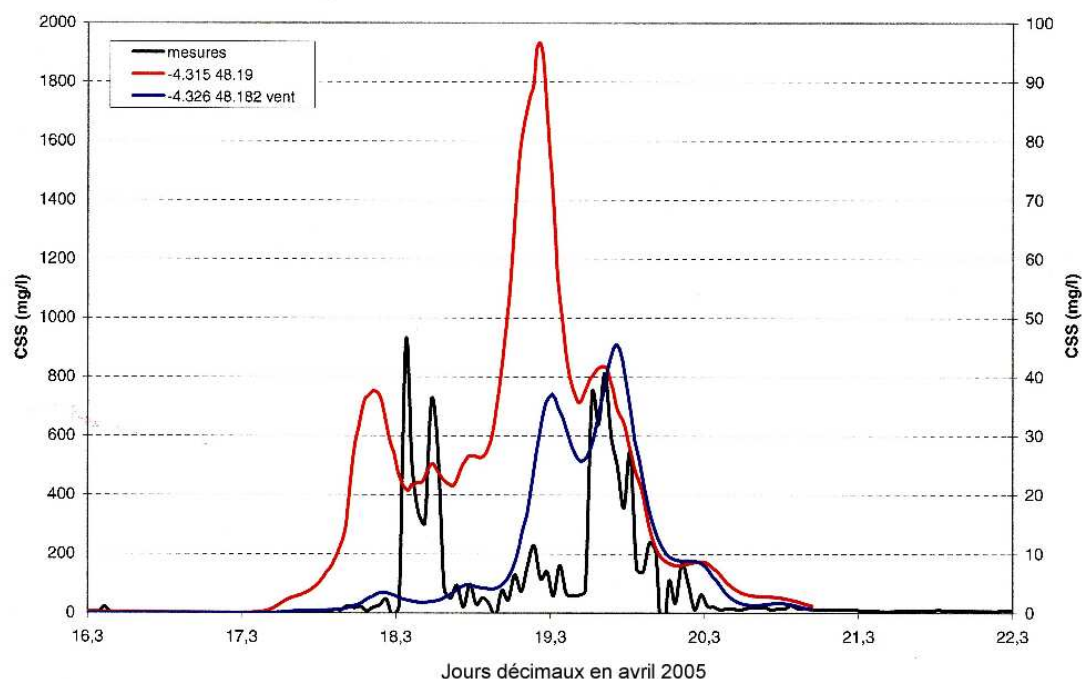


Figure 7.16 – Chroniques des CSS mesurées (axe de gauche) et prédites à 0,28 m au-dessus du fond au site de Pentrez (axe de droite) et à proximité de la zone côtière au point de coordonnées 4 ° 315 W, 48 ° 19 N (axe de gauche) durant la campagne EPIES 1.

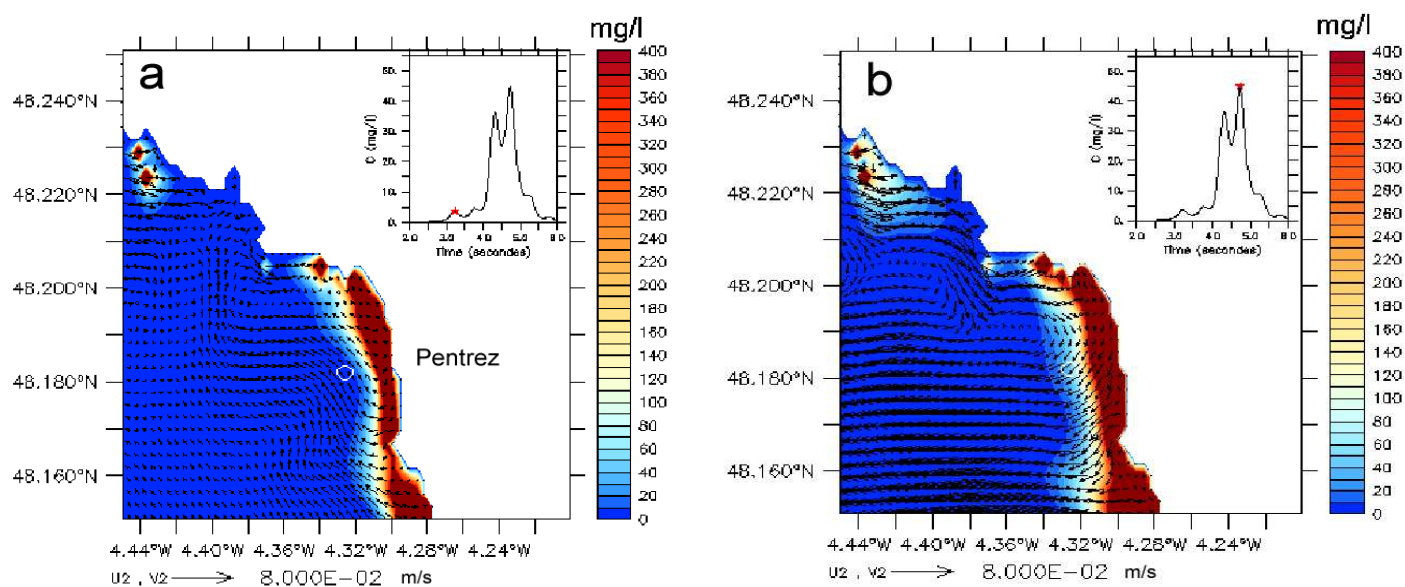


Figure 7.17 – Champs de concentration de silt en suspension à proximité du fond face à Pentrez au cours des deux pics de tempête du 18 (a) et 19 (b) avril 2005. Les miniatures indiquent l'évolution de la concentration de silt en suspension près du fond (en mg l^{-1}) au site de Pentrez au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le 15 avril 2005 à 00h00. Les vecteurs correspondent au courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}).

7.2 Résultats synoptiques

7.2.1 Marée seule

Dans un premier temps, la dynamique de marée est successivement présentée à l'échelle de la Mer d'Iroise et de la Baie de Douarnenez. Dans un deuxième temps, les mises en suspension sous l'influence des courants de marée seul sont étudiées à l'échelle de la Baie de Douarnenez.

Le modèle de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est mis en oeuvre à partir des conditions de simulation présentées à la Section 7.1.1.2. Sur le domaine #1-C, le fond est supposé plat avec un paramètre de rugosité z_0 fixé à 0,0035 m (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b). Sur le domaine #2-C, les rides de houle ne sont pas prises en compte. Etant donnée la faiblesse des courants en Baie de Douarnenez (Section 2.2.2.2), les rides de courant ne sont pas formées, et le fond est, par défaut, considéré comme plat avec un paramètre de rugosité fixé à $z_0 = d_{50}/12$.

7.2.1.1 Circulation

A l'échelle de la Mer d'Iroise, le modèle s'avère apte à décrire de manière satisfaisante l'évolution de la marée en terme d'élévation de la surface libre et de courant telle qu'observée et prédite par le SHOM. Les prédictions de l'élévation de la surface libre au cours d'un cycle morte-eau/vive-eau s'accordent avec les données du SHOM aux ports de Brest (Figure A.5) et du Conquet (Figure A.6). Les roses de courant pour une marée de vive-eau moyenne (coefficient 95) se comparent relativement raisonnablement bien à celles du SHOM avec toutefois une légère différence dans le Nord de la Mer d'Iroise où les directions prédites sont sensiblement plus étalées que celles du SHOM (Figure 7.18). Des autres différences moindres apparaissent également au niveau des zones de forte accélération des courants de marée telles que le raz de Sein et le goulet de la rade de Brest.

L'amplitude des courants moyennés sur la verticale atteint $5,5 \text{ m s}^{-1}$ à l'Ouest de Ouessant en condition de marée moyenne (coefficient 70) (Figure 7.19). Les îles et les hauts-fonds favorisent l'accélération des courants au niveau du raz de Sein, de l'archipel de Molène et de l'île de Ouessant. On note également une augmentation locale des courants de marée au niveau du goulet de la rade de Brest par effet de réduction de section d'écoulement. Les amplitudes restent également importantes le long de la côte Nord du Finistère.

La Baie de Douarnenez présente les vitesses les plus faibles avec des amplitudes inférieures à $0,5 \text{ m s}^{-1}$ en condition de marée moyenne.

L'analyse de la circulation résiduelle eulérienne confirme le schéma de circulation instantanée au premier ordre (Figure 7.20). On observe ainsi une zone de forts débits résiduels entourant la partie occidentale de l'île de Ouessant avec des valeurs atteignant $45 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$ avant de s'étirer le long de la côte Nord du Finistère. Des tourbillons sont observés à proximité des accidents topographiques majeurs dont quatre sont recensés dans le raz de Sein. La répartition de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (Figure 7.21) apparaît peu corrélée sur celle des distributions granulométriques des sédiments de fond telle que présentée sur la Figure 2.23. Ce résultat contraire au cas de la Manche orientale (Section 2.1.2) tend à confirmer que les courants de marée ne sont pas les seuls agents de la dynamique sédimentaire régionale, la houle jouant un rôle prééminent.

La distribution spatiale des courants résiduels eulériens de marée est analysée plus précisément en Baie de Douarnenez au cours d'un cycle de marée pour trois conditions : en morte-eau (coefficient 40), en marée moyenne (coefficient 70) et en vive-eau (coefficient 90). Les Figures 7.22, 7.23 et 7.24 présentent les courants résiduels calculés au fond et en surface dans chacune des situations. Les intensités les plus importantes sont localisées au Sud de la pointe du cap de la Chèvre. Dans cette région, les courants résiduels atteignent ainsi $7,5 \text{ cm s}^{-1}$ au fond et $12,5 \text{ cm s}^{-1}$ en surface en vive-eau (coefficient 90). On observe une accélération des courants résiduels le long du flanc Est du cap de la Chèvre concomitante avec l'augmentation du marnage. En vive-eau, les courants résiduels de surface approchent ainsi l'ordre de grandeur des vitesses établies sur le flanc Ouest laissant apparaître un tourbillon résiduel cyclonique de 5 km de diamètre à l'Est du cap de la Chèvre (Figure 7.24-b). A l'intérieur de la baie, les vitesses résiduelles maximales sont prédites le long de la côte Sud où le littoral accidenté entre Beuzec-Cap-Sizun à Douarnenez accentue localement les courants de marée. En vive-eau (coefficient 90), l'intensité des courants résiduels dans cette région atteint 2 cm s^{-1} en surface et $1,8 \text{ cm s}^{-1}$ au fond.

La cartographie de la vitesse de frottement maximale au cours d'un cycle de marée moyenne en Baie de Douarnenez est présentée à la Figure 7.25. Au Sud du cap de la Chèvre, la vitesse de frottement est maximale avec une intensité de $3,4 \text{ cm s}^{-1}$. L'hétérogénéité

spatiale du substrat n'agit que très sensiblement sur l'évolution de la vitesse de frottement. On observe toutefois une augmentation de l'ordre de $0,2 \text{ cm s}^{-1}$ des vitesses de frottement exercées sur les affleurements rocheux du fond de la Baie de Douarnenez.

7.2.1.2 Mises en suspension de sédiment

La Figure 7.26 présente la cartographie du diamètre maximal des particules sédimentaires de fond mobilisables au cours d'une marée de vive-eau (coefficient 90) calculée d'après la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) explicitée à la Section 5.5.2.2 (Equation 5.78). Le mouvement des sédiments d'un diamètre maximale de 2 mm est confiné à l'entrée de la Baie de Douarnenez. Remarquons que la disponibilité des sables dans ce secteur est très faible (Figure 7.3), le substrat comportant essentiellement des affleurements rocheux (Section 4.2.2).

Les mises en suspension sont calculées, par défaut, avec un coefficient $\gamma_0 = 0,0024$ tel que suggéré par Smith et Mc Lean (1977). La Figure 7.27 présente la répartition spatiale de la CSS en surface en pointes de jusant et de flot d'une marée de vive-eau (coefficient 90). Conformément à l'analyse de la mobilité des sédiments de fond effectuée précédemment, les taches de CSS apparaissent dans les zones de sables situées à l'entrée de la Baie de Douarnenez et au niveau de la pointe du cap de la Chèvre. Dans cette zone, la CSS de surface atteint $4,8 \text{ mg l}^{-1}$ en jusant contre 2 mg l^{-1} en flot. En lien avec la faible disponibilité des sables sur les zones de mobilité potentielle maximale identifiées plus haut, les CSS simulées sont très faibles dans ce secteur. Dans la Baie de Douarnenez, les mises en suspension par la marée seule demeurent à des niveaux extrêmement faibles voire nuls.

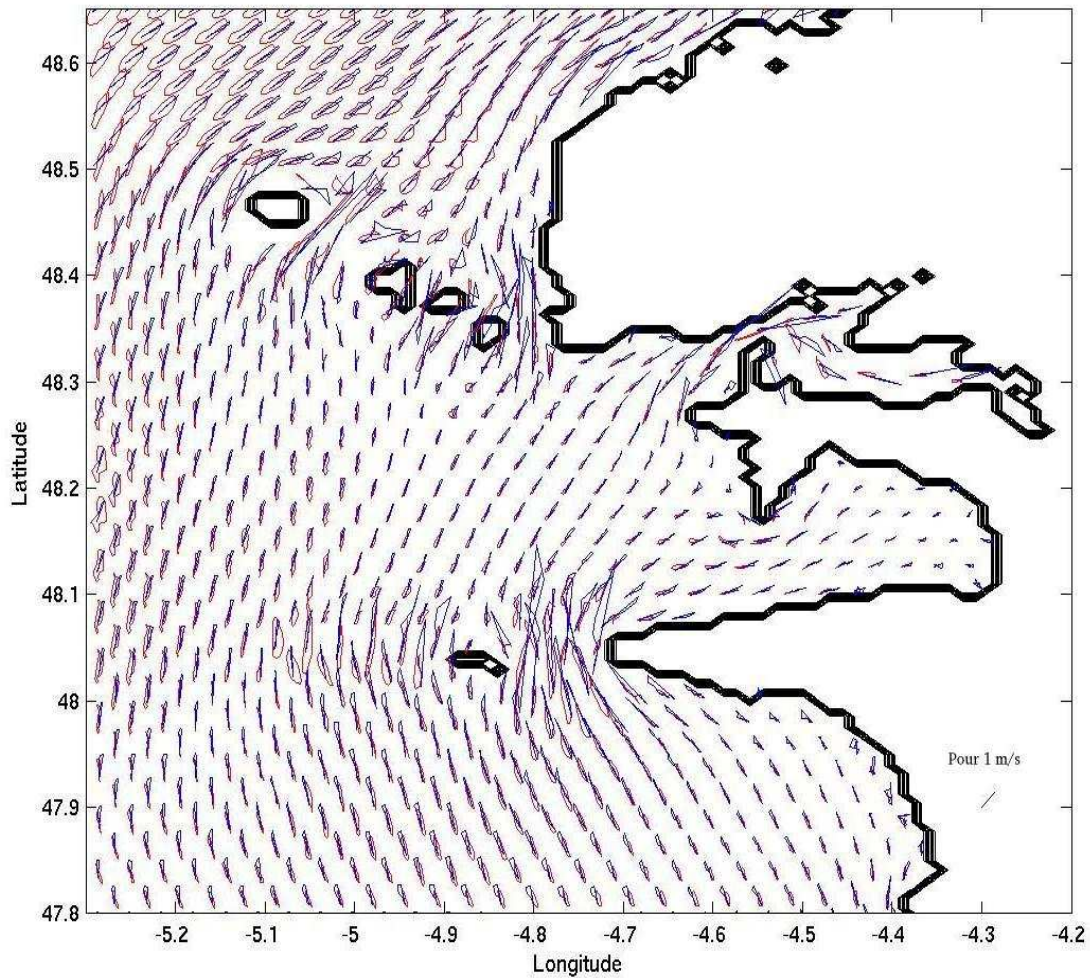


Figure 7.18 – Roses de courant prédites par le SHOM (rouge) et issues du modèle COHERENS « modifié » (bleu) pour une marée de vive-eau moyenne (coeff. 95) en Mer d'Irlande.

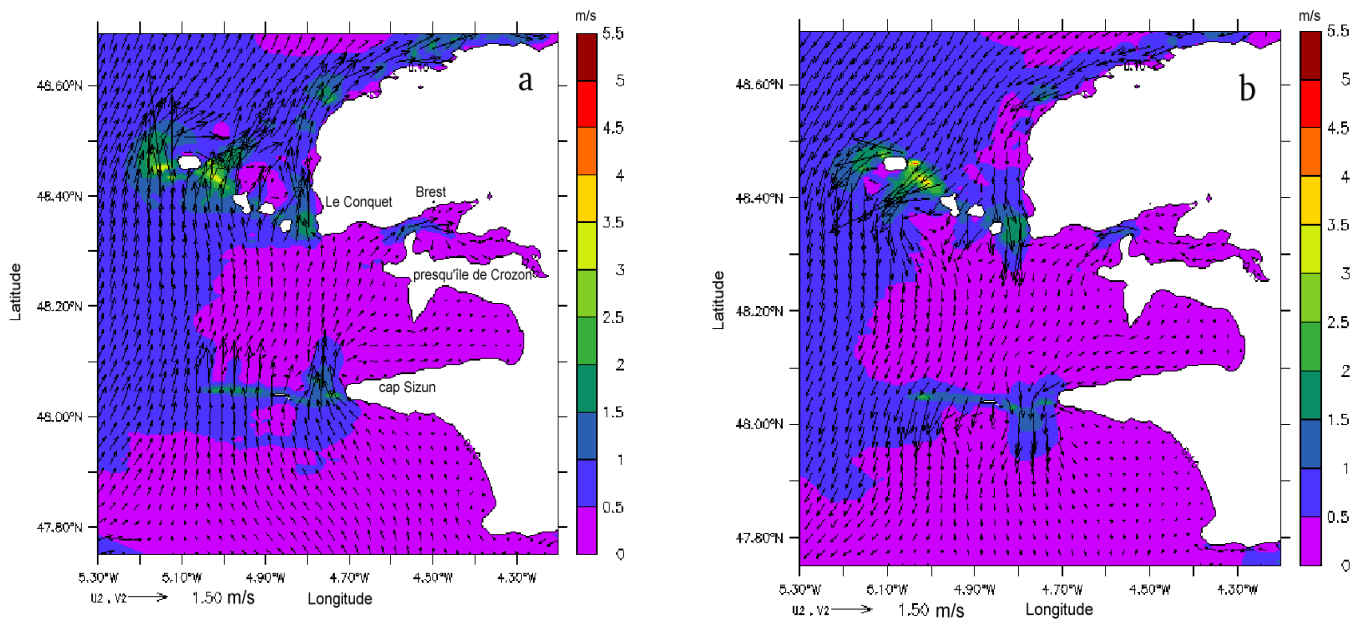


Figure 7.19 – Champs de courants moyennés sur la verticale instantanés en pointes de flot (a) et de jusant (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70).

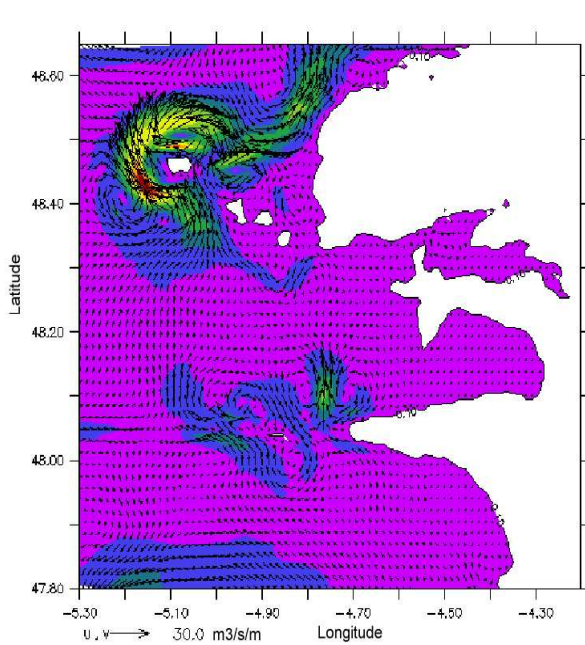


Figure 7.20 – Débits résiduels au cours d'une marée moyenne (coeff. 70).

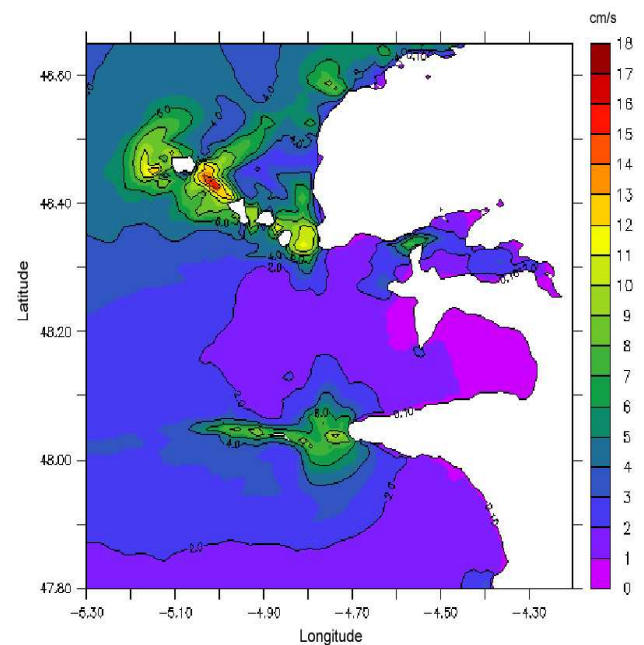


Figure 7.21 – Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70).

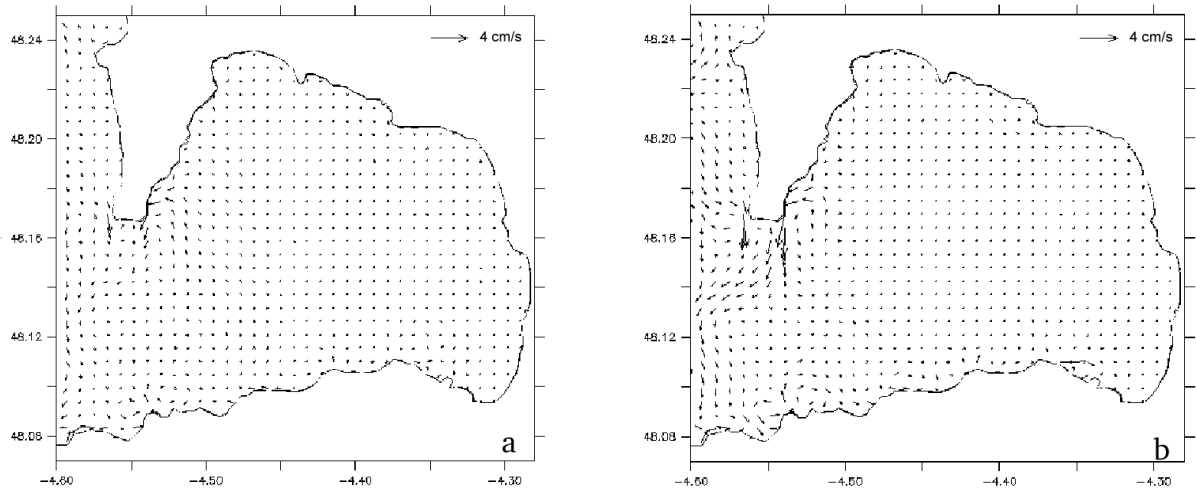


Figure 7.22 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de morte-eau (coeff. 40).

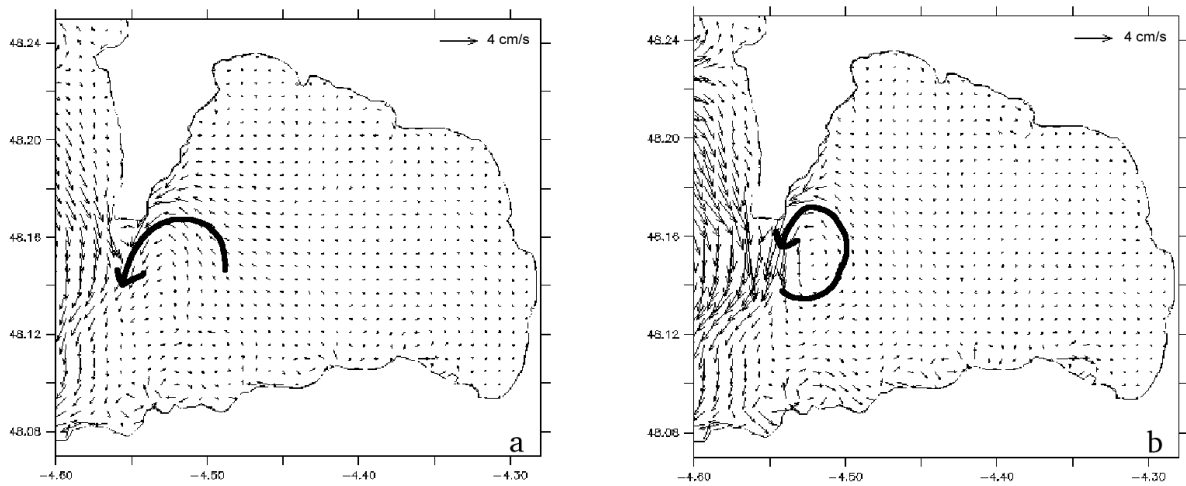


Figure 7.23 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70).

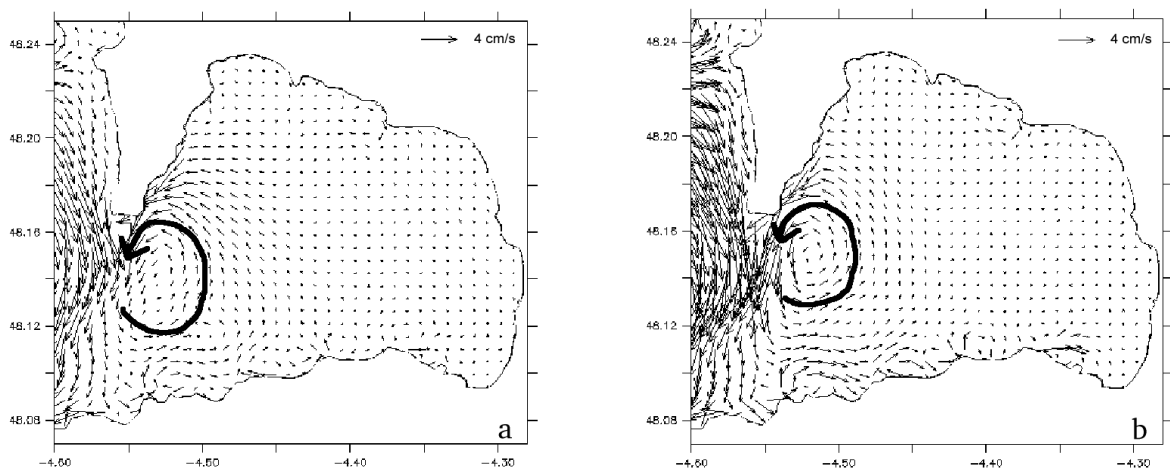


Figure 7.24 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de vive-eau (coeff. 90).

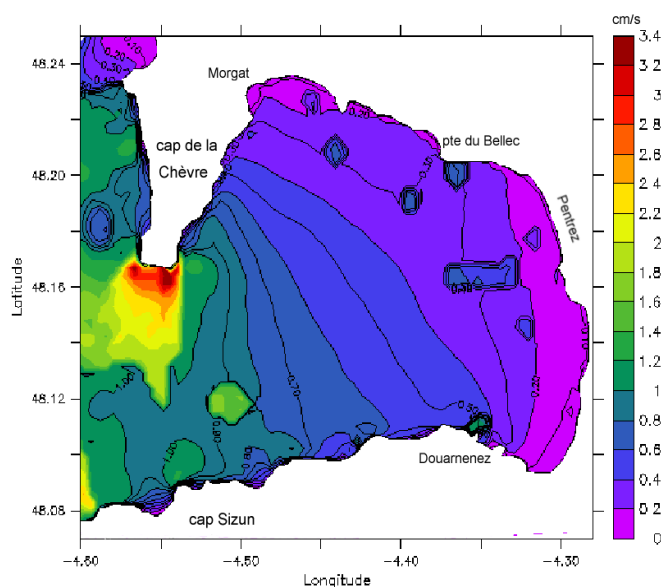


Figure 7.25 – Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff.70).

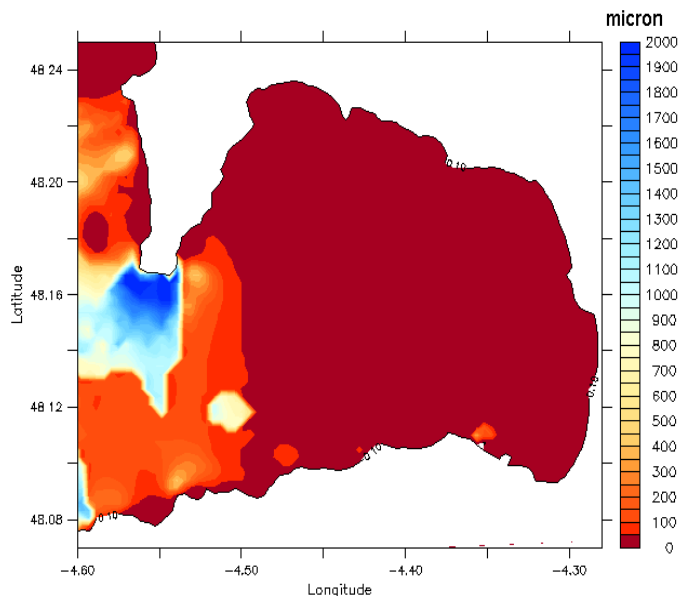


Figure 7.26 – Diamètre maximal des particules sédimentaires de fond mobilisables au cours d'un cycle de marée de vive-eau (coeff. 90) en appliquant la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) (Equation 5.78).

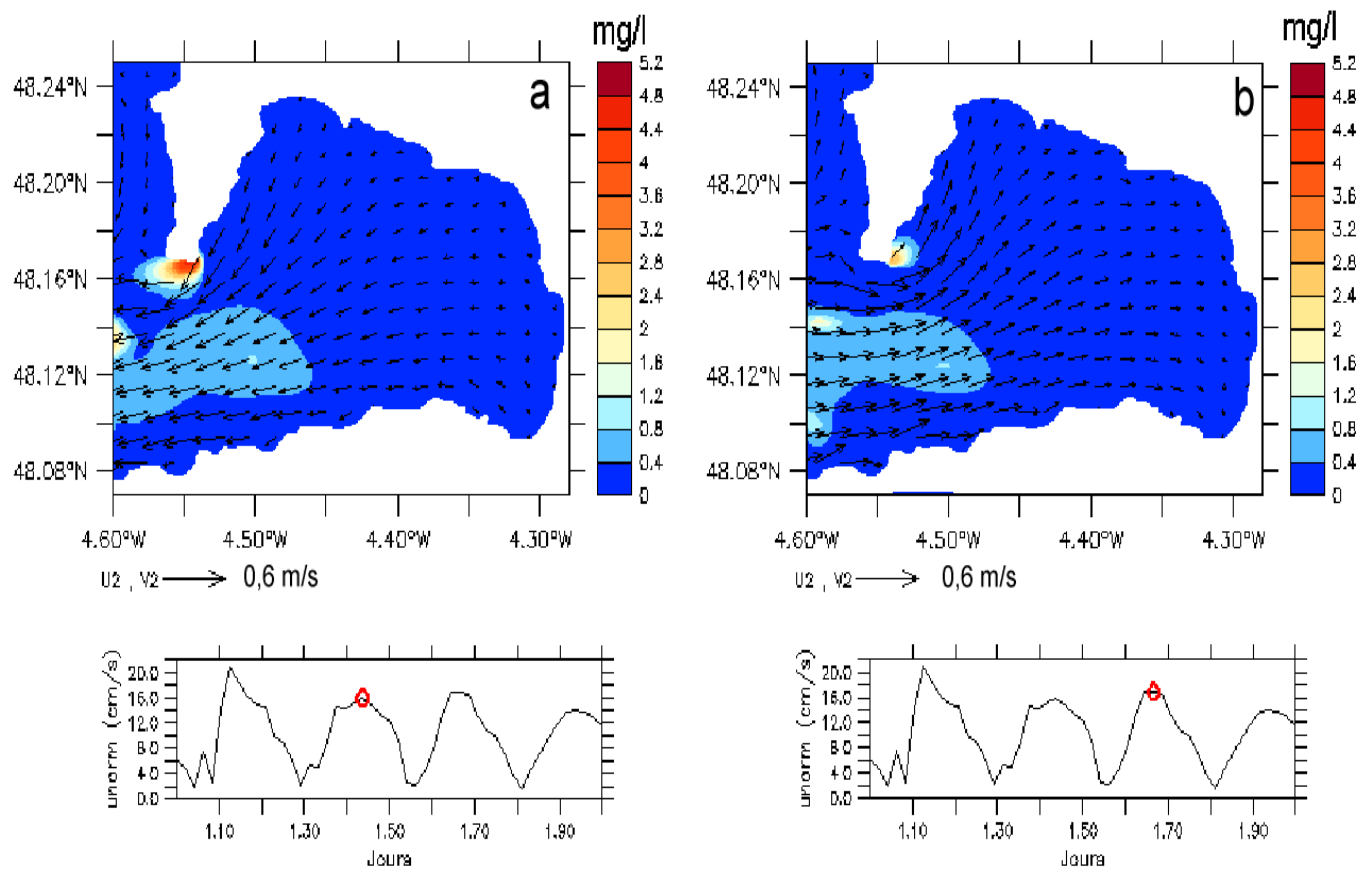


Figure 7.27 – Champs de CSS totale en surface en Baie de Douarnenez en pointes de jusant (a) et de flot (b) en condition de vive-eau (coeff. 90) superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}). Les miniatures indiquent l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale au centre de la Baie de Douarnenez au cours du temps exprimé en jours décimaux.

7.2.2 Houle superposée à la marée

Dans un premier temps, la transformation de la houle est présentée au niveau de la répartition spatiale de la hauteur h_{m0} à l'échelle de la Mer d'Iroise et au niveau de l'influence de la hauteur, de la direction et de la période de pic de la houle incidente sur sa propagation en Baie de Douarnenez. Dans un deuxième temps, des tests de sensibilité sur la formation des rides sableuses de houle à la nature du substrat, à la paramétrisation des rides et aux caractéristiques de la houle incidente sont entrepris en Baie de Douarnenez. Dans un troisième temps, l'influence de ces rides sur les courants de marée est présentée. Enfin, les mises en suspension sous l'influence d'une houle de tempête superposée aux courants de marée sont décrites à l'échelle de la Baie de Douarnenez.

Les conditions de simulation reprennent celles présentées à la Section 7.1.1. Dans la présente section, les propagations de houle sont effectuées sur le domaine #2-W (Figure 7.1) où le coefficient de frottement de fond est pris égal à $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ conformément à Hasselmann *et al.* (1973). La prise en compte de l'hétérogénéité spatiale du substrat sur la formation des rides sableuses de houle et/ou sur la propagation de la houle nécessite d'effectuer, à partir des conditions limites calculées sur le domaine #2-W, une simulation de houle sur le sous-domaine #2-C (Figure 7.2) où l'hétérogénéité des sédiments de fond est connue (Section 4.2.2).

7.2.2.1 Transformation de la houle

La propagation de la houle en Mer d'Iroise est illustrée à travers deux moments caractéristiques des conditions de la campagne EPIES 1 : le 16 avril 2005 à 19h12 (TU) pour les plus faibles hauteurs de houle à la bouée DW1 (Figure 7.28-a) et le 19 avril 2005 au plus fort de la tempête à 00h00 (TU) (Figure 7.28-b) sur la domaine #1-W où le coefficient de frottement de fond est pris égal à $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (Hasselmann *et al.*, 1973). Ces deux champs de propagation de houle confirment le rôle protecteur vis à vis des côtes continentales joué au Nord par les îles de Ouessant et l'archipel de Molène, et au Sud par l'île de Sein avec une réduction de l'ordre de 50 % de la hauteur de la houle incidente à l'approche de celles-ci. De part et d'autre de ces régions parsemés d'écueils, la côte est directement exposée aux houles du large. Les hauteurs maximales sont ainsi obtenues le long de la côte Nord Finistère, en Baie d'Audierne et le long de la façade Ouest du cap de la Chèvre. Les vitesses orbitales près du fond atteignent dans ces régions des amplitudes supérieures à 1 m s^{-1} au cours de la tempête (Figure 7.29). La rade de Brest est, quant

à elle, peu exposée aux houles du large. L'étroitesse de son goulet orienté Est-Ouest ne laisse entrer en rade que les houles de secteur Sud-Ouest. En raison de la forte atténuation liée à la réfraction et au frottement sur le fond, ces houles incidentes doivent également présenter de fortes amplitudes, proches des conditions de tempêtes. En rade, la houle se propage vers le fond de l'Elorn en direction du Moulin Blanc, sans atteindre le bassin de l'Aulne au Nord-Est de la rade. Au cours de la tempête du 19 avril 2005, les hauteurs h_{m0} prédites restent inférieures à 0,5 m dans ce secteur. En raison de son caractère semi-ouvert, la Baie de Douarnenez présente, en comparaison, une très supérieure exposition aux houles océaniques avec des hauteurs h_{m0} atteignant 1,5 m au cours de cette même tempête. Au plus fort de la tempête, la vitesse orbitale prédite près du fond se situe entre 20 et 30 cm s^{-1} au centre de la Baie de Douarnenez.

La propagation de la houle est analysée plus précisément en Baie de Douarnenez à partir d'une série de 7 conditions limites imposées aux frontières ouvertes du domaine #2-W pour un coefficient de frottement de fond C_{bottom} uniforme, égal à 0,038 $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$ (Hasselmann *et al.*, 1973) sur tout le domaine de calcul. Les différentes conditions limites sont présentées au Tableau 7.1. Les résultats de ces simulations sont synthétisés à la Figure 7.30 en 5 points localisés à l'entrée de la Baie de Douarnenez (proche de DW2-EPIES 1), au centre de la baie et aux trois sites littoraux de Sainte-Anne-la-Palud, Pentrez et Morgat. Les hauteurs de houle h_{m0} sont globalement divisées par deux entre l'entrée de la Baie de Douarnenez et le site de Sainte-Anne-la-Palud. Elles décroissent ensuite progressivement en longeant la côte en direction du Nord et en se rapprochant de Morgat où elles ne représentent que 15 % de la hauteur h_{m0} à l'entrée de la baie. Ces résultats permettent de décrire l'influence de la direction et de la période de pic de la houle incidente sur l'agitation de houle dans la Baie de Douarnenez. La direction de la houle incidente conditionne déjà la hauteur de houle à l'entrée de la Baie de Douarnenez, le cap Sizun et les hauts-fonds des abords de l'île de Sein empêchant la propagation directe des houles de secteur Sud-Ouest. Pour une houle au large de 2,5 m, la hauteur h_{m0} atteint ainsi à l'entrée de la Baie de Douarnenez 0,77 m contre 1,35 m pour une houle de Nord-Ouest et 1,82 m pour une houle d'Ouest. Cette différence s'estompe cependant en fond de baie aux sites de Pentrez et Morgat. A Morgat, la hauteur h_{m0} pour une houle de Sud-Ouest est 0,27 m contre 0,25 m pour une houle de Nord-Ouest. La période de la houle influe, quant à elle, sur la réfraction de la houle par le relief sous-marin. Les vagues de faibles périodes se propagent sans réfraction notable vers le fond de la Baie de Douarnenez jusqu'aux sites de Sainte-Anne-la-Palud et Pentrez (Figure 7.31-a). A Sainte-Anne-la-Palud, dans

le cas d'une hauteur au large de 2,5 m, la hauteur h_{m0} atteint 0,82 m pour une houle de 7 s contre 0,75 m pour une houle de 15 s (Figure 7.30). A l'inverse, les vagues de plus grandes périodes sont plus fortement réfractées et atteignent plus le site septentrional de Morgat (Figure 7.31-b). La réfraction tend, par ailleurs, à réduire l'écart de hauteur entre les sites méridonaux de Pentrez et de Sainte-Anne-la-Palud, qui est inférieur à 4 cm pour une houle incidente d'Ouest de 2,5 m de hauteur et 15 s de période.

Conditions limites	Hauteur h_{m0} (m)	Période de pic (s)	Direction incidente
C #1	2,5 m	10 s	Ouest
C #2	2,5 m	10 s	Sud-Ouest
C #3	2,5 m	10 s	Nord-Ouest
C #4	2,5 m	7 s	Ouest
C #5	2,5 m	15 s	Ouest
C #6	1,0 m	10 s	Ouest
C #7	4,5 m	10 s	Ouest

Tableau 7.1 – Différentes conditions limites de houle testées en entrée du domaine #2-W.

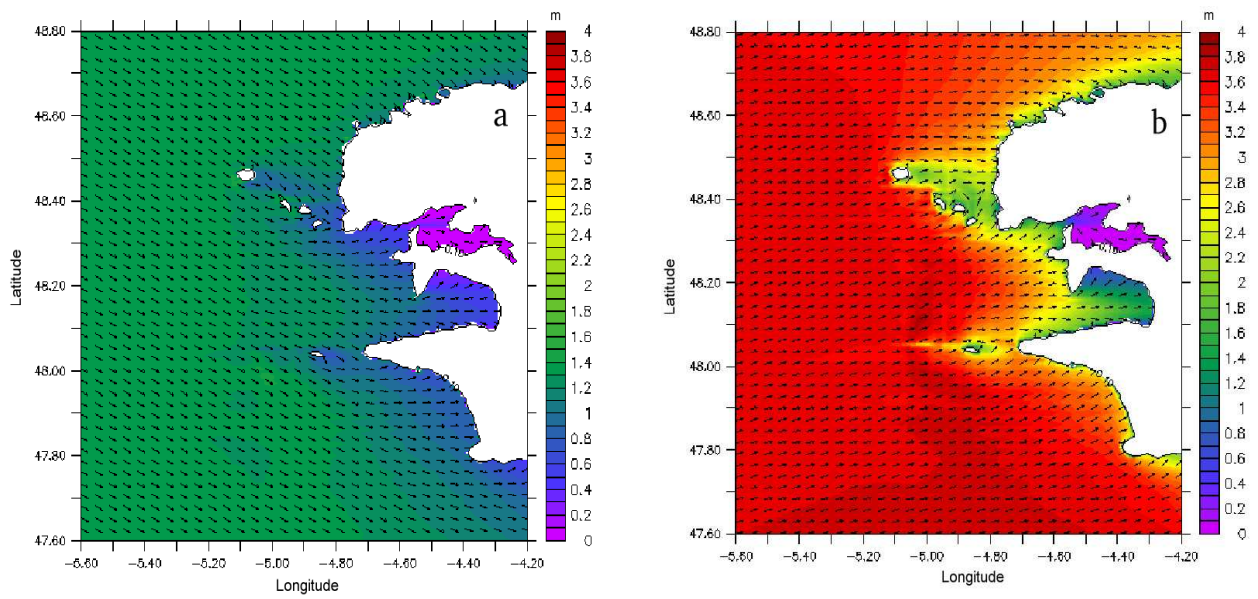


Figure 7.28 – Champs de hauteur de houle h_{m0} prédits le 16 avril 2005 à 19h12 (TU) (a) et le 19 avril 2005 à 00h00 (TU) (b) (campagne EPIES 1).

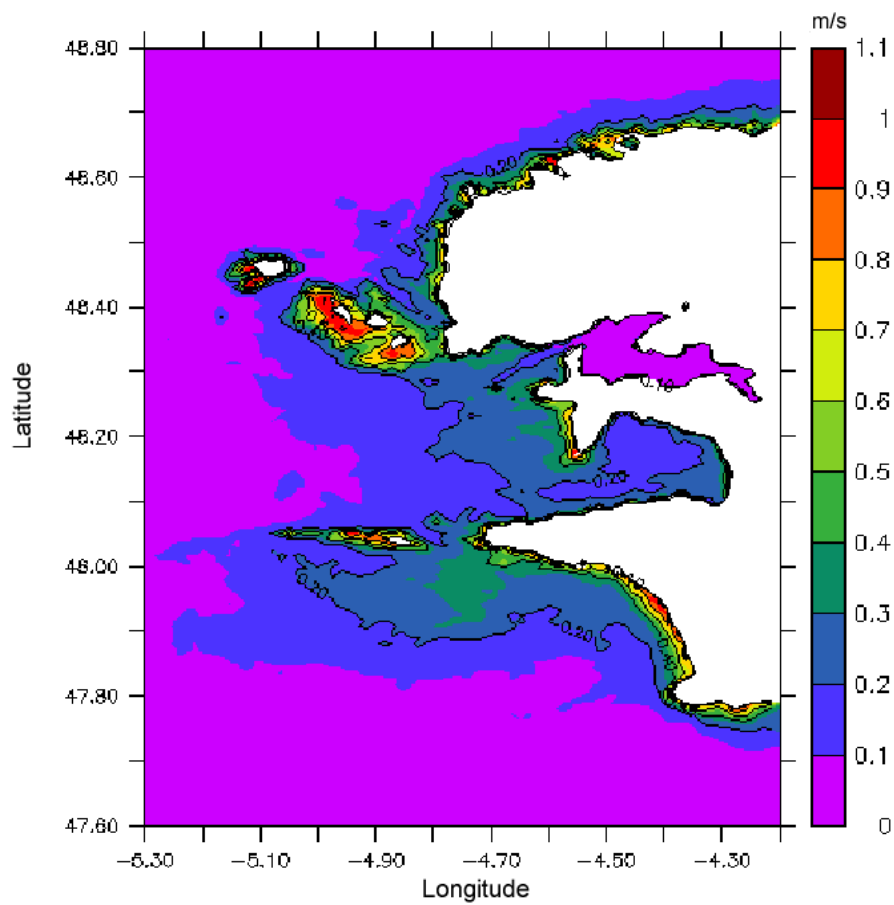


Figure 7.29 – Champ du module de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ prédit le 19 avril 2005 à 00h00 (TU).

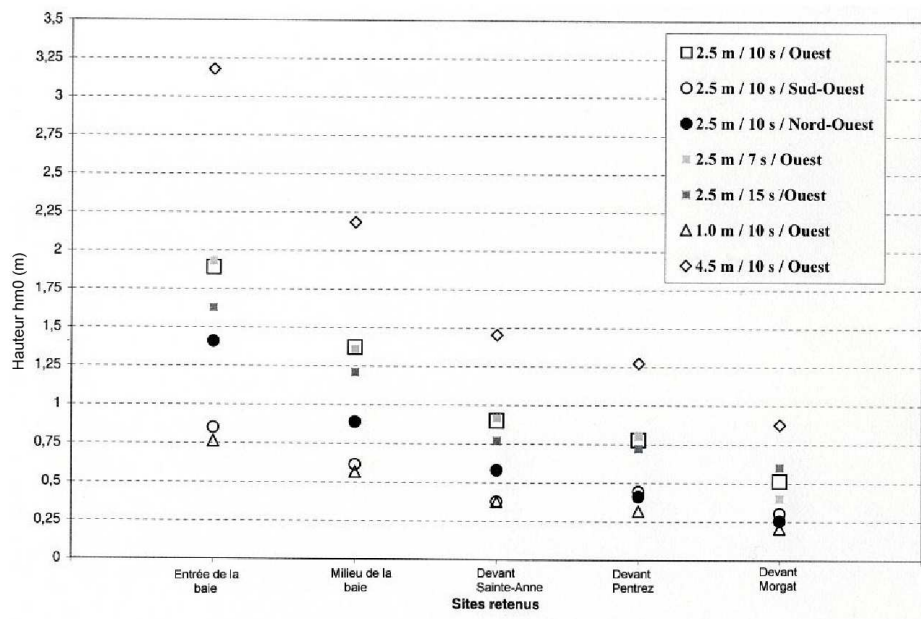


Figure 7.30 – Comparaisons des hauteurs h_{m0} prédites en 5 points de la Baie de Douarnenez pour diverses conditions de houle incidente.

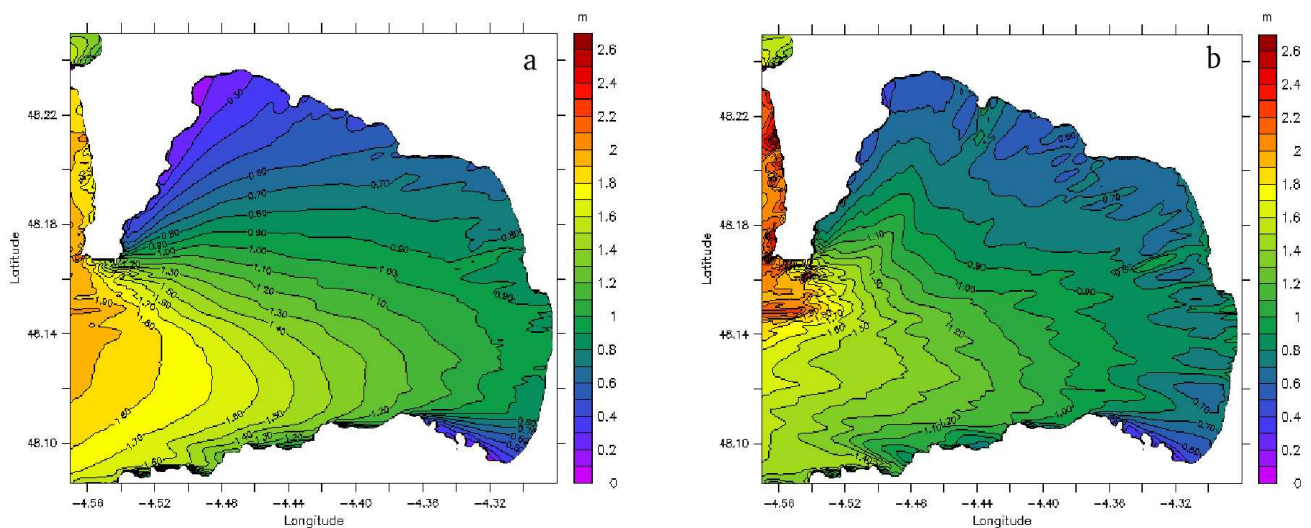


Figure 7.31 – Champs de hauteur h_{m0} en Baie de Douarnenez prédits pour une houle incidente d'Ouest de hauteur $h_{m0} = 2,5$ m et de période de pic 7 (a) et 15 s (b).

7.2.2.2 Rides sableuses de houle

La formation des rides sableuses de houle est analysée à partir d'une série de paramétrisations de complexité croissante intégrant successivement l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond et la dissipation par frottement sur le fond (Section 5.6.2).

Sensibilité à la nature du substrat

On considère une houle d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic imposée à la frontière Ouest du domaine #2-W. Le frottement sur le fond est paramétré par une loi quadratique avec un coefficient uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$.

Dans un premier temps, le substrat est supposé uniforme composé de sables moyens de 200 μm de diamètre et de sables grossiers de 300 μm de diamètre. La Figure 7.32 présente la répartition spatiale du paramètre de rugosité des rides de houle calculé par le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart (Section 5.6.2) pour les deux substrats uniformes de 200 et 300 μm de diamètre. Les rides de houle apparaissent naturellement dans les zones de plus grandes vitesses orbitales près du fond (Figure 7.33). A l'extérieur de la Baie de Douarnenez, on les retrouve principalement à l'Ouest du cap de la Chèvre, dans une zone directement exposée à la houle où les vitesses orbitales près du fond, $u_{b,rms}$, dépassent 50 cm s^{-1} , et le long du cap Sizun. A l'intérieur de la Baie de Douarnenez, les rides de houle se développent dans la partie méridionale, le long de la côte sur une frange littorale de 7 km de large. Leur développement est moins marqué dans la région septentrionale de Morgat où les vitesses orbitales près du fond sont inférieures à 20 cm s^{-1} . Le paramètre de rugosité z_0 est en moyenne de 3,5 mm sur un substrat de particules sédimentaires de 200 μm de diamètre. Il augmente suivant les secteurs de 1 à 2 mm sur le substrat de sables moyens de 300 μm de diamètre conformément aux analyses effectuées à la Section 5.6.2 (Figure 5.41).

Dans un second temps, l'impact de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond est estimé en conservant la paramétrisation de Soulsby-Nielsen-Swart. Aucune ride ne se forme sur les substrats grossiers situés à l'extérieur de la Baie de Douarnenez (Figure 7.34). Le développement des rides est restreint aux substrats sableux de l'Anse de Pen-Hir et de l'Anse de Dinant. Les rides de houle apparaissent principalement à l'intérieur de la Baie de Douarnenez où se retrouve une répartition spatiale proche de celle des substrats uniformes, aux différences majeures des affleurements rocheux et des zones de cailloutis.

A la différence des précédentes simulations, les rides de houle ne se forment pas au Sud du cap de la Chèvre et au Sud-Ouest de la pointe du Bellec. Les valeurs du paramètre de rugosité z_0 se rapprochent cependant de celles calculées pour un substrat uniforme de sables grossiers de 300 μm de diamètre avec des valeurs avoisinant 0,5 cm au niveau des substrats sableux de fond de baie. La paramétrisation de Soulsby-Nielsen-Swart conduit en moyenne à des rides dont la longueur d'onde est comprise entre 35 et 45 cm et la hauteur varie de 6,5 à 10 cm.

Sensibilité à la paramétrisation des rides sableuses de houle

Les valeurs du paramètre de rugosité z_0 sont supérieures avec le modèle de Tolman (1994), en moyenne égale à 1 cm (Figure 7.35), conformément aux comparaisons avec le modèle de Soulsby-Nielsen-Swart présentées Section 5.6.2. Bien que conduisant à des aires de développement des rides de houle identiques à celles du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart, le modèle de Tolman (1994) y accentue le gradient spatial du paramètre de rugosité.

L'influence du terme de dissipation par frottement sur le fond est analysée à partir de la paramétrisation des rides selon le modèle de Tolman (1994). La prise en compte d'un paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ sur les aires d'affleurements rocheux et les zones de cailloutis situés face à la presqu'île de Crozon conduit à une atténuation exacerbée de la houle en Baie de Douarnenez (Figure 7.36). A l'Est du cap de la Chèvre, la hauteur h_{m0} est ainsi réduite de plus de 30 % par rapport à une propagation de houle à partir d'un coefficient de frottement uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$. Afin de limiter cette atténuation et de tester uniquement l'impact des rides sableuses de houle sur la propagation de la houle, nous considérons, par défaut, le coefficient $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ prescrit par Hasselmann *et al.* (1973) lorsque les rides de houle ne se développent pas. La Figure 7.37 présente l'atténuation de la hauteur de houle h_{m0} obtenue à partir de cette nouvelle paramétrisation du coefficient de frottement de fond. Les rides sableuses de houle n'agissent que localement sur la propagation de la houle, principalement sur le flanc Est du cap de la Chèvre, face à Pentrez et dans l'Anse d'ar Véchen où l'atténuation maximale de la hauteur de houle atteint 16 %. Les modifications résultant de la prise en compte du terme de dissipation par frottement sur le fond peuvent ainsi être négligées au niveau des prédictions de houle aux différentes bouées houlographiques durant les campagnes EPIES 1, EPIES 2, TRAVIES 1 et TRAVIES 2 (Section 7.1.2). La résultante de cette paramétrisation de la rugosité du fond z_0 sur le développement des rides est présentée sur la Figure 7.38. La répartition spatiale est naturellement proche du cas ne prenant pas en

compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond (Figure 7.35). On observe principalement une augmentation de la rugosité atteignant 0,4 cm dans l'Anse d'ar Véchen. Dans ces différentes régions, le paramètre de Shields normalisé θ'_w/θ_{cr} se situe entre 1,4 et 1,9. Une réduction des contraintes de cisaillement liée à l'action du terme de dissipation par frottement sur le fond conduit ainsi à une augmentation du paramètre de rugosité conformément aux observations analytiques présentées à la Section 5.6.2.

Sensibilité aux caractéristiques de la houle incidente

Les études de sensibilité aux caractéristiques de la houle incidente sont menées avec la configuration la plus évoluée du modèle, à savoir la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale du substrat, du terme de dissipation par frottement sur le fond avec le modèle de Tolman (1994) et un coefficient de frottement de fond $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ lorsque les rides de houle ne se forment pas. Les simulations sont réalisées à partir des conditions présentées au Tableau 7.1 imposées aux frontières ouvertes du domaine #2-W. Dans le cas d'une houle de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic, on observe un développement réduit des rides sableuses de houle pour des directions de secteur Sud-Ouest et Nord-Ouest (Figure 7.39). Dans les deux cas, les rides sableuses de houle sont confinées en fond de baie selon un linéaire allant de l'Anse d'ar Véchen à Pentrez. Les houles de Nord-Ouest forment cependant des rides le long de la côte Sud de la Baie de Douarnenez entre la pointe du Milier et la pointe de Trénaouet (Figure 7.39-b). Une houle d'Ouest de 2,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic conduit à une répartition spatiale proche des rides en Baie de Douarnenez (Figure 7.40-a). Une houle incidente de 6 m étend cependant la zone de formation des rides de houle à l'ensemble de la partie méridionale de la Baie de Douarnenez (Figure 7.40-b). Les rides de houle formées sur le flanc Est du cap de la Chèvre rejoignent ainsi les rides formées au Sud le long du cap Sizun. Cette extension est moins marquée dans la partie septentrionale de la baie protégée par le cap de la Chèvre. Le développement des rides s'accompagne également d'une augmentation sensible du paramètre de rugosité maximal de 2 mm par rapport à la situation d'une houle incidente de 4,5 m (Figure 7.38). Des observations similaires sont valables sur l'influence de la période. Le développement des rides sableuses de houle augmente ainsi avec la période de la houle. Pour une houle de 4,5 m et 7 s de période, on retrouve ainsi un patron de génération des rides sableuses analogue à celui d'une houle incidente de 2,5 m (Figure 7.41-a). Une houle incidente de 15 s de période de pic étend la zone de formation des rides de houle à la partie méridionale de la Baie de Douarnenez (Figure 7.41-b). L'action de la houle près du fond étant accrue, le paramètre de rugosité z_0 atteint des valeurs en

moyenne égale à 1,6 cm sur la Baie de Douarnenez.

Bilan

Les tests effectués sur le développement des rides de houle en Baie de Douarnenez montrent la nécessité de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond et des phénomènes d'atténuation de la houle qui peuvent sensiblement modifier la rugosité associée aux rides tout particulièrement lorsque les rides sont pleinement développées. Les rides de houle restent, dans la majorité des cas, confinées aux secteurs littoraux de fond de baie, de Pentrez à l'Anse d'ar Véchen, et, dans la partie méridionale, le long de la côte entre la pointe de Trénaouet et la pointe du Milier. A l'échelle de la Baie de Douarnenez, l'atténuation de la houle par les rides reste, dans ce cas, minime. Les conditions extrêmes testées, à savoir une houle incidente de 6 m de hauteur h_{m0} et une période de pic de 15 s, conduisent à une formation des rides de houle uniquement dans la partie méridionale de la Baie de Douarnenez. Les rides de houle ne peuvent donc pas se former dans la partie septentrionale de la Baie de Douarnenez entre les longitudes $4^{\circ}48'0''$ W et $4^{\circ}38'0''$ W et les latitudes $48^{\circ}16'0''$ N et $48^{\circ}20'0''$ N.

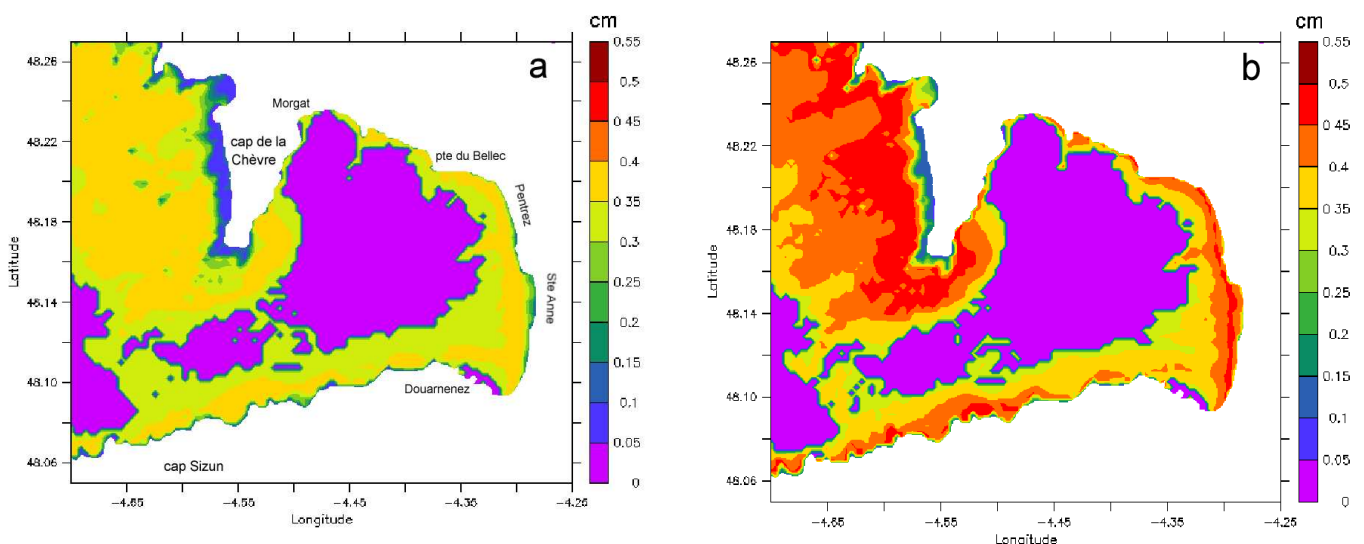


Figure 7.32 – Champs du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s, obtenus à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart sur un substrat sédimentaire uniforme de $200 \mu\text{m}$ (a) et de $300 \mu\text{m}$ (b).

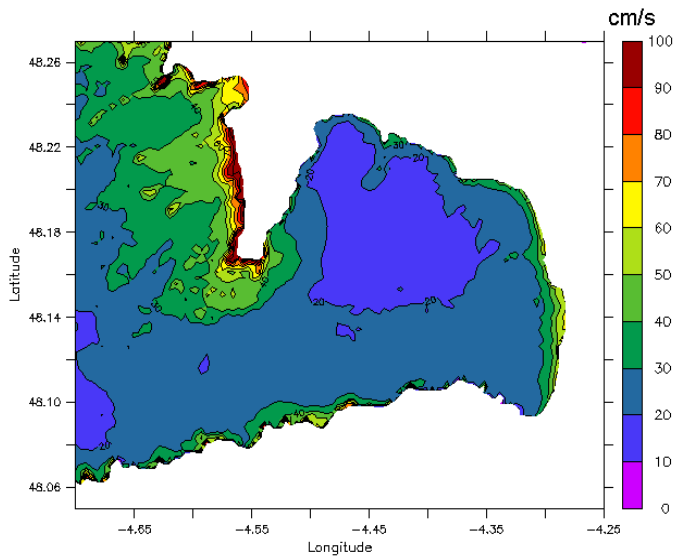


Figure 7.33 – Champ de l’amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ pour une houle incidente d’Ouest, d’une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d’une période de pic $T_p = 10$ s imposée au large.

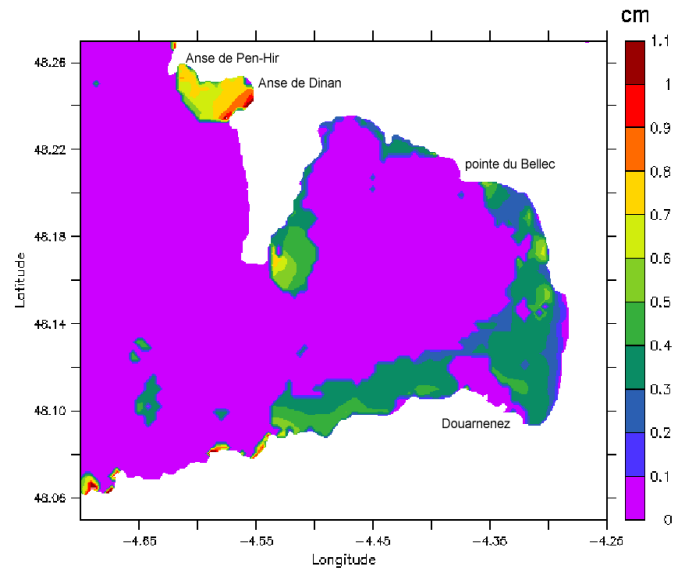


Figure 7.34 – Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d’Ouest, d’une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d’une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart sur un substrat sédimentaire hétérogène.

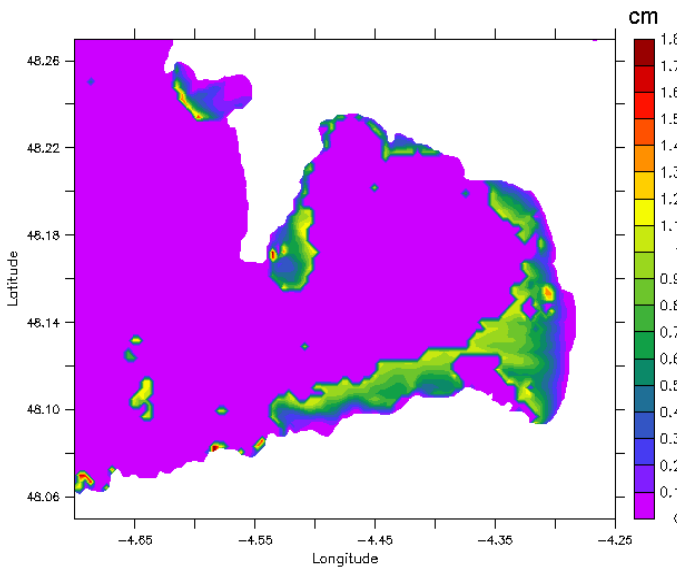


Figure 7.35 – Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d’Ouest, d’une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d’une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène.

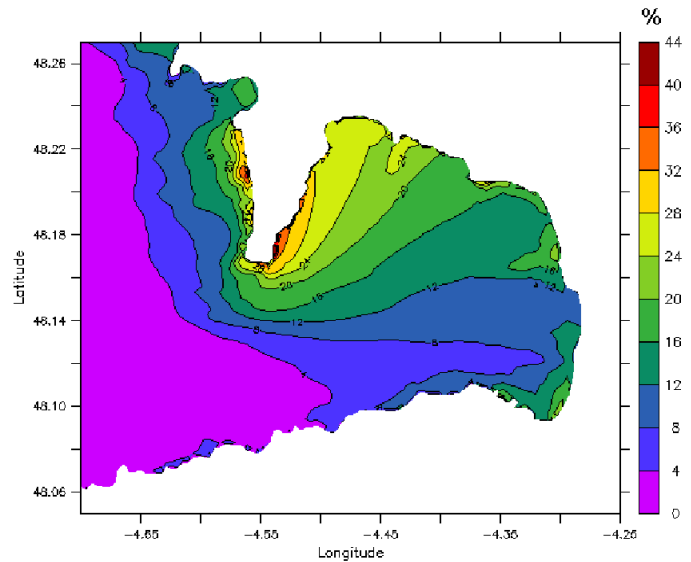


Figure 7.36 – Différentiel d’atténuation de la hauteur de houle h_{m0} liée au terme de dissipation par frottement sur le fond pour une houle incidente d’Ouest ($h_{m0} = 4,5$ m, $T_p = 10$ s) entre un paramètre de rugosité de fond variable spatialement intégrant le modèle de Tolman (1994) sur fonds ridés et un paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ sur fond plat, et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$.

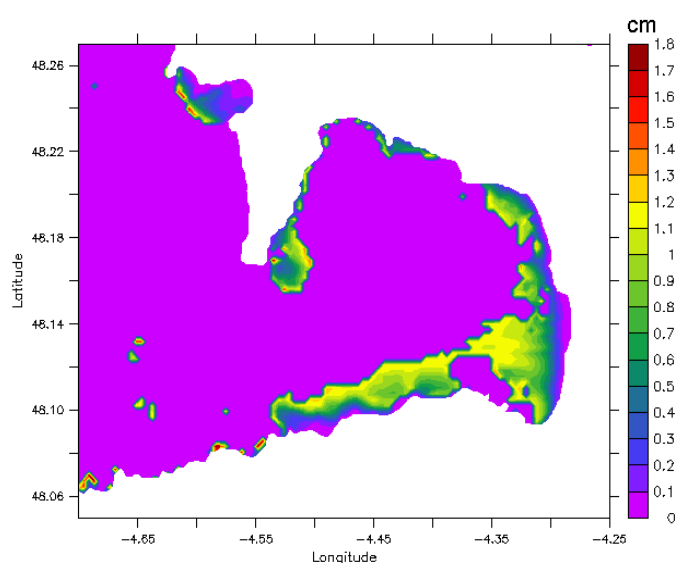
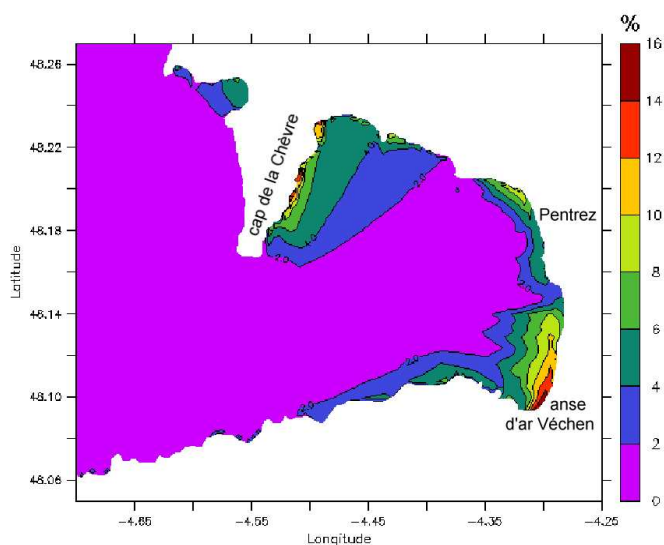


Figure 7.37 – Différentiel d’atténuation de la hauteur de houle h_{m0} liée au terme de dissipation par frottement sur le fond pour une houle incidente d’Ouest ($h_{m0} = 4,5$ m, $T_p = 10$ s) entre un paramètre de rugosité de fond variable spatialement intégrant le modèle de Tolman (1994) sur fonds ridés et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038$ m² s⁻³ sur fond plat, et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038$ m² s⁻³.

Figure 7.38 – Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d’Ouest, d’une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d’une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l’effet du terme de dissipation par frottement sur le fond.

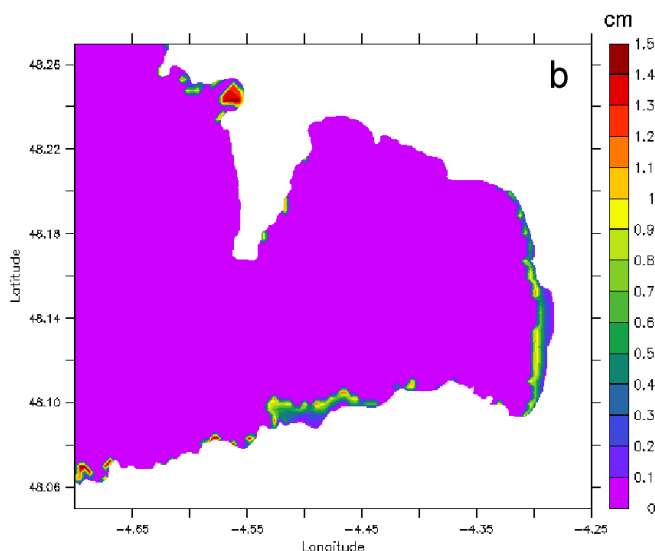
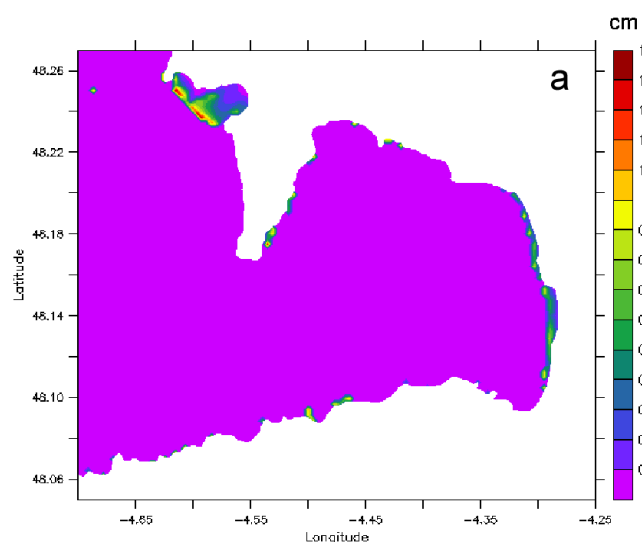


Figure 7.39 – Champs du paramètre de rugosité z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l’effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour des houles incidentes de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic, de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Ouest (b).

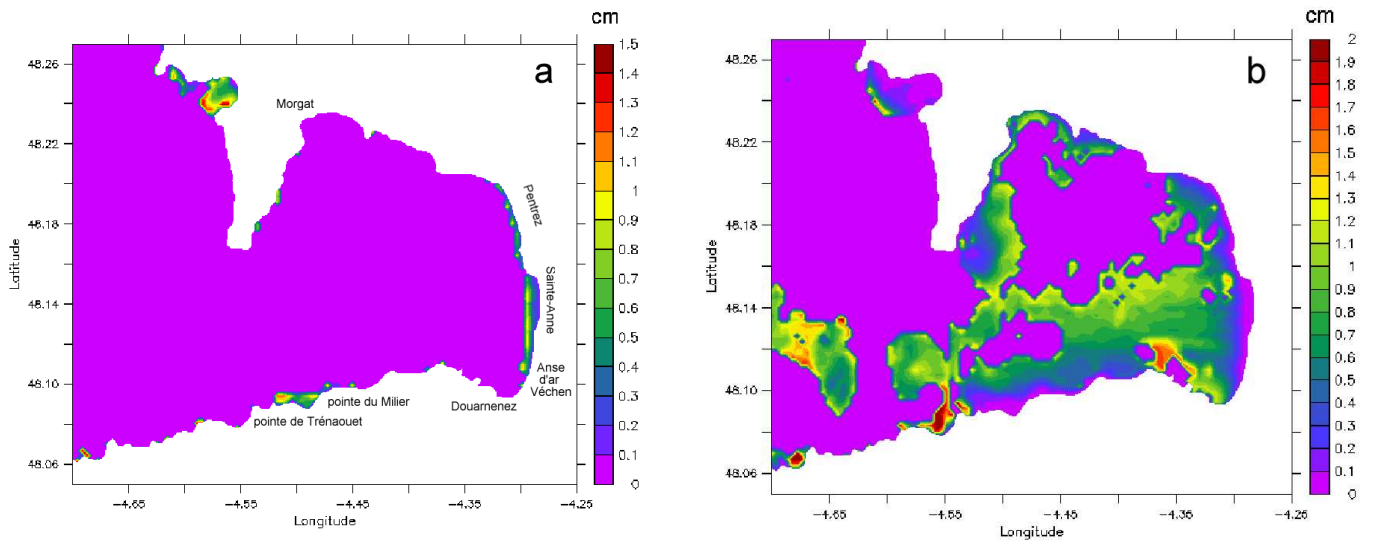


Figure 7.40 – Champs du paramètre de rugosité de fond z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour deux houles incidentes d'Ouest de période de pic $T_p = 10$ s : $h_{m0} = 2,5$ m (a) et $h_{m0} = 6$ m (b).

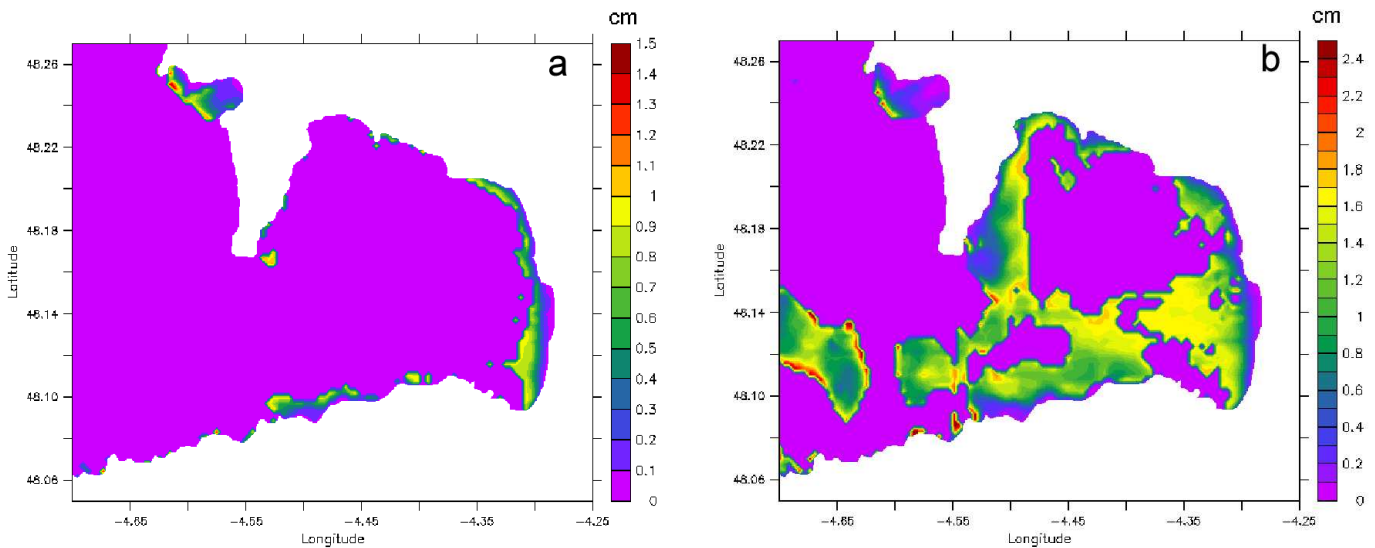


Figure 7.41 – Champs du paramètre de rugosité z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour deux houles incidentes d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et de périodes de pic $T_p = 7$ s (a) et $T_p = 15$ s (b).

7.2.2.3 Influence sur les courants de marée

Dans un premier temps, l'impact des rides sableuses de houle sur les courants de marée en Baie de Douarnenez est analysé. A cette étape, les effets liés au paramètre de rugosité apparente z_{0c} (Section 5.4.2, Equation 5.68) ne sont pas pris en compte. Nous considérons les rides formées pour une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic à partir du modèle de Tolman (1994) (Figure 7.38). La Figure 7.42 présente la répartition spatiale de l'atténuation des courants de marée près du fond en Baie de Douarnenez associée à la prise en compte de ces rides par rapport à une situation de fond plat avec un paramètre de rugosité $z_0 = d_{50}/12$ en pointe de jusant d'une marée moyenne (coefficient 70). Les aires d'atténuation de l'amplitude des courants de marée se limitent naturellement aux zones de formation des rides sableuses de houle. L'atténuation des courants est en moyenne de 12 % sur les fonds ridés de la baie où le paramètre de rugosité z_0 est en moyenne de 1 cm (Figure 7.38). Elle atteint localement 25 % dans l'anse de Saint-Nicolas où le paramètre de rugosité z_0 est égal à 1,8 cm. En dépit de cette atténuation globale des courants de marée près du fond, la vitesse de frottement du courant près du fond, u_{*c} , augmente en moyenne de 50 % sur ces fonds ridés (Figure 7.43). Les plus fortes augmentations de la vitesse de frottement sont obtenues face à Pen-trez et dans l'Anse du Ris où la vitesse de frottement est pratiquement multipliée par deux.

Dans un deuxième temps, les effets d'atténuation liés à la prise en compte du paramètre de rugosité apparente z_{0c} sont étudiés. Les simulations sont donc effectuées en prenant en compte les interactions entre les courants de marée moyenne (coefficient 70) et une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic. Le paramètre de rugosité z_0 est imposé, de la même manière que précédemment, à partir de la formation des rides sableuses de houle en Baie de Douarnenez (Figure 7.38). La Figure 7.44 présente la répartition spatiale du paramètre de rugosité apparente z_{0c} en pointe de jusant d'une marée moyenne (coefficient 70). Le paramètre de rugosité apparente z_{0c} atteint les valeurs les plus importantes sur le flanc Ouest du cap de la Chèvre directement exposé à la propagation de la houle. En Baie de Douarnenez, la rugosité apparente est moindre avec des valeurs en moyenne de $z_{0c} = 15$ cm sur les affleurements rocheux de fond de baie et de $z_{0c} = 5$ cm sur les fonds ridés. La Figure 7.45 présente la répartition spatiale de l'atténuation des courants de marée près du fond résultant de cette répartition spatiale du frottement apparent par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coefficient 70). L'atténuation des courants de marée est naturellement

plus marquée que précédemment (Figure 7.42) atteignant 35 % sur les fonds ridés de la Baie de Douarnenez. Elle est limitée à 15 % au centre de la Baie de Douarnenez. En dépit de cette atténuation, la vitesse de frottement du courant près du fond, u_{*c} , est en moyenne multipliée par 2,5 sur ces fonds ridés (Figure 7.46). Les plus fortes augmentations de la vitesse de frottement sont obtenues à Pentrez, Sainte-Anne-la-Palud et dans l'Anse d'ar Véchen avec un coefficient multiplicateur de 4. Une dernière remarque concerne les prédictions des courants à 0,3 m au-dessus du fond aux sites de mesure de Sainte-Anne-la-Palud, de Pentrez et de Morgat en situation de courant de marée seul et de fond plat (Figure 7.47-a) et en présence de rides sableuses de houle et en tenant compte de l'interaction entre les courants de marée et la houle (Figure 7.47-b). Sous l'influence des courants de marée seuls, l'amplitude du courant est sensiblement plus importante au site de Pentrez avec des pointes d'intensités comprises entre 1,2 et 1,8 cm s^{-1} contre moins de 1,3 cm s^{-1} pour Morgat et moins de 1,2 cm s^{-1} pour Sainte-Anne-la-Palud. L'action de la houle réduit l'intensité des courants aux trois sites à des valeurs inférieures à 1,1 cm s^{-1} . Dans ces conditions, on peut remarquer que les évolutions des courants à Pentrez et Morgat tendent à se rapprocher.

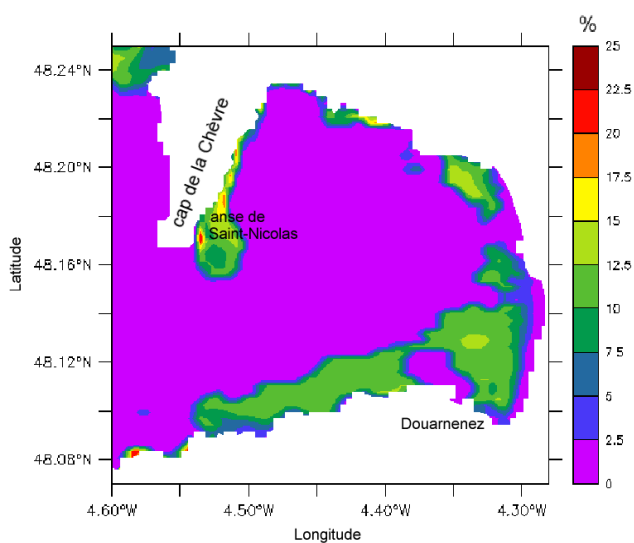


Figure 7.42 – Répartition spatiale de l'atténuation des courants de marée près du fond associée aux rides sableuses formées par une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).

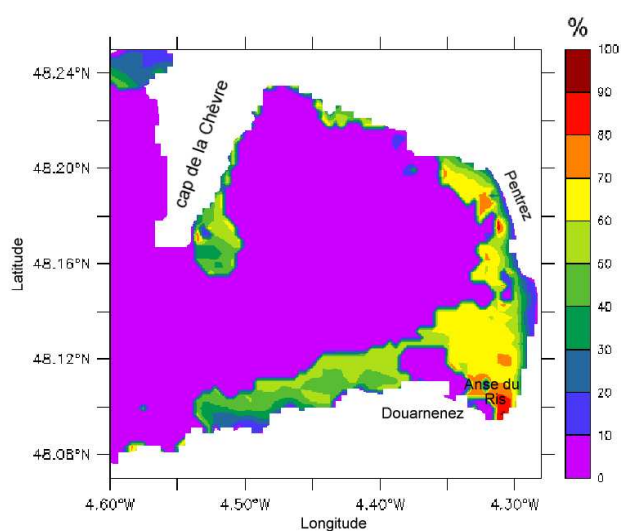


Figure 7.43 – Répartition spatiale de l'augmentation de la vitesse de frottement du courant près du fond u_{*c} associée aux rides sableuses formées par une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).

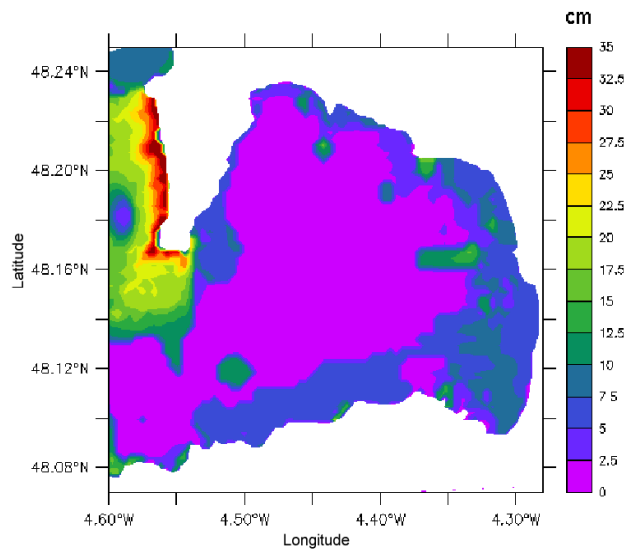


Figure 7.44 – Champ du paramètre de rugosité apparente z_{0c} pour une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic en pointe de jusant d’une marée moyenne (coeff. 70).

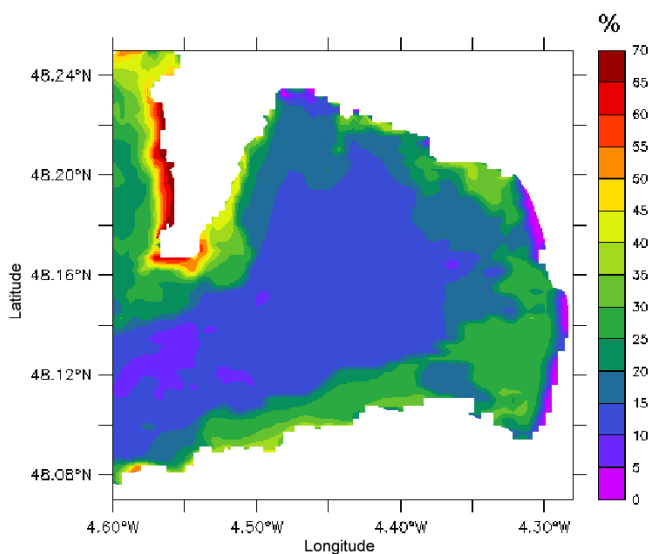


Figure 7.45 – Répartition spatiale de l’atténuation des courants de marée près du fond associée à une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d’une marée moyenne (coeff. 70).

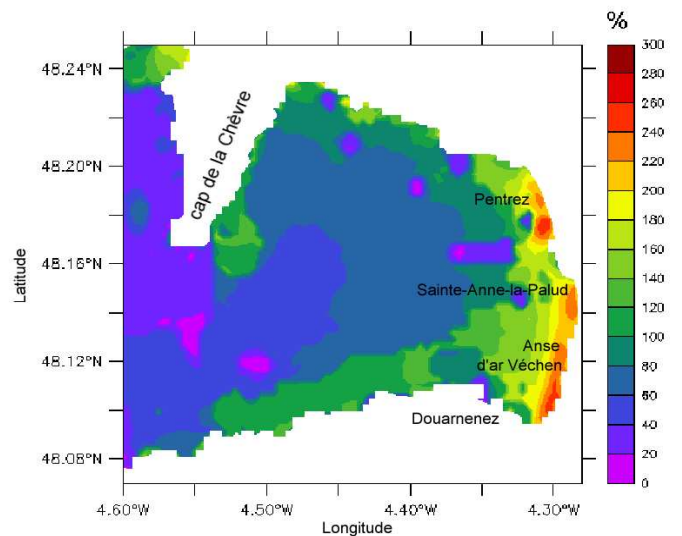


Figure 7.46 – Répartition spatiale de l’augmentation de la contrainte de cisaillement du courant près du fond u_{*c} associée à une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d’une marée moyenne (coeff. 70).

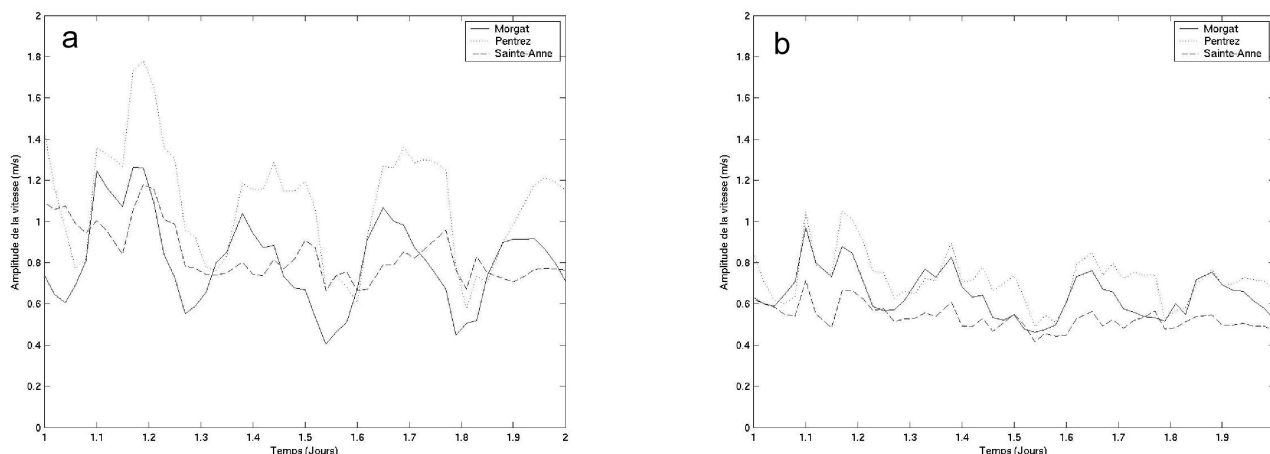


Figure 7.47 – Chroniques du module de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond aux sites de Sainte-Anne-la-Palud, de Pentrez et de Morgat pour une marée moyenne (coeff. 70) sans (a) et avec (b) prise en compte d’une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

7.2.2.4 Mises en suspension de sédiment

De la même manière qu’en condition de marée seule (Section 7.2.1.2), la concentration de référence est calculée, par défaut, à partir du coefficient $\gamma_0 = 0,0024$ proposé par Smith et Mc Lean (1977). Les mises en suspension sont simulées pour une marée moyenne (coefficient 70) et une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic. La Figure 7.48 présente la répartition synoptique de la CSS totale moyennée sur la verticale et de la CSS totale de surface en pointe de jusant. En raison de l’atténuation des courants de marée (Section précédente), la répartition synoptique des CSS n’évolue pratiquement pas au cours du cycle de marée. La houle exacerbe les mises en suspension des silts et des sables très fins présents au centre de la baie avec des CSS moyennées sur la verticale comprises entre 600 et 800 mg l^{-1} (Figure 7.48-a) et des CSS de surface comprises entre 60 et 90 mg l^{-1} (Figure 7.48-b). La tache de CSS principale apparaît à proximité des affleurements rocheux des Basses Névez avec une CSS atteignant 300 mg l^{-1} en surface. A proximité du littoral, les taches de CSS principales apparaissent à la pointe du Bellec, à Pentrez et Sainte-Anne-la-Palud, et de manière éparse le long de la côte Sud entre la pointe de Trénaouet et la pointe de la Jument.

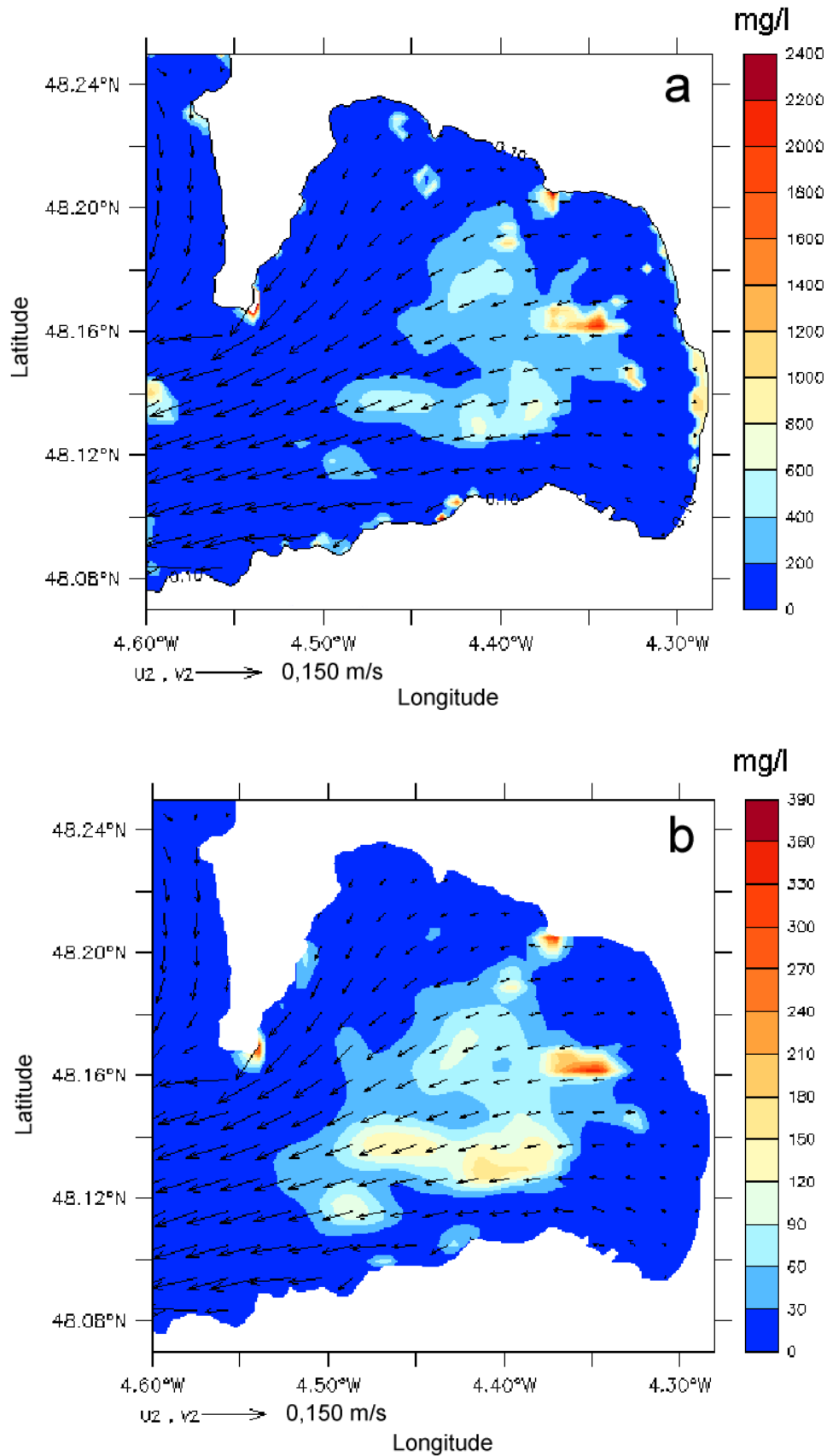


Figure 7.48 – Champs de CSS totale moyennée sur la verticale (a) et en surface (b) aux pointes de jusant d’une marée moyenne (coeff. 70) en présence d’une houle incidente d’Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}).

7.2.3 Impacts du vent superposé à la marée

Comme révélé par les observations (Section 7.1.3) et confirmé par les prédictions numériques de la Section 7.2.1, les courants de marée sont faibles en Baie de Douarnenez. Ils ne participent que modérément à la dynamique de cet environnement qui apparaît contrôlée par le vent comme le soulignent également Augris *et al.* (2005) sur la base de simulations hydrodynamiques réalisées à l'aide du modèle MARS 3D. Dans la présente section, nous nous attachons à examiner l'impact du vent sur les processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires en Baie de Douarnenez. Le modèle de circulation et de transport sédimentaire COHERENS « modifié » est mis en oeuvre à partir des conditions de simulation présentées à la Section 7.1.1.2. Sur le domaine #1-C, le fond est supposé plat avec un paramètre de rugosité z_0 fixé à 0,0035 m (*e.g.*, Luyten *et al.*, 1999b). Sur le domaine #2-C, le paramètre de rugosité est fixé à $z_0 = d_{50}/12$. Trois conditions de vent établies seront considérées : petite brise d'Ouest de 5 m s^{-1} , coup de vent d'Ouest de 20 m s^{-1} typique de tempête, vent d'Est de 20 m s^{-1} (situation exceptionnelle retrouvée en 2005 durant la campagne EPIES 2, Section 3.2.2). Les simulations seront réalisées en condition de marée moyenne (coefficient 70). Les résultats concerneront la vitesse résiduelle des courants calculée sur un cycle tidal à proximité de la surface et du fond après 3 jours de calcul, ainsi que la concentration de sédiment en suspension à ces mêmes niveaux. Les résultats hydrodynamiques seront discutés et comparés aux prédictions du modèle MARS 3D.

7.2.3.1 Circulation

Dans un premier temps, nous présentons les modifications induites par le vent sur les amplitudes maximales des courants en Baie de Douarnenez. Le vent exacerbe les vitesses des courants en Baie de Douarnenez. En condition de marée moyenne (coefficient 70), les courants moyennés sur la verticale passent ainsi, au centre de la baie en pointe de flot, de $12,5 \text{ cm s}^{-1}$ pour une marée seule à 34 cm s^{-1} pour un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} superposé à la marée. Dans le cas d'un vent d'Est de 20 m s^{-1} , l'amplitude des courants en condition de marée moyenne atteint 29 cm s^{-1} au centre de la baie en pointe de flot. Les modifications induites sur les courants moyennés sur la verticale pour un vent d'Ouest de 5 m s^{-1} restent cependant inférieures à 3 % de l'amplitude des courants.

Dans un deuxième temps, la circulation induite par le vent est étudiée à travers la vitesse résiduelle des courants calculée sur un cycle tidal de marée moyenne (coefficient

70) à proximité de la surface et du fond (Figures 7.49 à 7.51). L'action par le vent d'entraînement des eaux superficielles est associée à la configuration de bassin semi-ouvert que constitue la Baie de Douarnenez par des courants de compensation en profondeur.

Dans le cas d'une petite brise d'Ouest de 5 m s^{-1} , on observe un mouvement global de dérive des courants de surface vers le fond de la baie, et un mouvement général inverse des courants de fond vers le flanc Est du cap de la Chèvre (Figure 7.49). Les courants de surface s'adaptant au littoral, les vitesses résiduelles en surface tendent à s'accroître, d'une part le long de la côte Sud, entre Beuzec-Cap-Sizun et Douarnenez, et d'autre part, dans la partie septentrionale de la baie, avec des vitesses résiduelles comprises entre 4 et 6 cm s^{-1} , avant de converger vers le site de Sainte-Anne-la-Palud (Figure 7.49-b). Une dérive inverse est observée au fond où la circulation résiduelle est sensiblement plus marquée, de 1 à 2 cm s^{-1} , selon une diagonale allant de Sainte-Anne-le-Palud au flanc Est du cap de la Chèvre (Figure 7.49-a).

En situation de vent d'Ouest de 20 m s^{-1} , la circulation inverse entre les courants résiduels de surface et de fond est également mise en évidence (Figure 7.50). Le forçage de ces conditions météorologiques accentue la dérive des courants de fond vers le large à partir du site de Sainte-Anne-la-Palud (Figure 7.50-a) laissant apparaître deux cellules tourbillonnaires résiduelles de 5 km de diamètre, la première anticyclonique dans la partie septentrionale de la baie, la deuxième cyclonique dans la région méridionale. Des tourbillons résiduels de 3,5 km de diamètre sont également mis en évidence en surface au centre de la baie (Figure 7.50-b).

Pour un vent d'Est de 20 m s^{-1} , la dérive est dirigée en surface vers le large et au fond vers le fond de la Baie de Douarnenez (Figure 7.51). La circulation en surface reprend le schéma observé dans le cas d'un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} avec une accentuation des vitesses résiduelles le long des littoraux à partir du site de Sainte-Anne-la-Palud (Figure 7.51-b). Au fond, les courants de compensation accentuent la circulation résiduelle de l'entrée de la baie au site de Sainte-Anne-la-Palud (Figure 7.51-a). Contrairement au cas précédent très fréquent du vent d'Ouest, seule une cellule tourbillonnaire de 4 km est observée au fond, dans la partie septentrionale de la Baie de Douarnenez, au Sud de Morgat.

Une dernière remarque concerne la comparaison avec les prédictions des vitesses résiduelles en surface et au fond issues du modèle MARS 3D et présentées par Augris *et al.*

(2005). Bien que prenant en compte des vents de secteur Sud-Ouest, Nord-Ouest, Nord-Est et Sud-Est de 20 m s^{-1} , les circulations résiduelles prédites ne permettent pas de mettre en évidence des cellules tourbillonnaires en Baie de Douarnenez.

7.2.3.2 Mises en suspension de sédiment

Les mises en suspension sont calculées de la même manière que précédemment (Sections 7.2.1.2 et 7.2.2.4) avec le coefficient empirique de resuspension $\gamma_0 = 0,0024$ proposé par Smith et Mc Lean (1977). L'étude des transports sédimentaires au cours d'un cycle de marée moyenne ne montre aucun déplacement dans le cas d'un vent d'Ouest de 5 m s^{-1} (petite brise). Les mouvements sédimentaires apparaissent en condition de tempête. La Figure 7.52 présente les champs de CSS totale en surface prédit à l'établissement des mises en suspension au cours d'une marée moyenne (coefficient 70) pour un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} . Le vent d'Ouest, typique de tempête, exacerbe globalement les mises en suspension en Baie de Douarnenez. En pointe de jusant, lorsque la dérive de marée agit dans le même sens que la recirculation induite par le vent au fond (Figure 7.50), on observe une accentuation locale des mises en suspension. Les taches de CSS sont ainsi initiées en pointe de jusant au Sud de la pointe du Bellec et dans la partie centrale de la baie selon un axe Est-Ouest. Ces deux sources viennent alimenter une recirculation des particules sédimentaires en suspension dans la partie septentrionale de la baie concomitante à la cellule de recirculation résiduelle de fond identifiée Figure 7.50-a. La simulation montre que cette recirculation se crée au bout d'une journée sous l'influence d'un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} en Baie de Douarnenez avec des CSS en surface en moyenne de 60 mg l^{-1} et des taches de mises en suspension atteignant localement 110 mg l^{-1} au Sud de la pointe du Bellec. La Figure 7.53 présente les chroniques de la CSS totale en surface et au fond, selon un linéaire courant de la pointe du Bellec au centre de la baie, aux points A, B et C représentés sur la Figure 7.52. Les mises en suspension sont maximales aux points A et C avec des CSS atteignant respectivement $2,5 \text{ g l}^{-1}$ et $0,9 \text{ g l}^{-1}$ au fond contre $0,5 \text{ g l}^{-1}$ à proximité du centre de la recirculation, au point B. Les mises en suspension étant accentuées en pointe de jusant, l'évolution des CSS est semi-diurne. On observe par ailleurs un déphasage croissant du point A au point C entre les chroniques de CSS totale de surface et de fond témoignant d'une advection importante des particules fines en suspension au niveau de ce dernier point.

La Figure 7.54 présente le champ de CSS totale en surface prédit au bout de 4

jours de simulation au cours d'une marée moyenne (coefficient 70) pour un vent d'Est de 20 m s^{-1} . Le mouvement des masses d'eau ne permet pas de former la recirculation identifiée précédemment. Une tache de mise en suspension supplémentaire est identifiée au Sud du cap de la Chèvre où les CSS sont maximales atteignant 65 mg l^{-1} en surface. La circulation induite au fond par le vent étant dirigée vers le fond de la baie (Figure 7.51), les mises en suspension sont accentuées localement en période de flot.

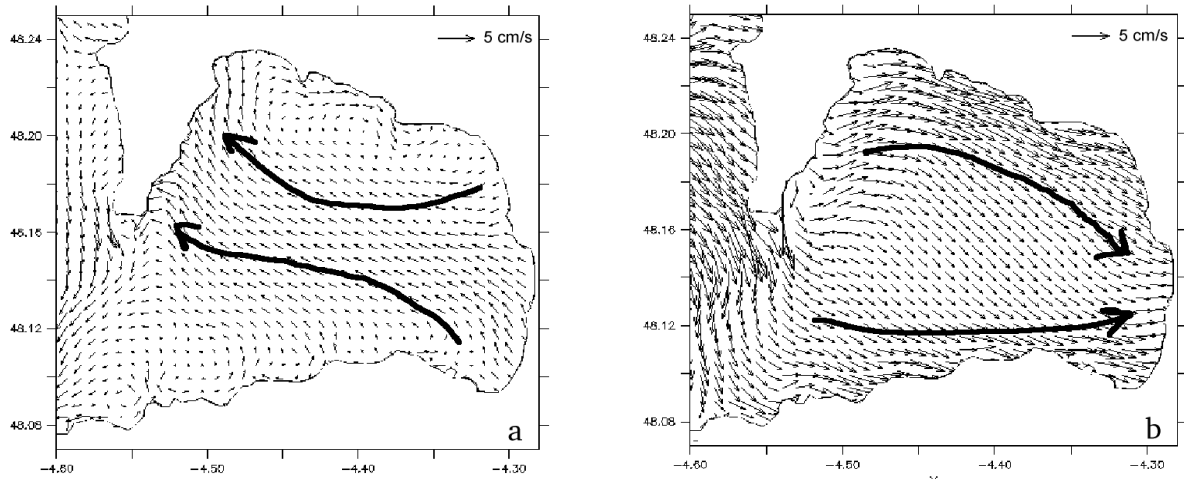


Figure 7.49 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Ouest de 5 m s^{-1} .

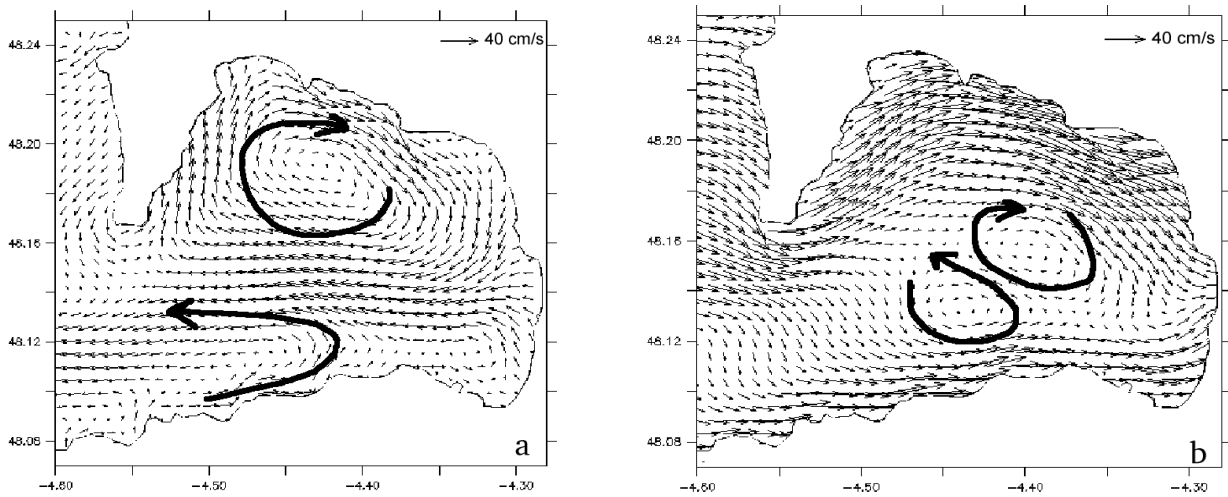


Figure 7.50 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Ouest de 20 m s^{-1} .

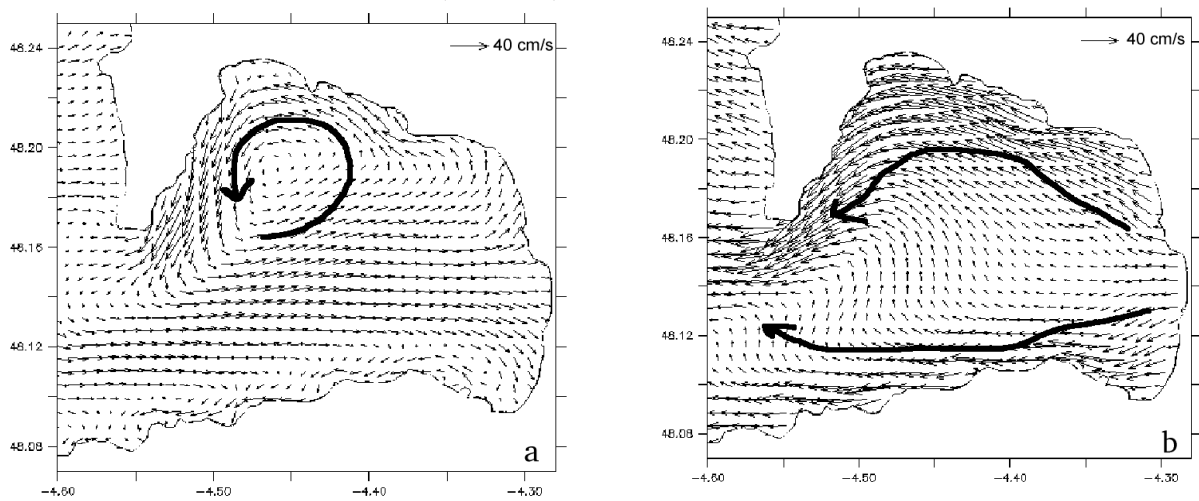


Figure 7.51 – Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Est de 20 m s^{-1} .

Résultats synoptiques

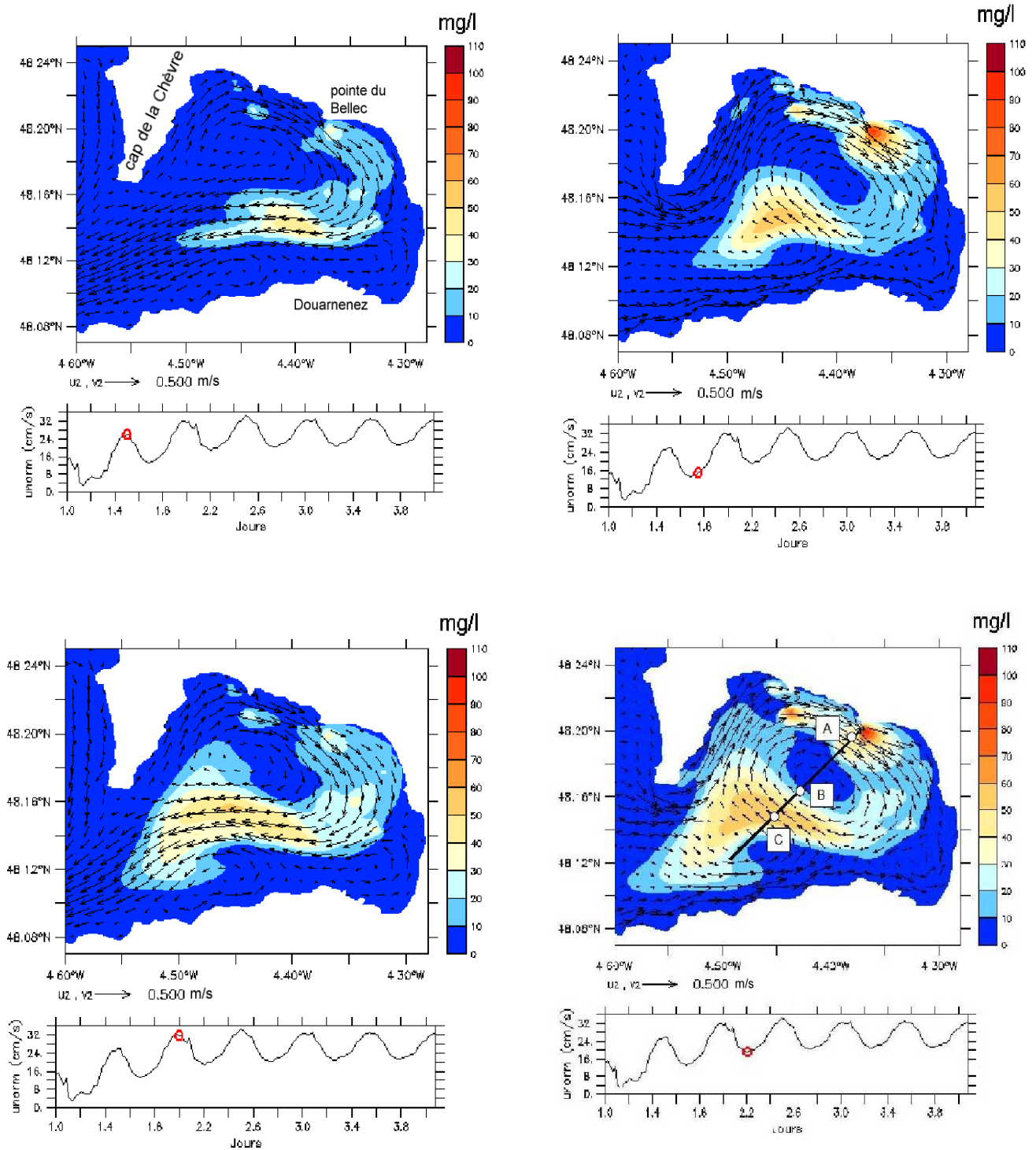


Figure 7.52 – Champs de CSS totale en surface à l'établissement des mises en suspension au cours d'une marée moyenne (coeff. 70) pour un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}).

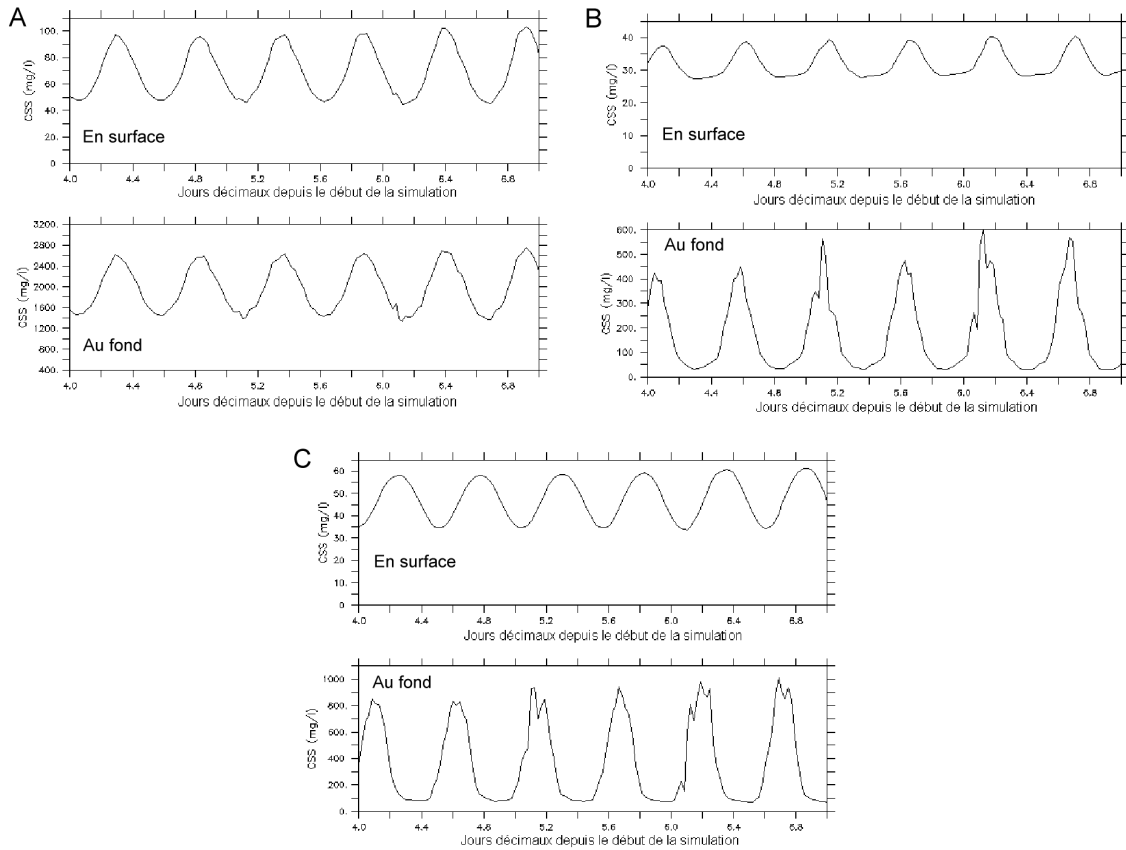


Figure 7.53 – Chroniques de CSS totale en surface et au fond aux points géographiques A (4°37 W, 48°20 N), B (4°42 W, 48°16 N) et C (4°45 W, 48°15 N) pour une marée moyenne (coeff. 70) et un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} .

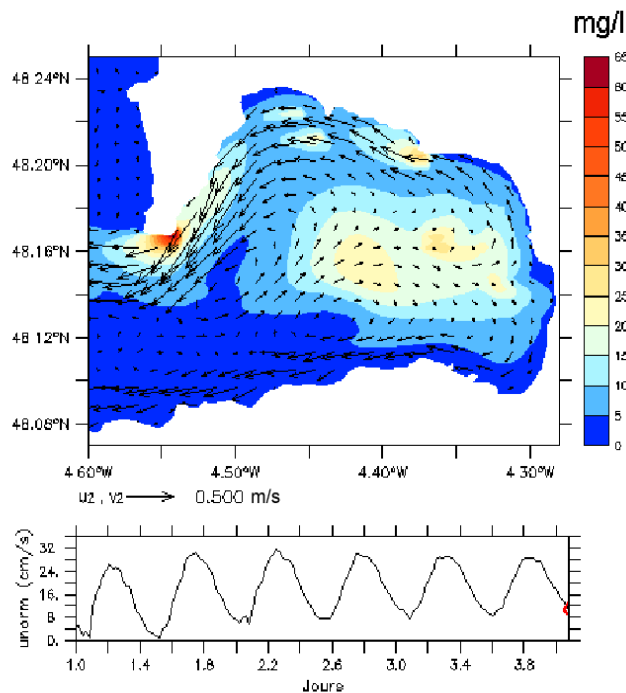


Figure 7.54 – Champ de CSS totale en surface au bout de 4 jours de simulation en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70) pour un vent d'Est de 20 m s^{-1} .

7.2.4 Bilan

La modélisation numérique conclut à une dynamique de marée peu active n'induisant aucun mouvement sédimentaire en Baie de Douarnenez. La prise en considération de l'hétérogénéité spatiale des distributions granulométriques a permis de cartographier les aires de génération des rides en fonction des conditions de houles incidentes. En négligeant l'effet direct du vent, une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic forme ainsi des rides sableuses en zone littorale (< 20 m) sur le flanc Est du cap de la Chèvre, le long de la côte Sud (cap Sizun) et en fond de baie, face à Pentrez et Sainte-Anne-la-Palud. Ces rides sableuses de houle y sont responsables d'une atténuation des courants. Aux mises en suspension littorales des sites exposés à la houle se superposent globalement les mises en suspension éloignées du stock de sable fin identifié au centre de la Baie de Douarnenez et marquées par une forte signature de surface compte tenue de leur taille. L'action de la houle superposée aux courants de marée avec prise en considération des rides sableuses est profondément altérée par l'addition du vent qui module en direction et en intensité les composantes des courants selon la verticale accentuant les mises en suspension et le transport des sédiments fins en Baie de Douarnenez selon des périodicités variables du signal de CSS. Un vent d'Ouest laisse ainsi apparaître une recirculation des sédiments dans la partie septentrionale de la baie et favorise l'apparition d'un signal de CSS semi-diurne.

Chapitre 8

Conclusions et perspectives

Les recherches consignées dans le présent mémoire décrivent la constitution, la mise en oeuvre et la validation d'une chaîne de modélisations numériques couplées de l'hydrodynamique et des processus hydro-sédimentaires côtiers dénommée MISTRAL. Le volet hydrodynamique concerne la marée, la houle et la dérive due au vent. Il s'appuie sur les codes numériques de circulation COHERENS et de houle SWAN respectivement développés à la Management Unit of the North Sea Mathematical Models (MUMM) et à l'Université de Technologie de Delft. Les processus hydro-sédimentaires abordent la mise en suspension, le dépôt et le transport de sédiments polydispersés (multiclasse) en suspension et en charriage sur le fond. Leur modélisation s'insère dans le code COHERENS modifié à cet effet. L'hétérogénéité spatiale au niveau du fond a fait l'objet d'un échantillonnage spécifique et de l'application d'une procédure nouvelle d'interpolation spatiale des distributions granulométriques aux noeuds de la grille de calcul numérique. Les principaux développements entrepris ont concerné la prise en compte du phénomène d'interaction houle-courant en couche limite benthique, la quantification optimisée, au voisinage des étales de courant, du flux dépôt à l'interface eau-sédiment *via* l'utilisation d'un sous-maillage vertical dans la demi-maille de fond avec un calcul analytique des paramètres hydrodynamiques et numérique des CSS, et la paramétrisation des effets induits par les rides sableuses sur l'hydrodynamique liée à la marée et à la houle. La chaîne MISTRAL a été appliquée en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne (Figure 8.1). Une démarche de validations à échelle locale a été entreprise dans les zones-ateliers du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais et de la Baie de Douarnenez, au coeur de ces deux environnements. Une approche de valorisation de la modélisation a consisté à produire des résultats synoptiques à échelle régionale relatifs à l'hydrodynamique de marée seule et combinée à la houle, et au transport sédimentaire.

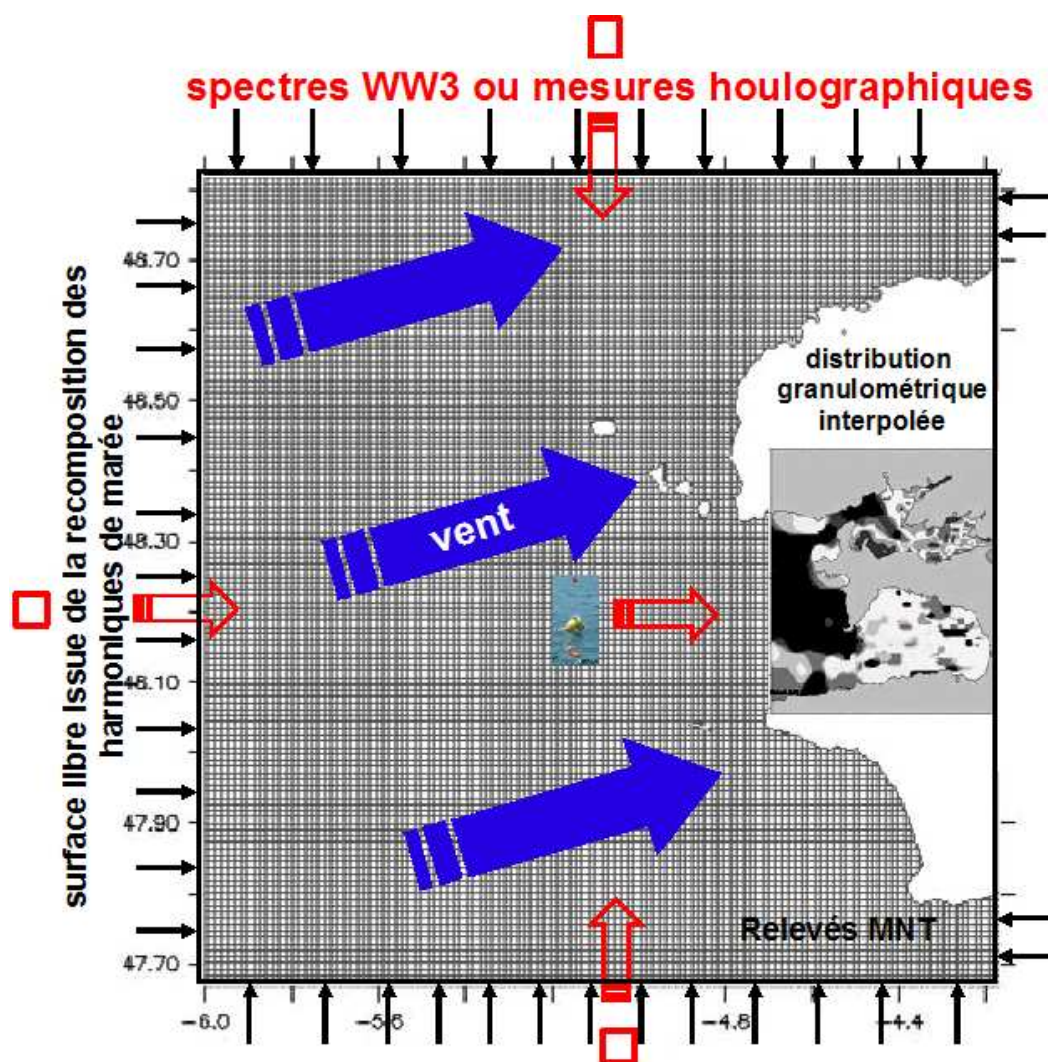


Figure 8.1 – Emprises, forçages et données intégrées dans la chaîne de modélisation MISTRAL appliquée à la pointe de la Bretagne.

Les principaux résultats obtenus concernent,

- le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais (Section 6.1), (i) la manière selon laquelle la variabilité spatio-temporelle de l'hydrodynamique se combine à l'hétérogénéité spatiale du substrat, notamment en termes de distribution granulométrique, pour conduire à des contributions spécifiques des diverses classes granulométriques à la concentration de sédiment en suspension totale, ainsi que (ii) la sensibilité des prédictions aux données granulométriques du substrat assimilées et enfin (iii) l'intérêt de la technique d'interpolation spatiale des classes granulométriques employée ;
- localement, autour du site de Merlimont, au Sud de Boulogne-sur-Mer (Section 6.1.4), les interactions entre le courant de marée et la houle qui conduisent, en condition de houle modérée, à des modulations de la hauteur h_{m0} par les courants de marée et de la vitesse orbitale près du fond par l'évolution temporelle de l'élévation de la surface libre, et en période de tempête, à une augmentation de 4 à 7 fois des CSS dans la colonne d'eau concomitante à une exacerbation de la contrainte de cisaillement superficiel passant de $2,6 \text{ N m}^2$ en période d'accalmie où seuls les courants de marée agissent à $7,4 \text{ N m}^2$ au plus fort de la tempête (Section 6.1.4.4) ;
- à l'échelle régionale de la Manche orientale (Section 6.3) et de la Mer d'Iroise proche incluant la Baie de Douarnenez (Section 7.2.2.2), les impacts de l'hétérogénéité spatiale du substrat sédimentaire et de la paramétrisation des rides sableuses de fond, d'une part, sur la dynamique de marée (amplitude de l'onde M_2 réduite de 2 % face au Pays de Caux) et la propagation de la houle (hauteur h_{m0} d'une houle incidente de secteur Ouest de 4,5 m réduite de 16 % dans l'Anse d'ar Véchen), et d'autre part, sur les transports des sédiments en charriage (réduction des taux de transport à l'Ouest du cap de la Hague, réduction de la mobilité par effet de masquage/exposition) et suspension (apparition d'une succession de taches côtières littorales en Manche orientale) ;
- dans le détroit du Pas-de-Calais (Section 6.2) et en Baie de Douarnenez (Sections 7.2.1.2, 7.2.2.4 et 7.2.3.2), des valorisations ou exploitations dérivées de la modélisation numérique pour quantifier des mises en suspension sous les influences respectives des courants de marée seuls, d'une houle de tempête superposée aux courants de marée et du vent sur la dynamique sédimentaire.

Au-delà des résultats acquis grâce à la prise en compte réaliste de données granulométriques, à l'aide de la technique d'interpolation spatiale et l'intégration, d'une part de la houle et de ses interactions avec les courants, notamment en couche limite de fond, et d'autre part, du vent, nos travaux de recherche ont permis de tirer une série d'enseignements d'ordre méthodologique, à savoir :

- au niveau de la mise en oeuvre de la technique d'interpolation spatiale des distributions granulométriques, la nécessité de disposer d'un nombre d'échantillons suffisant dans les zones de forts gradients sédimentaires (Section 4.2.2) ;
- dans un environnement aussi complexe que la Baie de Douarnenez, la nécessité de disposer de données de vent précises spatialement et temporellement soulignée par la sensibilité des prédictions de houle (Section 7.1.2.3) et de circulation (Section 7.2.3.1) au vent local.

A l'heure actuelle, un certain nombre de difficultés persistent au nombre desquelles citons les difficultés à effectuer :

- des mesures hydro-sédimentaires fiables, révélée par les disparités entre les mesures de CSS directes par ECMUL et indirectes par OBS et ADCP (Section 6.1.3.2) ;
- une validation du modèle hydrodynamique à proximité du fond et aux abords des littoraux ou des accidents du trait de côte tels que les digues de Boulogne-sur-Mer, mise en avant par la sensibilité des prédictions à l'évolution de la cote du premier niveau de calcul au-dessus du fond ou à la résolution horizontale (Section 6.1) ;
- une validation globale du modèle hydro-sédimentaire à partir notamment d'un coefficient empirique de resuspension γ_0 uniforme et constant sur le domaine de calcul soulevant du même coup la question de l'utilisation de la concentration de référence de Smith et Mc Lean (1977) pour ce type d'applications (Section 6.1.6).

Les perspectives qui se dégagent de nos recherches visent, dans un premier temps, à successivement :

- exploiter un jeu de 300 échantillons collectés au cours de la campagne EPIES 2 sur les zones de forts gradients sédimentaires de la Baie de Douarnenez pour optimiser l'application de la technique d'interpolation des distributions granulométriques ;
- approfondir le couplage océan-atmosphère en adjoignant au modèle de circulation marine un code de circulation atmosphérique tel que le code inter-organismes météorologiques

américains “Weather Research and Forecasting” (*e.g.*, Michalakes, 2002) ;

- confronter les prédictions de CSS multiclasse à des mesures effectuées à l’aide d’un granulomètre laser immergeable (*e.g.*, LISST-100X SEQUOIA) et à intercomparer les différentes paramétrisations de la concentration de référence sur ces prédictions (*e.g.*, Smith et Mc Lean, 1977; Van Rijn, 1984b) ;
- intégrer les apports fluviaux sur les suspensions de particules sédimentaires fines, en particulier, sous condition de crue de la Seine dans l’environnement de la Manche orientale.

Il est, dans un deuxième temps, envisagé de poursuivre l’effort de validation des prédictions de CSS de surface en exploitant les produits de l’imagerie aéroportée ou satellitale. Enfin, les perspectives de ce travail de thèse s’inscrivent plus globalement dans une démarche d’exploitation de la modélisation pour quantifier les échanges sédimentaires au sein et entre les diverses entités de la zone côtière : zone subtidale proche fortement impactée par les irrégularités du trait de côte (caps, baies) et zone subtidale plus profonde.

Bibliographie

- Abbott, J.E. et Francis, J.R.D. (1977). Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A284, 225–254.
- Ackers, P. et White, W.R. (1973). Sediment transport : new approach and analysis. *Journal of Hydraulic Division*, 99, 2041–2060.
- Allen, H. et Delannoy, B. (1990). *Mesure de houle en différents sites du littoral français*. CETMEF, EDF.
- Ardhuin, F., Herbers, T.H.C., et O’Reilly, W.C. (2001). Eulerian-Lagrangian model for spectral wave evolution with application to bottom friction on the continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 31, 6, 1498–1516.
- Ardhuin, F., O’Reilly, W.C., Herbers, T.H.C. et Jessen, P.F. (2003a). Swell transformation across the continental shelf. Part I : Attenuation and Directional Broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1921–1939.
- Ardhuin, F., Herbers, T.H.C., Jessen, P.F. et O’Reilly, W.C. (2003b). Swell transformation across the Continental Shelf. Part II : Validation of a Spectral Energy Balance Equation. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1940–1953.
- Ardhuin, F. (2005) *Vagues : hydrodynamiques et télédétection - partie 1 : hydrodynamique*. Cours de seconde années, Master Mécanique-Physique, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 85 p.
- Ardhuin, F. (2006) *Quelles mesures pour la prévision des états de mer en zone côtière ?*. Rapport de présentation, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest, 6 p.
- Ardhuin, F., Herbers, T.H.C., Watts, K.P., van Vledder, G.P., Jensen, R. et Graber, H. (soumis, 2006). Swell and slanting fetch effects on wind wave growth. En révision pour *Journal of Physical Oceanography*.
- Ashida, K., et Mishiue, M. (1973). *Studies on bed load transport rate in alluvial streams*. Trans. JSCE, Vol. 4.
- Augris, C., Clabaut, P., Dewez, S. et Auffret, J.P. (1987). *Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer, au 1/43500 èmes*. Publication Région Nord-Pas-de-Calais et IFREMER.
- Augris, C., Houlgatte, E., et Rolet, J. (1988). *Carte des sédiments superficiels et carte géologique de la baie de Douarnenez - partie septentrionale. Echelle 1/15000*. Ed. Ifremer/département du Finistère.
- Augris, C., Clabaut, P. et Vicaire, O. (1990). *Le domaine marin du Nord-Pas de Calais : Nature, morphologie et mobilité des fonds*. Publication Région Nord-Pas-de-Calais et IFREMER, 96 p.
- Augris, C., Ménesguen, A., Hamon, D., Blanchet, A., Le Roy, P., Rolet, J., Jouet, G., Véron, G., Delannoy, H., Drogou, M., Bernard, C. et Maillard, X. (2005). *Atlas thématique de l’environnement marin de la baie de Douarnenez (Finistère)*. Partenariat IFREMER et ville de Douarnenez. Ed. IFREMER, Atlas et Cartes, 10 cartes, échelle 1/25000 + livret d’accompagnement, 135 p.

- Bagnold, R.A. (1956). Flow of cohesionless grains in fluids. *Phil. Trans. Royal Soc. London, A* 249, 964, 235–297.
- Bagnold, R.A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 422–I.
- Bakker, W.T., et Van Boorn, Th. (1978). Near bottom velocities in waves with a current. *Proc. 16th Conf. Coastal Engineering*, Hamburg, Paper 110.
- Barbier, G., Arnal, O., Delattre, J.M., Grosse, H. et Morel M. (1986). *Le littoral de la région Nord-Pas-de-Calais - qualité du milieu marin*. Rapports scientifiques et techniques de l'IFREMER, Ifremer, Région Nord-Pas-de-Calais, Conseil Régional, n°3, CNES, 152 p.
- Barenblatt, G.T. (1953). Motion of suspended particles in a turbulent flow. *Prikl. Mat. Mekh.*, 17, 3, 261–274.
- Bastos, A.C., Paphitis, D. et Collins, M.B. (2004). Short-term dynamics and maintenance processes of headland-associated sandbanks : Shambles Bank - English Channel, U.K. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, 33–47.
- Baumert, H., Chapalain, G., Smaoui, H., McManus, J.P., Yagi, H., Regener, M., Sündermann, J. et Szilagyi, B. (2000). Modelling and numerical simulation of turbulence, waves and suspended sediment for pre-operational use in coastal seas. *Coastal Engineering*, 41, 63–93.
- Beckers, P.M. et Neves, R.J. (1985). A semi-implicit tidal model of the North European Continental Shelf. *Applied Mathematical Modelling*, 9(6), 395–402.
- Beckers, J.M. (1991). Application of the GHER 3D general circulation model to the western Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 1, 315–332.
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R., et Caillot, A. (1991). Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border : morphology, dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, Special Issue 11, 111–121.
- Benoit, M., Marcos, F., et Becq, F. (1996). Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing. *Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Eng.*, ASCE, 465–478.
- Benoit, M. (2003). *Logiciel TOMAWAC de modélisation des états de mer en éléments finis. Notice de la version 5.2*. Rapport HP-75/02/065/A, EDF-LNHE.
- Benoit, M. et Lafon, F. (2004). A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numeric modeling of wave climate over 25 years. *Coastal Engineering*, 714–726.
- Benoit, M. (2006). *Contribution à l'étude des états de mer et des vagues, depuis l'océan jusqu'aux ouvrages côtiers*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université du Sud Toulon Var, 991 p.
- Berthot, A. et Pattiaratchi, C. (2003). Modeling the formation and maintenance of headland associated linear sandbanks. In *Coastal Sediments 2003 proceedings (Session V B)*, Clearwater Beach, Florida, US.
- Berthot, A., et Pattiaratchi, C. (2006). Mechanisms for the formation of headland-associated linear sandbanks. *Continental Shelf Research*, 26, 987-1004.
- Bertotti, L. et Cavaleri, L. (1994). Accuracy of wind and wave evaluation on coastal regions. In *Proc. 24th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, 57–67.
- Bijker, E.W. (1992). Mechanics of sediment transport by the combination of waves and current. In 23rd Int. Conf. on Coastal Engineering, editor, *Design and Reliability of Coastal Structures*, 147–173.
- Bidlot, J.R., et Holt, M.W. (1999). Numerical wave modelling at operational weather centres. *Coastal Engineering*, 37, 409–429.

Bibliographie

- Birrien, J.L., Le Corre, P. et Videau C. (1985). Développement de Gyrodinium aureolum Hulburt en baie de Douarnenez et en mer d'Iroise pendant l'été 1983. *Colloque français-japonais d'océanographie*, Marseille, 2, 51–64.
- Birrien, J.L. (1987). *Cycles de variations des éléments nutritifs et du phytoplancton en baie de Douarnenez et dans les secteurs adjacents : Importance du front côtier de l'Iroise*. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, 160 p.
- Blaas, M. (2004). Notes on sediment transport modelling in roms. *Draft report version 4*, 19 p.
- Blackadar, A.K. (1962). The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 67, 3095–3102.
- Blanchet, A., Chevalier, C., Gaffet, J.D. et Hamon, D. *Bionomie benthique subtidale en baie de Douarnenez*. Ifremer, Rapport Interne DEL/EC/BB 04.01.
- Bleck, R. (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modeling*, 4, 55–88.
- Blondeaux, P. (2001). Mechanics of coastal forms. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 33.
- Blumberg, A.F. et Mellor, G.L. (1980). A coastal numerical model. *Mathematical Modeling of Estuarine Physics*, Sudermann, J. et Holz, K.P., eds., Springer Verlag, New York, 202–218.
- Blumberg, A.F. et Mellor, G.L. (1983). Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the south atlantic bight. *Journal of Geophysical Research*, 88, 4579–4592.
- Blumberg, A.F. et Kantha, L.H. (1985). Open boundary conditions for circulation models. *Journal of Hydraulic Engineering*, 11, 237–255.
- Blumberg, A.F. et Mellor, G.L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In : *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Sciences, 4, American Geophysical Union, Washington DC, 1–16.
- Bonnefille, R., Lepetit, J.P., Graf, M. et Leroy, J. (1971). Nouvel avant-port de dunkerque : Mesures en nature. *Laboratoire National d'Hydraulique*, Hc042/05.
- Booij, N.R.C., Ris, R.C. et Holthuijsen, L.H. (1999). A third generation wave model for coastal regions, Part i, model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649–7666.
- Booij, N.R.C., Haagsma, I.J.G., Holtthuijsen, L.H., Kieftenburg, A.T.M.M., Ris, R.C., van der Westhuysen, A.J. et Zijlema, M. (2004). *Swan Cycle III version 40.41, User Manual*. Delft University of Technology.
- Boussinesq., J. (1877). *Essai sur la théorie des eaux courantes*. Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences. Paris, 23, p. 46.
- Boussinesq., J. (1903). *Théorie analytique de la chaleur, mise en harmonie avec la thermodynamique et avec la théorie mécanique de la lumière* Paris, Gauthiers-Villars, Vol. 2.
- Bouws, E. et Komen, G.J. (1983). On the balance between growth and dissipation in an extreme, depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1653–1658.
- Bretherton, F.P. et Garrett, C.J.R. (1969). Wavetrains in inhomogeneous moving media. In *Proceedings Royal Society of London*, A302, 529–554.
- Brevik, I. et Aas, B. (1980). Flume experiments on waves and currents, rippled bed. *Coastal Engineering*, 3.
- Brevik, I. (1981). Oscillatory rough turbulent boundary layers. *J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng. Div.*, ASCE, 107, WW3, 175–188.

Bibliographie

- Broker, I.H. (1985). Wave generated ripples and resulting sediment transport in waves. *Series Paper N° 36*, Inst. of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, ISVA, Techn. Univ. Denmark.
- Brylinski, J.-M. et Lagadeuc, Y. (1990). L'interface eaux côtières/eaux de large dans le Pas-de-Calais (côté Français) : Une zone frontale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 311, série II, 535–540.
- Brylinski, J.-M., Lagadeuc, Y., Gentilhomme, V., Dupont, J.P., Lafite, R., Dupeuble, P.A., Huault, M.F., Auger, Y., Puskaric, E., Wartel, M. et Cabioch, L. (1991). Le « fleuve côtier » : un phénomène hydrologique important en Manche Orientale. Exemple du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta*, 11, 197–203.
- Burrows, R. et Hedges, T.S. (1985). The influence of currents on ocean wave climates. *Coastal Engineering*, 9, Issue 3, 247–260.
- Cabioch., L., Gentil, F., Glacon, R. et Retière, C. (1977). Le macrobenthos des fonds meubles de la Manche : distribution générale et écologie. In *Biology of benthic organisms* (Keegan, B.F., P.O. Ceidigh et P.J. Caston eds.), Pergamon Press, Oxford, 115–128.
- Cabioch., L. (1984). *Groupe de recherche coordonnées « Manche » (Greco 19)*. Rapport d'activité n°3, 188 p.
- Cabioch., L. (1991). Dynamique et structure spatiale de la manche. *REED (Srétié info)*.
- Cavaleri, L. et Malanotte-Rizzoli, P. (1981). Wind wave prediction in shallow water : Theory and applications. *Journal of Geophysical Research*, 86, C11, 10961–10973.
- Celik, I. et Rodi, W. (1988). Modelling suspended sediment transport in non-equilibrium situations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 10, 114, 1157–1119.
- Celik, I. et Rodi, W. (1991). Suspended sediment transport capacity for open channel flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2, 117, 191–204.
- Chabert d'Hières, G et Le Provost, C. (1978). Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche. *Annales Hydrographiques*, 6, 3, 5–36.
- Chamley, H. (2000). *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 178 p.
- Chamley, H. (2002). *Environnements géologiques et activités humaines*. Vuibert, 512 p.
- Chapalain, G., Smaoui, H., Leprêtre, A., Nguyen, K.D., Ouahsine, A. et Tessier, B. (1993). Modeling of tidally-induced hydro-sedimentary processes in the coastal zone of the southern part of the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, European Journal of Oceanology, 16, 5–6, 517–529.
- Chapalain, G., Thais, L. et Smaoui, H. (1999). Modeling of a tidal bottom boundary layer with suspended sediment. *Hydrobiologia*, 414, 1–12.
- Chapalain, G. et Thais, L. (1999). Bottom boundary layer measurements along the French coast. *Kinematic And Dynamics of Wave-Current Interactions. Contribution to Technical Report. MAST3-CT95-0011 KADWCI Report prepared for the European Commission - DG XII*, 21 p.
- Chapalain, G. et Thais, L. (2000). Tide, turbulence and suspended sediment modelling in the Eastern English Channel. *Coastal Engineering*, 41, 295–316.
- Chapalain, G. et Thais, L. (2004). A sampler-based technique for the study of near-bed sediment dynamics : application in the eastern English Channel. *Geo-Marine Letter*, 24, 125–131.
- Chapalain, G. (2004). *Contribution à l'étude des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires côtiers*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Chapalain, G. et Leprêtre, A. (soumis) Assessing spatial and temporal variability of granulometric characteristics of bottom sediments. *Geo-Marine Letters*.

Bibliographie

- Chapalain, G., Guillou, N., et Thais, L. (en cours). Modeling the combined wave-tidal current bottom boundary layer.
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 81, 639–640.
- Chassé, C. et Glémarec, M. (1976). *Atlas des fonds meubles du plateau continental du Golfe de Gascogne*. Cartes bio-sédimentaires. I.C.A. Brest.
- Christoffersen, J.B. (1980). A simple turbulence model for a three-dimensional wave motion on a rough bed. *Internal Rep.*, N°1, Inst. Hydrodyn. Hydraul., Techn. Univ. Denmark.
- Christoffersen, J.B. (1982). *Current depth refraction of dissipative water waves*. Series Paper 30. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark, 179 p.
- Christoffersen, J.B., et Jonsson, I.G. (1985). Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion. *Ocean Eng.*, 12,5, 387–423.
- Clabaut., P. (1988). *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (large des côtes françaises)*. Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Clifton, H. E. (1976). Wave-formed sedimentary structures : a conceptual model. *Beach and near-shore sedimentation*, 24, 116–120.
- Collins, J.I. (1972). Prediction of shallow water spectra. *Journal of Geophysical Research*, 77, 15, 2693–2707.
- Cugier, P. (2000). *Développement d'un modèle numérique multicouche hétérométrique pour la simulation du transport sédimentaire en manche ; caractérisation des principaux processus*. Rapport DPRE/SERNAT/2000-24, IRSN/LRC.
- D and A Instrument Company (1991). OBS-1 and 3, Suspended Solids and Turbidity Monitor. *Instruction Manual*, 41 p.
- Davies, A.G. (1986). A Model of Oscillatory Rough Turbulent Boundary Layer Flow. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 23, 353–374.
- Davies, A.G., Soulsby, R.L. et King, H.L. (1988). A numerical model of the combined wave and current bottom boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, 93, 491–508.
- Davies, A.G. (1990). A model of the vertical structure of the wave and current bottom boundary layer. In Alan M. Davies, editor, *Modeling Marine Systems*, Florida, CRC Press, 263–297.
- Davies, A.M., et Furnes, G.K. (1980). Observed and computed M2 tidal currents in the North Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 237–257.
- Davies, A.M., et James, I.D. (1983). Three-dimensional galerkin-spectral sea models of the North Sea and German Bight. *North Sea Dynamics*, 85–94.
- Davies, A.M., et Lawrence, J. (1994). Examining the Influence of Wind and Wind Wave Turbulence on Tidal Currents, Using a Three-Dimensional Hydrodynamic Model Including Wave-Current Interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 2441–2459.
- Day., T.J. (1980). *A study of the transport of graded sediments*. Technical report, HRS Wallingford, Report N°IT 190.
- Deleersnijder, E. et Beckers, J.M. (1992). On the use of the σ -coordinate system in regions of large bathymetric variations. *Journal of Marine Systems*, 3, 381–390.
- Deleersnijder, E. et Ruddick, K.G. (1992). A generalized vertical coordinate for 3D marine models. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, 61, 6, 489–502.
- Deleersnijder, E. (1993). Numerical mass conservation in a free-surface sigma coordinate marine model with mode splitting. *Journal of Marine Systems*, 4, 365–370.

Bibliographie

- Deleersnijder, E., Beckers, J.M., Campin, J.M., El Mohajir, M., Fichefet, T. et Luyten, P. (1997). Some mathematical problems associated with the development and use of marine models. *The mathematics of models for climatology and environment*, Springer Verlag, Heidelberg, 39–86.
- Delhez, E.J. (1992). *Three-dimensional, baroclinic, turbulent closure model of the general circulation on the North-Western European Continental Shelf*. Diplôme d'Etudes Approfondies Européen en modélisation de l'environnement marin, ERASMUS, 78 p.
- Delhez, E.J. et Martin, G.P. (1994). 3D modelling of hydrodynamic and ecohydrodynamic processes on the north-western european continental shelf. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, 63(1-2), 5–64.
- Despeyroux, Y. (1985). *Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche*. Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Dewez, S. (1988). *Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la baie d'Authie au cap d'Alprech)*. Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Dewez, S., Clabaut, P., Vicaire, O., Beck, C., Chamley, H. et Augris, C. (1989). Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 1043–1053.
- Danish Hydraulics Institute (2002). *Nearshore Spectral Wind-Wave Module*. Scientific Documentation, Delft Hydraulics.
- Dommenges, D. et Volle, M. (1979). Analyse factorielle sphérique : une exploration. *Annales de l'INSEE*, 35, 1–84.
- Drake, D.E. et Cacchione, D.A. (1989). Estimates of the suspended sediment reference concentration (c_a) and resuspension coefficient (γ_0) from near-bed observations on the california shelf. *Continental Shelf Research*, 9, 51–64.
- Draper, L. et Graves, R. (1968). *Waves at varne light vessel*. Technical Report internal report A34, NIO.
- Dribault, P., Van Haren, L., Janin, J., Marcos, F., Moulin, C., Péchon, P., et Samie, R. (1994). *Code Telemac 3d - version 2.0 - note de validation*. Rapport technique HE-42/94/034/A, EDF/LNH.
- Dupont, J.P., Lafite, R., Huault, M.F., Dupeuple, P.A., Brylinski, J.-M., Guegueniat, P., Lamboy, P. et Cabioch, L. (1991). La dynamique des masses d'eaux et des remises en suspension en Manche Orientale. *Oceanologica Acta*, 11, 177–186.
- Dupont, J.P., Collins, M.B., Lafite, R., Nash, L., Huault, M.F., Shimwell, S.J., Chaddock, S., Brunet, C., Wartel, M. et Lamboy, M. (1993). Annual variations in suspended particulate matter within the dover strait. *Oceanologica Acta*, 16, 507–516.
- Dupuy, P.Y. (1993). *Mesures des courants forts dans les passages resserrés de l'Iroise et dans la rade de Brest : analyse des profils de courant mesurés*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest.
- Dyer, K.R. (1986). *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. Wiley, N.Y., 342 p.
- Dyer, K.R. et Moffat, T.J. (1998). Fluxes of suspended matter in the East Anglian plume, Southern North Sea. *Continental Shelf Research*, 18, 1311–1331.
- Dyer, K.R. et Huntley, D.A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19, 1285–1330.
- Electricité de France, Direction des Etudes et Recherches (2001). *TELEMAC-2D Software. Version 3.0. Principe note*. HE-43/94/502/A, 98 p.
- Egiazaroff, I.V. (1965). Calculation of non-uniform sediment concentration. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. 91, N°4, 225–248.

Bibliographie

- Einstein., H.A. (1950). *The bed-load function for sediment transportation in open channel flows*. Tech. Bull. N° 1026, US Dept of Agriculture, Soil Conservation Service, 71 p.
- Eisma, D. et Kalf, J. (1979). Distribution and particle size of suspended matter in the Southern Bight of the North Sea and the Eastern Channel. *Netherlands Journal of Sea Research*, 13, 2, 298–324.
- Eisma, D. et Irion, G. (1988). Suspended matter and sediment transport. *Pollution of the North Sea. An assessment*, Salomons *et al.*, éditeurs, Springer Verlag, 20–35.
- Ekman, V.W. (1902). Om jerdrotationens inverkan pa vind-strömmar i hafvet. *Nyt. Mag. f. Naturvid.*, Kristiana, vol. 40.
- Fang, H.W. et Rodi, W. (2003). Three-dimensional calculations of flow and suspended sediment transport in the neighborhood of the dam for the three gorges project (tgp) reservoir in the yangtze river. *Journal of Hydraulic Research*, 41, 4, 379–394.
- Ferentinos, G. et Collins, M. (1980). Effects of shoreline irregularities on a rectilinear tidal current and their significance in sedimentation processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 4, 1081–1094.
- Fisher, K. et Dawson, H. (2003). *Reducing uncertainty in river flood conveyance, roughness review*. Technical report, DEFRA/ Environment Agency Flood and Coastal Defense R and D Programme.
- Flather., R.A. (1976). A tidal model of the North-West European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liège*, 97, 141–164.
- Francis., J.R.D. (1973). Experiments on the motions of solitary grains along the bed of a water stream. *Proc. R. Soc. London*, A332, 443–471.
- Fredsøe, J. (1984). The turbulent boundary layer in wave-current motion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 8, 1103–1120.
- Fredsøe, J. et Deigaard, R. (1992). Mechanics of coastal sediment transport. *Advanced Series on Ocean Engineering*, 3, 58–59.
- Fredsøe, J. (1993). Modelling of non-cohesive sediment transport processes in the marine environment. *Coastal Engineering*, 21, 71–103.
- Garreau, P. (1997a). Caractéristiques hydrodynamiques de la manche. *Océanis*, 23, 1, 65–87.
- Garreau, P. (1997b). Modelling of physical processes. *FLUXMANCHE II, Hydrodynamics, Biogeochemical Processes and Fluxes in the Channel*, Final Report to EC, 12–31.
- Garreau, P. (2002). Modélisation des courants côtiers méditerranéens. Guide de l'utilisateur et synthèse des résultats et produits. Rapport Ifremer, 33 p.
- Gauch, H.G.Jr. (1982). Noise reduction by eigenvector ordinations. *Ecology*, 63, 6, 1643–1649.
- Geernaert, G.L., Katsaros, K.B. et Richter, K. (1986). Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state. *Journal of Geophysical Research*, 91, 7667–7679.
- Gerritsen, H., Vos, R.J., van der Kaaij, T., Lane, A. et Boon, J.G. (2000) Suspended sediment modelling in a shelf sea (North Sea). *Coastal Engineering*, 41, 317–352.
- Glenn, S.M. et Grant, W.D. (1987). A suspended sediment stratification correction for combined wave and current flows. *Journal of Geophysical Research*, 92, 8244–8264.
- Graber, H.C. et Madsen, O.S. (1988). A finite-depth wind-wave model. part i : Model description. *Journal of Geophysical Research*, 87, 469–481.
- Grant, W.D. (1977). *Bottom friction under waves in the presence of a weak current : Its relationship to coastal sediment transport*. ScD thesis. Mass. Inst. Technol., Cambridge, 275 p.

Bibliographie

- Grant, W.D. et Madsen, O.S. (1979). Combined wave and current interaction with a rough bottom. *Journal of Geophysical Research*, 84, 1797–1808.
- Grant, W.D. et Madsen, O.S. (1982). Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. *Journal of Geophysical Research*, 87, 469–481.
- Grant, W.D. et Madsen, O.S. (1986). The continental-shelf bottom boundary layer. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 18, 265–305.
- Grass, A.J. (1981). *Sediment transport by waves and currents, Rep. FL 29*. SERC London Cent. Mar. Technol., London.
- Gray, W.G. (1989). A finite element study of tidal flow data for the North Sea and English Channel. *Advances in Water Resources*. 12, 143–153.
- Greco Manche (1986). *La Baie de Seine*. Acte coll. Ifremer, 4, 531 p.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R. et Salomon, J.C. (1993a). Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *Journal of the Geological Society*, 150, 683–695.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R., Salomon, J.C., Breton, M. et Lafite, R. (1993b). Sediment transport pathways in the Eastern Channel. *Oceanologica Acta*, 16, 531–537.
- Guéguéniat, P., Gaudon, R., Baron, Y., Salomon, J.C., Pentreath, J., Brylinski, J.M. et Cabioch, L. (1986). Utilisation des radionucléides artificiels pour l'observation des déplacements de masses d'eau en Manche. *Radionuclides : a tool for oceanography*, Elsevier Applied Science, 260-270.
- Guéguéniat, P., Dubois, P.B., Salomon, J.C., Masson, M. et Cabioch, L. (1995). Fluxmanche radiotracer measurements : a contribution to the dynamics of the English Channel and North Sea. *Journal of Marine Systems*, 6, 483–494.
- Günther, H., Hasselmann, S. et Janssen, P.A.E.M. (1992). *The WAM model Cycle 4 (revised version)*. Technical Report n°4, Deutsch Klim. Rechenzentrum, Hamburg, Germany.
- Guillou, N. et Chapalain, G (2006). Modélisation des mises en suspension dans le détroit du Pas-de-Calais sous l'influence des courants de marée et de la houle. *IXèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Brest.
- Guillou, N., Chapalain, G. et Thais, L. (en cours). Three-dimensional modelling of bed sediment resuspension in the Eastern English Channel. *En préparation pour Journal of Geophysical Research*.
- Hagatun, K., et Eidsvik, K.J. (1986). Oscillating turbulent boundary layers with suspended sediment transport. *Journal of Geophysical Research*, 91, C11, 13045-13055.
- Halliwel, G.R.Jr., Bleck, R., et Chassignet, E.P. (1998). Atlantic Ocean simulations performed using a new hybrid-coordinate ocean model. EOS, AGU Meeting.
- Halliwel, G.R.Jr., Bleck, R., Chassignet, E.P., et Smith, L.T. (2000). Mixed layer model validation in Atlantic Ocean simulations using the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). EOS, 80, OS304.
- Hamilton, D. (1979). The geology of the English Channel, South Celtic Sea and continental margin, South Western Approaches. *The north-west European Shelf seas : the sea bed and the sea in motion. I. Geology and Sedimentology*. Banner, F.T., Collins, M.B. et Massie, K.S., Oceanography series, 24A, Elsevier, 61–87.
- Harms, J.C. (1969). Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 363–396.
- Hasselmann, K.T.P., et Collins, J.I. (1968). Spectral dissipation of finite-depth gravity waves due to turbulent bottom friction. *J. Mar. Res.*, 26, 1–12.

- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburd, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, K. et Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deustch. Hydrogr. Z. Suppl.*, 12, A8, 1–95.
- Hasselmann, K. (1974). On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. *Bound.-layer Meteor.* 6, 1-2, 107–127.
- Hervouet, J.M., et Van Haren, L. (1994). *Telemac 2d version 3.0 - note de principe*. Rapport technique HE-42/94/052/A, EDF/SOGREAH.
- Hervouet, J.M. (2003). *Hydrodynamique des écoulements à surface libre. Modélisation numérique avec la méthode des éléments finis*. Presses de l'école nationale des Ponts et chaussées, Paris.
- Hess, K.W. (1985a). *A finite-difference scheme for vertically-integrated horizontal flows*. MEAD Office Note 85-1, NOAA, US Department of Commerce, Washington, DC, 17 p.
- Hess, K.W. (1985b). *Assessment model for estuarine circulation and salinity*. NOAA Technical Memorandum, NESDIS AISC 3, NOAA, US Department of Commerce, Washington, DC 39 p.
- Hess, K.W. (1986). *Numerical model of circulation in Chesapeake Bay and the continental shelf*. NOAA Technical Memorandum NESDIS/AISC 6, National Environmental Satellite, Data and Information Service, US Department of Commerce, 47 p.
- Hinschberger, F., Guilcher, A., Pruleau, M., Moign, A., et Moign, Y. (1968). *Carte sédimentologique sous-marine des côtes de france. Feuille de Brest. Echelle 1/100000*. Ed. DGRST-CNEXO, IGN.
- Hirsch, C. (1988). *Numerical computation of internal and external flows. Volume 1 : Fundamentals of numerical discretisation*. Wiley, New York, 515 p.
- Holly, F.M.J., et Rahuel, J.L. (1991). New numerical/physical framework for mobile-bed modeling, part 1 : numerical and physical principles. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 128, n°4, 401–415.
- Holmedal, L.E. (2002). *Wave-current Interactions in the Vicinity of the Sea Bed*. PhD Thesis, Department of Marine Hydrodynamics, Faculty of Engineering, Science and Technology, Norwegian University of Science and Technology, 159 p.
- Holthuijsen, L.H., Booij, N. et Herbers, T.H.C. (1989). A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering*, 13, 23–54.
- Howarth, M.J. et Pugh, D.T. (1983). Observations of tides over the continental shelf of north-west europe. *Physical oceanography of coastal and shelf seas*, 35, 135–188.
- Hu, K., Ding, P., Zhu, S. et Kong, Y. (2003). Numerical simulation of typhoon waves around the waters of the yangtze estuary - a case study of typhoon rusa and typhoon sinlaku. *International Conference on Estuaries and Coasts*, 929–936.
- Hunziker, R.P. (1995). *Fraktionsweiser Geschuebetransport*. Ph.D. thesis, Mitteilungen, Nr 138 der Versuchanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, Switzerland.
- Huthnance, J.M. (1982a). On one mechanism forming linear sandbanks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14, 79-99.
- Huthnance, J.M. (1982b). On the formation of sandbanks of finite extend. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 15, 277-299.
- Huynh-Thanh, S. et Temperville, A. (1991). A numerical model of the rough turbulent boundary layer in combined wave and current interaction. *Sand Transport in Rivers, Estuaries and the Sea*, eds R.L. Soulsby and R. Bettess, Balkema, Rotterdam, 93–100.
- Hydraulic Research., Ltd (1991). *Coastal defence studies hyte to folkestone. Wave recording october 1990 - may 1991*. Report ex 2379.

- Idier, D. (2002). *Dynamique des bancs et dunes de sable du plateau continental : Observations in-situ et modélisation numérique*. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Toulouse. 314 p.
- Jago, C.F., Bale, A.J., Green, M.O., Howarth, M.J., Jones, S.E., Mc Cave, I.N., Millward, G.E., Morris, A.W., Rowden, A.A. et Williams, J.J. (1993). Resuspension processes and seston dynamics, Southern North Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. London Series, A* 343, 1669, 475–491.
- Janin, J., Marcos, F., et Denot, T. (1997). *Code Telemac 3d - version 2.2. - note théorique*. Rapport technique HE-42/97/049/B, EDF/LHN.
- Janssen, P.A.E.M. (1989). Wave induced stress and the drag of air flow over sea waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 745–754.
- Janssen, P.A.E.M. (1991a). Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1631–1642.
- Janssen, P.A.E.M. (1991b). Consequences of the effect of surface gravity waves on the mean air flow. *Int. Union of Theor. and Appl. Mech. (IUTAM)*, Sydney, Australia, 193–198.
- Janssen, P.A.E.M., Bidlot, J.R., Abdalla, S., et Hersbach, H. (2005). *Progress in ocean wave forecasting at ECMWF*. Technical Report Memorandum 478, Research Department, ECMWF, Reading, U.K.
- Jiang, W., Pohlman, T., Sundermann, J. et Feng, S. (2000). A modelling study of spm transport in the Bohai sea. *Journal of Marine Systems*, 24, 175–200.
- Johns, B. (1983). *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. Elsevier Oceanography Series, 35, 470 p.
- Johns, B., Sinha, P.C., Dube, S.K. et Mohanty, U.C. (1983). Simulation of storm surges using a three-dimensional numerical model : an application to the 1977 Andhra cyclone. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 109, 211–224.
- Jonsson, I.G. (1966). Wave boundary layers and friction factors. *Proc. 10th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, 127–148.
- Jones, S., Jago, C.F., Prandle, D. et Flatt, D. (1994). *Mixing and Transport in the Environment, chapter Suspended sediment dynamics : Measurements and modelling in the Dover Strait*. Wiley, New York, seven, k.j. and p.c. chatwin and j.h. millbank edition, 183–201
- Journel, A.G. et Huijbregts, C.J. (1978). *Mining geostatistics*. Academic Press, San Diego, 600 p.
- Justesen, P. (1987). *Turbulent wave boundary layers*. Thesis, Techn. Univ. Denmark, Inst. of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, ISVA, Denmark, 226 p.
- Kajiwara (1968) A model for the bottom boundary layer in water waves. *Bull. Earthquake Res. Int.*, 45, 75–123.
- Karim, M.F., et Kennedy, J.F. (1982). A computer based flow and sediment routing. IIIH Report n°250. *Modelling for streams and its application to the Missouri River*, University of Iowa, Iowa City, IA.
- Kenyon, N.H. et Stride, A.H. (1970) The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles France. *Sedimentology*, 14, 159–173.
- Kergomard, C., De Luca, D., Dilligeard, E. et Santer, R. (1993). *Téledétection et optique marine*. Rapport LOA-DYSCOP.
- Khandekar., M.L. (1989). *Operational Analysis and Prediction of Ocean Wind Waves*. Springer-Verlag, New York, 33.
- Komen, G.J., Hasselman, S. et Hasselman K. (1984). On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 1271–1285.

- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S. et Janssen, P.A.E.M. (1994) *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 532 p.
- Lafite, R., Shimwell, S., Grochowski, N., Dupont, J.P., Nash, L., Salomon, J.C., Cabioch, L., Collins, M. et Gao, S. (2000). Suspended particulate matter fluxes through the Straits of Dover, English Channel : observations and modelling. *Oceanologica Acta*, 23, 6, 687–699.
- Laguzzi, M. (1994). Modelling of sediment mixtures. Report n°Q 1660, WL Delft Hydraulics.
- Large, W.G. et Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 324–336.
- Larsen, L.H., Sternberg, R.W., Shi, N.C., Mardsen, M.A.H., et Thomas, L. (1981). Field investigations of the threshold of grain motion by ocean waves and currents. *Marine Geology*, 42, 105–132.
- Larsonneur, C., Bouysse, P. et Auffret, J.P. (1982). The superficial sediments of the English Channel and its Western approaches. *Sedimentology*, 29, 851–864.
- Launder, B.E. et Spalding, D.B. (1974). The numerical computation of turbulent flows. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 3, 269–289.
- Lavelle, J.W., Mofjeld, H.O. et Baker, E.T. (1984). An in situ erosion rate for fine-grained marine sediment. *Journal of Geophysical Research*, 89, 6543–6552.
- Lebart, L., Morineau, A. et Fenelon, J.P. (1982). *Traitement des données statistiques. Méthodes et programmes*. Dunod-Bordas, Paris, 515 p.
- Le Berre, I. (1999). *Mise au point de méthodes d'analyse et de représentation des interactions complexes en milieu littoral*. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, 236 p.
- Leblond, P. et Mysak, L.A. (1978). *Waves in the ocean*. Elsevier, The Netherlands.
- Lecam, L. (1970). On the assumptions used to prove asymptotic normality of maximum likelihood estimates. *The annals of Mathematical Statistics*, 41, 3, 802–828.
- Lee, T.H. et Hanes, D.M. (1996). Comparison of field observations of the vertical distribution of suspended sand and its prediction by models. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3561–3572.
- Leeder, M.R. (1982). *Sedimentology. Process and product*. Allen and Unwin, Boston, 344 p.
- Leprêtre, A., Carpentier, P. et Chapalain, G. (1997). *Rapport de recherche DYSCOP - répartition spatiale et évolution temporelle des distributions granulométriques des sédiments dans un secteur côtier*. Université des sciences et technologies de Lille.
- Leprêtre, A., Chapalain, G. et Carpentier, P. (2006). Une méthode d'interpolation des caractéristiques granulométriques des sédiments superficiels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177, 2, 89–95.
- Le Provost, C. et Fornierino, M. (1985). Tidal Spectroscopy of the English Channel with a numerical model. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1009–1031.
- Le Roy, R. et Simon, B. (2003). *Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne*. Rapport d'étude n°002/03. SHOM.
- Li, M.Z. (1994). Direct skin friction measurements and stress partitioning over moveable sand ripples. *Journal of Geophysical Research*, 99, 791–799.
- Lin, W., Sanford, L.P. et Suttles, S.E. (2002). Wave measurement and modeling in chesapeake bay. *Continental Shelf Research*, 22, 2673–2686.
- Longuet-Higgins, M.S. et Stewart, R.W. (1960). Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 8, 565–583.

Bibliographie

- Longuet-Higgins, M.S. et Stewart, R.W. (1961). The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 10, 529–549.
- Longuet-Higgins, M.S. et Stewart, R.W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to “surfbeats”. *Journal of Fluid Mechanics*, 10, 529–549.
- Lou, J. et Ridd, P.V. (1997). Modelling of suspended sediment transport in coastal areas under waves and currents. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 1–16.
- Lou, J. et Schwab, D.J. (2000). A model of sediment resuspension and transport dynamics in Southern lake Michigan. *Journal of Geophysical Research*, 105, 6591–6610.
- Lumley, J.L. (1978). Two-phase and non-newtonian flows. *Topics in Applied Physics*, 289–324.
- Lundgren, H. (1972). Turbulent currents in the presence of waves. *Proc. Coastal Eng. Conf. 13th*, 623–634.
- Luyten, P.J. (1996). An analytical and numerical study of surface and bottom boundary layers with variable forcing and application to the North Sea. *Journal of Marine Systems*, 8, 171–189.
- Luyten, P.J., Jones, J.E., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P. et Wild-Aden, K. (1999a). *Coherens : A Coupled Hydrodynamical-Ecological Model for Regional and Shelf Seas - User Documentation*. MUMM Report, Management Unit of the Mathematical Models, 911 p.
- Luyten, P.J., Jones, J.E., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P. et Wild-Aden, K. (1999b). *Coherens : A Coupled Hydrodynamical-Ecological Model for Regional and Shelf Seas - Model Applications, North Sea Case Study*. MUMM Report, Management Unit of the Mathematical Models, 911 p.
- Lygre, A. et Krogstad, H.E. (1986). Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 2052–2060.
- Maddock, L. et Pingree, R.D. (1978). Numerical simulation of the Portland Tidal Eddies. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 6, 353–363.
- Madela, R.V. et Piacsek, S.A. (1977). A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. *Journal of Computational Physics*, 23, 167–178.
- Madsen, O.S. (1976). Wave climate of the continental margin : elements of its mathematical description. *Marine Sediment Transport and Environment*, ed. D.J. Stanley, D.J.P. Swift, New-York : Wiley-Interscience, p. 602.
- Madsen, O.S., Poon, Y.K., Graber, H.C. (1988). Spectral wave attenuation by bottom friction : Theory. *Proc. 21st Int. Conf. on Coastal Engineering*, Málaga, ASCE, 492–504.
- Madsen, O.S., Mathisen, P.P. et Rosengaus, M.M. (1990). Moveable bed friction factors for spectral waves. *Proceedings 22d Int. Conf. on Coastal Engineering*, 420–429.
- Madsen, O.S., Wright, L.D., Boon, J.D. et Christholm, T.A. (1993). Wind stress, bed roughness and sediment suspension on the inner shelf during an extreme storm event. *Continental Shelf Research*, 13, 11, 1303–1324.
- Marec, A. et Hinschberger, F. (1975). *Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France - Feuille de Plabennec. 1/100000*. DGRST, CNEXO, IGN.
- Mariette, V., Rougier, G., Salomon, J.C. et Simon, B. (1982). Courants de marée en Mer d'Iroise. *Oceanologica Acta*, 5, 2, 149–159.
- Marsaleix, P. (1993). *Modélisation tridimensionnelle de la circulation océanique dans le Golfe du Lion*. Thèse de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, spécialité : Océanographie dynamique côtière, 86 p.
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V. et Véhil, R. (1998). A numerical study of the Rhône river plume. *Journal of Marine Systems*, 14, 99–115.

Bibliographie

- Mathisen, P.P., et Madsen, O.S. (1999). Wave and currents over a fixed rippled bed. 3. Bottom and apparent roughness for spectral waves and currents. *Journal of Geophysical Research*, 104, C8, 18447–18461.
- Mc Cave, I.N. (1973). Mud in the north sea. *North Sea Science*, 75–100.
- Mc Manus, J.P. et Prandle, D. (1997). Development of a model to reproduce observed suspended sediment distributions in the southern north sea using principal component analysis and multiple linear regression. *Continental Shelf Research*, 17, 7, 761–778.
- Mei, C.C. (1983). *The applied dynamics of ocean surface waves*. Wiley, New York, 740 p.
- Mesinger, F. et Arakawa, A. (1976). Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Programme (GARP) publication series*, 17, 1, 64 p.
- Météo-France (1991). *Données et statistiques n°11, zones inter services mer, tome 1, Manche et Atlantique*. Direction de la météorologie nationale, service central exploitation, 92 p.
- Météo-France (2003). *Technical Report on the Global Data Processing System*. Météo-France, 10 p.
- Meyer-Peter, E. et Muller, R. (1948). Formulas of bed-load transport. *Rep. 2nd Meet. Int. Assoc. Hydraul. Strut. Res.*, 39–64.
- Michalakes, J.G. (2002). *Weather Research and Forecast Model 1.2 : Software Design and Implementation*. Internal draft documentation.
- Miles, J.W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 3, 185–204.
- Monbaliu, J. (2003). Spectral Wave Models in Coastal Areas. *Advances in Coastal Modeling*, V.C. Lakhan, 133–157.
- Morellato, D., Guillou, N., Chapalain, G., Duvieilbourg, E. et Amis, G. (2006). Intercomparaison et validation de différents modèles de propagation de houle en Baie de Douarnenez. *IXèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Brest.
- Morin, P., Wafar, M.V.N. et Le Corre, P. (1993). Estimation of Nitrate Flux in a Tidal Front From Satellite-Derived Temperature Data. *Journal of Geophysical Research*, 98, C3, 4689–4695.
- Morin, P., Conan, O. et Le Corre, P. (1994). Fronts thermiques de marée : cas des fronts de Manche Occidentale et de la mer Celtique. *Oceanis*, 20, 6, 21–43.
- Myrhaug, D. (1982). On a theoretical model of rough turbulent wave boundary layers. *Ocean Eng.*, 9, 6, 547–565.
- Myrhaug, D. (1984). A theoretical model of combined wave and current boundary layers near a rough sea bottom. *Proc. 3rd, Offshore Mechanics and Arctic Engineering, OMAE Symp.*, New Orleans, L.A., 1 :559–568.
- Myrhaug, D., et Slaattelid, O.H. (1989). Combined wave and current boundary layer model for fixed rough sea beds. *Ocean Engineering*, 16, 2, 119–142.
- Natural Environment Research Council (NERC ; Great Britain) (1992). *Land-Ocean Interaction Study (LOIS) Science Plan for a Community Research Project*. NERC, Wiltshire, 31.
- Nguyen, K.D. et Ouahsine, A. (1992). Modèle numérique 2d de la circulation générale dans la zone côtière du Nord Pas-de-Calais. Projet de recherche DYSCOP, Laboratoire de mécanique de Lille - URA CNRS 1441, 27 p.
- Nielsen, P. (1979). *Some basic concepts of wave sediment transport*. Ser. Paper 20, Inst. Hydrodyn. Hydraul. Eng., Tech. Univ. Denmark, 160 p.

Bibliographie

- Nielsen, P. (1992). *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. Advanced Series on Ocean Engineering.
- Nihoul, J.C.J., Waleffe, F. et Djenidi, S., 1986. A 3D numerical model of the Northern Bering Sea. *Environmental Software*, 1, 76-81.
- Ni Longphuir, S. (2006). *Rôle du microphytobenthos dans le cycle du silicium et le fonctionnement des écosystèmes côtiers*. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale.
- Oey, L.Y., Mellor, G.L. et Hires, R.I. (1985). A three-dimensional simulation of the hudson-raitan estuary. part i : Description of the model and model simulations. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1676–1692.
- Oey, L.Y. et Chen, P. (1992). A model simulation of circulation in the northeast atlantic shelves and seas. *Journal of Geophysical Research*, 97, 20087–20115.
- Owen, M.W. et Thorn, M.F.C. (1978). Effect of waves on sand transport by currents. *Proc. 16th Coastal Engineering Conf.*, 1675–1687.
- Ozer, J. (1987); *Computation of tidal motion in the English Channel and Southern North Sea : Comparison of various model results*. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea and Scheldt Estuary.
- Pattiaratchi, C.B. (1986) *Offshore sandbanks and coastal erosion - implications for the dredging industry*. Prince of Wales Committee, Gandy M.K. and Williams A.J. Edition, 49–75.
- Pattariatchi, C., et Collins, M.B. (1987). Mechanisms for linear sandbank formation and maintenance in relation to dynamical oceanographic observations. *Progress in Oceanography*, 19, 117-176.
- Penven, P. et Tan, T.A. (2007). *Romstools User's Guide* Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 46 p.
- Phillips, N.A. (1957). A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14, 184–185.
- Phillips, O.M. (1957). On the generation of waves by turbulent wind. *Journal of Fluid Mechanics*, 2, 417–445.
- Pichon, A. (2006). *Programme Mouton. Etat d'avancement et prospectives*. Fiche de présentation, SHOM, 3 p.
- Pingree, R.D. et Maddock, L. (1977). Tidal eddies and coastal discharge. *Journal of Marine Biological Association of the United Kingdom*, 57, 869–875.
- Pingree, R.D. (1978). The formation of the Shambles and other banks by tidal stirring of the seas. *Journal of the marine biological association*, 58, 211–226.
- Pingree, R.D. et Griffiths, D.K. (1978). Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles *Journal of Geophysical Research*, 83, 4165–4622.
- Pingree, R.D. et Griffiths, D.K. (1979). Sand transport paths around the british isles resulting from M2 and M4 tidal interactions. *Journal of the Marine Biological Association of UK*, 59, 497–513.
- Pingree, R.D. et Maddock, L. (1979). The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Marine Geology*, 32, 269–289.
- Pingree, R.D. et Griffiths, D.K. (1980). Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles. *Oceanologica Acta*, 3, 2, 227–236.
- Postma, H. (1988). Physical and chemical oceanographic aspects of continental shelves. *Continental Shelves (Ecosystem of the World)*, 27, Postma and Zijlstra, Editors, Elsevier, 5–37.
- Postma, H. et Zijlstra, J.J. (1988). Introduction *Continental Shelves (Ecosystem of the World)*, 27, Postma and Zijlstra, Editors, Elsevier, 1–4.

Bibliographie

- Prandle, D. (1978). Residual flows and elevations in the southern North Sea. *Proc. R. Soc., Lond.*, A359, 189–228.
- Prandle, D. (1987). The fine-structure of nearshore tidal and residual circulations revealed by H.F radar surface current measurements. *American Meteorological Society*, 231–245.
- Prandle, D. (1993). Year-long measurements of flow through the Dover Strait by H.F. radar and acoustic doppler current profilers (adcp). *Oceanologica Acta*, 16, 457–468.
- Prandle, D., Loch, S.G. et Player, R. (1993). Tidal flow through the Straits of Dover. *American Meteorological Society*, 23–37.
- Prandle, D., Ballarg, G., Flatt, D., Harrison, A.J., Jones, S.E., Knight, P.J., Loch, S., McManus, J.P., Player, R. et Tappin, A. (1996) Combining modelling and monitoring to determine fluxes of water dissolved and particulate metals through the Dover Strait. *Continental Shelf Research*, 16, 237–257.
- Prandle, D., Hargreaves, J.C., McManus, J.P., Campbell, A.R., Duwe, K., Lane, A., Mahnke, P., Shimwell, S. et Wolf, J. (2000). Tide, wave and suspended sediment modelling on an open coast - Holderness. *Coastal Engineering*, 41, 237–267.
- Profitt, G.T., et Sutherland, A.J. (1983). Transport of non-uniform sediments. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 21, N°1, 33–43.
- Proudman, J. (1953). *Dynamical Oceanography*. Science, Volume 118, Issue 3065, 365 p.
- Putamn, J.A., et Johnson, J.W. (1949). The dissipation of wave energy by bottom friction. *Trans. Am. Geoph. Union*, 30, 67–74.
- Raffin, C. (2003). *Bases biologiques et écologiques de la conservation du milieu marin en mer d'Iroise*. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale.
- Rakha, K.A., Deigaard, R., et Broker, I. (1997). A phase-resolving cross shore sediment transport model for beach profile evolution. *Coastal Engineering*, 31, 231–261.
- Raudviki, A.J., et Ettema, R. (1982). Stability of Armour Layers in Rivers. *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 108, n° HY9, 1047–1057.
- Raudviki, A.J. (1990). *Loose Boundary Hydraulics*. Pergamon Press, Oxford, 3rd edn. edition.
- Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., et Booij, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions. 2. Verification. *Journal of Geophysical Research*, 104, 7667–7681.
- Rodi, W. (1984). Turbulence models and their application in hydraulics. *International Association for Hydraulic Research*, 2nd edition, Delft, Netherlands, 104 p.
- Ronday, F.C. (1979). Tidal and residual circulation in the English Channel. *Marine Forecasting*, Nihoul, J.C.J., ed. Elsevier, Amsterdam, 351–384.
- Salomon, J.C. (1991). Hydrodynamic action on benthic macrofauna in tidal coastal zones. *Ices Marine Science Symposium 192*, 9 p.
- Salomon, J.C. et Breton, M. (1991). Courants résiduels de marée dans la Manche. *Oceanologica Acta*, 11, 47–53.
- Salomon, J.C. (1992). *Modélisation de la courantologie côtière en région Nord-Pas de Calais*. Convention Ifremer - Région Nord-Pas de Calais N 85 35 00 60.
- Salomon, J.C. et Breton, M. (1993). An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanologica Acta*, 16, 438–448.
- Salomon, J.C., Breton, M. et Guegueniat, P. (1993). Computed residual flow through the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, 16, 449–455.

Bibliographie

- Sanvicente Anorve, L.E (1995). *Détermination des structures benthiques spatiales en Manche Orientale au moyen de méthodes d'analyse multivariable et de technique d'interpolation*. Thèse de doctorat de l'Université de Paris VI.
- SEAMER (2001). *Pré-programme de lutte contre les algues vertes en baie de Douarnenez*. Rapport de contrat pour la communauté de communes du Porzay Ménez-Hom. lot n° 4 : Modélisation mathématique. S.E.A.M.E.R, C.E.V.A.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (1968). *Les courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*. S.H.550, Imprimerie Nationale, Paris, 289 p.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (1996a). *Courants de marée, baie de Seine, de Cherbourg à Fécamp*. Rapport 561-UJA, SHOM.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (1996b). *Nature des fonds de la Chaussée de Sein à la Pointe de Penmarc'h, baie d'Audierne.1/50000*. EPSHOM.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (1999). *Annuaire des marées, Ports de France*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (2000). *Courants de marée et hauteurs d'eau. La Manche de Dunkerque à Brest..* Rapport 564-UJA, SHOM.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (2006). *Instructions Nautiques. C2A (côtes Nord et Ouest). De la frontière belge à la Pointe de Penmarc'h*. SHOM, C2A-INA.
- Shemdin, O., Hasselmann, K., Hsiao, S.V. et Heterich, K. (1978). Nonlinear and linear bottom interaction effects in shallow water. *Turbulent Fluxes through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction, NATO Conf. Ser. V, 1*, 347–365.
- Shen, H.W., et Lu, J.Y. (1983). Development and prediction of bed armouring. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 109, N°4, 611–629.
- Sheng, Y.P. (1983). *Mathematical modeling of three-dimensional coastal currents and sediment dispersion*. Report U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, CERC-83-2, Vicksburg, Miss, 288 p.
- Sheng, Y.P. (1984). A turbulent transport model of coastal processes. *Proc. 19th Internat. Conf. on Coastal Engineering*, ASCE, Houston, Tex., 2380–1396.
- Shields, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und der Turbulenz-forschung auf die Geschiebebewegung. *Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, Berlin.
- Shimwell, S.J., Lafite, R., Dupont, J.P., Huault, M.F., Lamboy, M., et Collins, M.B. (1991). Suspended material fluxes through the Strait of Dover. *FLUXMANCHE MAST 0053, Hydrodynamics and Biogeochemical Fluxes in the Eastern Channel, Fluxes into the North Sea*, First Annual Progress Report, 61–83.
- Shi, N.C., Larsen, L.H., et Downing, J.P. (1985). Predicting suspended sediment concentration on continental shelves. *Marine Geology*, 62, 255–275.
- Signell, R.P., Beardsley, R.C., Graber, H.C. et Capotondi, A. (1990). Effect of wave-current interaction on wind-driven circulation in narrow, shallow embayments. *Journal of Geophysical Research*, 95, 9671–9678.
- Signell, R.P. et Geyer, W.R. (1990). Numerical simulation of tidal dispersion around a coastal headland. *Coastal and Estuarine Studies*, 38, 211–222.
- Signell, R.P. et Harris, C.K. (1999). Modeling sand bank formation around tidal headlands. *Proceedings of the 6th Estuarine and Coastal Modeling Conference*, ASCE Press, New York.
- Simons, T.J. (1974). Verification of numerical models of Lake Ontario, Part I. Circulation in Spring and early Summer. *Journal of Physical Oceanography*, 4, 507–523.

Bibliographie

- Simons, R.R., Grass, A.J., Mansour Tehrani, M., Saleh, W.M. et Mac Iver, R.D. (1995). Wave-current bottom shear stress task force. *MAST G8M Coastal Morphodynamics, Final Overall Meeting*, Gdansk.
- Sipka, V. (1998). *Les plages macrotidales du Nord-Pas-de-Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. Thèse de doctorat de l'Université du Littoral - Côte d'Opale.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations, i, the basic experiments. *Monthly Weather Review*, 91, 99–164.
- Smaoui, H. (1996). *Modélisation numérique tridimensionnelle de l'hydrodynamique et des transports sédimentaires en Manche Orientale et dans le Sud de la Mer du Nord*. Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, 164 p.
- Smith, J.D. (1977). Modeling of sediment transport on continental shelves. *The Sea*, 13, 539–577.
- Smith, J.D. et Mc Lean, S.R. (1977). Spatially averaged flow over a wavy surface. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1735–1746.
- Smith, S.D. et Banke, E.G. (1975). Variation of the sea surface drag coefficient with windspeed. *Quarterly Journal Meteorological Society*, 101, 665–673.
- Soo, S.L. (1967). *Fluid Dynamics of Multiphase Systems*. Blaisdell Publishing, Waltham, MA.
- Soulsby, R.L. (1983). The bottom boundary layer of shelf seas. *Physical oceanography of coastal and shelf seas*, Elsevier Oceanography Series, Chapitre 5, 189–266.
- Soulsby, R.L. et Wainwright, B.L.S.A. (1987). A criterion for the effect of suspended sediment on near bottom velocity profiles. *Journal of Hydraulic Research*, 25, 3, 341–355.
- Soulsby, R.L. et Humphery, J.D. (1990). *Field observations of wave-current interaction at the sea bed*. Water wave kinematics. Torum, A. and O. T. Gudmestad, editions Dordrecht :Kluwer Academic, 413–428.
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R. et Thomas, G.P. (1993). Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21, 41–69.
- Soulsby, R.L. (1995). Bed-shear stresses due to combined waves and currents. *Advances in Coastal Morphodynamics*, Netherlands, Delft Hydraulics, 4–20 4–23.
- Soulsby, R.L. (1997). *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford, H. R. Wallingford., 249 p.
- Soulsby, R.L. et Whitehouse, R.J.S.W. (1997). Thresholds of sediment motion on coastal environments. *Proceedings Pacific Coasts and Ports '97 Conference*.
- The SWAN Team (2007). *SWAN Cycle III version 40.51 A* Technical Documentation, Delft University of Technology, 99 p.
- Swart, D.H. (1974). *Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles*. Delft Hydraulics Lab.
- Talec, P. (1989). *L'Aber de Crozon : Essai d'interprétation dynamique et traitements des données recueillies par informatique*. DEA de Géomorphologie et Aménagement des Littoraux, Université de Bretagne Occidentale, 95 p.
- Tanaka, H. (1986). Turbulence structure and bed friction under waves and current interacted motion. *Proceedings of the 3rd international Symposium on River Sedimentation*, University of Mississippi, Mississippi.
- Tee, K.T. (1976). Tide-induced residual current, a 2-D non-linear numerical model. *Journal of Marine Research*, 34, 603–628.

Bibliographie

- Tee, K.T. (1977). Tide-induced residual current - verification of a numerical model. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 396–402.
- Tolman, H.L. (1990). Wind wave propagation in tidal seas. *Commun. Hydraul. Geotech. Eng.*, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Tolman, H.L. (1994). Wind waves and moveable-bed bottom friction. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 994–1009.
- Tolman, H.L. (2002). *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22*. Tech. Rep. 222, NOAA/NWS/NCEP/MNAB.
- Toulemont, A. (1972). Influence de la nature granulométrique des sédiments sur les structures benthiques. Baies de Douarnenez et d’Audierne (Ouest-Finistère). *Cahiers de Biologie Marine*, Tome XIII, 91–136.
- Trowbridge, J., et Madsen, O.S. (1984a). Turbulent Wave Boundary Layers. 1. Model Formulation and First-Order Solution. *Journal of Geophysical Research*, 89, C5, 7989–7997.
- Trowbridge, J., et Madsen, O.S. (1984b). Turbulent Wave Boundary Layers. 2. Second-Order Theory and Mass Transport. *Journal of Geophysical Research*, 89, C5, 7999–8007.
- Trodec, P. et Le Goff, R. (coordonnateurs) et al. (1997). *Etat des lieux et des milieux de la rade de Brest et de bassin versant*. Phase préliminaire du Contrat de Baie de la rade de Brest. Edition Communauté Urbaine de Brest, 355 p., 88 cartes.
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., Mc Nally, A.P., Mahfouf, J.F., Morcrette, J.J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. et Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961–3012.
- Van Alphen, J.S.L.J. (1990). A mud balance for Belgian-Dutch coastal waters between 1969 and 1986. *Neth. J. Sea Res.*, 25, 1–2, 19–30.
- Van Der Werf, J.J. (2003). *A literature review on sand transport under oscillatory flow conditions in the rippled-bed regime*. Technical report, University of Twente, Civil Engineering.
- Van Rijn, L.C. (1984a). Sediment transport, part I : Bedload Transport. *Journal of Hydraulic Division*, ASCE, 10, 110, 1431–1456.
- Van Rijn, L.C. (1984b). Sediment transport, part II : Suspended Load Transport. *Journal of Hydraulic Division*, ASCE, 10, 110, 1613–1641.
- Van Rijn, L.C. (1986a). Mathematical modelling of suspended sediment in non-uniform flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 6, 112.
- Van Rijn, L.C. (1986b). Applications of sediment pick-up function. *J. Hydraul. Engng., Am. Soc. civ. Engrs*, 112, 867–874.
- Van Rijn, L.C. (1989). *Sediment transport by currents and waves*. Rep. H 461, Delft Hydraulic Laboratory.
- Vaslet, D., Larsonneur, C. et Auffret, J.P. (1978). *Les sédiments superficiels de la Manche 1/500000*. Carte géologique de la marge continentale française. Ministère de l’industrie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Centre National pour l’Exploitation des Océans.
- Velegrakis, A.F., Bishop, C., Lafite, R., Oikonomou, E.K., Lecouturier, M. et Collins, M.B. (1996). Investigation of meso-and macro-scale sediment transport. *Hydrodynamics biogeochemical processes and fluxes in the channel.*, Fluxmanche II, Final Report, MAST II, MAS2CT940089, 128–143.

Bibliographie

- Velegrakis, A.F., Michel, D., Collins, M.B., Lafite, R., Oikonomou, E.K., Dupont, J.P., Huault, M.F., Lecouturier, M., Salomon, J.C. et Bishop, C. (1999). Sources, sinks and resuspension of suspended particulate matter in the Eastern English Channel. *Continental Shelf Research*, 19, 1933–1957.
- Vicaire, O. (1991) *Dynamique hydrosédimentaire en Mer du Nord méridionale (Du Cap Blanc Nez à la frontière belge)*. Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Villaret, C. (2003) *Modélisation du transport sédimentaire en granulométrie étendue : étude bibliographique*. Rapport HP-75/03/011/A EDF, R&D. Programme Biparti 2001, 51 p.
- Von Arx, W. (1962) *An Introduction to Physical Oceanography*. Addison-Wesley, 422 p.
- Waeles, B. (2005). *Modélisation morphodynamique de l'embouchure de la Seine*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie, 225 p.
- Walters, R.A. (1987a). A finite element model for tides and currents with field applications. *Communications in Applied Numerical Methods*, 4, Issue 3, 401–411.
- Walters, R.A. (1987b). A model for tides and currents in the English Channel and southern North Sea. *Advances in Water Resources*, 10, 138–148.
- WAM Development and Implementation group (1988). The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775–1810.
- Wang, Y.F. (1977). Bed load transport in open channel. 17th IAHR congress, Baden-Baden.
- Weber, S.L. (1991a). Eddy-viscosity and drag-law models for random ocean wave dissipation. *Journal of Fluid Mechanics*, 232, 73–98.
- Weber, S.L. (1991b). Bottom friction for wind sea and swell in extreme depth-limited situations. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 149–172.
- Weeks, A. et Simpson, J.H. (1991). The measurement of suspended particulate concentrations from remotely sensed data. *Int. J. Remote Sensing*, 12, 725–737.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30, 377–392.
- Werner, F.E. et Lynch, D.R. (1989). Harmonic Structure of English Channel/southern Bight tides from a wave equation simulation. *Advances in Water Resources*, 12, 121–142.
- Westrich, B., (1976). Simulation of mass exchange in dead zones for steady and unsteady flow conditions. *Proc. International Symposium, Unsteady Flow in Open Channels*, Newcastle-Upon-Tyne, v. G3-23.
- Westrich, B., (1977). Discussion : Am. Soc. Civil Engineers. *Jour. Hydraulics Division.*, v. 103, N°. HY2, 203–205.
- Whitham, G.B. (1974). *Linear and Nonlinear Waves*. John Wiley, New York.
- Wiberg, P.L. et Harris, C.K. (1994). Ripple geometry in wave-dominated environments. *Journal of Geophysical Research*, 99, 775–789.
- Wikramanayake, P.N. (1993). *Velocity profiles and suspended sediment transport*. PhD thesis, Department of Civil and Environment Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Wilson, K.C. (1986). Bed-load transport at high shear stress. *J. Hydr. Div.*, Proc. ASCE, 92, HY6, 49–59.
- Wilson, K.C. (1989). Friction on wave induced sheet flow. *Coastal Engineering*, 13, 371–379.

Bibliographie

- Wooding, R.A., Bradley, E.F. et Marshall, J.K. (1973). Drag due to regular arrays of roughness elements of varying geometry. *Boundary Layer Met.*, 5, 285–308.
- Wright, L.D., Guza, R.T. et Short, A.D. (1982). Dynamics of a high energy dissipative surf zone. *Journal of Marine Geology*, 45, 41–62.
- Wright, L.D. (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves. Introduction to the Problem of Inner Continental Shelf Morphodynamics*. CRC Marine science series, M.J. Kennish and P.L. Lutz Eds, 1–12.
- Yalin, M.S. (1963). An expression for bed-load transportation. *Proceedings ASCE*.
- Yalin, M.S. (1972). *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, New York, 290 p.
- Yalin, M.S. (1985). On the determination of ripple geometry. *Journal of Hydraulic Division*, 111, 8, 1148–1155.
- You, Z.J., Wilkinson, D.L., et Nielsen, P. (1991). Velocity distributions of waves and currents in the combined flow. *Coastal Engineering*, 15, 525–543.
- Zhang, H., Madsen, O.S., Sannasiraj, S.A. et Chan, E.S. (2004). Hydrodynamic model with wave-current interaction in coastal regions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 317–324.

Liste des figures

1.1	Définition des diverses entités de la zone côtière.	18
1.2	Illustration des principaux processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires côtiers hormis les apports fluviaux (Chapalain, 2004, d'après Wright <i>et al.</i> , 1982).	18
1.3	Bathymétrie de la plate-forme continentale Est-Atlantique.	19
1.4	Image NOAA 11 AVHRR de réflectance de surface en Manche orientale (Kergomard <i>et al.</i> , 1993).	20
1.5	Echelles-clés des processus étudiés.	23
2.1	La Manche et ses abords.	25
2.2	Principales entités constitutives de la Manche et ses abords.	26
2.3	Répartition spatiale des prélèvements des campagnes du programme « RCP 378 Benthos de la Manche ».	27
2.4	Répartition spatiale des sédiments superficiels en Manche (Larsonneur <i>et al.</i> , 1982).	28
2.5	Amplitude (a) et phase (b) de l'onde de marée M_2 observées sur la maquette de la Manche au 1/50000 ème installée sur la plaque tournante CORIOLIS de l'Institut Mécanique de Grenoble (IMG) (Chabert d'Hières et Le Provost, 1978).	29
2.6	Vitesse maximale du courant de marée en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) simulée par le modèle TELEMAC (EDF, 2001) (SHOM, 2000).	31
2.7	Trajectoires et intensités (en m s^{-1}) des courants à long terme simulées, pour une marée moyenne, en l'absence de vent (Salomon et Breton, 1993).	31
2.8	Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coefficient 70) sur un fond supposé non-ridé ($z_0 = 0,0035$ m) calculée par le modèle 3D COHERENS (Section 5.2).	32
2.9	Synthèse des observations de houle en Manche entre 1960 et 1980 (Météo-France, 1991).	33
2.10	Fronts thermiques sur le plateau continental Nord-Européen localisés sur la base du paramètre de Pingree et Griffiths (1978), $S = 1,5$ (ligne en gras). $S > 2$ correspond aux régions stratifiées en période estivale, $S < 1$ indique les zones qui restent bien mélangées tout au long de l'année (Pingree et Griffiths, 1978).	34
2.11	Concentration de matière en suspension (en mg l^{-1}) à proximité de la surface en Manche orientale au début du mois de septembre 1994. La localisation des stations d'échantillonnage est représentée par un cercle \circ (Velegrakis <i>et al.</i> , 1999).	36
2.12	Flux de transport sédimentaire par charriage en Manche (Hamilton, 1979).	36

Liste des figures

2.13	Bathymétrie (en m) du détroit du Pas-de-Calais (d'après les données fournies par Jean-Claude Salomon).	37
2.14	Principaux bancs dans le détroit du Pas-de-Calais (d'après Dewez <i>et al.</i> , 1989).	38
2.15	Nature des sédiments superficiels (Barbier <i>et al.</i> , 1986).	39
2.16	Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer (Augris <i>et al.</i> , 1987).	40
2.17	Répartition annuelle moyenne des vents à Boulogne-sur-Mer entre 1949 et 1976 (Centre Météorologique Départemental de Boulogne-sur-Mer, d'après Clabaut, 1988).	42
2.18	Histogrammes de la hauteur et de la période maximale à Boulogne-sur-Mer (Allen et Delannoy, 1990).	43
2.19	Histogrammes de la hauteur et de la période maximale à Dunkerque (Allen et Delannoy, 1990).	43
2.20	Salinité de surface observée en Manche orientale les 10 et 11 avril 1988 (Brylinski <i>et al.</i> , 1991).	44
2.21	Bathymétrie (en m) de la Mer d'Iroise (d'après les données du modèle numérique de terrain du SHOM).	45
2.22	Bathymétrie (en m) de la Baie de Douarnenez (d'après les données du modèle numérique de terrain du SHOM).	46
2.23	Cartographie des types sédimentaires pour les fonds de la Mer d'Iroise (Raffin, 2003).	47
2.24	Cartographie des types sédimentaires des fonds de la rade de Brest (Troadec et Le Goff (coordonnateurs) <i>et al.</i> , 1997).	50
2.25	Carte des formations superficielles de la Baie de Douarnenez (Augris <i>et al.</i> , 2005).	50
2.26	Carte des stations ayant fait l'objet d'un échantillonnage biologique (mai-juin 2001) (Blanchet <i>et al.</i> , 2004).	51
2.27	Répartition des prélèvements effectués en Mer d'Iroise depuis 2003.	51
2.28	Répartition spatiale de l'intensité maximale des courants de marée moyennés sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coefficient 95) (dans Le Berre, 1999).	52
2.29	Répartition annuelle des vents à la pointe du Raz entre 1984 et 2003 (SHOM, 2006, d'après Météo-France).	53
2.30	Hauteur significative et période de la houle à la pointe du Toulinguet (source CETMEF).	54
2.31	Epure de réfraction pour une houle de Nord-Ouest et 15 s de période (STCPNVM, 1986).	54
2.32	Images satellitales de la distribution de la température de surface en vive-eau (a) et en morte-eau (b) à la fin de l'été (Morin <i>et al.</i> , 1993).	56
2.33	Distribution verticale de la température (en °C) selon le transect A-B en vive-eau (a) et en morte-eau (b) (d'après Morin <i>et al.</i> , 1993).	56
3.1	Benne Shipeck. En médaillon, le godet semi-cylindrique rempli de sédiment.	60
3.2	Benne Smith-McIntyre.	60
3.3	Bouée houlographique DATAWELL Waverider de 0,9 m de diamètre, équipée d'une antenne HF pour la transmission des données en temps réel.	60
3.4	Courantomètre-houlographe S4DW.	60
3.5	Courantomètre-houlographe VECTOR (NORTEK).	60

Liste des figures

3.6	Spectre de la variance du module de la vitesse décrivant la méthode de traitement de Soulsby et Humphery (1990).	61
3.7	Station d'Acquisition de Mesures Benthique Autonome (SAMBA) lors de son immersion depuis le N/O INSU-CNRS « Côtes de la Manche » (en bleu, l'ADCP). . .	61
3.8	Détails des capteurs de la couche limite de fond installés sur SAMBA : Courantomètre électromagnétique Marsh-McBirney, Inc. (MMI), courantomètre acoustique VECTOR et Optical Backscattering Sensor (OBS).	61
3.9	Echantillonneur MULTiple (ECMUL) lors de son immersion.	64
3.10	HYDROBIOS lors de son immersion.	64
3.11	Localisation des sites expérimentaux le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.	65
3.12	Répartition des prélèvements effectués autour des sites de mesure.	66
3.13	Chroniques du module et de la direction repérée par rapport au Nord dans le sens horaire de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).	68
3.14	Chroniques de la hauteur significative et du module de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998).	68
3.15	Chronique du rapport $X = \tau_c / (\tau_c + \tau_w)$ mesurée au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	69
3.16	Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 5 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).	71
3.17	Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.	72
3.18	Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99 (août 1999).	72
3.19	Chroniques de la CSS mesurées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.	73
3.20	Chroniques de la CSS mesurées à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX (juillet 2000).	73
3.21	Distributions granulométriques ("counts" du coulter) de sédiment échantillonné dans la colonne d'eau à marée basse le 5 juillet 2000 (coefficient 99) (a) et le 8 juillet 2000 (coefficient 63) (b) au site de Wimereux (campagne DIVERFLUX) (données de R. Lafite, UMR 6143, CNRS, Universités de Caen et Rouen, M2C).	74
3.22	Courbe de calibration du signal acoustique rétro-diffusé du profileur de courant à effet Doppler au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	75
3.23	Chroniques de la MES et du module de la vitesse mesurées à 6,63 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	75
3.24	Chroniques de la hauteur significative de houle et de la MES à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98 (octobre 1998).	76

Liste des figures

3.25	Chroniques de la surface libre et de la MES à 0,3 m au-dessus du fond mesurées au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	76
3.26	Localisation des instruments déployés en Baie de Douarnenez de 2005 à 2006, lors des campagnes EPIES 1 (EP.1) , EPIES 2 (EP.2) , TRAVIES 1 (TR.1) et TRAVIES 2 (TR.2) (Vect. : VECTOR, S4 :S4DW, Hydr. :HYDROBIOS et ECM. :ECMUL). 78	78
3.27	Localisation des houlographes déployés durant les campagnes EPIES et TRAVIES. 78	78
3.28	Localisation des prélèvements récoltés depuis 2003 en Mer d'Iroise proche.	80
3.29	Chroniques des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW1 (large), DW2 (entrée de la Baie de Douarnenez) et DW3 (face à la plage de Pentrez) durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	82
3.30	Répartitions spectrales de l'énergie des vagues aux bouées DW1 (ligne noire), DW2 (ligne bleue) et DW3 (ligne rouge) le 19 avril 2005 à 12h00 (TU) (campagne EPIES 1).	83
3.31	Chroniques du module de la vitesse du vent mesurée au sémaphore de la pointe du Raz et de la hauteur significative de houle mesurée à la bouée DW3 durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	83
3.32	Chroniques du module de la vitesse du vent mesurée au sémaphore de la pointe du Raz et des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW2, à l'entrée de la Baie de Douarnenez, et DW3, devant la plage de Pentrez, durant la campagne EPIES 2 (septembre 2005).	84
3.33	Chroniques des hauteurs significatives de houle mesurées aux bouées DW1, DW2 et DW3 durant les campagnes TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006).	84
3.34	Chroniques du module de la vitesse mesurée à 0,88 m au-dessus du fond au site de Pentrez et à 1,00 m au-dessus du fond au site de Sainte-Anne-la-Palud durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	86
3.35	Chroniques du module de la vitesse mesurées à 0,3 m au-dessus du fond aux sites de Morgat et Pentrez et à 0,37 m au-dessus du fond au site de Sainte-Anne-la-Palud durant la campagne EPIES 2 (septembre 2005).	86
3.36	Chroniques de la hauteur significative de houle et de la MES à 0,28 m au-dessus du fond mesurées au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	87
4.1	Etapés sucessives de la méthode d'interpolation spatiale (Leprêtre <i>et al.</i> , 2006). . .	93
4.2	Histogramme des valeurs propres de l'AFS du tableau de données des campagnes « RCP 378 Benthos de la Manche » correspondant aux variances du nuage de points projeté sur les axes factoriels.	96
4.3	Répartitions spatiales en Manche du diamètre médian ϕ_{50} , calculées par la technique mixte AFS-krigeage (a) et par un krigeage direct de la médiane observée (b). Le diamètre médian est représenté selon l'échelle de Wentworth (1922) $\phi_{50} = -\log(d_{50})/\log(2)$ où d_{50} est exprimé en mm.	97
4.4	Comparaison du diamètre médian ϕ_{50} restitué le long de deux radiales orthogonales orientées Ouest-Est (a) et Sud-Nord (b) et se croisant au site d'Hardelot.	98

Liste des figures

4.5	Répartition spatiale du diamètre médian ϕ_{50} en Mer d'Iroise, Baie de Douarnenez et Rade de Brest calculée par la technique mixte AFS-krigeage.	101
4.6	Comparaison du diamètre médian restitué le long de deux radiales orientées Ouest-Est (a) et Sud-Nord (b) et passant par le point de coordonnées ($4^{\circ}37'0''W$, $48^{\circ}16'0''N$) (centre de la Baie de Douarnenez).	102
4.7	Localisation des points d'échantillonnage en Baie de Douarnenez.	105
4.8	Comparaison de la distance de Hellinger entre les échantillons interpolés et les échantillons mesurés aux 45 prélèvements irréguliers effectués en Baie de Douarnenez.	106
4.9	Comparaison des distributions granulométriques observées (trait continu) et prédites (trait pointillé) en une sélection de 8 échantillons irréguliers présentant un écart sur la distance de Hellinger inférieur à 0,25.	107
4.10	Comparaison des distributions granulométriques observées et prédites en une sélection de 8 échantillons irréguliers présentant un écart sur la distance de Hellinger supérieur à 0,60.	108
4.11	Localisation de la sélection d'échantillons irréguliers sur la carte du diamètre médian ϕ_{50}	109
4.12	Différences entre les distances de Hellinger entre distributions prédites et observées respectivement à partir de 223 et 55 échantillons réguliers.	109
4.13	Localisation des 5 points de l'échantillonnage irrégulier présentant un écart supérieur à 0,05 sur l'histogramme de la Figure 4.12.	110
4.14	Différences entre les distances de Hellinger entre distributions prédites et observées respectivement à partir d'un filtrage retenant les 6 axes dominants et une recombinaison complète avec les 17 axes factoriels.	110
5.1	Influence de la stratification sur les profils de vitesse en fonction de la vitesse de frottement u_* et de la granulométrie du sédiment (Soulsby et Wainwright, 1987). $b = w_s / \kappa u_*$ avec w_s la vitesse de chute des particules sédimentaires considérées.	117
5.2	Position des variables sur une grille Arakawa de type C (d'après Luyten <i>et al.</i> , 1999a). Les indices i , j et k indiquent respectivement la position de la cellule de calcul le long de la longitude, de la latitude et de la verticale. La variable ψ se réfère aux différentes quantités scalaires non-turbulentes calculées au centre de la grille (concentration de sédiment en suspension, température, salinité).	127
5.3	Résolutions verticales obtenues à partir d'un maillage en coordonnées σ uniforme, du maillage proposé par Johns <i>et al.</i> (1983) et de celui intégrant un sous-maillage dans la demi-cellule de fond, pour 14 niveaux verticaux dans chaque cas.	128
5.4	Description schématique de la méthode de résolution du flux de dépôt près du fond.	128
5.5	Emprises de WAM sur le plateau continental Est-Atlantique (Prandle <i>et al.</i> , 2000).	131
5.6	Zones pour les prévisions de houle du SHOM par WW3 en Manche et emboîtement des modèles WW3-SWAN en Mer d'Iroise.	131
5.7	Emprise et maillage du modèle TOMAWAC d'états de mer océanique (Benoit, 2006).	131
5.8	Emprise et maillage du modèle TOMAWAC d'états de mer côtier (Benoit, 2006).	131

Liste des figures

5.9	Représentation schématique du phénomène d'interaction non-linéaire entre les contraintes de cisaillement dues au courant τ_c et à la houle τ_w (Soulsby <i>et al.</i> , 1993). τ_m et τ_{max} sont respectivement les contraintes de cisaillement moyenne et maximale au cours d'un cycle de houle.	141
5.10	Exemples de profils verticaux de viscosité turbulente indépendants du temps sur la période de la houle, en interaction houle-courant (Fredsoe et Deigaard, 1992, d'après Justesen, 1988).	141
5.11	Comparaison de la contrainte de cisaillement moyenne τ_m et de la contrainte de cisaillement maximale τ_{max} obtenues à partir de 8 modèles différents d'interaction houle-courant (Soulsby <i>et al.</i> , 1993).	142
5.12	Profils de viscosité turbulente verticale retenus.	144
5.13	Procédure de calcul des composantes du modèle d'interaction houle-courant en couche limite benthique.	145
5.14	Principaux modes de transport des particules sédimentaires (Leeder, 1982). Le fond sédimentaire est représenté par les traits horizontaux à la base des schémas.	148
5.15	Pourcentages relatifs de transport par charriage, saltation et suspension en fonction des contraintes exercées près du fond (Abbott et Francis, 1977).	148
5.16	Trajectoires de particules sédimentaires en saltation et en suspension (Dyer, 1986).	148
5.17	Schéma de formation et d'éjection périodiques des tourbillons au voisinage de rides (d'après Nielsen, 1979).	149
5.18	Définition de la hauteur de référence z_{ref} (d'après Van Rijn, 1984b).	149
5.19	Nombre de Shields critique θ_{cr} pour différents diamètres sédimentaires adimensionnels D_* mesuré en situation de courant et/ou de houle et comparé aux modèles proposés par Shields (1936) et Soulsby et Whitehouse (1997) (Soulsby, 1997).	152
5.20	Procédures de calcul de la contrainte de cisaillement superficiel τ_{skin} en condition de marée seule et de houle superposée à un courant de marée en présence de rides de courant, et en condition de houle dominante en présence de rides de houle.	154
5.21	Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de 150 μm , une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de 3,5 cm s^{-1} et une vitesse orbitale de 1,5 m s^{-1} près du fond.	156
5.22	Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de 150 μm , une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de 3,5 cm s^{-1} et une vitesse orbitale de 0,9 m s^{-1} près du fond.	157
5.23	Profils de viscosité verticale, de courant et de CSS obtenus à partir des modèles de Grant et Madsen (1979) (a), Smith (1977) modifié (b) et Wikramanayake (1993) (c) pour un sédiment de 150 μm , une profondeur de 15 m, une vitesse de frottement de 3,5 cm s^{-1} et une vitesse orbitale de 0,4 m s^{-1} près du fond.	158
5.24	Description schématique des méthodes permettant le calcul du flux de dépôt près du fond : utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (a) et utilisation d'un profil analytique de concentration (b).	159

Liste des figures

5.25	Présentation de la configuration de type canal.	163
5.26	Profils verticaux de concentration d'un sédiment de 100 μm de diamètre en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^2$ et une profondeur de 20 m, obtenus analytiquement et par la méthode du profil de CSS à partir de trois niveaux de références : $z_{ref} = d_{50}/12$, $z_{ref} = 8 \text{ mm}$ et z_{ref} recommandé par Smith et Mc Lean (1977).	163
5.27	Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^2$ et une profondeur de 20 m, obtenus analytiquement à partir d'un profil de Rouse (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).	164
5.28	Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension à l'équilibre pour une contrainte de cisaillement de fond de $2,3 \text{ N m}^2$ et une profondeur de 50 m, obtenus analytiquement à partir d'un profil de Rouse, par la méthode du profil de CSS et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond.	164
5.29	Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 150 μm de diamètres en suspension aux pointes de flot d'une onde semi-diurne de 1,5 m d'amplitude imposée en condition limite d'un canal de 50 m de profondeur, obtenus à partir du modèle unidimensionnel (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).	165
5.30	Profils verticaux de concentration de sédiments de 50, 100 et 300 μm de diamètres en suspension aux pointes de flot d'un courant semi-diurne de 1,5 m d'amplitude imposée en condition limite d'un canal de 20 m de profondeur et pour une houle stationnaire de 2 m de hauteur h_{m0} , de 10 s de période, dirigée d'Ouest en Est, obtenus à partir du modèle unidimensionnel (ligne noire), par la méthode du profil de CSS (ligne rouge) et par la méthode basée sur l'utilisation d'un sous-maillage dans la demi-cellule verticale de fond (ligne bleue).	165
5.31	Effet de masquage/exposition (d'après Villaret, 2003).	169
5.32	Intercomparaison des formules de corrections proposées par Egiazaroff (1965), Wang (1977) et Day (1980) pour différentes tailles de particules sédimentaires.	169
5.33	Représentation schématique de l'enfoncement des particules grossières de diamètre d_1 sur un lit de sédiments fins de diamètre d_2 (a) , évolution de la contrainte critique de mise en mouvement de ces sédiments grossiers en fonction de leur enfoncement (b) (Raudviki et Ettema, 1982).	170
5.34	Développement des figures sédimentaires en fonction du diamètre des sédiments de fond et du nombre de Shields (Dyer, 1986).	172
5.35	Types de figures de fond : (a) les rides de courant, (b) les rides de houle (Soulsby, 1997).	172

Liste des figures

5.36	Evolutions du paramètre de rugosité en fonction du diamètre des sédiments de fond calculées à partir des modèles géométriques de Yalin (1985) et Soulsby (1997) pour les rides de courant et comparées aux mesures de Soulsby (1983).	174
5.37	Evolutions de la contrainte de cisaillement globale et de la contrainte de cisaillement superficiel pour un courant de $0,7 \text{ m s}^{-1}$ à 5 m au-dessus du fond, calculées à partir des modèles géométriques de Yalin (1985) et Soulsby (1997) pour les rides de courant.	174
5.38	Evolution du coefficient de frottement de fond f_w en fonction du nombre de Shields normalisé θ'_w/θ_{cr} calculée à partir du modèle de Tolman (1994) pour un sédiment de $300 \mu\text{m}$ et une houle de 10 s de période.	178
5.39	Procédures de calcul du paramètre de rugosité des rides de houle par les modèles de Soulsby-Nielsen-Swart, de Tolman (1994) avec et sans prise en compte des effets de dissipation de la houle par frottement sur le fond.	179
5.40	Evolution du paramètre de rugosité z_0 en fonction de l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond, $u_{b,rms}$, calculée à partir des modèles de Soulsby-Nielsen-Swart et Tolman (1994) pour un sédiment de $300 \mu\text{m}$ et une houle de 10 s de période. . .	180
5.41	Evolutions du maximum du paramètre de rugosité z_0 et de l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ correspondante en fonction de la taille des grains, calculées à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart pour une houle de 10 s de période.	180
5.42	Evolutions du maximum du paramètre de rugosité z_0 et de l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ correspondante en fonction de la taille des grains, calculées à partir du modèle de Tolman (1994) pour une houle de 10 s de période. . . .	181
5.43	Description des étapes et modules de la chaîne de Modélisation Intégrée pour la Simulation des TRANsports Littoraux MISTRAL.	183
6.1	Domaines de calcul #1 et #2. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1.	187
6.2	Répartition spatiale du diamètre médian ϕ_{50} dans le détroit du Pas-de-Calais calculée par la technique mixte AFS-krigeage.	189
6.3	Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des quatres premières classes granulométriques imposées dans le modèle numérique le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.	189
6.4	Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à $0,3$, $0,6$, $0,9$ et $1,4 \text{ m}$ au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).	191
6.5	Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 5 et 8 m au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97.	192
6.6	Evolution du premier niveau de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97.	192
6.7	Chroniques de l'énergie cinétique mesurées et prédites à $0,3$, $0,6$, $0,9$ et $1,4 \text{ m}$ au-dessus du fond au site d'Hardelot durant la campagne ESPRIS'97.	193

Liste des figures

6.8	Chroniques de la concentration de sédiment en suspension (CSS) totale mesurée et prédites à partir des deux méthodes de calcul du flux de dépôt près du fond décrites à la Section 5.5.2.4, à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	196
6.9	Chroniques de la CSS totale et des CSS des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) prédites à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	196
6.10	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot à l’initiation du flot dans l’après-midi du 21 septembre 1997. La miniature indique l’évolution de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) au site d’Hardelot au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 20 septembre 1997 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de vitesse de frottement de peau supérieure à $2,5 \text{ cm s}^{-1}$. Les vecteurs correspondent aux courants moyennés sur la verticale (en m s^{-1}).	197
6.11	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot au pic de concentration de silt en suspension en flot dans l’après-midi du 21 septembre 1997.	197
6.12	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot à l’initiation du jusant dans l’après-midi du 21 septembre 1997.	198
6.13	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site d’Hardelot au pic de concentration de silt en suspension en jusant dans l’après-midi du 21 septembre 1997.	198
6.14	Réduction des proportions de sédiments disponibles dans les deux premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$ et $d_2 = 75 \mu\text{m}$) par la prise en compte des 88 prélèvements récoltés autour du site d’Hardelot.	201
6.15	Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir de l’échantillonnage initial de Cabioch (1977) et de l’échantillonnage complet à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	201
6.16	Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir des paramétrisations de Yalin (1985) et Soulsby (1997) à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	202
6.17	Chroniques de la composante Sud-Nord du courant mesurée et prédites à partir des paramétrisations de Yalin (1985) et Soulsby (1997) à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	202
6.18	Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites à partir d’une fermeture turbulente de type $k - \varepsilon$ à deux équations et $k - l$ à une équation à 5 m au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	203
6.19	Chroniques de l’énergie cinétique turbulente mesurée et prédites à l’aide des modèles $k - \varepsilon$ et $k - l$ à 0,3 (a) et 5 m (b) au-dessus du fond au site d’Hardelot durant la campagne ESPRIS’97.	203

Liste des figures

6.20	Profils verticaux du coefficient de diffusion turbulente A_T prédits à l'aide des modèles $k-\varepsilon$ et $k-l$ au site d'Hardelot au premier pic de cisaillement de flot du 21 septembre 1997 (ESPRIS'97).	204
6.21	Evolutions temporelles de la structure verticale de la concentration de silt en suspension prédites à l'aide des modèles $k-\varepsilon$ (a) et $k-l$ (b) au site d'Hardelot le 21 septembre 1997 (ESPRIS'97).	204
6.22	Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97 (septembre 1997).	207
6.23	Chroniques du module et de la direction de la vitesse à 5 et 8 m au-dessus du fond mesurées et prédites au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.	208
6.24	Evolution du premier niveau de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.	208
6.25	Chroniques de l'énergie cinétique mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS'97.	209
6.26	Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 0,3 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99 (août 1999).	210
6.27	Chroniques de l'énergie cinétique mesurée et prédite à 0,9 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.	210
6.28	Chroniques de la CSS totale mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.	213
6.29	Evolutions temporelles de la structure verticale de la CSS totale et des concentrations des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) en suspension à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Merlimont le 28 août 1999 (MEMPHYS'99).	214
6.30	Chroniques de la CSS totale et des concentrations des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) en suspension prédites à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'99.	214
6.31	Champs de concentration de sable fin en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en jusant dans la matinée du 27 août 1999. Les miniatures indiquent les évolutions respectives de la concentration de sable fin en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) et de la vitesse de frottement de peau (en cm s^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 26 août 1999 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de vitesse de frottement de peau supérieure à $2,1 \text{ cm s}^{-1}$	215
6.32	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont à la fin du jusant dans la matinée du 27 août 1999.	215

Liste des figures

6.33	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en flot dans la matinée du 27 août 1999.	216
6.34	Champs de concentration de sable très fin et de sable fin en suspension à proximité de la surface autour du site de Merlimont au pic de cisaillement en flot dans la matinée du 27 août 1999.	216
6.35	Exemple de courbes de calibration du néphélomètre pour différents types de sédiments en suspension (“D and A Instrument Company”, 1991).	217
6.36	Chroniques de la CSS totale mesurée par OBS (axe gauche) et prédite (axe droit) à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne ESPRIS’97. . . .	217
6.37	Chroniques de la hauteur h_{m0} (a), de la période de pic (b), de la direction de propagation repérée par rapport à la longitude dans le sens trigonométrique (c), de la vitesse orbitale, $u_{b,rms}$ (d), mesurées et prédites, et de la hauteur d’eau mesurée (d) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98 (octobre 1998).	220
6.38	Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) avec et sans prendre en compte la houle à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98 (octobre 1998).	223
6.39	Chroniques du module de la vitesse à 1,4 m au-dessus du fond (a) et des deux premiers niveaux de calcul de la composante horizontale de la vitesse au-dessus du fond (b) prédites au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98.	224
6.40	Chroniques de la vitesse de frottement due au courant u_{*c} mesurée et prédites avec et sans prendre en compte la houle, à partir du modèle d’interaction présenté à la Section 5.4.2, au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98.	224
6.41	Chroniques de la CSS totale mesurée et prédites sans et avec prise en compte des conditions de houle à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98.	227
6.42	Champs de la CSS totale à proximité du fond sans (a) et avec (b) prise en compte des conditions de houle autour du site de Merlimont au pic de CSS de tempête du 8 octobre 1998. Les miniatures indiquent, pour chaque simulation, les évolutions de la CSS totale à proximité du fond (en mg l^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 5 octobre 1998 à 00h00.	227
6.43	Chroniques de la CSS totale et des CSS des quatre premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$, $d_3 = 150 \mu\text{m}$ et $d_4 = 350 \mu\text{m}$) prédites à 0,3 m au-dessus du fond au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS’98.	228
6.44	Chroniques des contraintes de cisaillement de peau prédites au site de Merlimont durant les campagnes MEMPHYS’99 (a) et MEMPHYS’98 (b). Les zones remplies de bleu correspondent aux aires de dépassement de la contrainte critique de mise en mouvement des sables fins ($d_3 = 150 \mu\text{m}$) calculée d’après la formule de Soulsby et Whitehouse (1997).	228

Liste des figures

6.45	Champs de concentration de sable moyen en suspension à proximité du fond autour du site de Merlimont en pointes de jusant (a) et de flot (b) au pic de tempête du 8 octobre 1998. Les miniatures indiquent l'évolution de la concentration de sable moyen en suspension à proximité du fond (en mg l^{-1}) au site de Merlimont au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 5 octobre 1998 à 00h00.	229
6.46	Chroniques de la vitesse de frottement liée au courant u_{*c} mesurée et prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell <i>et al.</i> (1990) et du modèle de Soulsby <i>et al.</i> (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	232
6.47	Chroniques de la vitesse de frottement liée à la houle u_{*wm} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell <i>et al.</i> (1990) et du modèle de Soulsby <i>et al.</i> (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	232
6.48	Chroniques de la vitesse de frottement totale u_{*cw} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell <i>et al.</i> (1990) et du modèle de Soulsby <i>et al.</i> (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	233
6.49	Chroniques de l'épaisseur de la couche limite de houle δ_w prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell <i>et al.</i> (1990) et du modèle de Soulsby <i>et al.</i> (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	233
6.50	Chroniques du paramètre de rugosité apparente z_{0c} prédites à partir du modèle présenté Section 5.4.2, du modèle de Signell <i>et al.</i> (1990) et du modèle de Soulsby <i>et al.</i> (1993) au site de Merlimont durant la campagne MEMPHYS'98.	233
6.51	Chroniques du module et de la direction de la vitesse repérée par rapport au Nord dans le sens horaire, mesurées (ligne continue) et prédites (ligne en pointillés) à 0,3, 0,6 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX (juillet 2000).	235
6.52	Chroniques du module et de la direction de la vitesse mesurées et prédites à 6,63 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	236
6.53	Chroniques de l'énergie cinétique turbulente mesurées et prédites à 0,3, 0,6 et 0,9 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	236
6.54	Chroniques de la composante Sud-Nord du courant à 0,9 m au-dessus du fond et de la hauteur d'eau mesurées au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	237
6.55	Disposition des centres des grilles de calcul dans le plan horizontal autour du site de Wimereux.	237
6.56	Chroniques de la CSS totale mesurées et prédites à 0,3, 0,6, 0,9 et 1,4 m au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	240
6.57	Chroniques de la CSS totale et des CSS des trois premières classes ($d_1 = 25 \mu\text{m}$, $d_2 = 75 \mu\text{m}$ et $d_3 = 150 \mu\text{m}$) à 0,3 m au-dessus du fond (a) et de la contrainte de cisaillement de peau près du fond (b) prédites au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	241
6.58	Chroniques du module (a) et des composantes Sud-Nord (b) et Ouest-Est (b) de la vitesse en surface mesurées par le SHOM face à Boulogne-sur-Mer à partir du 24 juin 1976 pour des coefficients de marée compris entre 47 et 92 (Clabaut, 1988).	242

Liste des figures

6.59	Répartition spatiale en Manche orientale de la différence absolue de phase entre les ondes diurnes O_1 et K_1 déterminée à partir des harmoniques de marée calculées par Dr. José Ozer (MUMM) (communication personnelle).	243
6.60	Répartition spatiale en Manche orientale de l'amplitude des ondes diurnes O_1 (a) et K_1 (b) calculées par José Ozer (communication personnelle).	243
6.61	Champs de concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Wimereux à la fin du flot dans la matinée du 5 juillet 2000. Les miniatures indiquent les évolutions respectives de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface (en mg l^{-1}) et de la vitesse de frottement de peau près du fond (en cm s^{-1}) au site de Wimereux au cours du temps exprimé en jours décimaux à compter du 2 juillet 2000 à 00h00. Le champ grisé indique les valeurs hors échelle de la vitesse de frottement de peau supérieures à $3,5 \text{ cm s}^{-1}$	244
6.62	Champs de la concentration de silt en suspension à proximité de la surface et de la vitesse de frottement de peau près du fond autour du site de Wimereux au pic de cisaillement en jusant dans la matinée du 5 juillet 2000.	244
6.63	Evolution temporelle de la structure verticale de CSS totale à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	245
6.64	Evolution temporelle de la structure verticale de la concentration de sable fin en suspension à travers les 10 premiers mètres au-dessus du fond au site de Wimereux durant la campagne DIVERFLUX.	245
6.65	Chroniques de CSS totale à proximité du fond prédites aux trois sites expérimentaux de la zone atelier du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais à partir du 2 mars 2006.	249
6.66	Roses de courant prédites par le SHOM (en rouge) et issues du modèle COHERENS « modifié » (en bleu) pour une marée de vive-eau moyenne (coeff. 95) dans le détroit du Pas-de-Calais.	251
6.67	Répartitions spatiales de la contrainte de cisaillement totale $\tau_{c,max}$ (a) et de la vitesse de frottement $u_{*c,max}$ (b) maximales au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) dans le détroit du Pas-de-Calais.	255
6.68	Répartitions spatiales de la contrainte de cisaillement superficiel $\tau'_{c,max}$ (a) et de la vitesse de frottement de peau $u'_{c,max}$ (b) maximales au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) dans le détroit du Pas-de-Calais.	256
6.69	Pourcentage du temps pendant lequel le critère de mobilité du diamètre médian des sédiments de fond est atteint au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70).	257
6.70	Champs de CSS totale moyennée sur la verticale en pointes de jusant (a) et de flot (b) d'un cycle de marée moyenne. La miniature indique, dans chaque cas, l'évolution de la contrainte de cisaillement superficiel près du fond τ'_c (en N m^2) au centre du détroit ($X = 1^\circ 502 \text{ E}, Y = 51^\circ 010 \text{ N}$) au cours du temps exprimé en jours décimaux.	258
6.71	Illustration de résultats relatifs aux mises en suspension de sédiment issus de l'étude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la marée.	259

Liste des figures

6.72	Champs de CSS totale à proximité de la surface en pointes de jusant (a) et de flot (b) d'un cycle de marée moyenne.	260
6.73	Champs de hauteur h_{m0} pour une houle de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b) dans le détroit du Pas-de-Calais.	264
6.74	Répartitions spatiales du rapport $X = \tau_{c,max}/(\tau_{c,max} + \tau_{w,max})$ au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) pour une houle de tempête ($h_{m0} = 2,5$ m et $T_p = 6,5$ s) de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b)	265
6.75	Facteurs d'accentuation (exprimés en %) de la mobilité du diamètre médian au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70) pour une houle de tempête ($h_{m0} = 2,5$ m et $T_p = 6,5$ s) de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Est (b)	266
6.76	Champs de CSS totale moyennée sur la verticale aux pointes de jusant (a) et de flot (b) d'une marée moyenne (coeff. 70) en présence d'une houle de secteur Sud-Ouest de 2,5 m et 6,5 s de période de pic. La miniature indique, dans chaque cas, l'évolution de la contrainte de cisaillement superficiel totale près du fond τ'_{cw} (en $N\ m^2$) au centre du détroit au cours du temps exprimé en jours décimaux.	267
6.77	Champs de CSS totale moyennée sur la verticale aux pointes de jusant (a) et flot (b) d'une marée moyenne (coeff. 70) en présence d'une houle de secteur Nord-Est de 2,5 m et 6,5 s de période de pic.	268
6.78	Illustration de résultats relatifs aux mises en suspension de sédiment issus de l'étude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la houle superposée à un courant de marée.	269
6.79	Domaines de calcul #1 et #2. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1.	272
6.80	Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des six premières classes granulométriques de diamètre inférieur à 2 mm.	274
6.81	Répartition spatiale du paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$	275
6.82	Répartition spatiale du paramètre de rugosité de fond ridé z_0 calculée à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). Les zones grisées correspondent aux fonds ne développant pas de rides ($d_{50} < 800\ \mu m$).	275
6.83	Répartitions spatiales de la vitesse de frottement maximale $u_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédites à partir d'un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035$ m (a) et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ (b)	278
6.84	Différentiel de la vitesse de frottement maximale $u_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne liée à la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond $z_0 = d_{90}/10$ par rapport à la situation d'une rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.	279
6.85	Lignes d'égales amplitude (en m) (a) et phase (en degrés) (b) de l'onde M_2 prédites pour un paramètre de rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.	279
6.86	Différentiel d'amplitude de l'onde M_2 prédit entre une paramétrisation de la rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$. Les valeurs positives correspondent aux atténuations imputables à l'hétérogénéité des sédiments superficiels.	280

Liste des figures

6.87	Différentiel de phase de l'onde M_2 entre une paramétrisation de la rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m et variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$. Les valeurs positives correspondent à un retard de phase imputable à l'hétérogénéité des sédiments superficiels.	280
6.88	Différentiel d'amplitude de l'onde M_2 entre une paramétrisation de la rugosité de fond variable spatialement $z_0 = d_{90}/10$ et intégrant les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985). Les valeurs positives correspondent aux atténuations imputables aux rides.	281
6.89	Répartition spatiale de la vitesse de frottement de peau maximale $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne prédite à partir d'un paramètre de rugosité variable spatialement et intégrant l'effet des rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985).	286
6.90	Différentiel de la vitesse de frottement de peau maximale $u'_{*c,max}$ au cours d'un cycle de marée moyenne liée à la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond intégrant les rides de courant à partir du modèle géométrique de Yalin (1985) par rapport à la situation d'une rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.	286
6.91	Diamètre maximal des particules sédimentaires de fond mobilisables au cours d'un cycle de marée moyenne prédit en appliquant la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) (Equation 5.78).	287
6.92	Champs du taux de transport par charriage en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme de $350 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité de fond uniforme $z_0 = 0,0035$ m.	288
6.93	Champs du taux de transport par charriage en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme de $350 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 35 \mu\text{m}$	289
6.94	Champs du taux de transport par charriage total en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.	290
6.95	Pourcentage du temps pendant lequel le critère de mobilité d'un sédiment de $350 \mu\text{m}$ de diamètre est dépassé au cours d'un cycle de marée moyenne sans (a) et avec (b) prise en compte du phénomène de masquage/exposition.	291
6.96	Champs de taux de transport par charriage maximal au cours d'un cycle de marée moyenne sans (a) et avec (b) prise en compte du phénomène de masquage/exposition.	292
6.97	Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme de $75 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 0,0035$ m.	293
6.98	Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat uniforme de $75 \mu\text{m}$ et un paramètre de rugosité uniforme $z_0 = 7,5 \mu\text{m}$	294

Liste des figures

6.99	Champs de CSS de surface en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.	295
6.100	Champs du taux de transport en suspension total en pointes de flot (a) et de jusant (b) d'une marée moyenne entre la presqu'île du Cotentin et l'île de Wight pour un substrat hétérogène intégrant les rides de courant.	296
7.1	Deux domaines de calcul de SWAN : domaine #1-W forcé par des données issues de WW3 et domaine #2-W forcé par les données houlographiques. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1-W.	301
7.2	Domaines de calcul #1-C et #2-C du modèle de circulation et de transport sédimentaire. Noter que le maillage représenté est celui du domaine #1-C.	303
7.3	Répartitions spatiales des proportions, en pourcentage de la masse totale, des cinq premières classes granulométriques de diamètre inférieur à 400 μm	305
7.4	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN au large de la Baie de Douarnenez durant les campagnes TRAVIES 1 et 2 (avril-mai 2006). Les corrélations entre mesures et prédictions sont présentées sur les Figures de droite.	309
7.5	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN face à Pentrez durant les campagnes TRAVIES 1 et 2. 310	
7.6	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN face à Sainte-Anne-la-Palud durant les campagnes TRAVIES 1 et 2.	311
7.7	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN au large de la Baie de Douarnenez durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	312
7.8	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN et le couplage houlographe-SWAN à l'entrée de la Baie de Douarnenez durant la campagne EPIES 1.	313
7.9	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage WW3-SWAN et le couplage houlographe-SWAN face à Pentrez durant la campagne EPIES 1.	314
7.10	Chroniques de la hauteur de houle h_{m0} et de la période de pic mesurées et prédites par le couplage houlographe-SWAN intégrant les données de vent face à Pentrez durant la campagne EPIES 1.	315
7.11	Répartitions spectrales de l'énergie mesurées et prédites à l'entrée de la Baie de Douarnenez (a) et au site de Pentrez (b) durant la campagne EPIES 1 à partir des conditions limites issues du houlographe placé au large sans et avec prise en compte d'un vent local.	315

Liste des figures

7.12	Chroniques du paramètre de rugosité z_0 et du nombre de Shields de peau normalisé θ'_w/θ_{cr} prédites face à Pentrez, au point de coordonnées 4°312 W, 48°185 N, à partir du modèle de Tolman (1994) dans le cas de rides « non figées », durant la campagne EPIES 1 (avril 2005).	319
7.13	Chroniques du paramètre de rugosité z_0 et du nombre de Shields de peau normalisé θ'_w/θ_{cr} prédites face à Pentrez, au point de coordonnées 4°312 W, 48°185 N, à partir du modèle de Tolman (1994) dans le cas de rides « figées », durant la campagne EPIES 1.	319
7.14	Chroniques du module de la vitesse orbitale $u_{b,rms}$ mesurée et prédite au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1.	320
7.15	Chroniques du module de la vitesse mesurées et prédites avec et sans prendre en compte le vent, à 0,28, 0,58 et 0,88 m au-dessus du fond au site de Pentrez durant la campagne EPIES 1.	320
7.16	Chroniques des CSS mesurées (axe de gauche) et prédites à 0,28 m au-dessus du fond au site de Pentrez (axe de droite) et à proximité de la zone côtière au point de coordonnées 4 ° 315 W, 48 ° 19 N (axe de gauche) durant la campagne EPIES 1.	321
7.17	Champs de concentration de silt en suspension à proximité du fond face à Pentrez au cours des deux pics de tempête du 18 (a) et 19 (b) avril 2005. Les miniatures indiquent l'évolution de la concentration de silt en suspension près du fond (en mg l^{-1}) au site de Pentrez au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le 15 avril 2005 à 00h00. Les vecteurs correspondent au courant moyenné sur la verticale (en ms^{-1}).	321
7.18	Roses de courant prédites par le SHOM (rouge) et issues du modèle COHERENS « modifié » (bleu) pour une marée de vive-eau moyenne (coeff. 95) en Mer d'Iroise.	325
7.19	Champs de courants moyennés sur la verticale instantanés en pointes de flot (a) et de jusant (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70).	326
7.20	Débits résiduels au cours d'une marée moyenne (coeff. 70).	326
7.21	Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff. 70).	326
7.22	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de morte-eau (coeff. 40).	327
7.23	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70).	327
7.24	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de vive-eau (coeff. 90).	327
7.25	Répartition spatiale de la vitesse de frottement maximale près du fond au cours d'un cycle de marée moyenne (coeff.70).	328
7.26	Diamètre maximal des particules sédimentaires de fond mobilisables au cours d'un cycle de marée de vive-eau (coeff. 90) en appliquant la formule de Soulsby et Whitehouse (1997) (Equation 5.78).	328

Liste des figures

7.27	Champs de CSS totale en surface en Baie de Douarnenez en pointes de jusant (a) et de flot (b) en condition de vive-eau (coeff. 90) superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}). Les miniatures indiquent l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale au centre de la Baie de Douarnenez au cours du temps exprimé en jours décimaux.	328
7.28	Champs de hauteur de houle h_{m0} prédits le 16 avril 2005 à 19h12 (TU) (a) et le 19 avril 2005 à 00h00 (TU) (b) (campagne EPIES 1).	332
7.29	Champ du module de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ prédit le 19 avril 2005 à 00h00 (TU).	332
7.30	Comparaisons des hauteurs h_{m0} prédites en 5 points de la Baie de Douarnenez pour diverses conditions de houle incidente.	333
7.31	Champs de hauteur h_{m0} en Baie de Douarnenez prédits pour une houle incidente d'Ouest de hauteur $h_{m0} = 2,5$ m et de période de pic 7 (a) et 15 s (b)	333
7.32	Champs du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s, obtenus à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart sur un substrat sédimentaire uniforme de 200 μm (a) et de 300 μm (b)	337
7.33	Champ de l'amplitude de la vitesse orbitale près du fond $u_{b,rms}$ pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s imposée au large.	338
7.34	Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Soulsby-Nielsen-Swart sur un substrat sédimentaire hétérogène.	338
7.35	Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène.	338
7.36	Différentiel d'atténuation de la hauteur de houle h_{m0} liée au terme de dissipation par frottement sur le fond pour une houle incidente d'Ouest ($h_{m0} = 4,5$ m, $T_p = 10$ s) entre un paramètre de rugosité de fond variable spatialement intégrant le modèle de Tolman (1994) sur fonds ridés et un paramètre de rugosité $z_0 = d_{90}/10$ sur fond plat, et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$	338
7.37	Différentiel d'atténuation de la hauteur de houle h_{m0} liée au terme de dissipation par frottement sur le fond pour une houle incidente d'Ouest ($h_{m0} = 4,5$ m, $T_p = 10$ s) entre un paramètre de rugosité de fond variable spatialement intégrant le modèle de Tolman (1994) sur fonds ridés et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ sur fond plat, et un frottement de fond uniforme $C_{bottom} = 0,038 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$	339
7.38	Champ du paramètre de rugosité de fond z_0 pour une houle incidente d'Ouest, d'une hauteur $h_{m0} = 4,5$ m et d'une période de pic $T_p = 10$ s, obtenu à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond.	339

Liste des figures

7.39	Champs du paramètre de rugosité z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour des houles incidentes de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic, de secteur Sud-Ouest (a) et de secteur Nord-Ouest (b)	339
7.40	Champs du paramètre de rugosité de fond z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour deux houles incidentes d'Ouest de période de pic $T_p = 10$ s : $h_{m0} = 2,5$ m (a) et $h_{m0} = 6$ m (b)	340
7.41	Champs du paramètre de rugosité z_0 obtenus à partir du modèle de Tolman (1994) sur un substrat sédimentaire hétérogène en prenant en compte l'effet du terme de dissipation par frottement sur le fond, pour deux houles incidentes d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et de périodes de pic $T_p = 7$ s (a) et $T_p = 15$ s (b)	340
7.42	Répartition spatiale de l'atténuation des courants de marée près du fond associée aux rides sableuses formées par une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).	342
7.43	Répartition spatiale de l'augmentation de la vitesse de frottement du courant près du fond u_{*c} associée aux rides sableuses formées par une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).	342
7.44	Champ du paramètre de rugosité apparente z_{0c} pour une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).	343
7.45	Répartition spatiale de l'atténuation des courants de marée près du fond associée à une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).	343
7.46	Répartition spatiale de l'augmentation de la contrainte de cisaillement du courant près du fond u_{*c} associée à une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic par rapport à une situation de fond plat en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70).	343
7.47	Chroniques du module de la vitesse à 0,3 m au-dessus du fond aux sites de Sainte-Anne-la-Palud, de Pentrez et de Morgat pour une marée moyenne (coeff. 70) sans (a) et avec (b) prise en compte d'une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	344
7.48	Champs de CSS totale moyennée sur la verticale (a) et en surface (b) aux pointes de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70) en présence d'une houle incidente d'Ouest de 4,5 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}).	345
7.49	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Ouest de 5 m s^{-1}	350

Liste des figures

7.50	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Ouest de 20 m s^{-1} .	350
7.51	Courants résiduels (en cm s^{-1}) à proximité du fond (a) et de la surface (b) en condition de marée moyenne (coeff. 70) pour un vent de secteur Est de 20 m s^{-1} .	350
7.52	Champs de CSS totale en surface à l'établissement des mises en suspension au cours d'une marée moyenne (coeff. 70) pour un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} superposés aux champs du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}).	351
7.53	Chroniques de CSS totale en surface et au fond aux points géographiques A ($4^{\circ}37' \text{ W}, 48^{\circ}20' \text{ N}$), B ($4^{\circ}42' \text{ W}, 48^{\circ}16' \text{ N}$) et C ($4^{\circ}45' \text{ W}, 48^{\circ}15' \text{ N}$) pour une marée moyenne (coeff. 70) et un vent d'Ouest de 20 m s^{-1} .	352
7.54	Champ de CSS totale en surface au bout de 4 jours de simulation en pointe de jusant d'une marée moyenne (coeff. 70) pour un vent d'Est de 20 m s^{-1} .	352
8.1	Emprises, forçages et données intégrées dans la chaîne de modélisation MISTRAL appliquée à la pointe de la Bretagne.	356
A.1	Prédictions de la surface libre à Boulogne durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	411
A.2	Prédictions de la surface libre à Calais durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	411
A.3	Prédictions de la surface libre à Douvres durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	411
A.4	Prédictions de la surface libre à Dunkerque durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	411
A.5	Prédictions de la surface libre au port de Brest durant la campagne TRAVIES 1 (avril 2006) (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	412
A.6	Prédictions de la surface libre au port du Conquet durant la campagne TRAVIES 1 (avril 2006) (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).	412
C.1	Exemples de systèmes de bancs en drapeau en Manche.	418
C.2	Forces impliquées dans la formation des bancs en drapeau sous l'action d'un courant alternatif de marée (d'après Pingree, 1978) (Signell et Harris, 1999).	419
C.3	Bathymétrie du cap schématique retenue conformément à Signell et Geyer (1990).	421
C.4	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	424
C.5	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à mi-flot face à la tête du cap.	424
C.6	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à l'amorce du jusant face à la tête du cap.	425
C.7	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à mi-jusant face à la tête du cap.	425

Liste des figures

C.8	Vitesse résiduelle sur un cycle de marée (en cm s^{-1}).	426
C.9	Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) face à la pointe du cap (point A).	426
C.10	Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) près du flanc Est du cap (point B).	427
C.11	Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C).	427
C.12	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	429
C.13	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap.	429
C.14	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap.	430
C.15	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap.	430
C.16	Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée.	431
C.17	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a) , du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	434
C.18	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a) , du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap.	435

C.19	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap.	436
C.20	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap.	437
C.21	Tracés de l'évolution morphodynamique 0,50 mm liée au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm toutes les heures à l'initiation des calculs morphodynamiques.	438
C.22	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm au bout de quatre cycles de marée.	438
C.23	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) face à la pointe du cap (point A).	439
C.24	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) près du flanc Est du cap (point B).	439
C.25	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C).	440
C.26	Champ de hauteur h_{m0} pour une houle de secteur Nord de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic superposé au champ de direction de propagation.	441
C.27	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	443
C.28	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	443
C.29	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à l'amorce du jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	444
C.30	Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	444
C.31	Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) face à la pointe du cap (point A) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	445

C.32	Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) près du flanc Est du cap (point B) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	445
C.33	Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	445
C.34	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de 250 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	447
C.35	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de 250 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	447
C.36	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de 250 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	448
C.37	Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport par charriage (b) d'un sédiment de 250 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	448
C.38	Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de 250 μm de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	449
C.39	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	452
C.40	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).	453

C.41	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	454
C.42	Champs de CSS en surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	455
C.43	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	456
C.44	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) face à la pointe du cap (point A) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	456
C.45	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) à proximité du flanc Est du cap (point B) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	457
C.46	Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).	457
C.47	Champs de CSS à proximité de la surface surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), de CSS près du fond (b), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (c) liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques au premier pic de CSS près du fond au point B pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution de la CSS près du fond (en mg l^{-1}) au point B au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	458
C.48	Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), de CSS près du fond (b), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (c) liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques au deuxième pic de CSS près du fond au point B pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution de la CSS près du fond (en mg l^{-1}) au point B au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.	459
C.49	Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de 250 μm de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord de 0,1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	460

Liste des figures

C.50	Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,5 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	461
C.51	Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	461
C.52	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour un cas sans houle.	462
C.53	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,1 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	463
C.54	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,5 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	463
C.55	Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.	464

Liste des tableaux

1.1	Diverses échelles spatio-temporelles en présence.	21
2.1	Gamme des valeurs mesurées de MES en Manche orientale.	35
2.2	Evolution du marnage entre Boulogne-sur-Mer et Dunkerque en fonction du coefficient de marée (SHOM, 1999).	41
2.3	Classification des conditions de houle dans le détroit du Pas-de-Calais (Grochowski <i>et al.</i> , 1993b).	43
2.4	Caractéristiques des houles du large (Talec, 1989).	54
3.1	Descriptif des sites expérimentaux.	65
3.2	Campagnes de mesures effectuées le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais.	66
3.3	Tailles des tamis utilisés.	66
3.4	Descriptif des sites expérimentaux en Baie de Douarnenez.	77
3.5	Campagnes de mesures effectuées en Baie de Douarnenez.	77
3.6	Calendrier de déploiement des instruments en 2005 durant les campagnes EPIES.	79
3.7	Calendrier de déploiement des instruments en 2006 durant les campagnes TRAVIES.	79
3.8	Tailles des tamis utilisés.	80
3.9	Comparaison du module du courant en Baie de Douarnenez durant les campagnes EPIES 1, EPIES 2 et TRAVIES 1.	85
4.1	Matrice des distributions granulométriques échantillonnées.	90
4.2	Tailles des tamis utilisés et diamètres sédimentaires considérés pour chaque classe granulométrique en Manche orientale.	96
4.3	Tailles des tamis utilisés et diamètres sédimentaires considérés pour chaque classe granulométrique en Mer d'Iroise proche.	100
5.1	Recensement des principaux modèles hydrodynamiques et hydro-sédimentaires appliqués au domaine de la Manche.	115
5.2	Constantes empiriques du modèle $k - \varepsilon$	120
5.3	Caractéristiques des différents systèmes de prévision de l'état de la mer sur le plateau continental Est Atlantique.	130
5.4	Constantes empiriques proposées par Tolman (1994).	176

Liste des tableaux

6.1	Valeurs moyennes du paramètre de rugosité de fond z_0 pour différents types de fond (d'après Soulsby, 1983).	187
6.2	Valeurs du coefficient empirique de resuspension γ_0 pour les séries de mesures. . .	247
7.1	Différentes conditions limites de houle testées en entrée du domaine #2-W.	331
B.1	Récapitulatif des principales caractéristiques des codes de circulation 3D.	414
B.2	Récapitulatif des principales caractéristiques des modèles de propagation de houle.	415
C.1	Différentes conditions aux limites des houles incidentes.	421
D.1	Valeurs de C_D pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).	469
D.2	Valeurs de f_w pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).	469
D.3	Valeurs des coefficients pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).	469

Index

A

ACP	84
ADCP	53
AFS	83
Aulne	93

B

Baie d'Authie	31
Baie de Babbacombe	21
Baie de Douarnenez	39, 71
Baie de Lyme	21
Baie de Somme	21
Baie de Wissant	31, 406
Baie du Mont-Saint-Michel	22
banc de Dyck	31
banc de l'Out Ruytingen	31
banc de la Bassure de Baas ...	31, 35, 182
banc de la Battur	31
banc du Vergoyer	31, 35
banc en drapeau	406
bancs de Dunkerque	31
benne Shipeck	52
benne Smith-McIntyre	52
bouée DATAWELL	52
Boulogne-sur-Mer	35
Boussinesq	112

C

cap de la Chèvre	39
cap Gris-Nez	31, 406
cap Sizun	39
charriage	139, 159
COHERENS	107, 112
colonne à tamis	52
comportement Newtonien	110
concentration de référence	143
condition de Dirichlet	143
condition de Neumann	143
coordonnées σ	112

D

décalage Doppler	126
------------------------	-----

détroit du Pas-de-Calais	242
DIVERFLUX	59
Douvres	31
Dunkerque	35

E

ECMUL	56
Elorn	93
EPIES	71
ESPRIS	59
estuaire de la Seine	21

F

fermeture turbulente	113
fleuve côtier	38
flux érosif	143
flux de dépôt	143
formule à seuil	159

G

Golfe de Gascogne	11
granulomètre laser	52
grille Arakawa	118

H

Hardelot	59, 182
Hastings	27
houlographe	52
HYDROBIOS	56
hydrostaticité	112

I

interaction houle-courant	132, 455
---------------------------------	----------

K

Kervel	49
krigeage	83

L

limiteur "superbee"	118
littoral méridional du détroit .	31, 59, 178

M

méthode MEM	52
-------------------	----

Index

- métrique de Hellinger 84, 93
Manche 11, 19
Manche Orientale 263
masquage/exposition 160
MEMPHYS 59
Mer Méditerranée 11
Merlimont 59, 197
MMI 53
mode barocline 118
mode barotrope 118
mode externe 118
mode interne 118
mode-splitting 118
Morgat 47, 71
- N**
Navier-Stokes 112
NISKIN 56
nombre de Shields 143
- O**
OBS 53
- P**
Pentrez 71, 308
pointe de Lanvéliou 39
pointe de Luguenez 47
pointe de Rostiviec 93
pointe du Bellec 93
pointe du Guern 39
pompage d'Ekman 406
presqu'île de Crozon 74
profil de Rouse 152
- R**
réflectance de surface 11
Rade de Brest 39
Ridens de Calais 31
Ridens de la Rade 31
rides de courant 143, 164
rides de houle 143, 167
- S**
S4DW 52
Sainte-Anne-la-Palud 47, 49, 71
saltation 139
SAMBA 53
schéma "upwind" 118
schéma BSBT 131
schéma TVD 118
- sous-maillage analytique 152
suspension 139
SWAN 107, 123, 126
- T**
TOMAWAC 123
TRAVIES 71
turbulence de Kolmogorov 110
- U**
upwelling 406
- V**
VAG 123
Vector 52
vitesse de chute 143
- W**
WAM 123
WaveWatch III 123, 292
Wight 27
Wimereux 59, 226
Wissant 35

Annexe A

Prédictions de surface libre

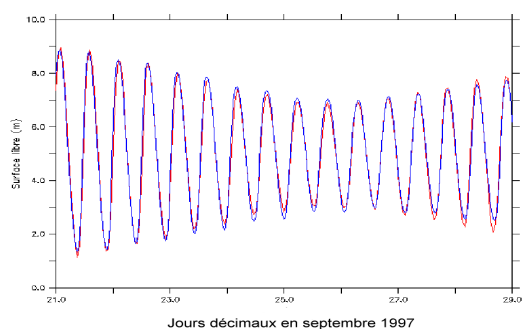


Figure A.1 – Prédictions de la surface libre à Boulogne durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

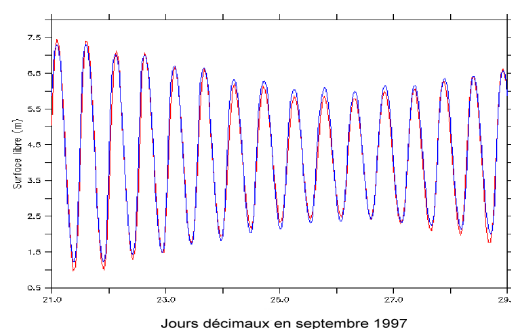


Figure A.2 – Prédictions de la surface libre à Calais durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

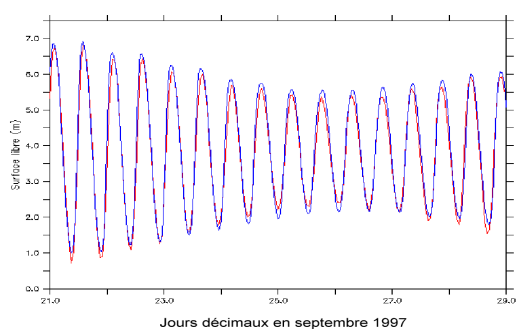


Figure A.3 – Prédictions de la surface libre à Douvres durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

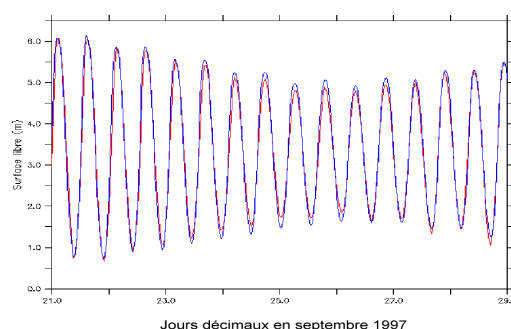


Figure A.4 – Prédictions de la surface libre à Dunkerque durant la campagne ESPRIS'97 (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

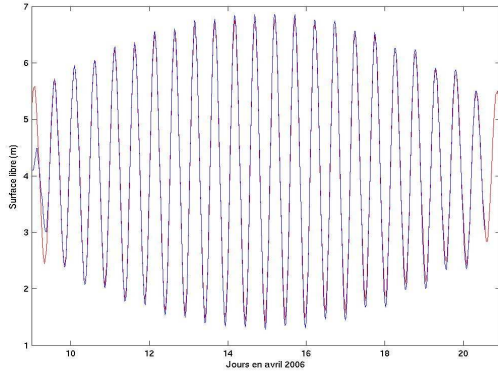


Figure A.5 – Prédications de la surface libre au port de Brest durant la campagne TRAVIES 1 (avril 2006) (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

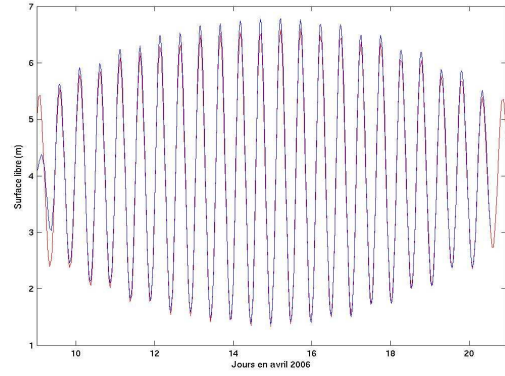


Figure A.6 – Prédications de la surface libre au port du Conquet durant la campagne TRAVIES 1 (avril 2006) (bleu= COHERENS, rouge= SHOM).

Annexe B

Caractéristiques des modèles de circulation et de propagation de houles

Tableau B.1 – Récapitulatif des principales caractéristiques des codes de circulation 3D.

Modèles	Grilles		Sed.	ICW	BC	Modalité de calcul	DP	Doc.	Références
	horizontale	verticale							
COHERENS (MUMM)	reg.	σ	•	•		série	•	riche	Luyten <i>et al.</i> (1999a,b)
ECOM-3D (HydroQual)	curv.	niveaux - z	•	•	•	série		pauvre	Blumberg et Mellor (1980, 1987)
HYCOM (RSMAS)	reg.	hybrides				parallèle	•	moyenne	Halliwel <i>et al.</i> (1998, 2000) Bleck (2002)
MARS (Ifremer DEL/AO)	reg.	σ	•	•	•	parallèle			Garreau (2002)
MIKE-3D (Delft)	reg.	niveaux-z	•	•		série		moyenne	
OPA (LODYC)	reg.	niveaux - z/s				parallèle	•	moyenne	
POM (Princeton)	reg., curv.	s/σ	•	•		parallèle	•	moyenne	Blumberg et Mellor (1980, 1987)
ROMS (Rutgers, UCLA)	curv.	s	•	•		parallèle	•	pauvre	Penven et Tan (2007)
SIAM (Ifremer)	non reg.	hybride	•	•	•	parallèle		moyenne	
SYMPHONIE (POC/LA)	reg.	hybride	•	•		série		moyenne	
TELEMAC-3D (EDF-LNHE)	EF	σ	•	•	•	série		moyenne	Dribault <i>et al.</i> (1994) Hervouet et Van Haren (1994) Janin <i>et al.</i> (1997); Hervouet (2003)
TOMS (Princeton et Rutgers)	curv.	σ				parallèle	•	moyenne	

Abréviations utilisées
Sed.= transport sédimentaire, ICW= interaction houle-courant,BC= bancs découvrants
Doc.= documentation,DP= diffusion publique
reg.= cartésien, curv.= curvilinéaire, EF= éléments finis
ADI= Alternate Directions Implicit

Cygle des modèles
COHERENS= COupled Hydrodynamical-Ecological model for REgioNal and Shelf Seas
ECOM= Estuarine Coastal Ocean Model
POM= Princeton Ocean Model

Tableau B.2 – Récapitulatif des principales caractéristiques des modèles de propagation de houle.

Modèles	Equations de base	Génération et dissipation des vagues par le vent	Effets non-linéaires	Autres processus	Grille	DP	Références
HISWA (TUD-Delft Hyd.)	conservation de l'action (intégrée)	•			reg.		Holthuijsen <i>et al.</i> (1989)
Mike 21-NSW (DHI)	conservation de l'action (intégrée)	•			reg.		DHI (2002)
SWAN (Delft Univ.)	conservation de l'action (spectral)	•	•	frottement déferlement	reg., curv.	•	Booij <i>et al.</i> (1999)
TOMAWAC (EDF-LNHE)	conservation de l'action (spectral)	•	•	frottement déferlement	EF		Benoit (2003)
VAG (Météo-France)	conservation de l'énergie (spectral)	•			reg.	•	
WAM (Groupe WAM)	conservation de l'énergie (spectral)	•	•	frottement	reg.	•	WAMDI group (1988) Komen <i>et al.</i> (1994)
WaveWatch III (NCEP)	conservation de l'énergie (spectral)	•	•	frottement	reg.	•	Tolman (2002)
Abréviations utilisées reg.= régulière, curv.= curvilinéaire, EF= éléments finis DP= diffusion publique DHI= Danish Hydraulics Institute, TUD= Technical University of Denmark							
Cycle des modèles TOMAWAC= TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation WAM= WAve prediction Model							

Annexe C

Etude schématique de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire au voisinage d'un cap sous l'action de la marée et de la houle

C.1 Introduction

Les irrégularités du trait de côte perturbent l'écoulement en créant des recirculations susceptibles de piéger les flux sédimentaires littoraux et de générer des figures de fond (*e.g.*, Westrich, 1976, 1977; Ferentinos et Collins, 1980). Les caps induisent, de part et d'autre de leur pointe, le développement de cellules de recirculations dont le diamètre dépend de la dimension du cap et de l'intensité des courants jusqu'à atteindre 10 km. Les bancs en drapeau ("banner banks") se forment ainsi à proximité de la pointe des caps dans des régions dominées par les courants de marée et disposant d'une couverture sédimentaire riche en sables (Pattiaratchi et Collins, 1987; Dyer et Huntley, 1999). Les bancs en drapeau ont une longueur comprise entre 5 et 30 km et une largeur variant de 1 à 2 km. Ils sont globalement orientés dans le sens dominant de l'écoulement de marée. Leurs sommets culminent à quelques mètres de la surface. L'étude de ces bancs revêt d'un intérêt économique car ils constituent des réserves de granulats et des sites de reproduction et d'alimentation de nombreuses espèces marines. Leur évolution conditionne par ailleurs le dimensionnement des chenaux de navigation. Enfin les bancs jouent un rôle de protection

naturelle du trait de côte vis-à-vis des tempêtes majeures (Pattiaratchi, 1986).

Les observations effectuées en Manche montrent divers systèmes de caps associés à un seul banc en drapeau tels que le banc de Skerries à Start Point (*e.g.*, Ferentinos et Collins, 1980; Dyer, 1986), le banc de Shambles à Portland (*e.g.*, Pingree, 1978; Johns, 1983; Ferentinos et Collins, 1980; Bastos *et al.*, 2004), le banc à la Ligne en Baie de Wissant au Nord-Ouest du cap Gris-Nez (*e.g.*, Dyer et Huntley, 1999) ou le banc de Goodwin Sands au Sud-Est de Foreland (Figure C.1).



Figure C.1 – Exemples de systèmes de bancs en drapeau en Manche.

Plusieurs théories existent pour expliquer la formation d'un seul banc en drapeau (*e.g.*, Huthnance, 1982a,b; Dyer et Huntley, 1999; Bastos *et al.*, 2004). La plus célèbre, proposée par Pingree (1978) à partir d'observations réalisées sur le banc de Shambles à Portland, suggère que les bancs en drapeau sont contrôlés par l'équilibre entre la force de Coriolis, la force centrifuge et la force du gradient de pression qui maintient la recirculation (Figure C.2). Selon sa théorie, la résultante du gradient de pression est plus grande dans le cas des tourbillons cycloniques et favorise l'accumulation des sédiments en leurs centres. Reprenant les conditions introduites par Pingree (1978), Signell et Harris (1999) montrent cependant, à l'aide de simulations numériques au voisinage d'un cap de forme gaussienne soumis à un courant de marée alternatif sinusoïdal, que la force de Coriolis est négligeable dans le développement des bancs et que ceux-ci sont doubles et symétriques de part et d'autre du cap. D'autres facteurs que la marée sont susceptibles d'intervenir tels que les interactions entre les tourbillons apparaissant aux différentes phases de la marée ou les conditions météorologiques. Berthot et Pattiaratchi (2006) soulignent ainsi la nécessité d'inclure les effets de la houle dans le développement morphodynamique à long terme des bancs en drapeau.

La présente étude contribue à ces réflexions. Elle vise à analyser à l'aide de la chaîne MISTRAL, dans le cas schématisé d'un cap de forme gaussienne, l'impact de la houle sur le développement symétrique des bancs en drapeau. Les structures résiduelles associées aux

caps ayant déjà fait l'objet de nombreuses études (*e.g.*, Tee, 1976, 1977; Pingree et Maddock, 1977, 1979; Pingree, 1978; Maddock et Pingree, 1978), l'accent est d'emblée mis sur le rôle de la houle et ses interactions avec la marée et le transport sédimentaire en suspension et en charriage au voisinage des caps.

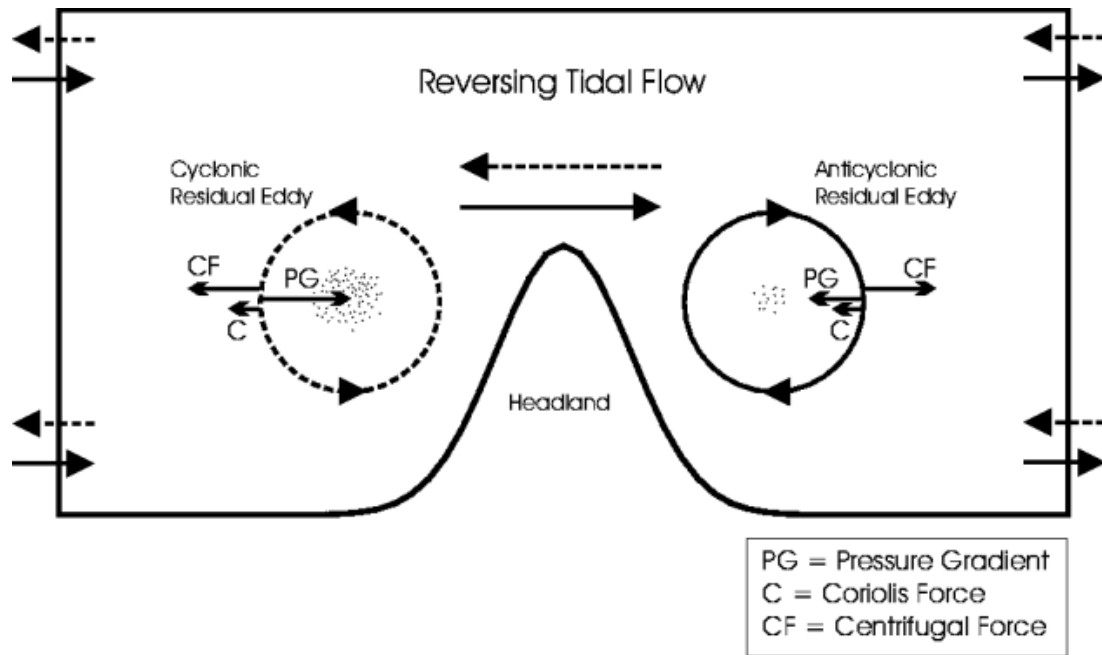


Figure C.2 – Forces impliquées dans la formation des bancs en drapeau sous l'action d'un courant alternatif de marée (d'après Pingree, 1978) (Signell et Harris, 1999).

C.2 Conditions de simulation

La chaîne MISTRAL incorporant notamment le module de tendance morphodynamique présenté Section 5.5.4 est utilisé dans le cas d'un cap de forme gaussienne reprenant le profil bathymétrique de Signell et Geyer (1990), exprimé dans un repère orthonormé direct (O, x, y) d'origine O située à la base du cap sous la forme suivante :

$$y(x) = A \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (\text{C.1})$$

avec une amplitude du cap $A = 7$ km et une largeur de sa base $\sigma = 2$ km. Le cap est positionné au milieu de la frontière Sud, considérée solide, d'un canal rectangulaire de 50 km de long et 20 km de large ouvert à ses deux extrémités. La profondeur varie linéairement à partir de la frontière Sud pour atteindre 20 m à 3 km de la côte selon une pente constante de 0,67 % (Figure C.3). Le maillage retenu est régulier avec un pas d'espace de 500 m, conforme aux préconisations de Signell et Harris (1999). Le maillage vertical est composé de 25 niveaux σ réguliers, auquel est associé un sous-maillage composé de 40 niveaux dans la demi-maille de fond (Sections 5.2.6 et 5.5.2.4). Les modes barotrope et barocline sont calculés avec des pas de temps respectifs de 10 et 60 s.

Les paramètres de Smagorinsky sont identiques à ceux choisis par Signell et Harris (1999) dans leurs simulations à l'aide du code ECOMSED (HydroQual, Inc.), soit $C_{s0} = C_{m0} = 0,05$. De la même manière que Signell et Harris (1999), les transports sédimentaires en charriage et en suspension sont respectivement étudiés à partir d'une couverture sédimentaire uniforme composée de sédiments de 250 et 30 μm . Dans les deux cas, le paramètre de rugosité de fond est pris égal à $z_0 = 0,003$ m (Signell et Harris, 1999). Les simulations concernent enfin un cap situé à la latitude de 51° N avec un paramètre de Coriolis valant donc $1,13 \cdot 10^{-4}$.

La frontière Ouest est forcée par un courant alternatif sinusoïdal semi-diurne de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ d'amplitude correspondant à la propagation d'une onde de marée de 1,20 m de marnage. Une condition de radiation est imposée le long de la frontière Est. Une condition de glissement est appliquée à la frontière Nord tandis que la frontière Sud est considérée comme un mur imperméable avec un condition de glissement sur les courants et des flux advectifs et diffusifs nuls. Les forçages sont introduits de manière progressive à partir du repos selon une rampe de 5 h. Un spectre de Jonswap est utilisé par défaut pour générer les condi-

tions aux limites de houle à partir des caractéristiques principales des états de mer au large (Tableau C.1). Les calculs de propagation de houle sont effectués sans tenir compte de l'influence des courants et de la surface libre. A l'instant initial, la concentration de sédiment en suspension (CSS) est considérée uniformément nulle. Les calculs morphodynamiques sont précédés de calculs hydrodynamiques et hydro-sédimentaires de transport en charriage et en suspension sur deux cycles de marée. Les simulations étant de courtes périodes, les effets des variations bathymétriques sur les conditions hydrodynamiques ne sont pas prises en compte et seules les tendances morphodynamiques sont produites.

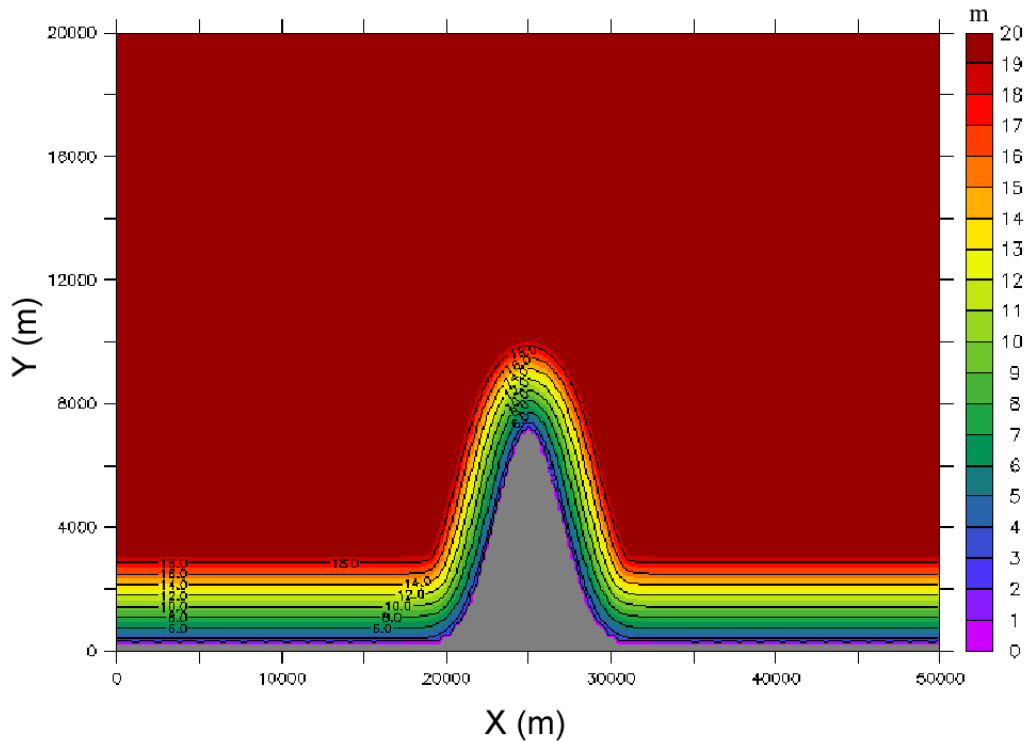


Figure C.3 – Bathymétrie du cap schématique retenue conformément à Signell et Geyer (1990).

	h_{m0}	T_p	Direction	Etalement
Test 1-a	0,1 m	10 s	Nord	20°
Test 1-b	0,5 m	10 s	Nord	20°
Test 1-c	1,0 m	10 s	Nord	20°
Test 2	1,0 m	10 s	Nord-Ouest	20°

Tableau C.1 – Différentes conditions aux limites des houles incidentes.

C.3 Marée seule

C.3.1 Circulation

Les Figures C.4 à C.7 présentent les champs de courants moyennés sur la verticale et de la contrainte de cisaillement τ_c à quatre instants caractéristiques de l'écoulement face à la pointe du cap : en pointe de flot (Figure C.4), à mi-flot (Figure C.5), à l'amorce du jusant (Figure C.6) et à mi-jusant (Figure C.7). Les contraintes de cisaillement sont maximales en pointe de flot atteignant 4 N m^2 à la tête du cap (Figure C.4) avant de décroître à 2 N m^2 à mi-flot (Figure C.5). Au cours de cette phase, une recirculation est initiée en aval du cap à proximité du flanc protégé de l'écoulement. L'amorce du jusant conduit au développement complet de cette recirculation dont le centre apparaît à 2 km au Nord-Est du cap en raison de l'augmentation des courants le long de son flanc, la contrainte de cisaillement atteignant $1,2 \text{ N m}^2$ à proximité de la pointe du cap (Figure C.6). Cette zone de contrainte se déplace face à la pointe du cap à mi-jusant avec des valeurs maximales de $3,2 \text{ N m}^2$ (Figure C.7), la recirculation ayant alors disparu. L'écoulement insurge initié en jusant suit alors un schéma de circulation symétrique au précédent.

La présence de recirculations induites en aval de l'écoulement est mise en évidence à travers la résiduelle des courants moyennés sur la verticale au cours d'un cycle de marée (Figure C.8). Le centre des recirculations résiduelles apparaît à 2 km de la pointe du cap, respectivement au Nord-Est et au Nord-Ouest. Ces recirculations d'un diamètre de 5 km présentent notamment un accroissement des vitesses résiduelles de $0,05 \text{ cm s}^{-1}$ au large à $0,5 \text{ cm s}^{-1}$ entre leur centre et le flanc du cap.

Les incidences hydrodynamiques induites par la présence du cap sont étudiées dans la colonne d'eau au niveau de trois points situés face à la pointe du cap (point A, $X=25 \text{ km}$, $Y=9 \text{ km}$), à proximité de son flanc Est (point B, $X=28 \text{ km}$, $Y=6 \text{ km}$) et au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C, $X=29,4 \text{ km}$, $Y=8,5 \text{ km}$) (Figure C.8). Les Figures C.9 à C.11 présentent les chroniques du module de la vitesse en surface et au fond, et de la contrainte de cisaillement près du fond en chacun de ces points. Les contraintes de cisaillement les plus importantes sont obtenues face à la pointe du cap (point A) (Figure C.9) avec une intensité de $3,8 \text{ N m}^2$ contre $1,30 \text{ N m}^2$ au centre de la recirculation (point C) (Figure C.11) et $1,05 \text{ N m}^2$ à proximité du flanc du cap (point B) (Figure C.10). L'évolution des courants au point A présente une composante de flot

sensiblement supérieure à la composante de jusant, de 5 cm s^{-1} pour le courant en surface, due selon Signell et Harris (1999) au forçage de l'onde de marée à la frontière Ouest du domaine. Bien que l'asymétrie flot/jusant soit faiblement marquée au point C qui présente les vitesses résiduelles les plus faibles (Figure C.8), elle apparaît plus fortement au point B protégé du flot où la contrainte de cisaillement en pointe de jusant dépasse de près de $0,6 \text{ N m}^2$ la contrainte de cisaillement en pointe de flot. Dans l'ensemble des cas, les évolutions de la vitesse et de la contrainte de cisaillement près du fond sont en phase avec l'évolution de la vitesse en surface.

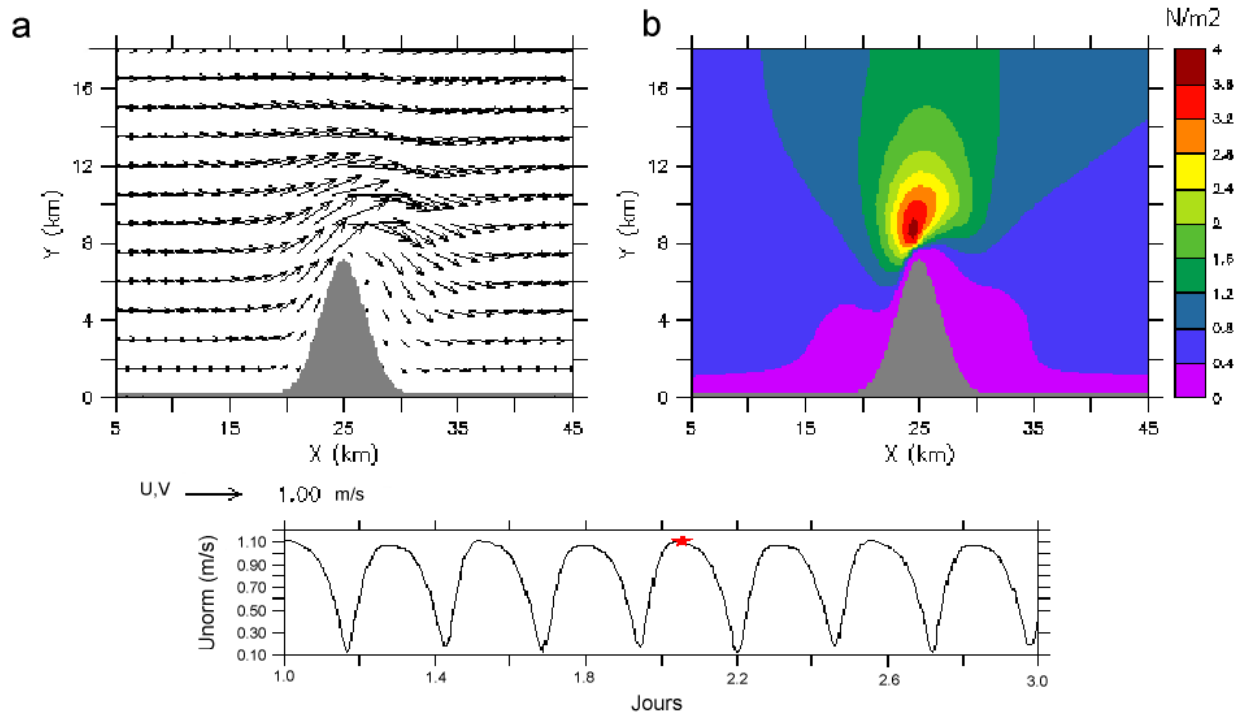


Figure C.4 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en $m s^{-1}$) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

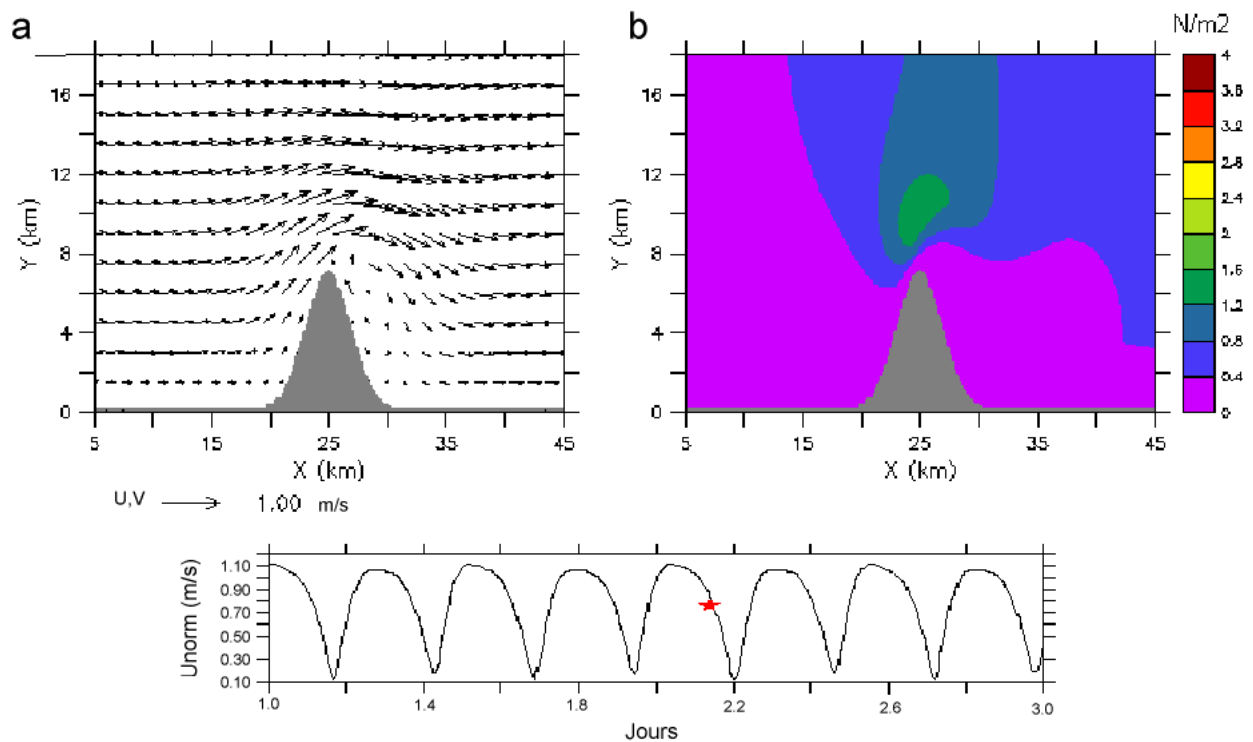


Figure C.5 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à mi-flot face à la tête du cap.

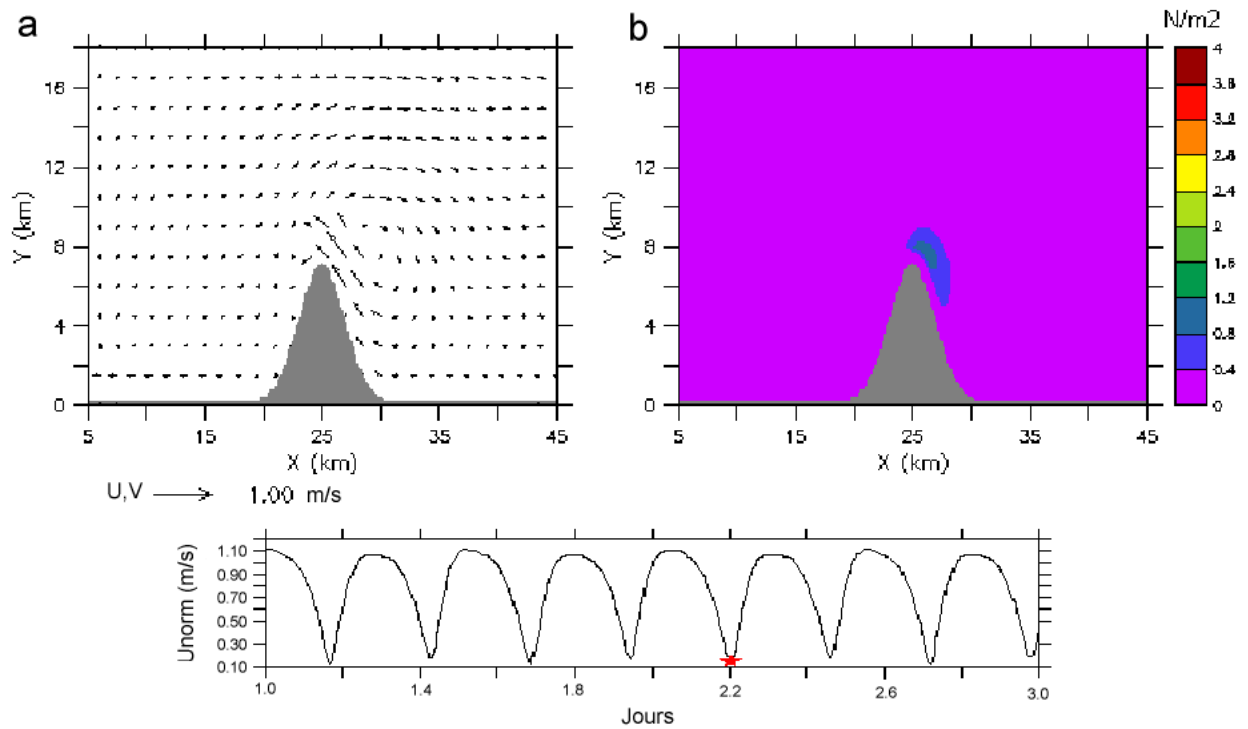


Figure C.6 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à l'amorce du jusant face à la tête du cap.

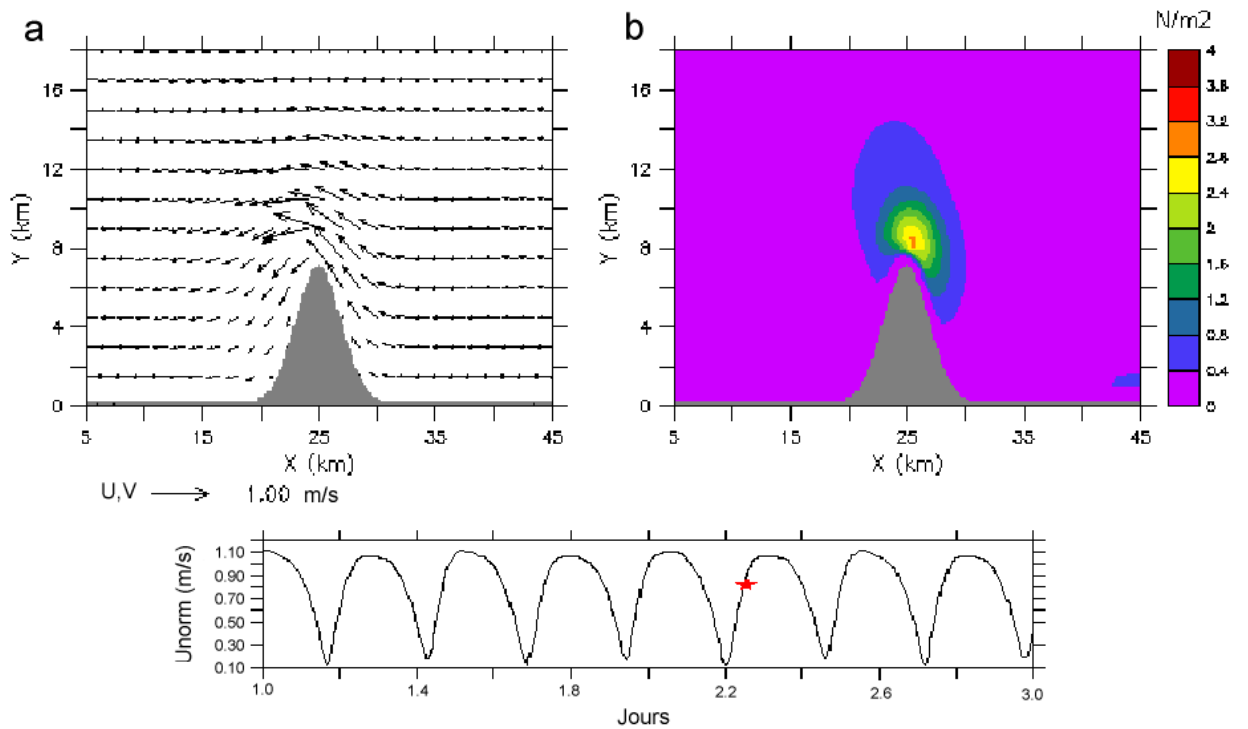


Figure C.7 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement τ_c (b) à mi-jusant face à la tête du cap.

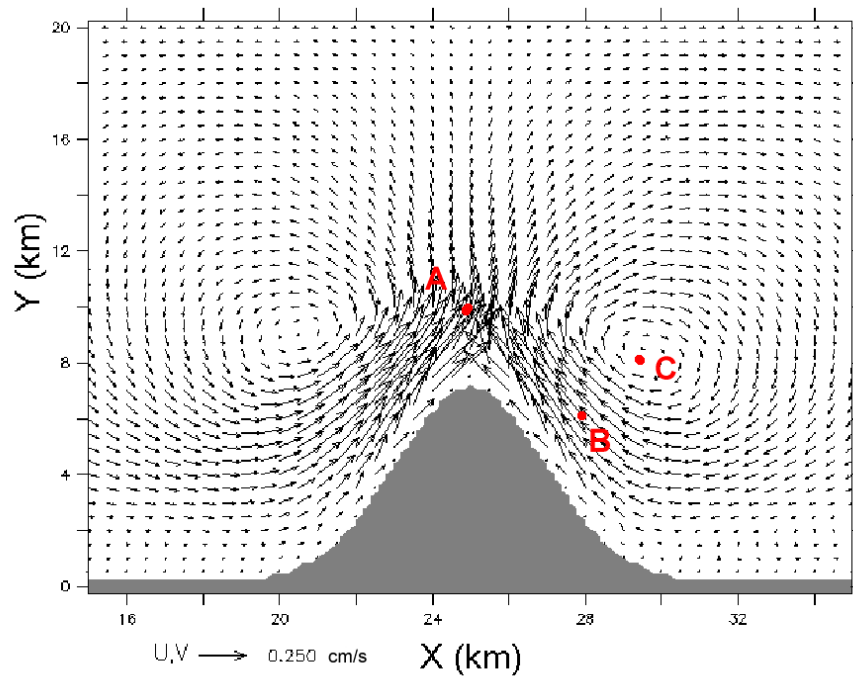


Figure C.8 – Vitesse résiduelle sur un cycle de marée (en cm s^{-1}).

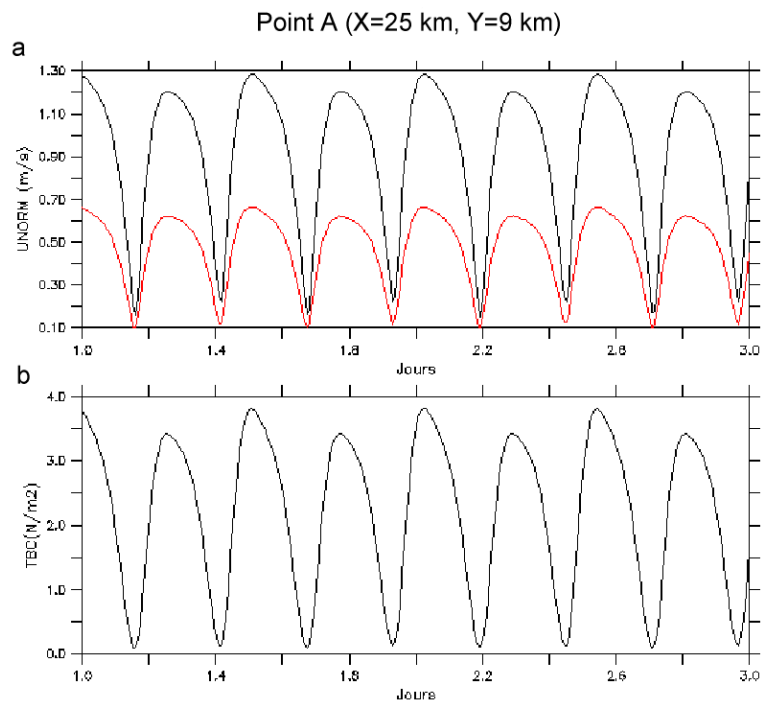


Figure C.9 – Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) face à la pointe du cap (point A).

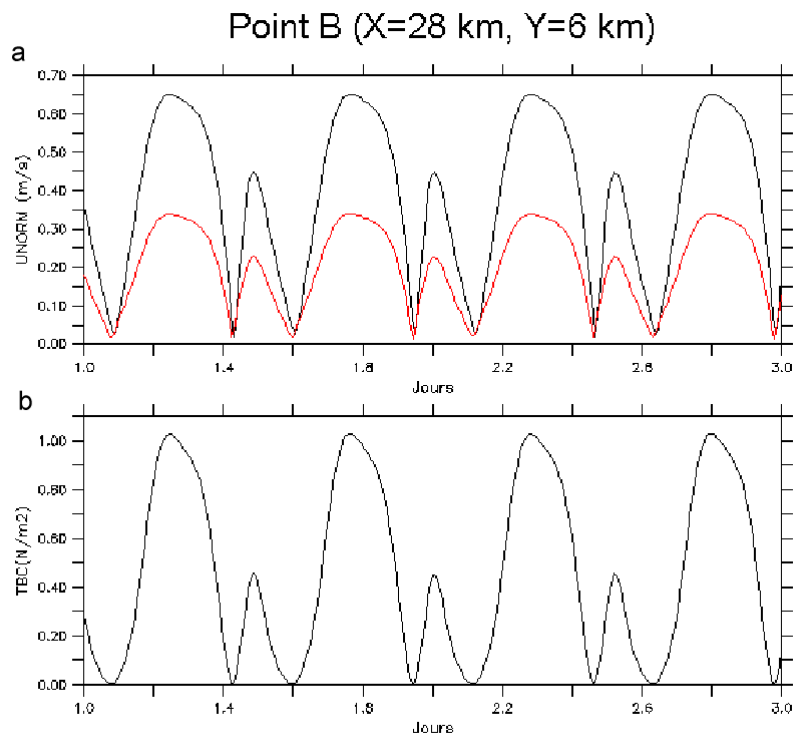


Figure C.10 – Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) près du flanc Est du cap (point B).

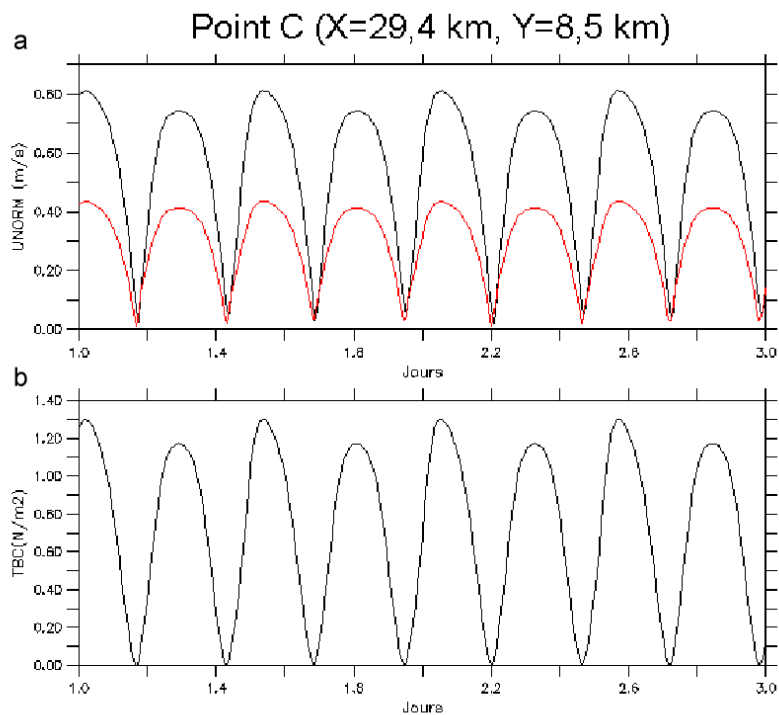


Figure C.11 – Chroniques du module de la vitesse à proximité de la surface (ligne noire) et du fond (ligne rouge) (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C).

C.3.2 Charriage

Les Figures C.12 à C.15 présentent, dans le cas d'un substrat uniforme de sables fins de 250 μm de diamètre, les champs de taux de transport par charriage et l'évolution morphodynamique correspondante à quatre instants caractéristiques de l'écoulement face à la pointe du cap (Section précédente) à l'initiation des calculs morphodynamiques. Les taux de transport par charriage présentent une répartition spatiale corrélée sur l'excès normalisé de la contrainte de cisaillement (Section 5.5.3.1, Equation 5.85) avec des valeurs maximales de $400 \text{ mg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ atteintes face à la tête du cap en pointe de flot (Figure C.12). Lorsque le flot s'établit, les courants augmentent progressivement le long du flanc du cap faisant face à l'écoulement et décroissent du côté opposé (Section C.3.1) créant deux évolutions morphodynamiques principales, une zone d'érosion en amont de la pointe du cap et une zone de dépôt à partir de sa tête (Figures C.12 et C.13). Ces évolutions sont réduites à l'amorce des conditions de jusant (Figures C.14 et C.15) en raison de la diminution des contraintes de cisaillement. L'évolution morphodynamique liée au charriage suit un schéma identique lorsque l'écoulement s'inverse pour aboutir au bout de quatre cycles de marée à un développement symétrique du fond par rapport à l'axe du cap avec une zone de dépôt atteignant 14 mn face à la pointe du cap et s'étendant à 2,5 km au Nord selon un étalement Nord-Est/Nord-Ouest, et deux zones d'érosion limitée à 4 mm de part et d'autre de la pointe du cap (Figure C.16). Ces résultats concordent globalement avec ceux obtenus par Signell et Harris (1999). Cependant, ces derniers ont également mis en évidence deux zones de dépôts supplémentaires disposés au large des zones érosives de part et d'autre de l'axe du cap que le modèle ne reproduit pas dans ces conditions.

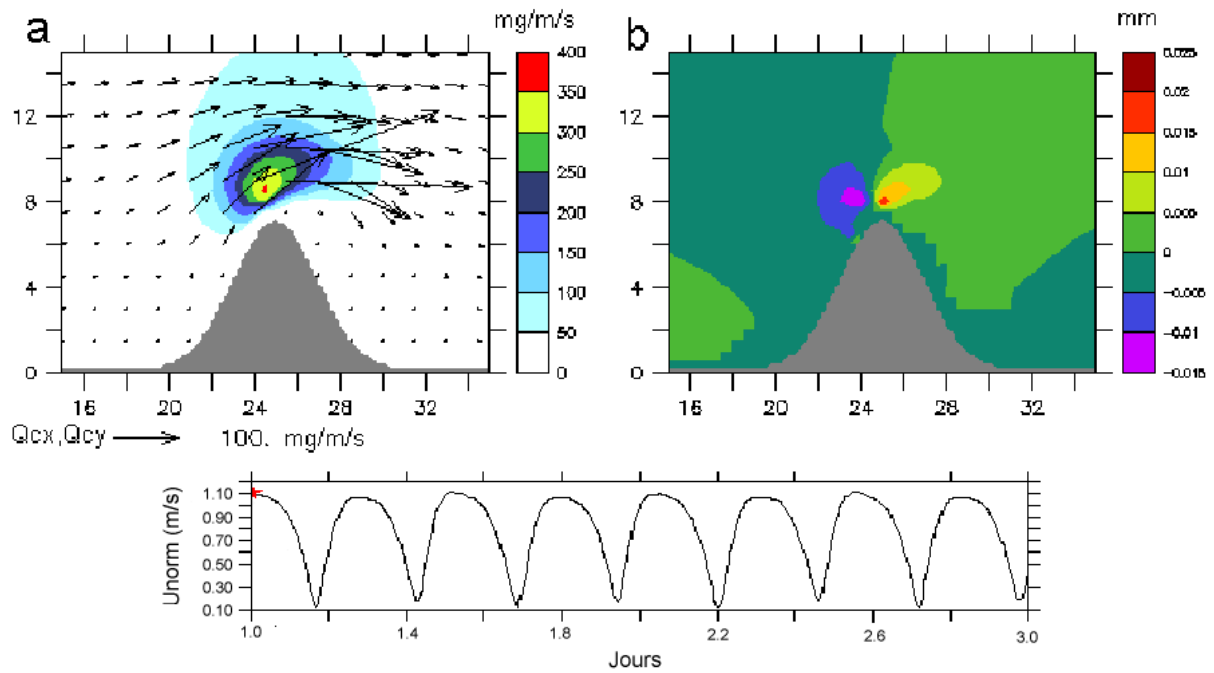


Figure C.12 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

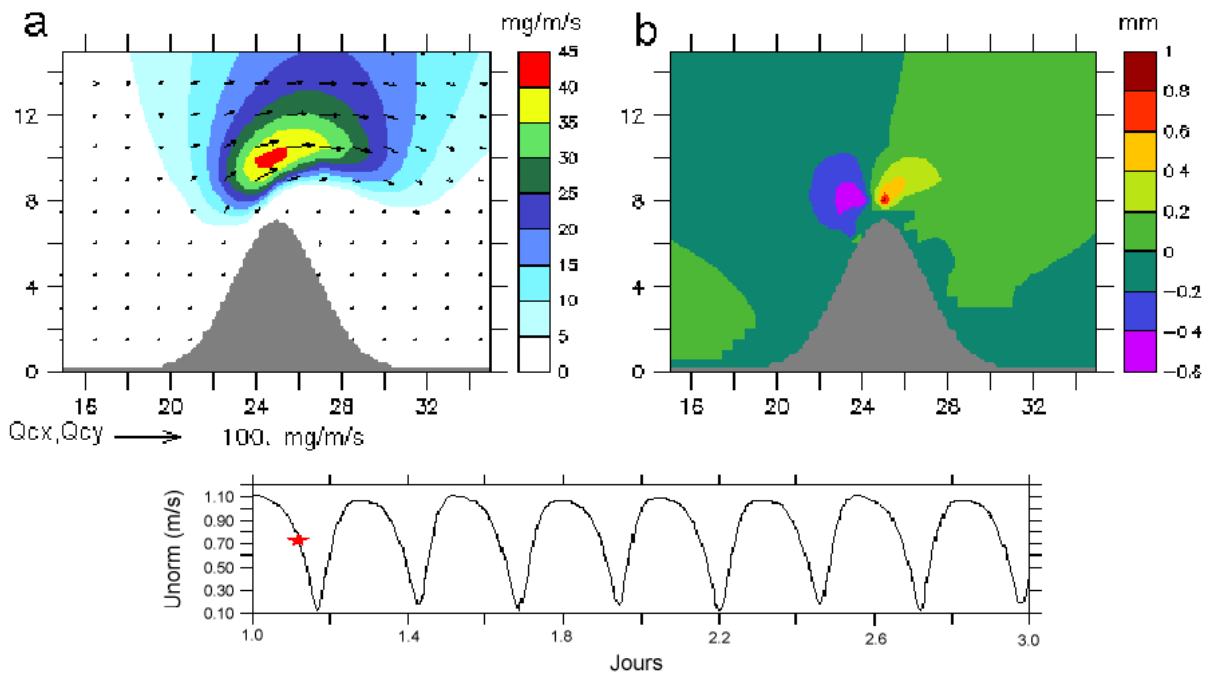


Figure C.13 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap.

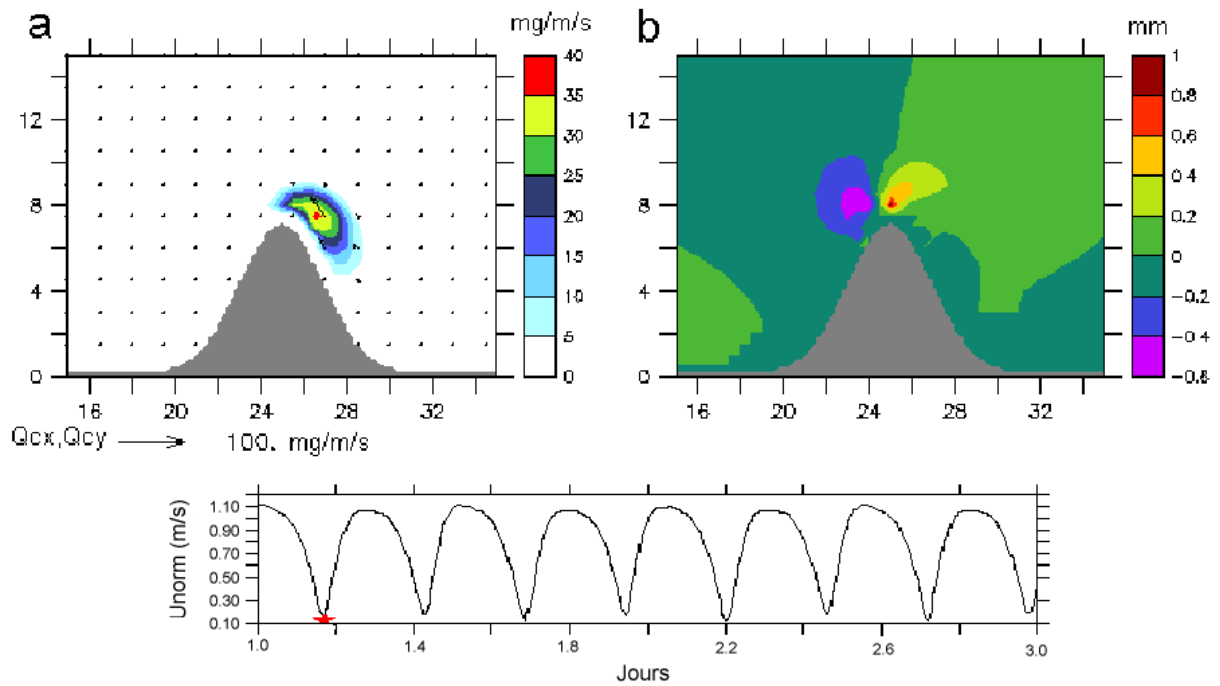


Figure C.14 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap.

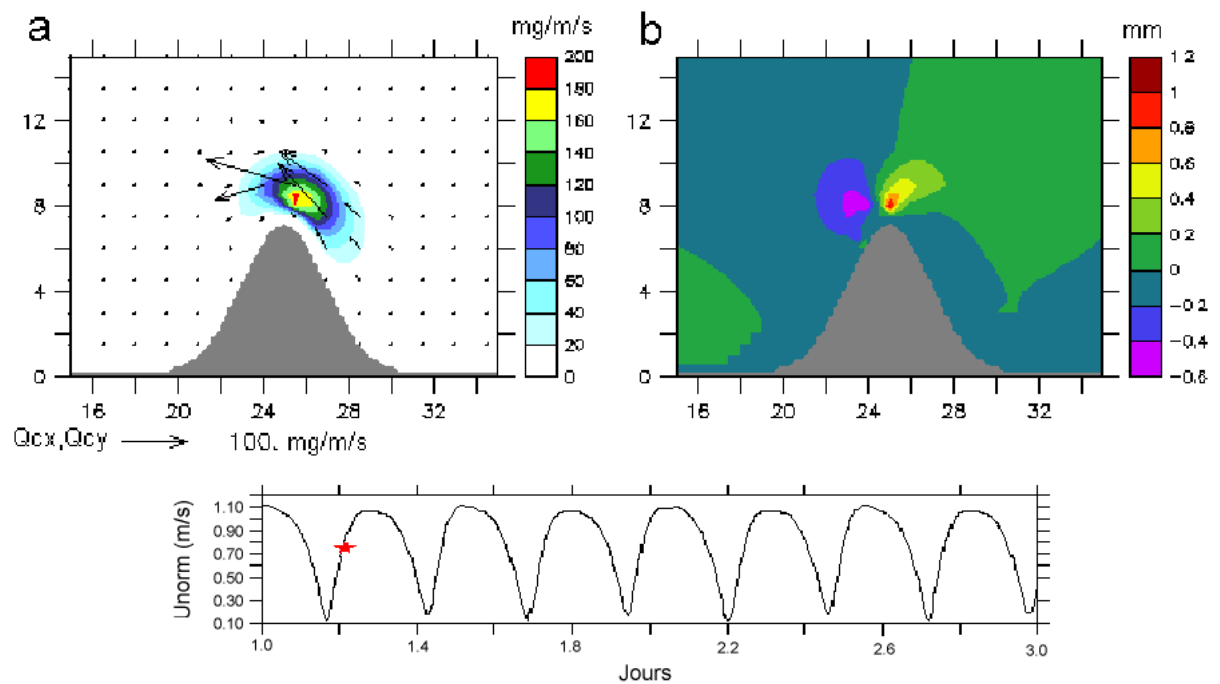


Figure C.15 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap.

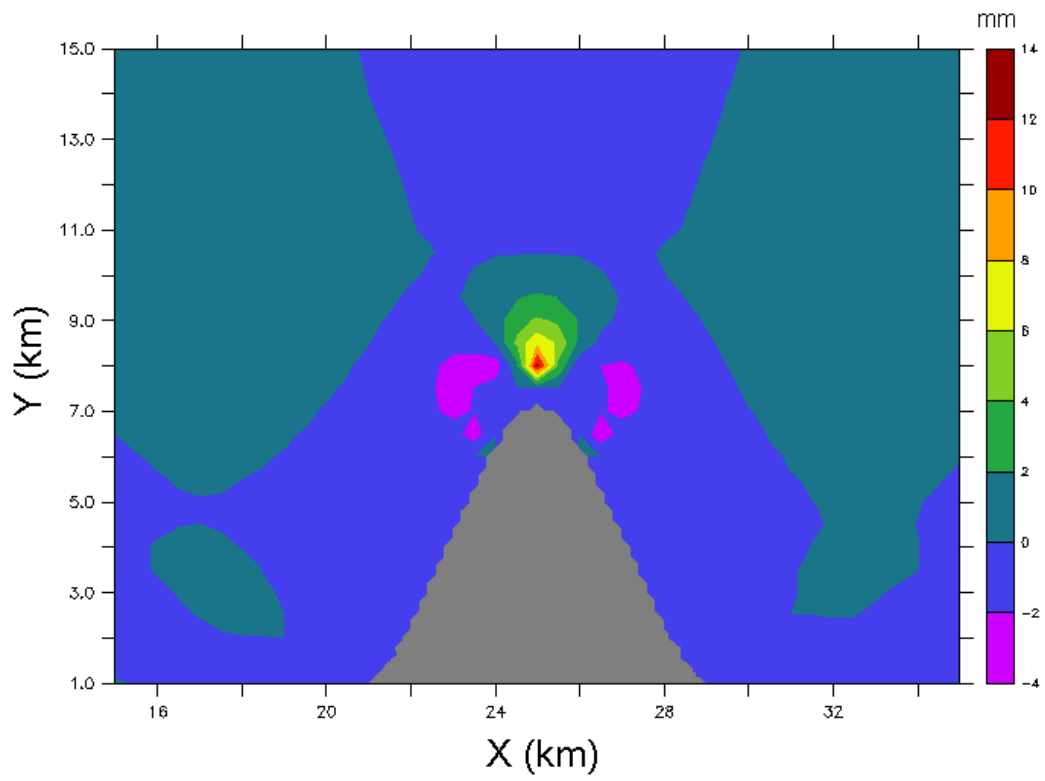


Figure C.16 – Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée.

C.3.3 Suspension

Les mises en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre sont calées à partir des modélisations effectuées par Signell et Harris (1999) pour un coefficient empirique de resuspension $\gamma_0 = 4,8 \cdot 10^{-5}$. Les Figures C.17 à C.20 présentent les champs de CSS à proximité de la surface, du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de 30 μm de diamètre aux quatre instants caractéristiques de l'écoulement face à la pointe du cap à l'initiation des calculs morphodynamiques. En pointe de flot, les sédiments sont érodés à la tête du cap avec un taux d'érosion de 2 mm h^{-1} et transportés en grande partie parallèlement à la côte en suivant l'écoulement de marée (Figure C.17). La décroissance des contraintes en aval du cap favorise le dépôt et la formation du banc à partir de la pointe du cap à des taux de sédimentation moyens de 0,5 mm h^{-1} (Figure C.18). Le développement de la recirculation en aval du cap induit, d'une part, le long du flanc Est l'augmentation des contraintes de cisaillement et l'érosion des sédiments à des taux de 0,25 mm h^{-1} , et d'autre part, au large la décroissance des contraintes de cisaillement et le dépôt des sédiments advectés depuis la pointe du cap à des taux de 0,5 mm h^{-1} (Figure C.19). A mi-jusant, l'érosion atteint un taux de 1,25 mm h^{-1} à proximité de la pointe du cap initiant un schéma d'évolution morphodynamique analogue au précédent (Figure C.20). L'éloignement progressif du banc du flanc du cap et sa formation vers le large sont mises en évidence par le tracé de l'évolution morphodynamique 0,50 mm toutes les heures à l'initiation des calculs morphodynamiques (Figure C.21). Ce développement se retrouve également en phase de renverse conduisant à la formation de deux bancs selon des directions transverses aux flancs du cap en accord avec les résultats de Signell et Harris (1999) (Figure C.22). Cette évolution morphodynamique est notamment en contradiction avec les critères de prédiction établis par Pingree (1978) confirmant l'influence négligeable du terme de Coriolis dans la formation des bancs en drapeau. La position du centre de ces bancs apparaît ainsi à 3 km au Sud du centre des recirculations résiduelles dans la zone de dépôt maximal des sédiments mis en suspension à la pointe du cap et advectés par le courant de marée.

Enfin, les chroniques de la concentration de sédiment en suspension à proximité de la surface et du fond sont présentées aux points A, B et C identifiés précédemment (Section C.3.1, Figure C.8). L'évolution de la CSS face à la pointe du cap (point A, Figure C.23) est en phase avec la contrainte de cisaillement près du fond atteignant à proximité de la surface une valeur maximale de 600 mg l^{-1} contre 700 mg l^{-1} au centre de la

recirculation (point C, Figure C.25) et 305 mg l^{-1} à proximité du flanc du cap (point B, Figure C.24). Au centre de la recirculation, l'advection des sédiments mis en suspension au sommet du cap conduit en flot à exacerber d'une part les CSS qui atteignent en surface 700 mg l^{-1} contre 420 mg l^{-1} en jusant, et d'autre part le déphasage avec la contrainte de cisaillement près du fond à 1 h 30 mn. Le point situé le long du cap subit l'asymétrie locale de la contrainte de cisaillement près du fond plus marquée en jusant qu'en flot (Section C.3.1, Figure C.10) qui tend à réduire l'effet d'asymétrie globale lié à l'advection des sédiments en flot. A proximité de la surface, on observe ainsi en flot une CSS de 500 mg l^{-1} déphasée de 2 heures par rapport la contrainte de cisaillement local et en jusant une CSS de 510 mg l^{-1} en phase avec la contrainte de cisaillement près du fond.

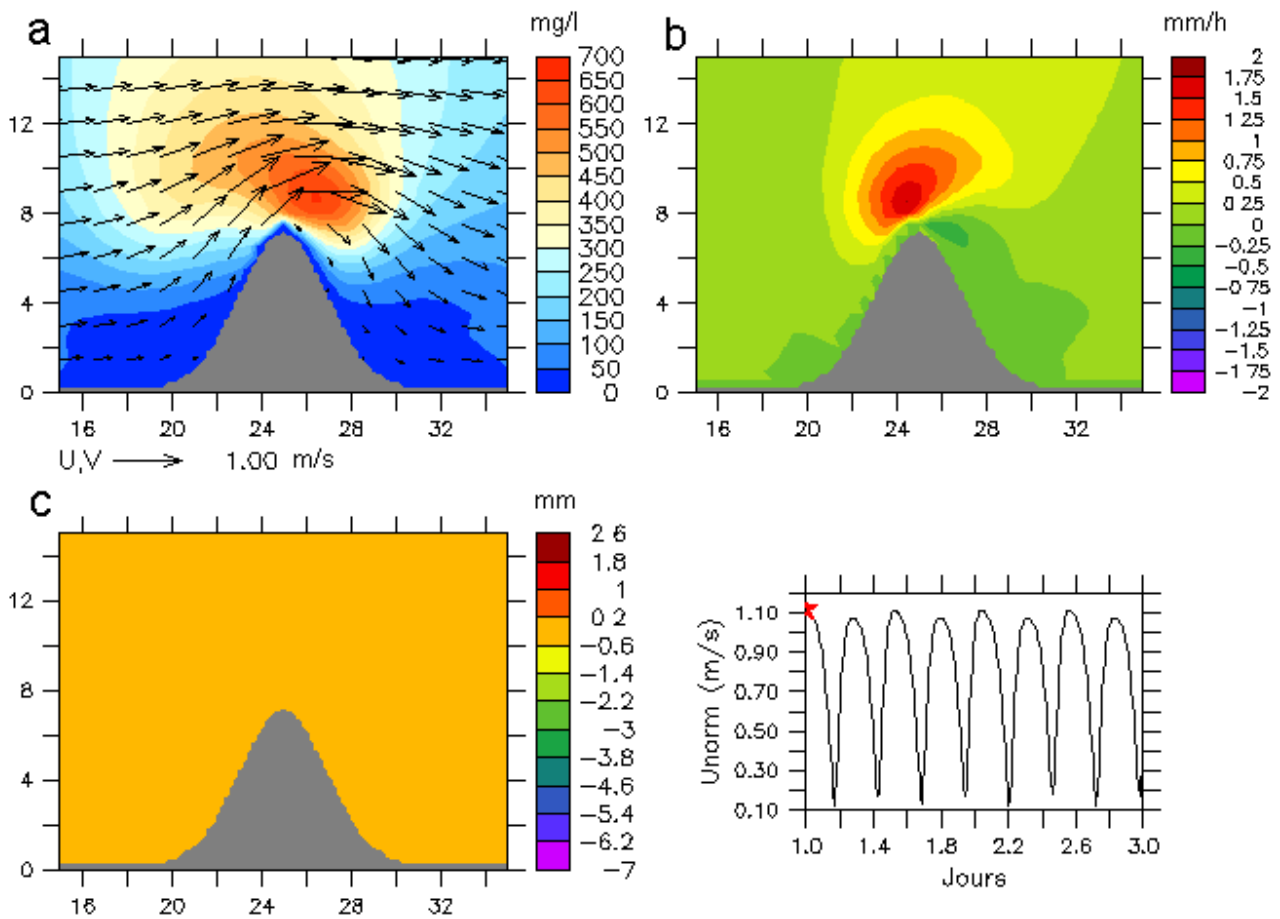


Figure C.17 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap. La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

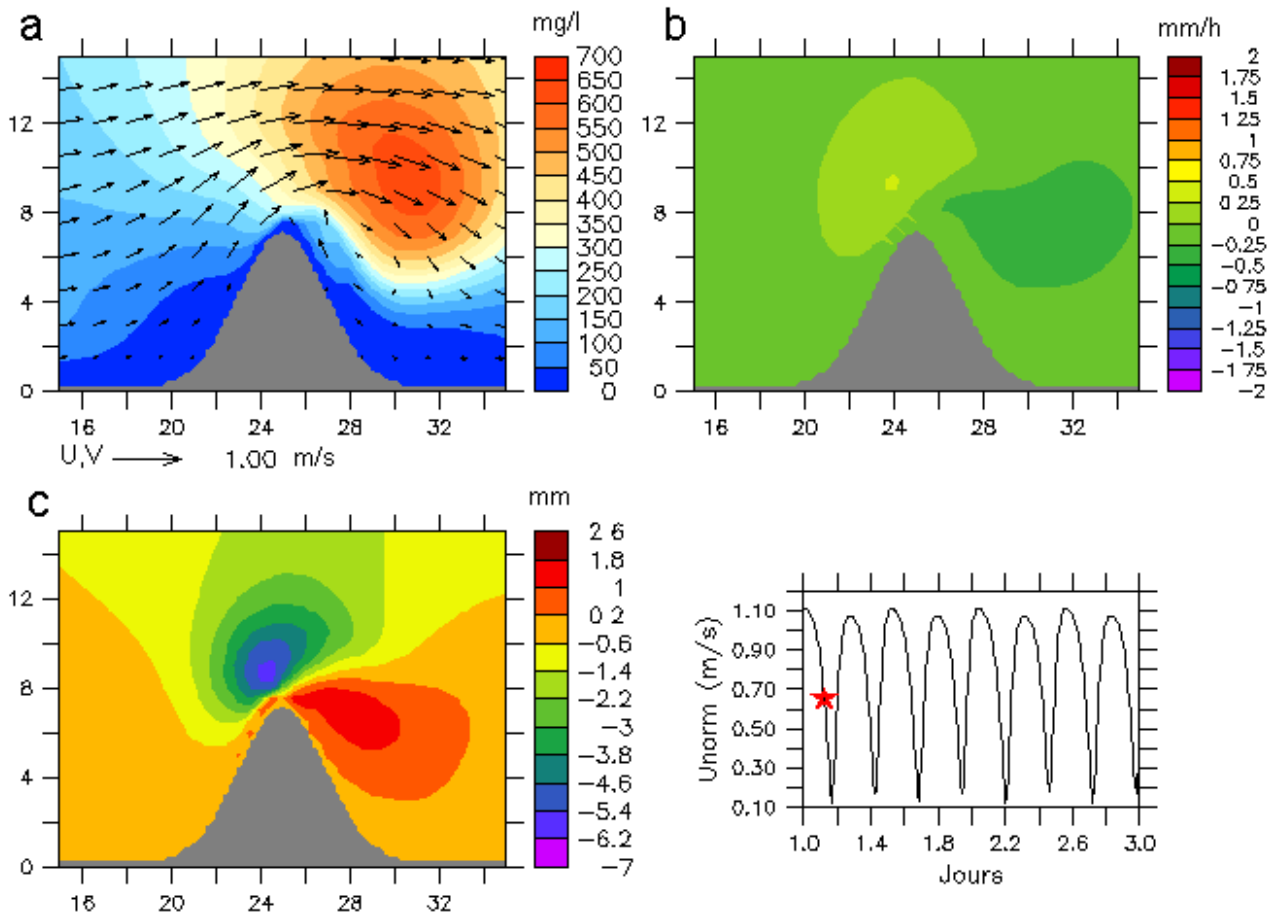


Figure C.18 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap.

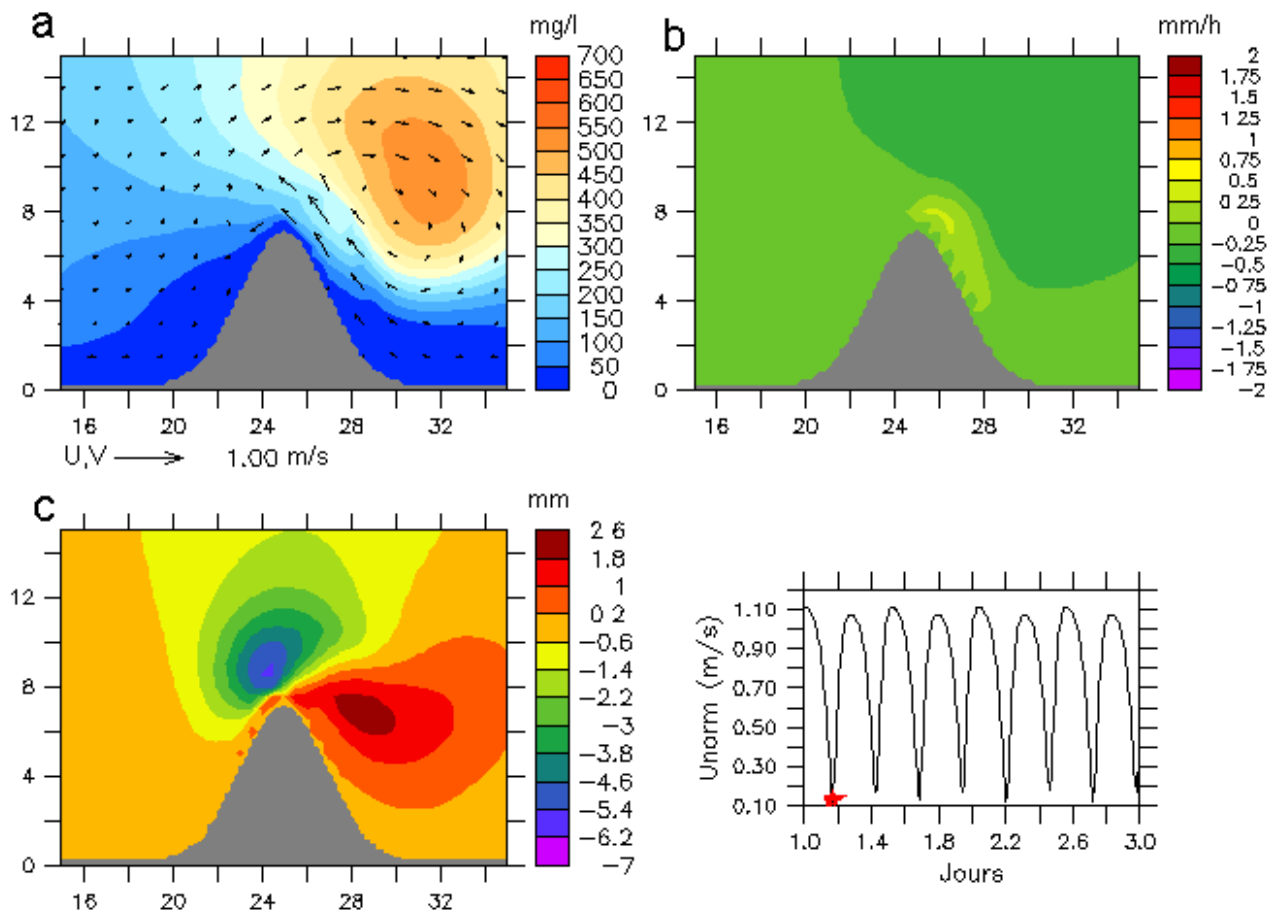


Figure C.19 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap.

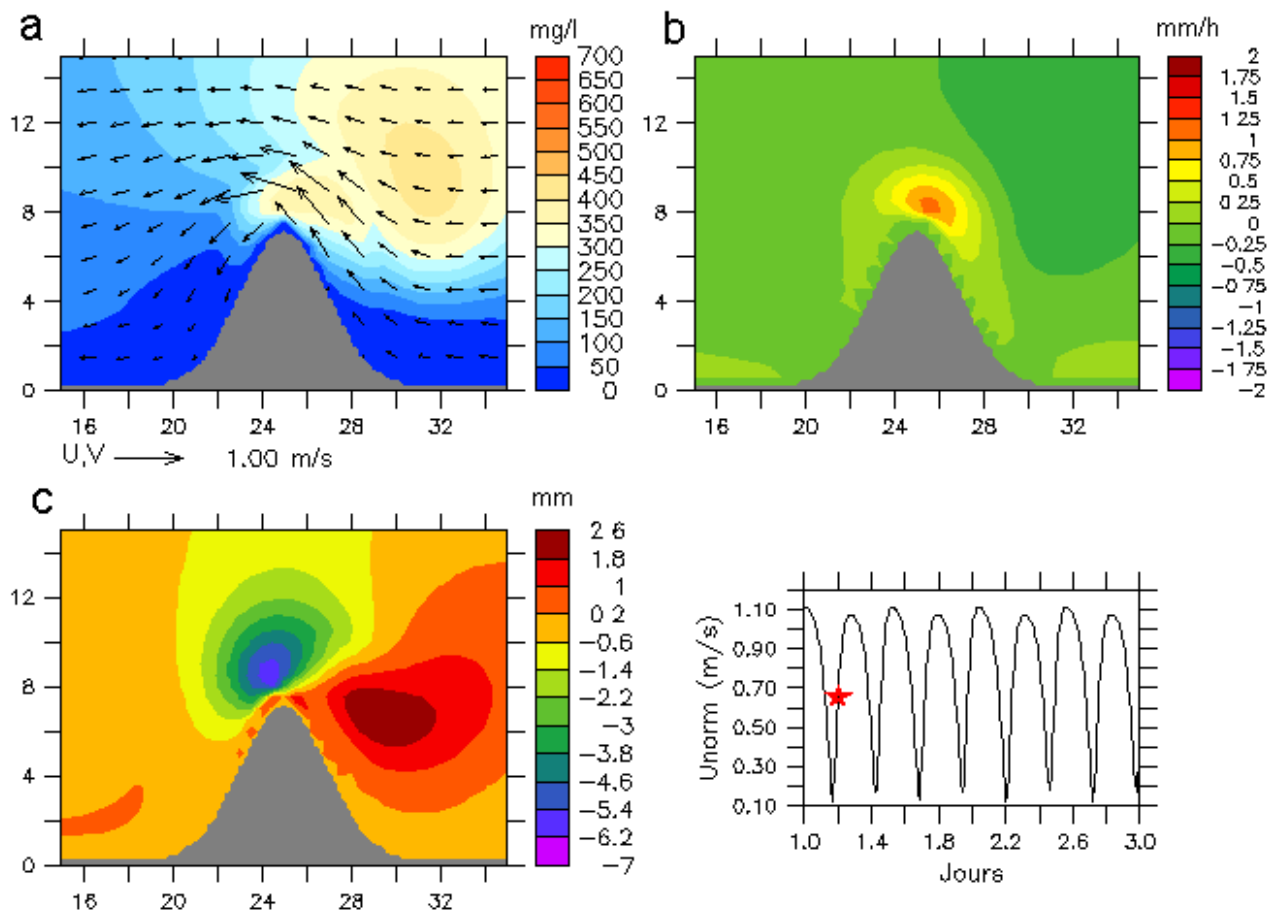


Figure C.20 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap.

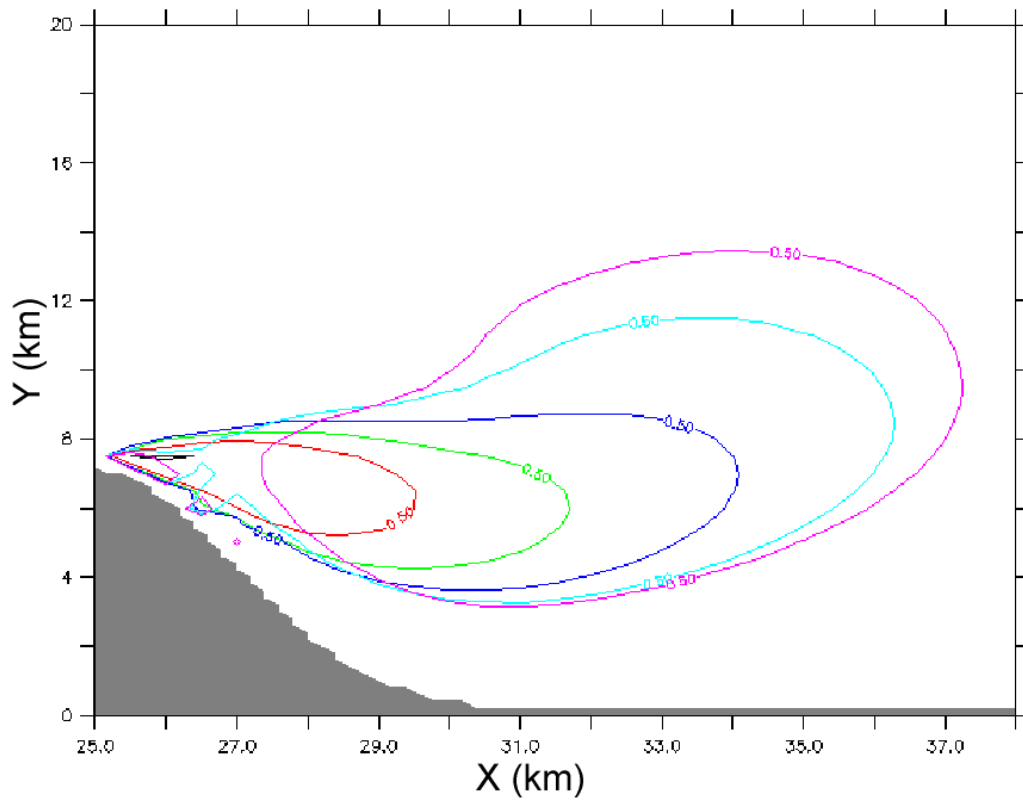


Figure C.21 – Tracés de l'évolution morphodynamique 0,50 mm liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ toutes les heures à l'initiation des calculs morphodynamiques.

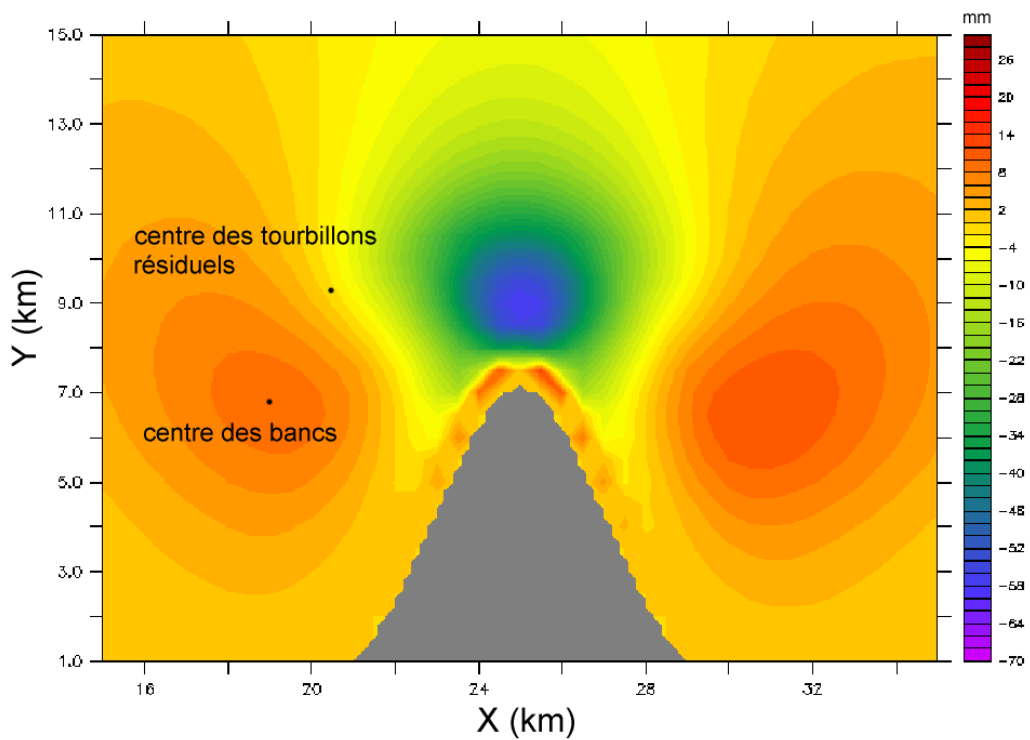


Figure C.22 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ au bout de quatre cycles de marée.

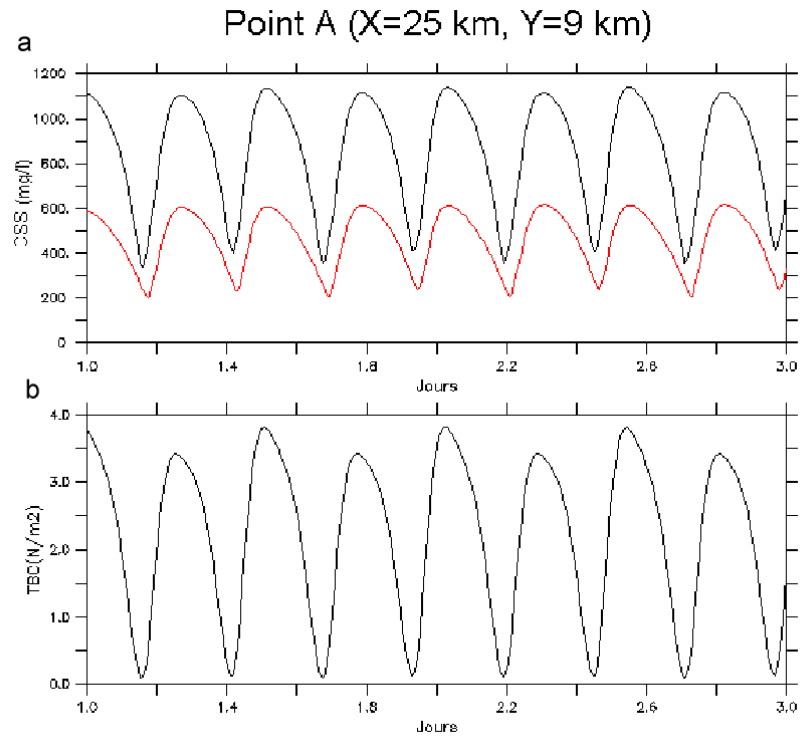


Figure C.23 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) face à la pointe du cap (point A).

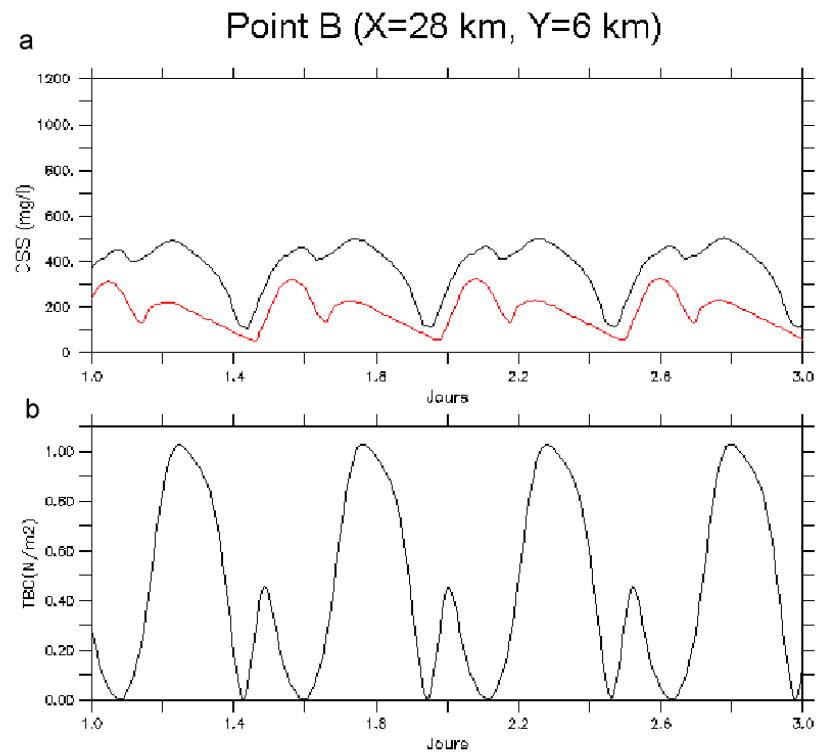


Figure C.24 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de 30 μm (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) près du flanc Est du cap (point B).

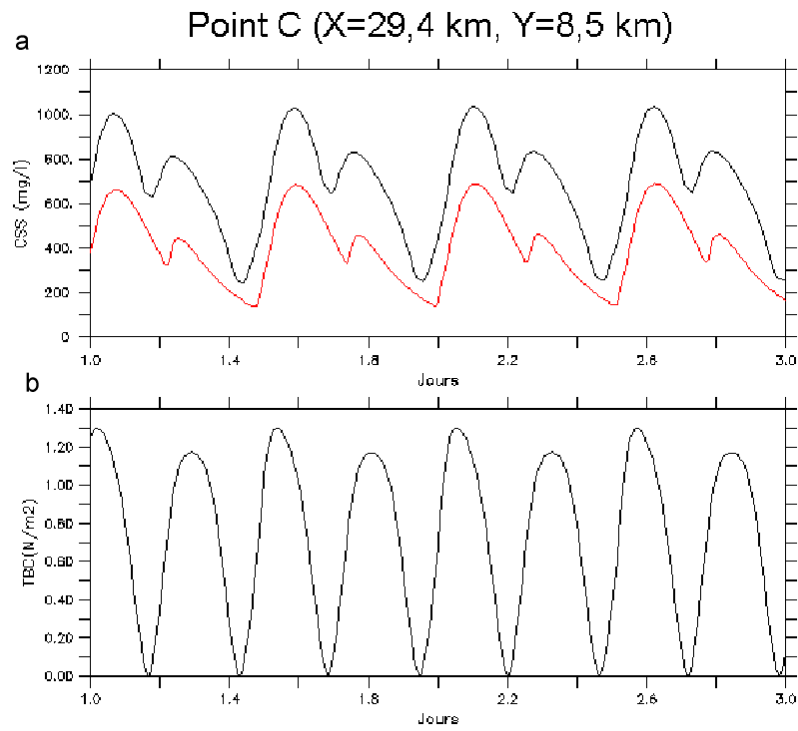


Figure C.25 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ (a) et de la contrainte de cisaillement près du fond τ_c (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C).

C.4 Houles superposées à la marée

Les effets de houles de tempêtes variant en amplitude et en direction (Section C.2, Tableau C.1) sur le transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre et en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre, et sur le développement des bancs correspondant sont simulés. Dans un premier temps, une analyse fine des champs de propagation, de circulation et de transport sédimentaire est effectuée pour une houle de secteur Nord, de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic (Test-1-c, Tableau C.1). Dans un deuxième temps, les évolutions morphodynamiques résultant des différentes conditions de houle testées sont présentées.

C.4.1 Houle de Nord

C.4.1.1 Champ de propagation

Le Figure C.26 présente le champ de la hauteur h_{m0} résultant de la propagation d'une houle de secteur Nord de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic. La réfraction des houles de Nord intervient principalement à 3 km de la côte, à l'approche des variations bathymétriques. Les orthogonales de houle convergent au niveau du cap conduisant à une augmentation locale de la hauteur significative variant de 10 à 15 %. Globalement, les hauteurs de houle restent importantes dans la frange littorale avec des valeurs de 0,7 m.

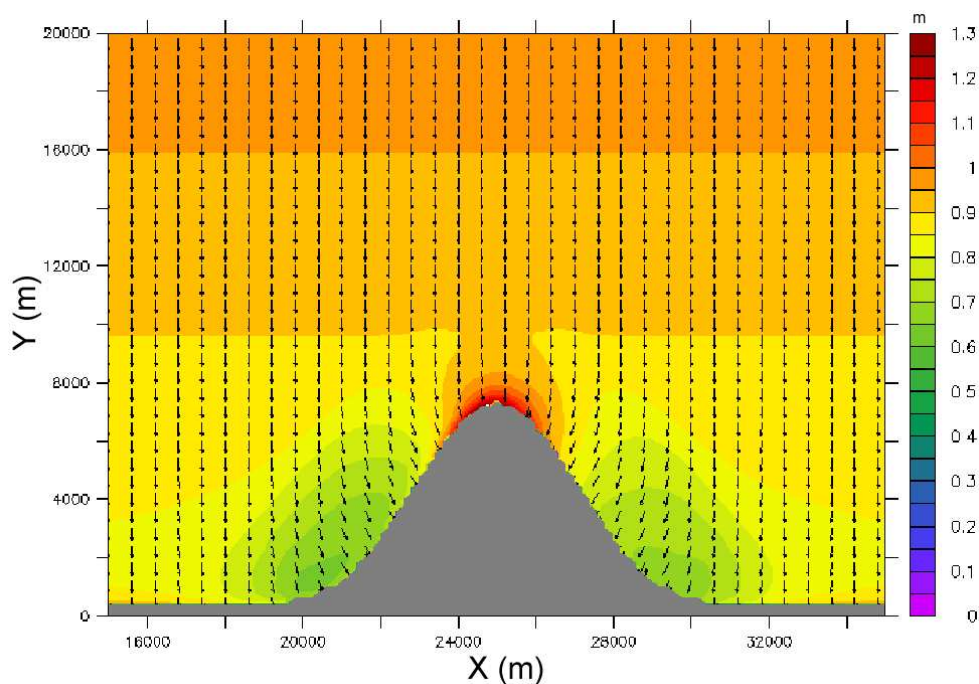


Figure C.26 – Champ de hauteur h_{m0} pour une houle de secteur Nord de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic superposé au champ de direction de propagation.

C.4.1.2 Circulation

Les Figures C.27 à C.30 présentent, de la même manière qu'en situation de courant de marée seul (Section C.3.1), les champs de courants moyennés sur la verticale et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} aux quatre instants caractéristiques de l'écoulement face à la pointe du cap. Les champs de courant ne sont que très faiblement modifiés par le frottement apparent résultant de l'interaction entre la houle et le courant près du fond. Les modifications interviennent principalement sur la contrainte totale τ_{cw} exacerbée face à la pointe du cap avec une valeur maximale de 8 N m^2 et le long de la frange littorale avec une valeur moyenne 5 N m^2 .

Ces modifications apparaissent également sur les chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c aux points A, B et C (Figures C.31 à C.33). Dans l'ensemble des cas, la contrainte de cisaillement totale correspond à l'évolution de la contrainte de cisaillement liée au courant au décalage près de la contrainte de cisaillement liée à la houle et qui varie en phase d'étale de 4 N m^2 au point A (Figure C.31) à $3,5 \text{ N m}^2$ au point B (Figure C.32) et 2 N m^2 au point C (Figure C.33), les points A et B situés à proximité du littoral présentant les modifications les plus importantes. En pointe de courant, cette contribution est réduite en fonction de l'intensité des vitesses de 2 N m^2 au point A, de $0,5 \text{ N m}^2$ au point C et de $0,2 \text{ N m}^2$ au point B. Remarquons enfin les augmentations de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c par rapport à la situation d'un courant de marée seul (Section C.3.1) de $0,4 \text{ N m}^2$ aux points A et C à $0,2 \text{ N m}^2$ au point B.

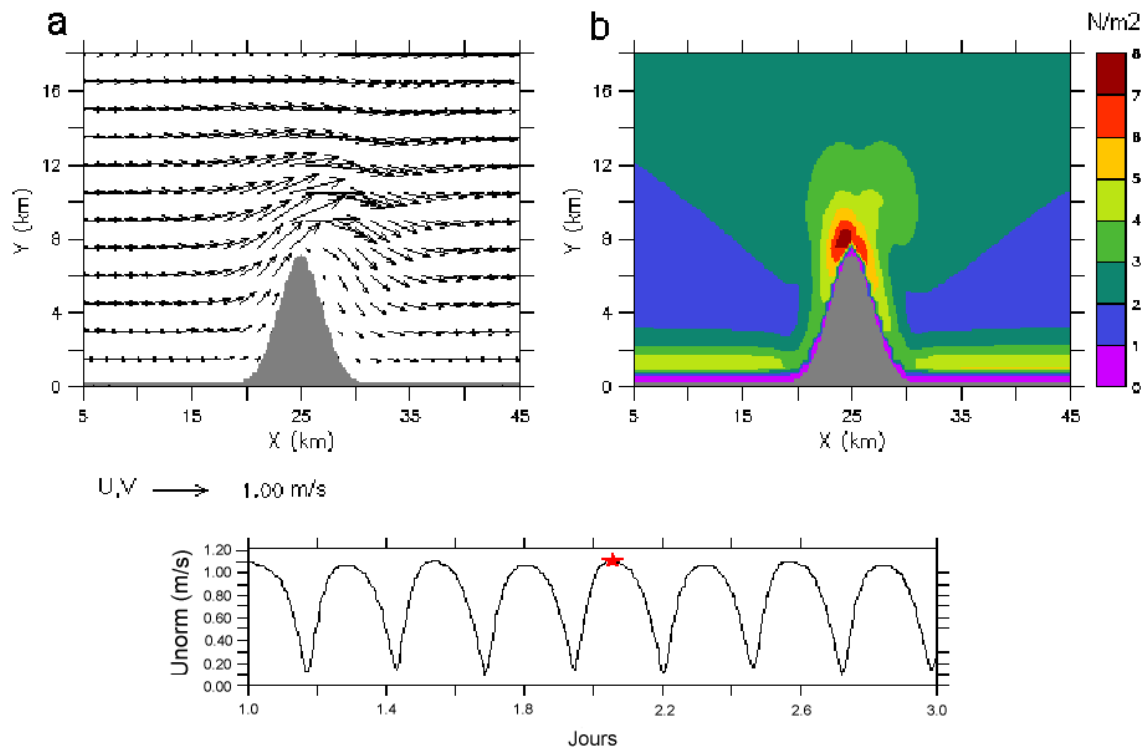


Figure C.27 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

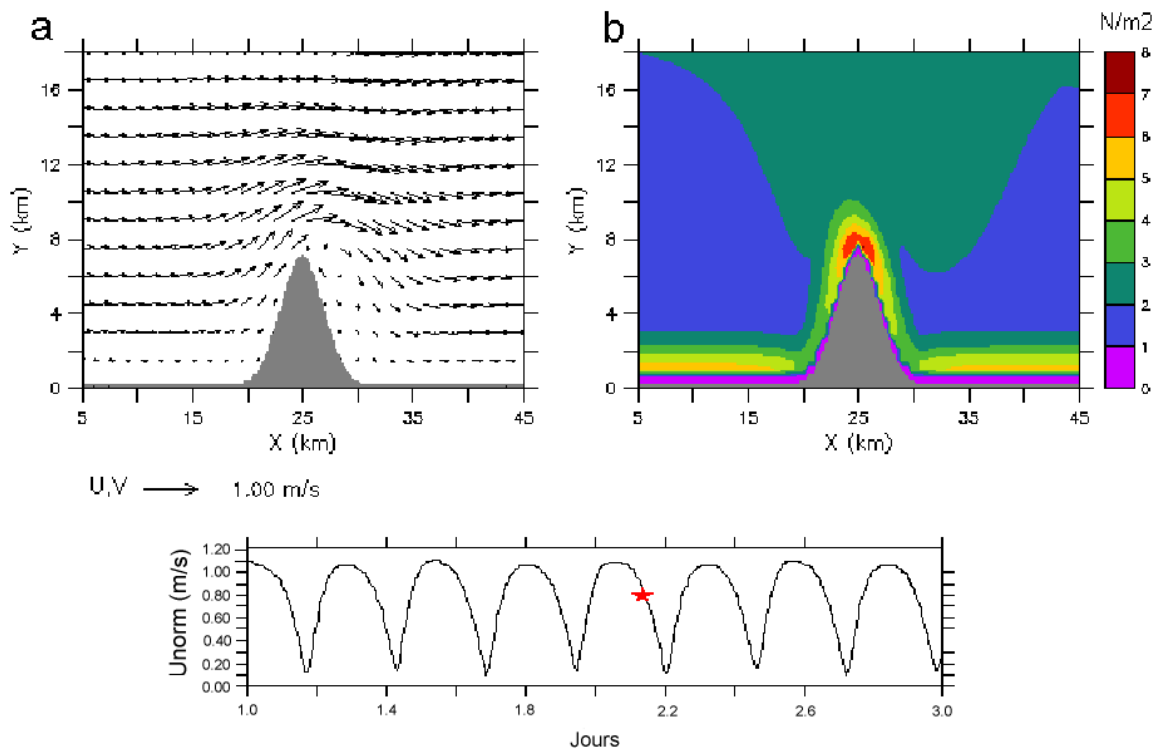


Figure C.28 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

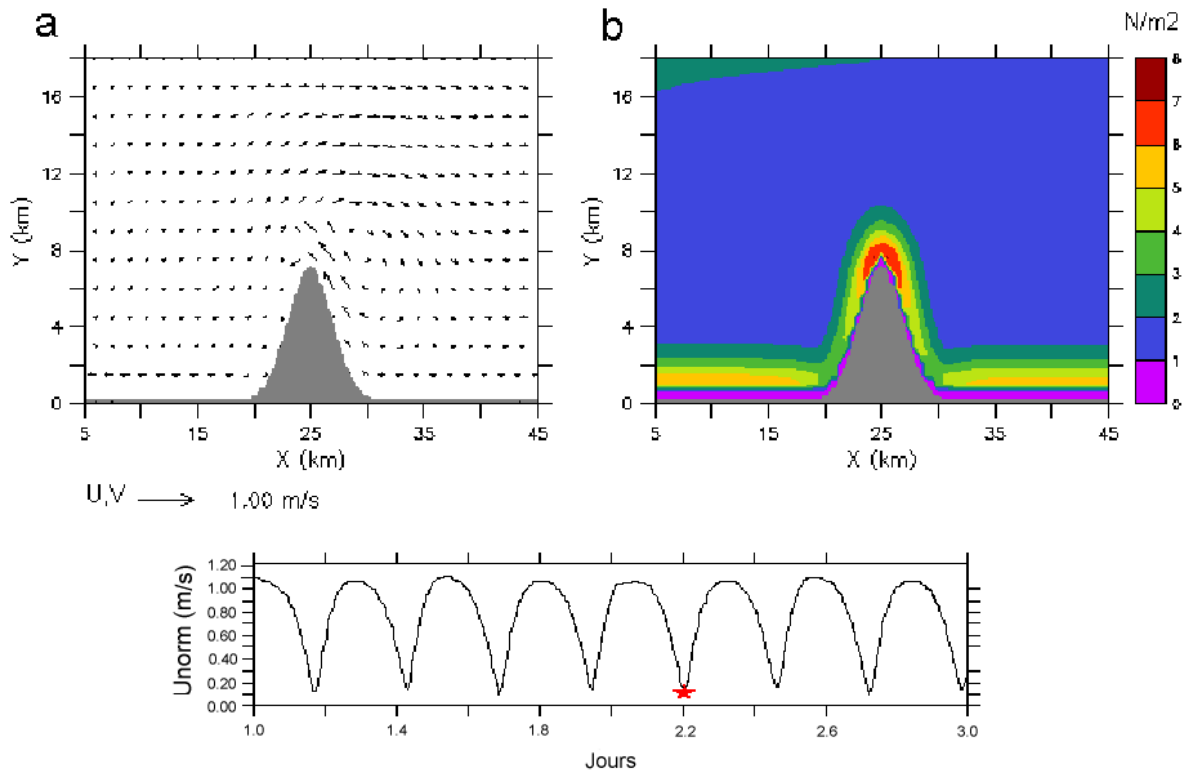


Figure C.29 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à l'amorce du jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

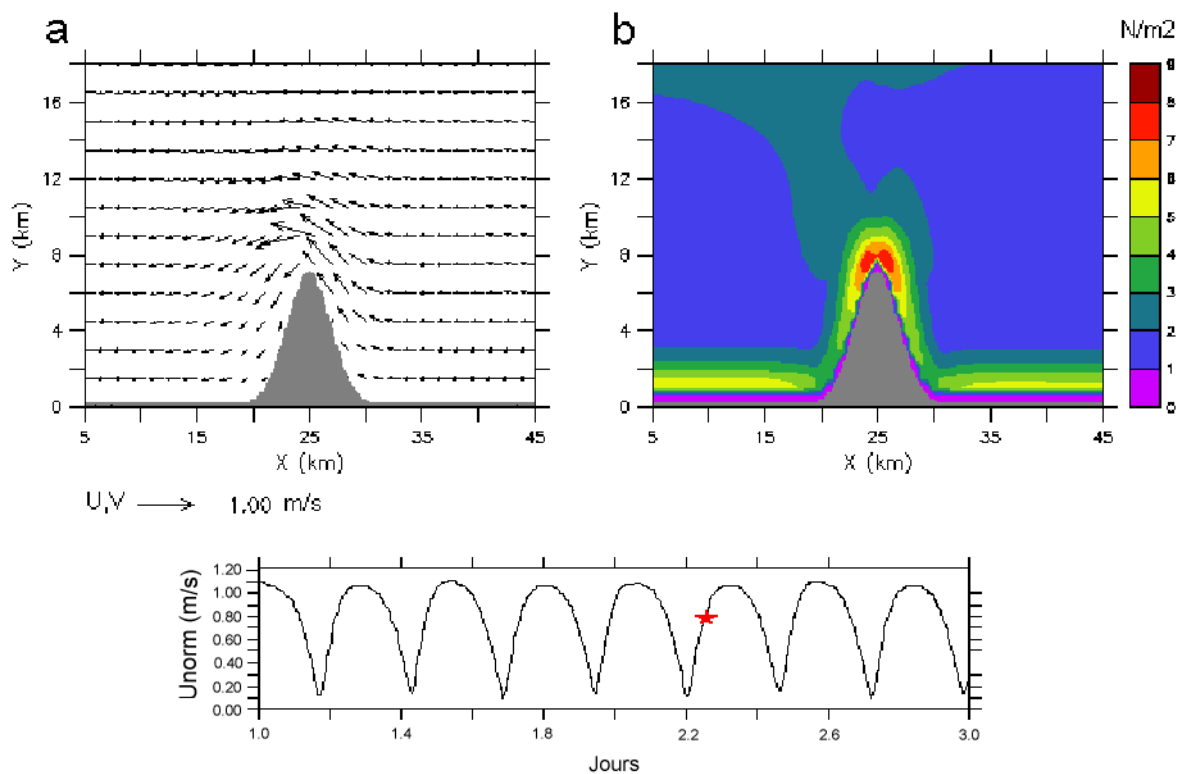


Figure C.30 – Champs de courants moyennés sur la verticale (a) et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (b) à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

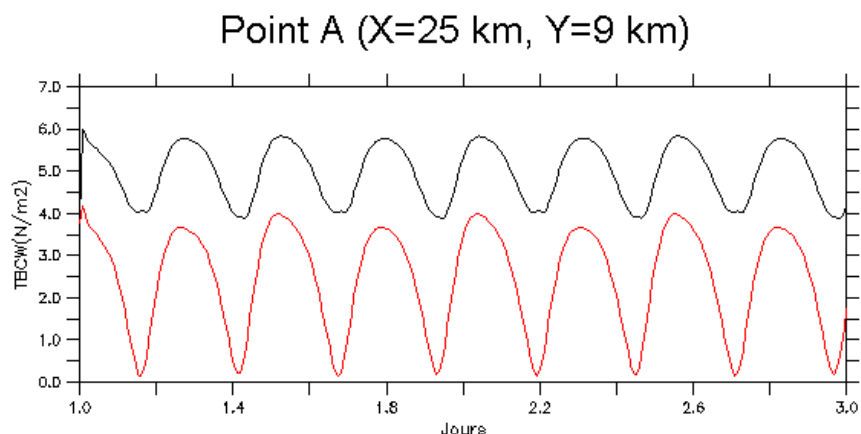


Figure C.31 – Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) face à la pointe du cap (point A) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

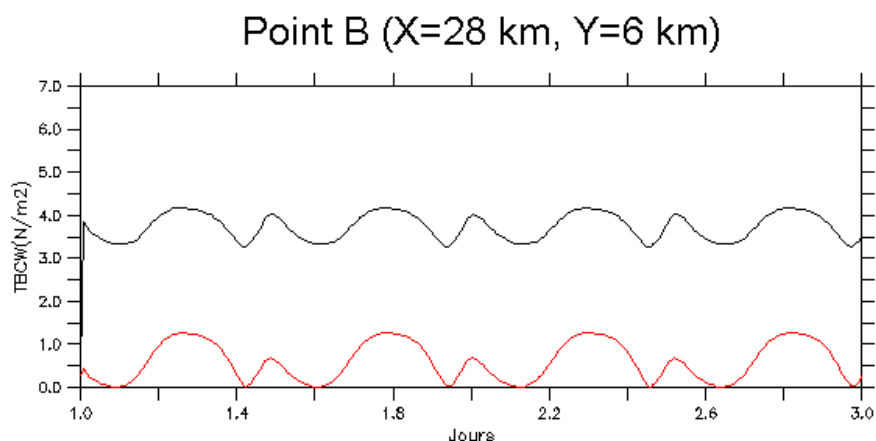


Figure C.32 – Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) près du flanc Est du cap (point B) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

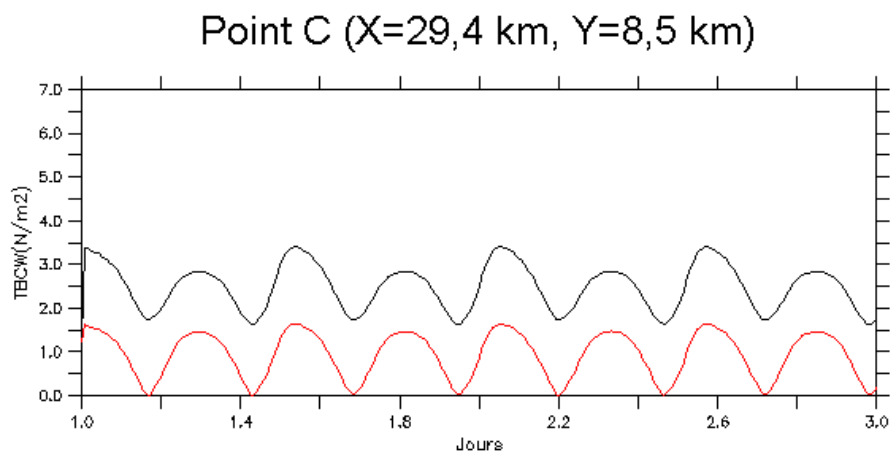


Figure C.33 – Chroniques de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} (ligne noire) et de la contrainte de cisaillement liée au courant τ_c (ligne rouge) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0$ m, $T_p = 10$ s).

C.4.1.3 Charriage

Les Figures C.34 à C.37 présentent, dans le cas d'un substrat uniforme de sables fins de $250 \mu\text{m}$ de diamètre, les champs du taux de transport par charriage et l'évolution morphodynamique correspondante aux mêmes instants qu'en situation de courant de marée seul (Section C.3.2). Les taux de transport par charriage calculés avec la formule de Soulsby-Van Rijn (Section 5.5.3.1, Equation 5.88) présentent une répartition spatiale proche du cas sans houle obtenu à partir de la formule de Van Rijn (1984a) (Equation 5.85) avec des valeurs maximales atteintes face à la pointe du cap, mais réduites de moitié atteignant 160 mg l^{-1} en pointe de flot (Figure C.34). L'évolution morphodynamique liée au charriage présente ainsi au bout de quatre cycles de marée un développement symétrique par rapport à l'axe du cap avec une zone de dépôt atteignant 4 mm face à la tête du cap contre 14 mm en condition de courant de marée seul et deux zones d'érosion limitée à 1,5 mm de part et d'autre de la pointe du cap (Figure C.38).

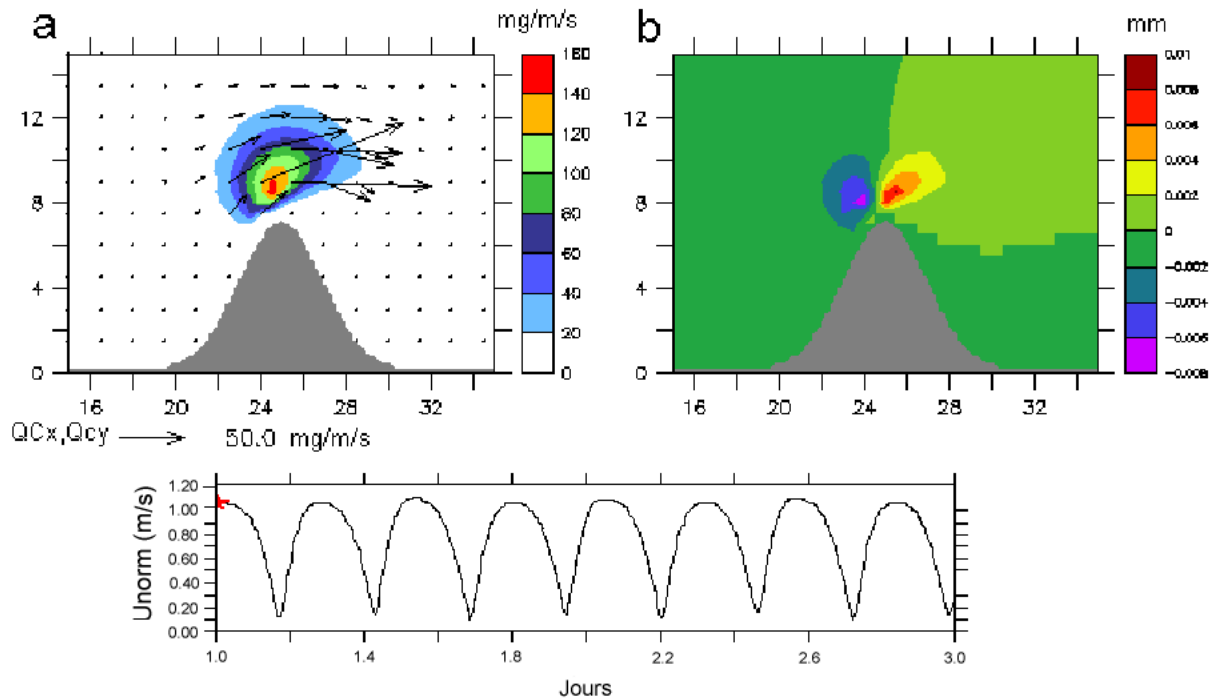


Figure C.34 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

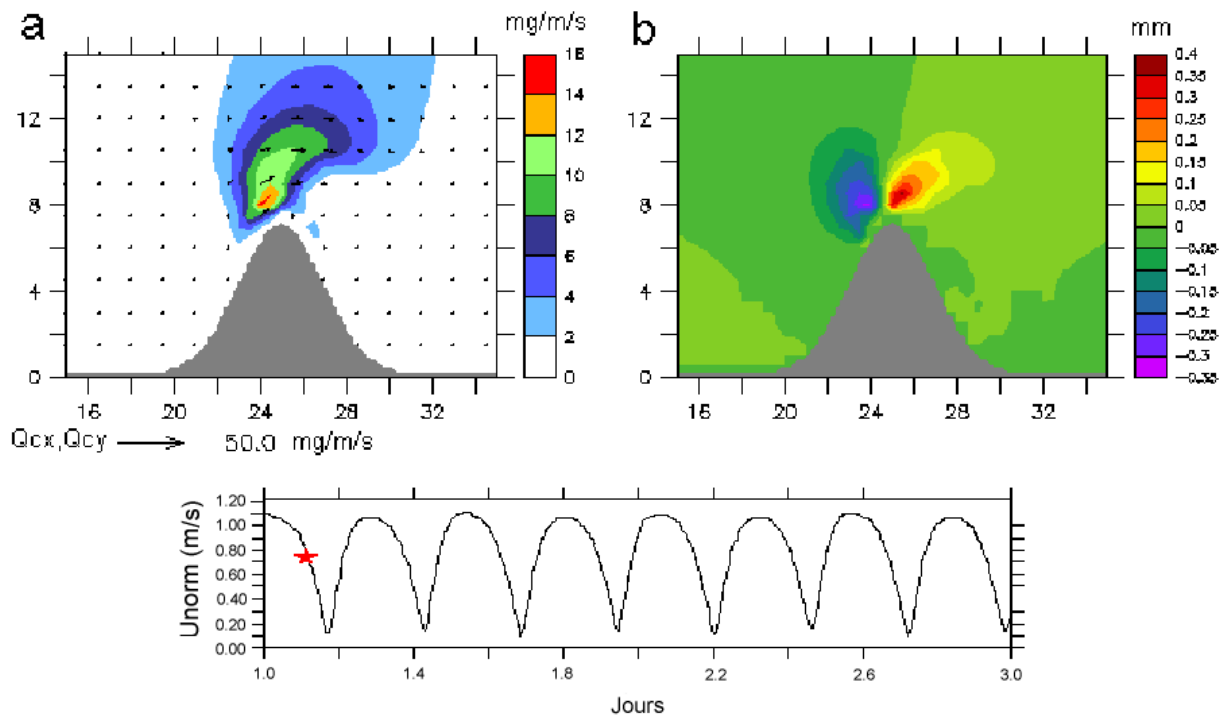


Figure C.35 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

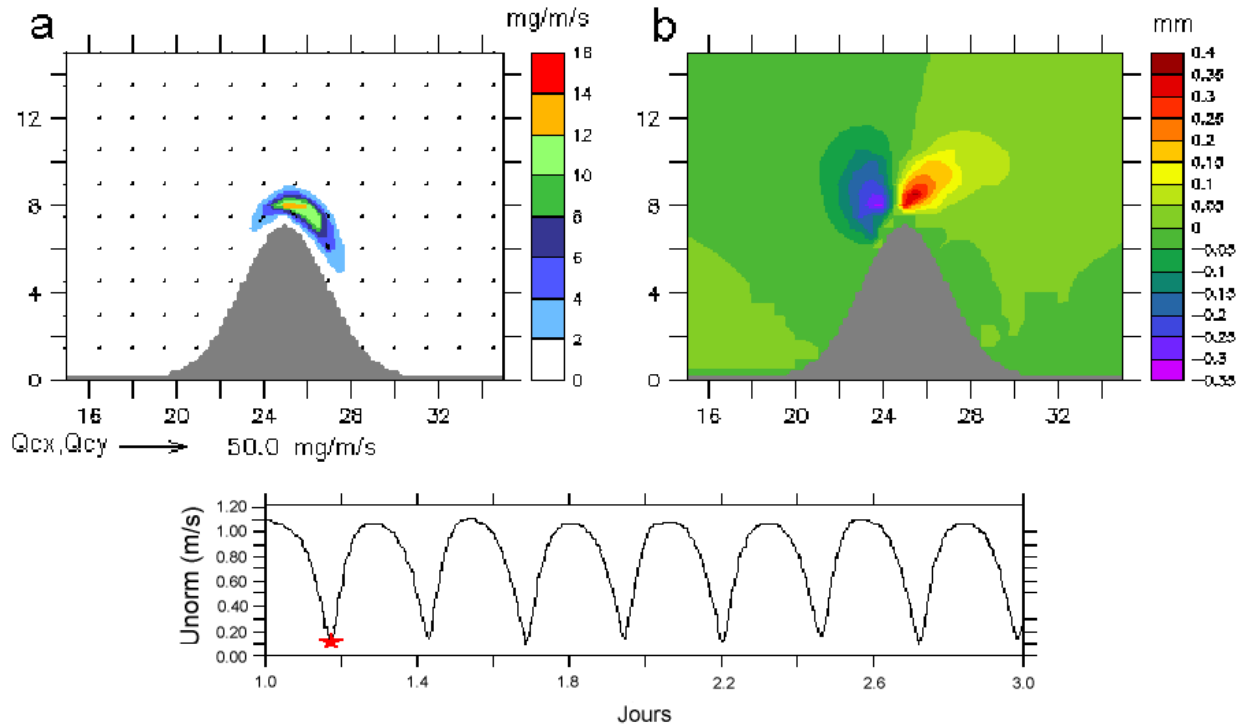


Figure C.36 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport en charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

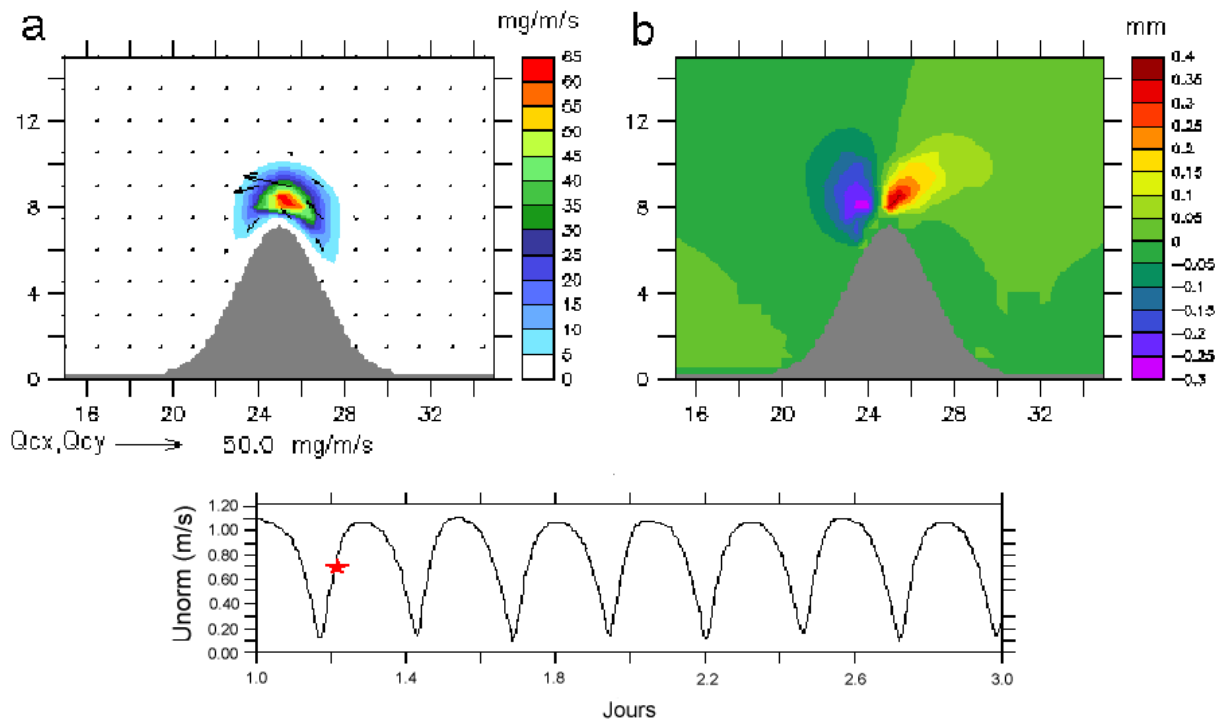


Figure C.37 – Champ de taux de transport par charriage (a) et évolution morphodynamique liée au transport par charriage (b) d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

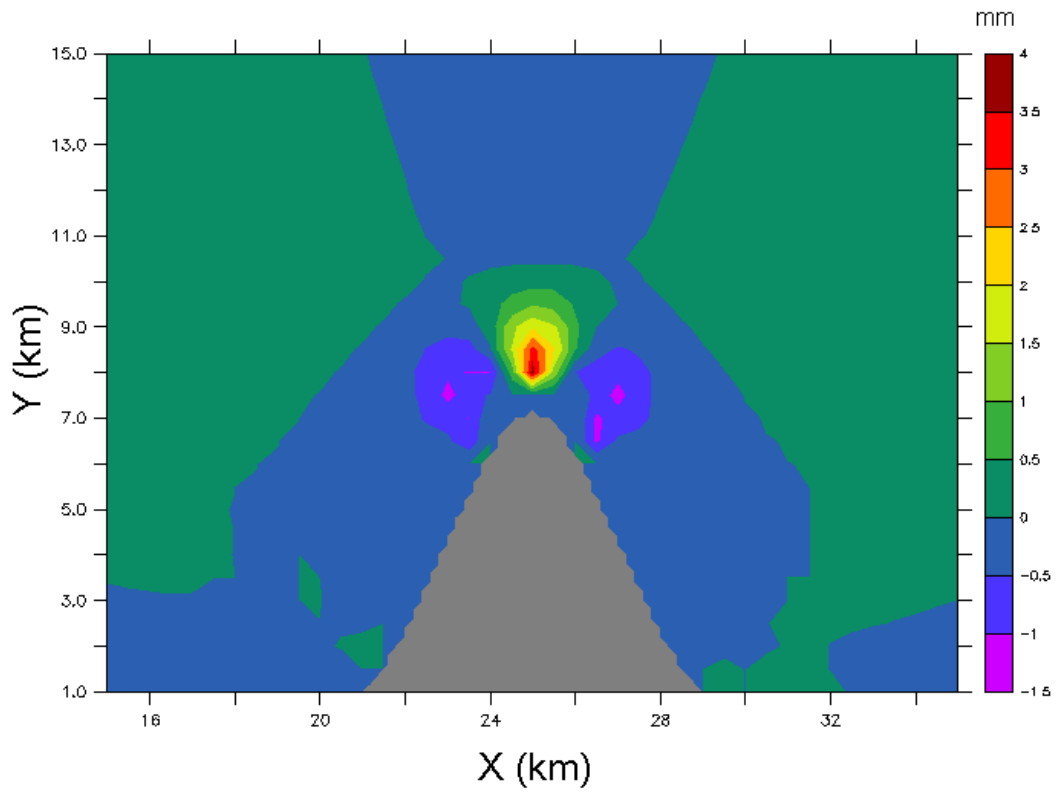


Figure C.38 – Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

C.4.1.4 Suspension

Les mises en suspension sont calées de la même manière que précédemment (Section C.3.3) à partir d'un coefficient empirique de resuspension $\gamma_0 = 4,8 \cdot 10^{-5}$. Les Figures C.39 à C.42 présentent les champs de CSS à proximité de la surface, du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques. La houle exacerbe les mises en suspension face à la pointe du cap qui atteignent en pointe de flot $2,2 \text{ g l}^{-1}$ contre $0,7 \text{ g l}^{-1}$ en situation de courant de marée seul avec un flux total à l'interface eau-sédiment de $2,4 \text{ mm h}^{-1}$ (Figure C.39). Contrairement à la situation d'un courant de marée seul, les flux érosifs restent marqués à mi-flot (Figure C.40) atteignant $1,7 \text{ mm h}^{-1}$ face à la pointe du cap et entretiennent une zone de sédimentation à un taux moyen de $1,6 \text{ mm h}^{-1}$ dont la formation est restreinte le long du flanc aux abords de la zone de recirculation située en aval du cap en raison de l'augmentation globale des contraintes de cisaillement atteignant 3 N m^2 au large (Figure C.28) contre $1,2 \text{ N m}^2$ en situation de courant de marée seul (Figure C.5). A l'amorce du jusant (Figure C.41) et à mi-jusant (Figure C.42), l'augmentation des contraintes de cisaillement le long du flanc du cap réduit l'épaisseur de la zone de dépôt entre le banc et le flanc du cap pour conduire à la formation d'un banc à 2 km du trait de côte. La répartition des forçages exercés par la houle étant symétrique par rapport à la tête du cap, ce développement se retrouve également en phase de renverse conduisant à la formation de deux bancs de chaque côté du cap selon des directions parallèles aux flancs.

Les Figures C.44, C.45 et C.46 présentent les chroniques de CSS à proximité de la surface et au voisinage du fond et de la contrainte de cisaillement totale τ_{cw} aux points A, B et C. L'évolution de la CSS face à la pointe du cap (point A, Figure C.44) est exacerbée atteignant 2300 mg l^{-1} en surface contre 600 mg l^{-1} en condition de marée seule. Elle présente notamment une avance de phase de près de $1 \text{ h } 10 \text{ mn}$ par rapport au pic de cisaillement local et une pente plus marquée de l'évolution des CSS à ces périodes principalement en raison de l'advection des sédiments mis en suspension sur le flanc amont à l'amorce de l'écoulement (Figures C.41-a et C.42-b). Le long du flanc, au point B, la CSS maximale passe à proximité de la surface de 300 mg l^{-1} en condition de marée seule à 2000 mg l^{-1} en présence d'une houle de Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$) (Figure C.45). Elle présente par ailleurs en flot un pic de CSS à proximité du fond maximale de 5000 mg l^{-1} en retard de phase de 1 h par rapport à la CSS près du fond et de $2 \text{ h } 30 \text{ mn}$ par rapport

au cisaillement local. Ces différentes chroniques sont analysées à travers les champs de la CSS à proximité de la surface et du fond, et du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment au pic de CSS à proximité du fond au point B (Figure C.47). Cette période de mi-flot apparaît ainsi marquée par une advection des sédiments du côté amont de la tête du cap où le flux sédimentaire atteint $2,4 \text{ mm h}^{-1}$ au côté aval où les sédiments se déposent progressivement dans les zones de décroissance des contraintes de cisaillement près du fond à des taux de $1,8 \text{ mm h}^{-1}$ favorisant l'apparition d'un pic de CSS au fond près de 1 h après celui obtenu en surface. En jusant, le pic de CSS près du fond au point B est régi par l'advection des sédiments mis en suspension le long du littoral de la frontière méridionale du canal (Figure C.48). Ces pics de CSS déphasés sont également remarquables sur l'évolution de la CSS au centre de la recirculation (point C, Figure C.46), mais restent limités à 20 % de la CSS totale, l'apport global résultant en flot de l'advection des sédiments mis en suspension à la tête du cap et en jusant de mises en suspension locales.

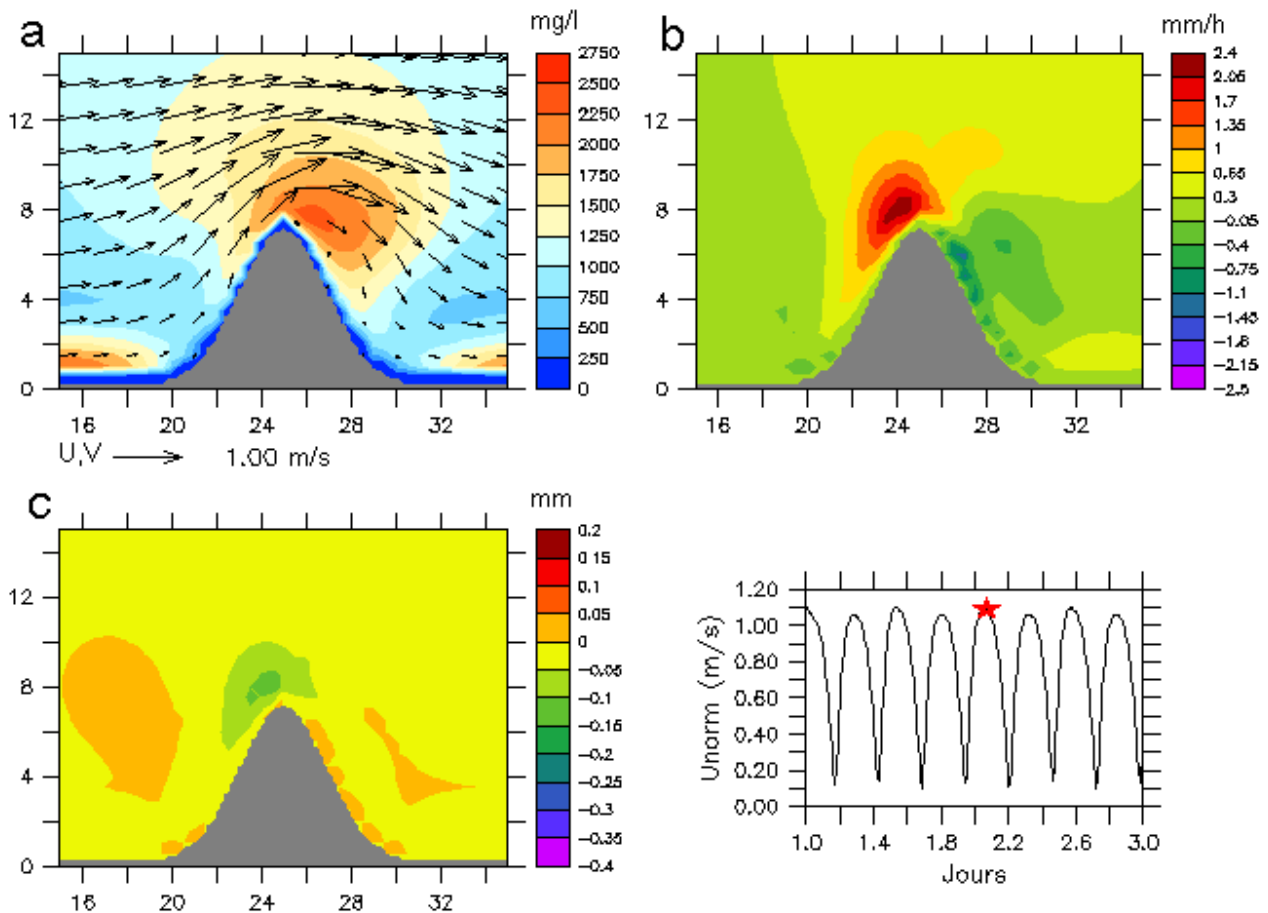


Figure C.39 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques en pointe de flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution du module du courant moyenné sur la verticale (en m s^{-1}) face à la pointe du cap au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

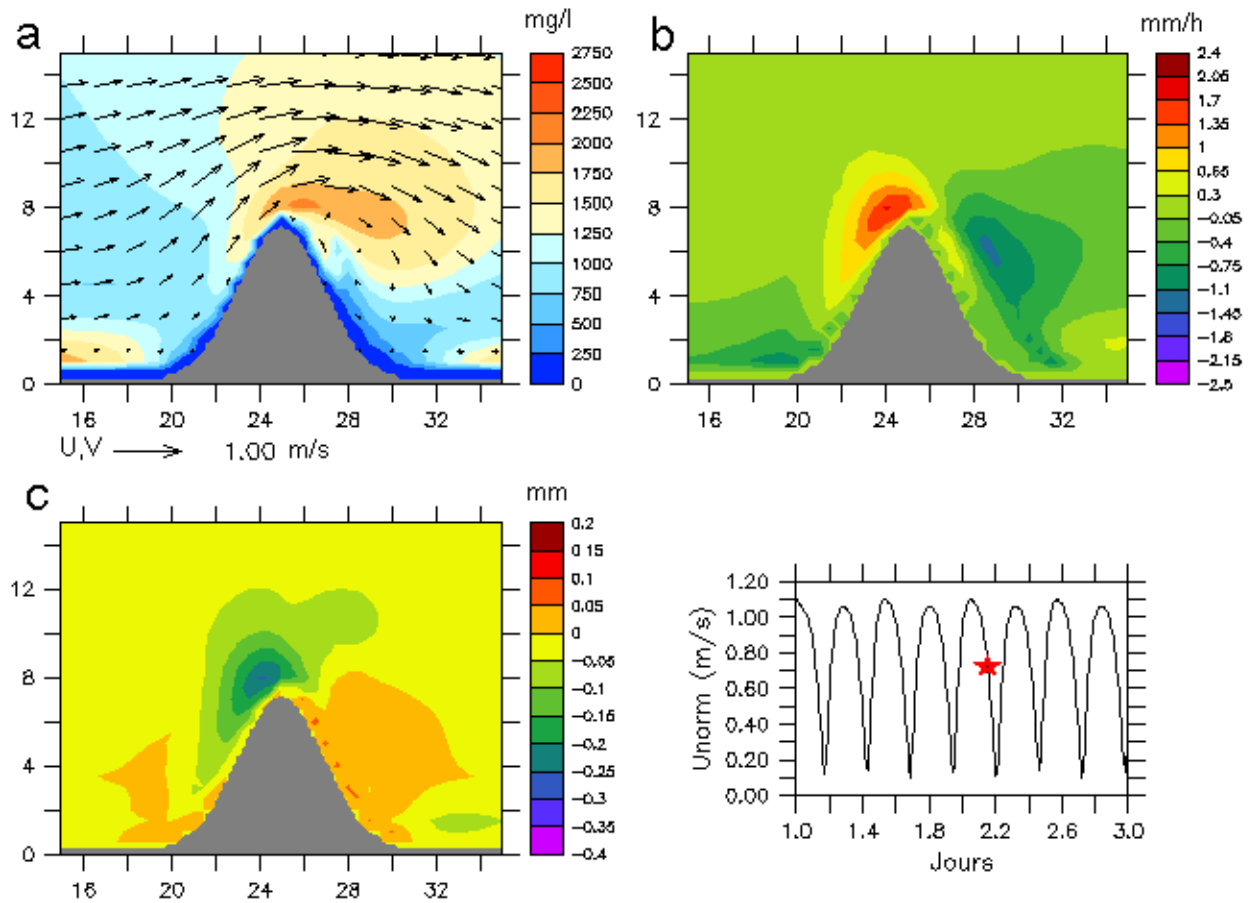


Figure C.40 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-flot face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

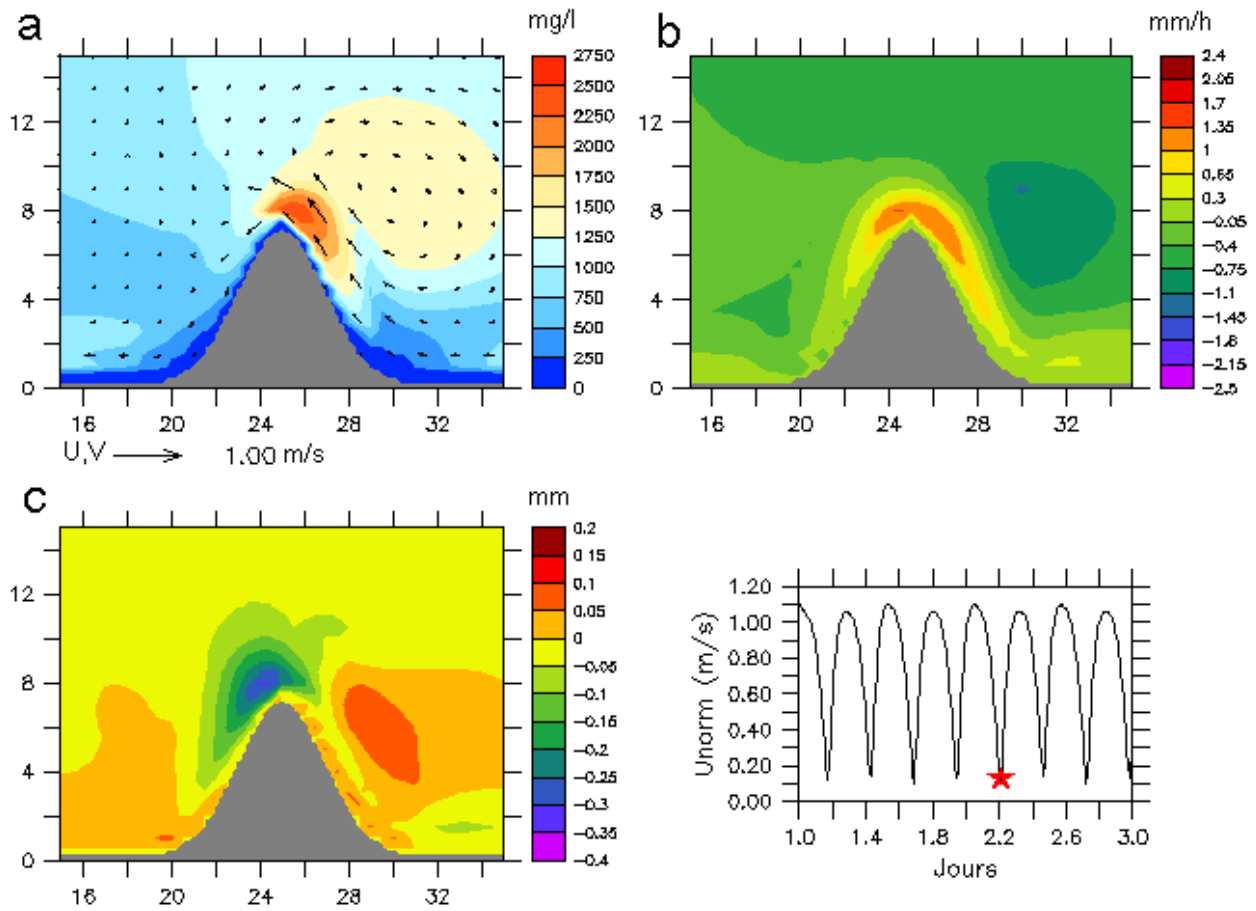


Figure C.41 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à l'amorce du jusant face à la tête pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

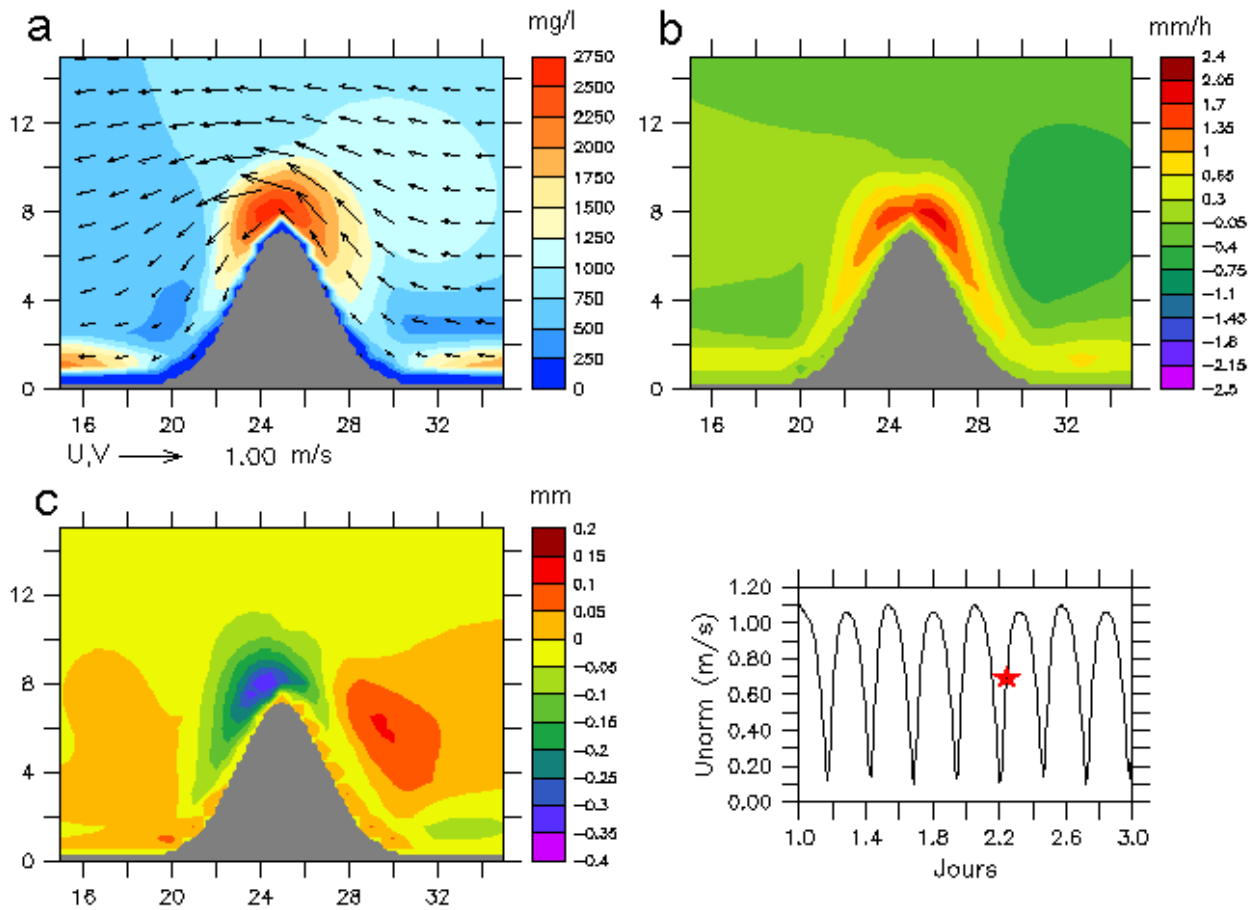


Figure C.42 – Champs de CSS en surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (b) et de l'évolution morphodynamique liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques à mi-jusant face à la tête du cap pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

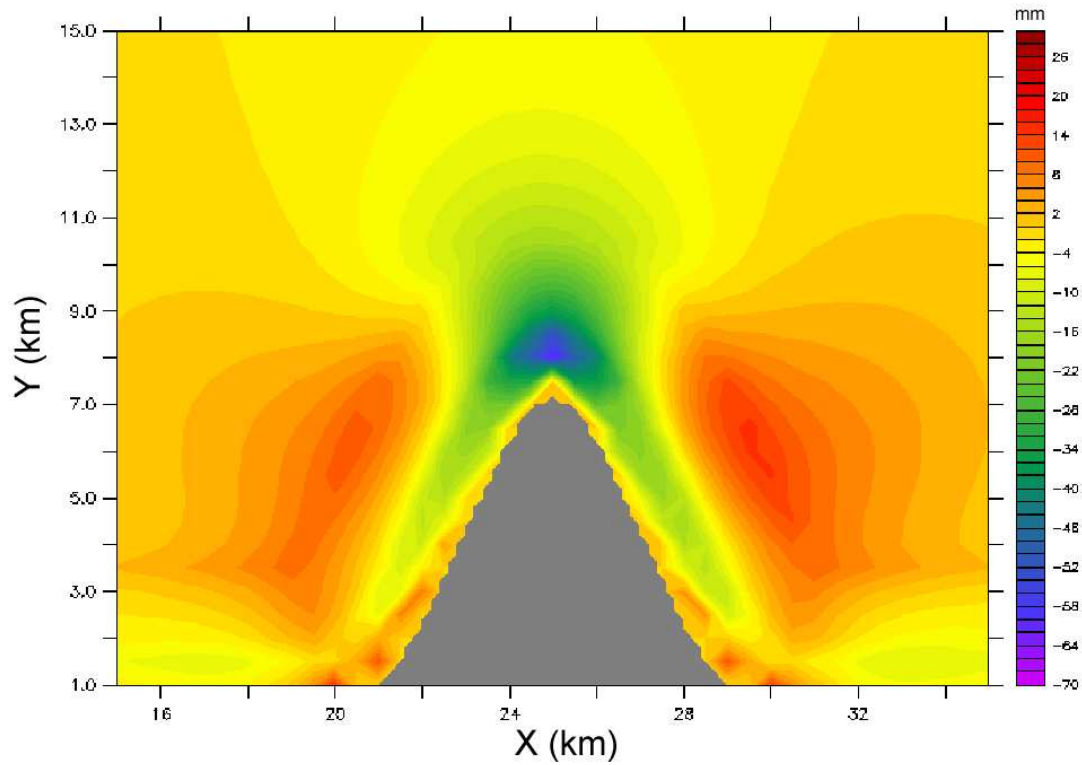


Figure C.43 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

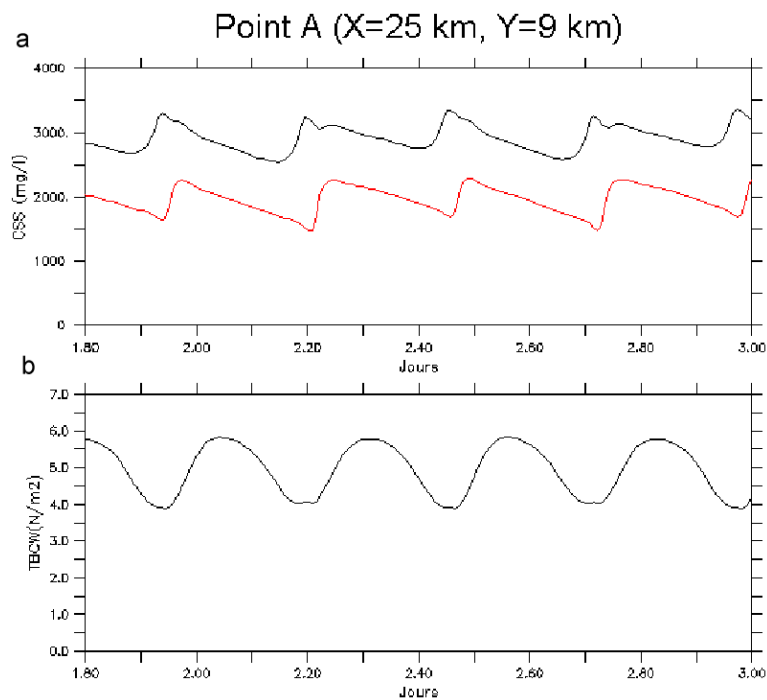


Figure C.44 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) face à la pointe du cap (point A) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

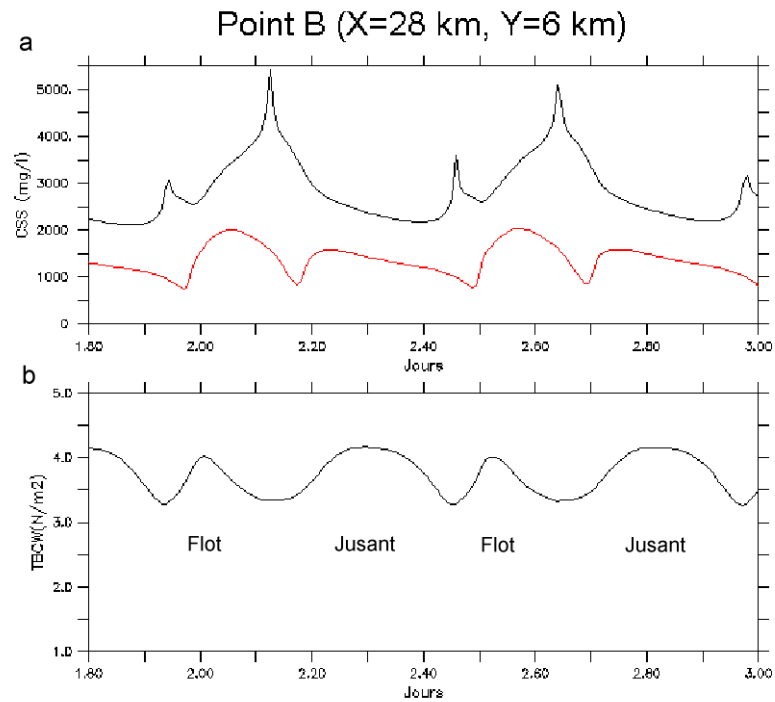


Figure C.45 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) à proximité du flanc Est du cap (point B) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

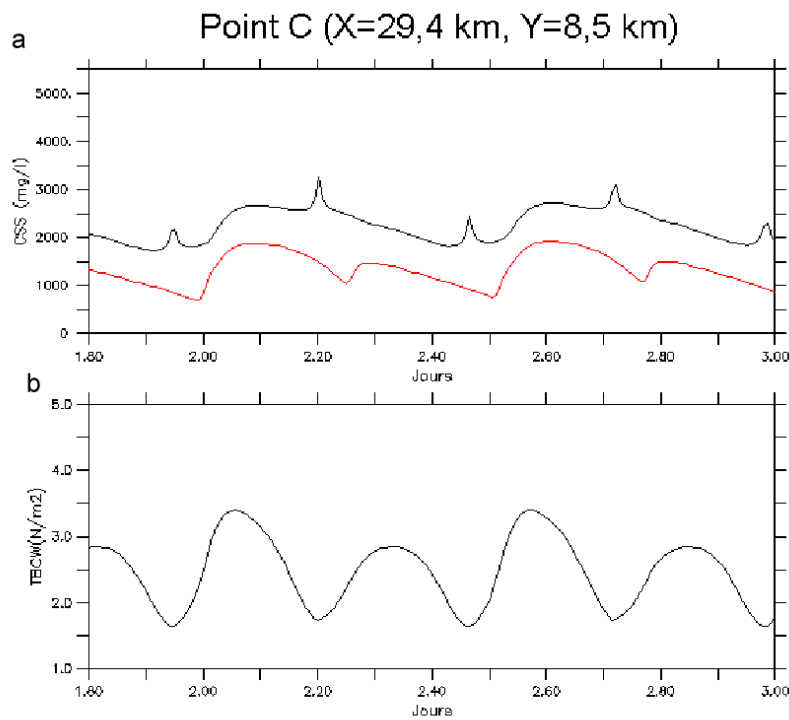


Figure C.46 – Chroniques de la CSS à proximité de la surface (ligne rouge) et du fond (ligne noire) d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ (a) et de la contrainte de cisaillement totale près du fond τ_{cw} (b) au centre de la recirculation résiduelle à l'Est du cap (point C) pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$).

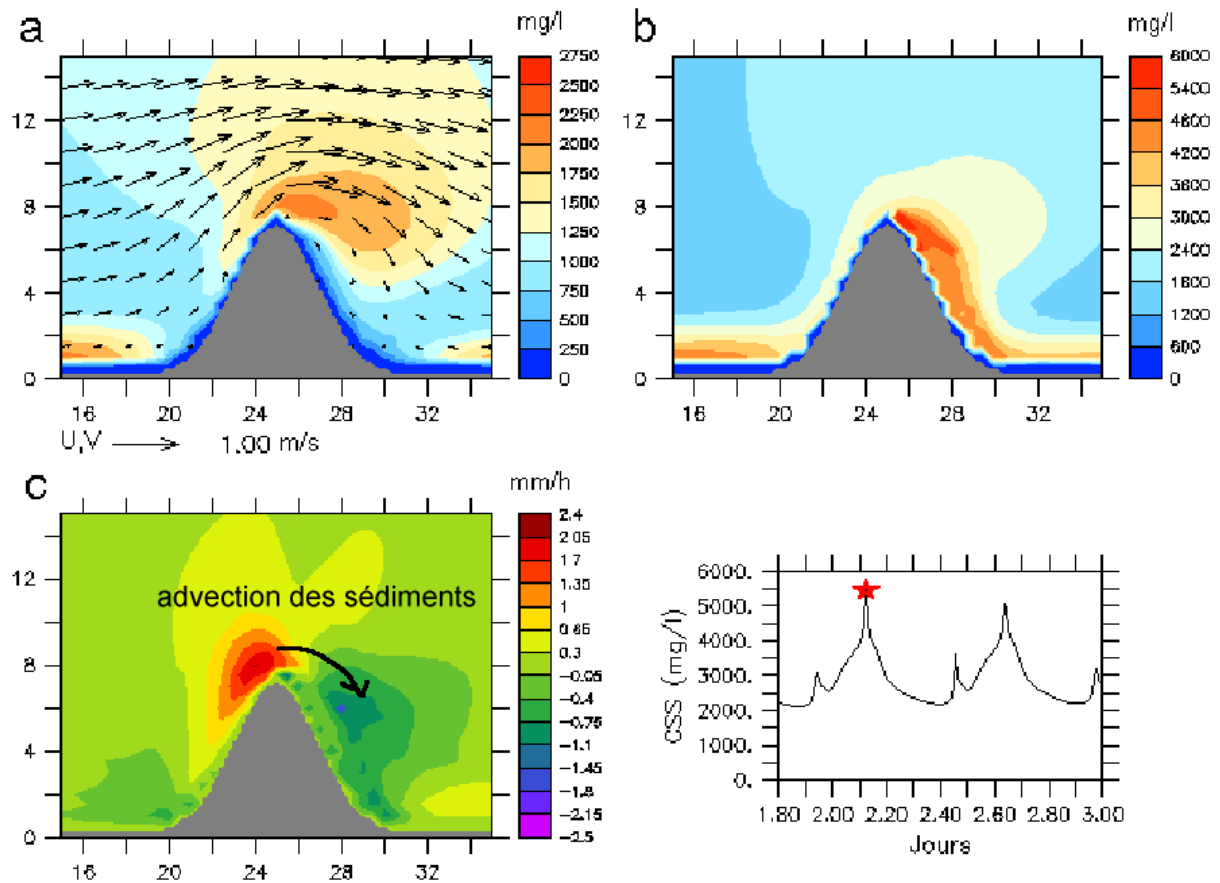


Figure C.47 – Champs de CSS à proximité de la surface surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), de CSS près du fond (b), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (c) liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques au premier pic de CSS près du fond au point B pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution de la CSS près du fond (en mg l^{-1}) au point B au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

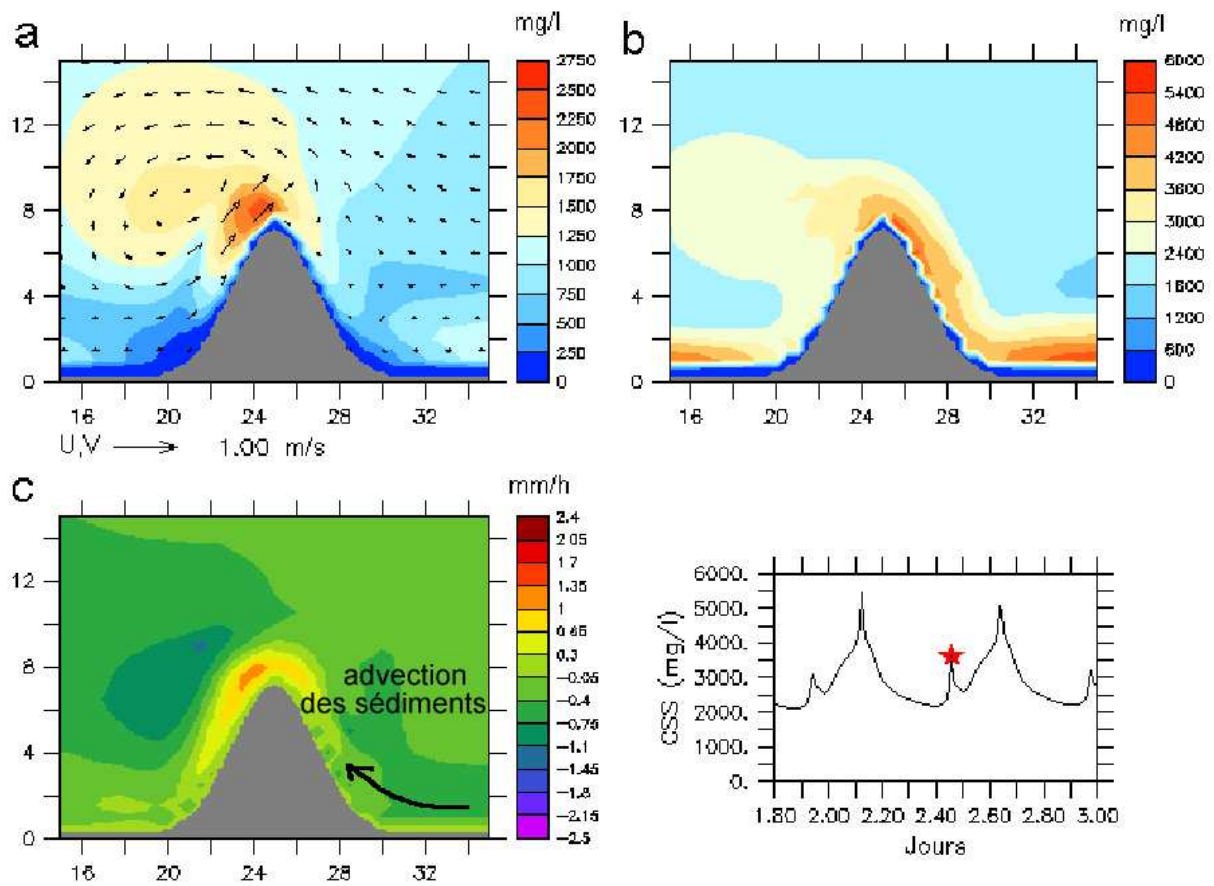


Figure C.48 – Champs de CSS à proximité de la surface superposé au champ de courant moyenné sur la verticale (a), de CSS près du fond (b), du flux sédimentaire à l'interface eau-sédiment (c) liés au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre à l'initiation des calculs morphodynamiques au deuxième pic de CSS près du fond au point B pour une houle de secteur Nord ($h_{m0} = 1,0 \text{ m}$, $T_p = 10 \text{ s}$). La miniature indique l'évolution de la CSS près du fond (en mg l^{-1}) au point B au cours du temps exprimé en jours décimaux depuis le début de la simulation.

C.4.2 Etude de sensibilité

Les effets d'une série de conditions de houle incidente variables en amplitude et en direction (Tableau C.1) sont présentés sur l'évolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre et en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre.

Les Figures C.49 et C.50 présentent les évolutions morphodynamiques liées au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ pour une houle incidente de Nord de 0,1 m et 0,5 m de hauteurs h_{m0} (Tests 1-a et 1-b, Tableau C.1). Les résultats sont très proches de ceux obtenus à partir d'une houle de secteur Nord de 1 m de hauteur h_{m0} (Figure C.38) présentant une répartition spatiale similaire au cas sans houle (Figure C.16) avec des évolutions morphodynamiques réduites d'un facteur 3. Bien que l'ordre de grandeur des évolutions soit le même pour une houle incidente de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} , on observe une sensible asymétrie, l'érosion atteignant au bout de quatre cycles de marée 1,5 mm du côté exposé à la houle contre 1 mm du côté protégé (Figure C.51).

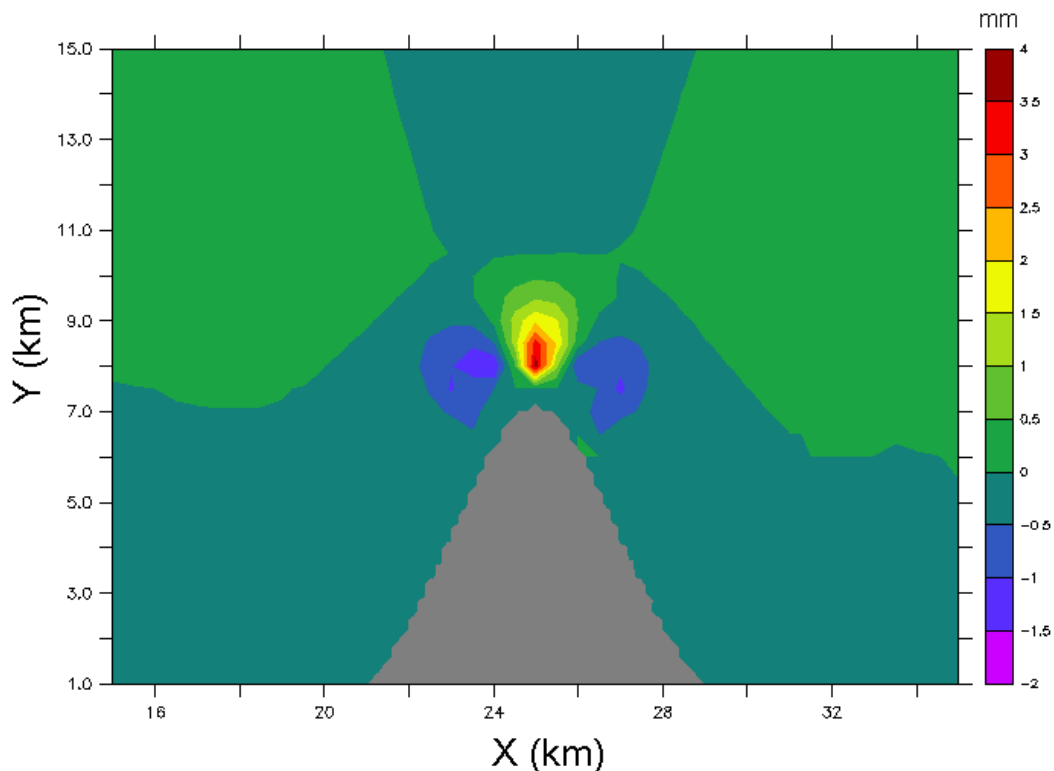


Figure C.49 – Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord de 0,1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

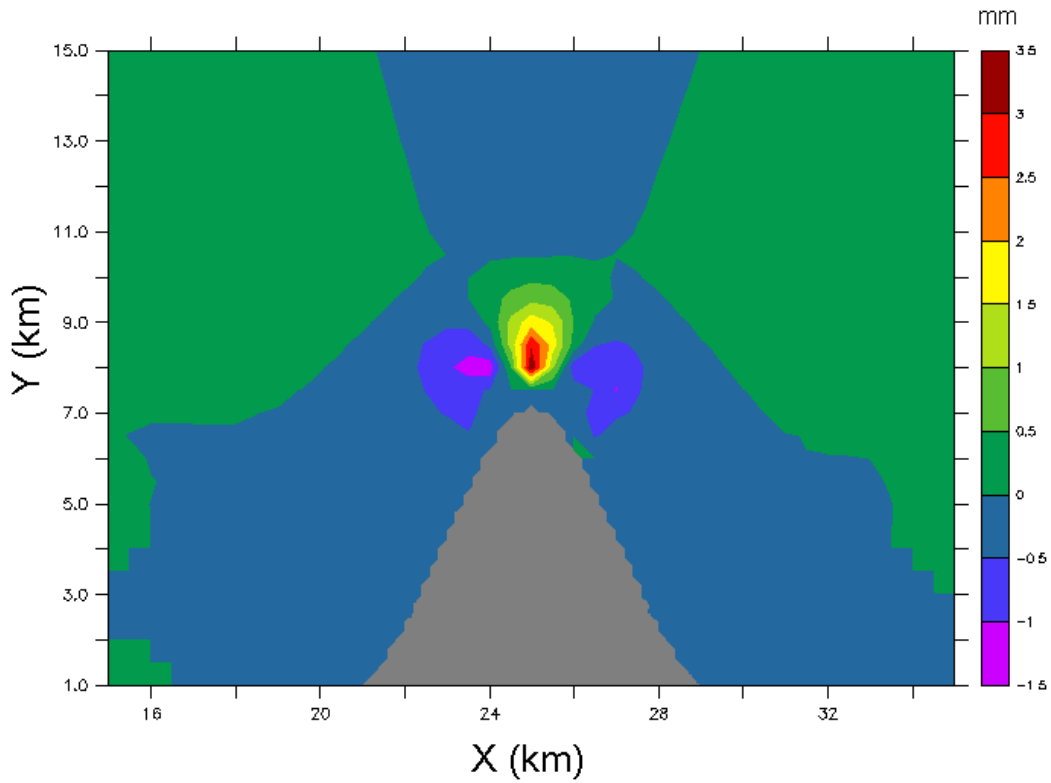


Figure C.50 – Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,5 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

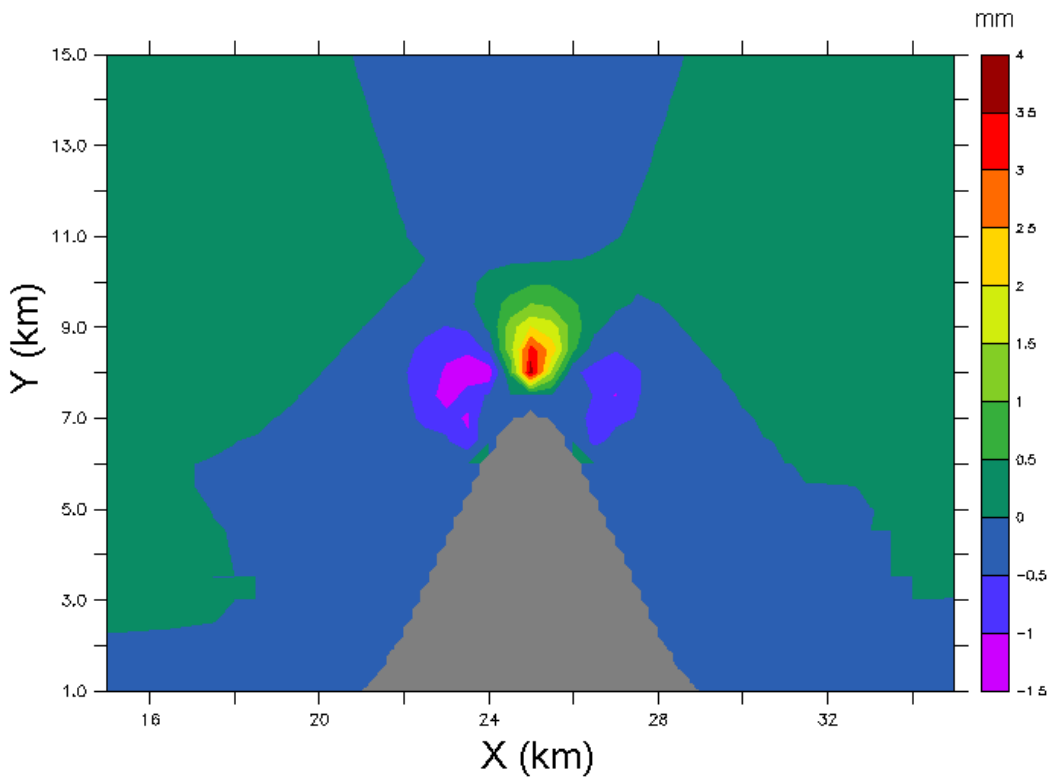


Figure C.51 – Evolution morphodynamique liée au transport en charriage d'un sédiment de $250 \mu\text{m}$ de diamètre au bout de quatre cycles de marée pour une houle de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

Pour des houles de faibles amplitudes ($h_{m0} = 0,1$ m au large), la formation du banc liée à la suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre n'est pas perturbée (Figure C.53). Le banc s'étend transversalement au flanc du cap. Ce développement est modifié pour des houles de fortes amplitudes ($h_{m0} = 1$ m au large) où la vitesse de frottement due à la houle est prépondérante sur l'action des courants de marée. La banc se forme alors au large de la zone littorale selon un axe parallèle au flanc du cap (Section C.4.1.4) (Figure C.43). Les cas intermédiaires ($h_{m0} = 0,5$ m) sont marqués par la compétition entre la marée et la houle. La forme allongée du banc tend à disparaître puisque les dépôts apparaissent dans le sens de l'écoulement de marée et le long du flanc, c'est-à-dire selon deux axes orthogonaux (Figure C.55). Une houle incidente de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} induit la formation du banc à l'Est du cap, dans la zone protégée des propagations de houle (Figure C.55). En outre, l'allongement du banc le long du flanc est sensiblement moins marqué que dans le cas d'une houle de Nord puisque l'influence des courants de marée sur les transports sédimentaires est accrue dans cette zone protégée des conditions de houle.

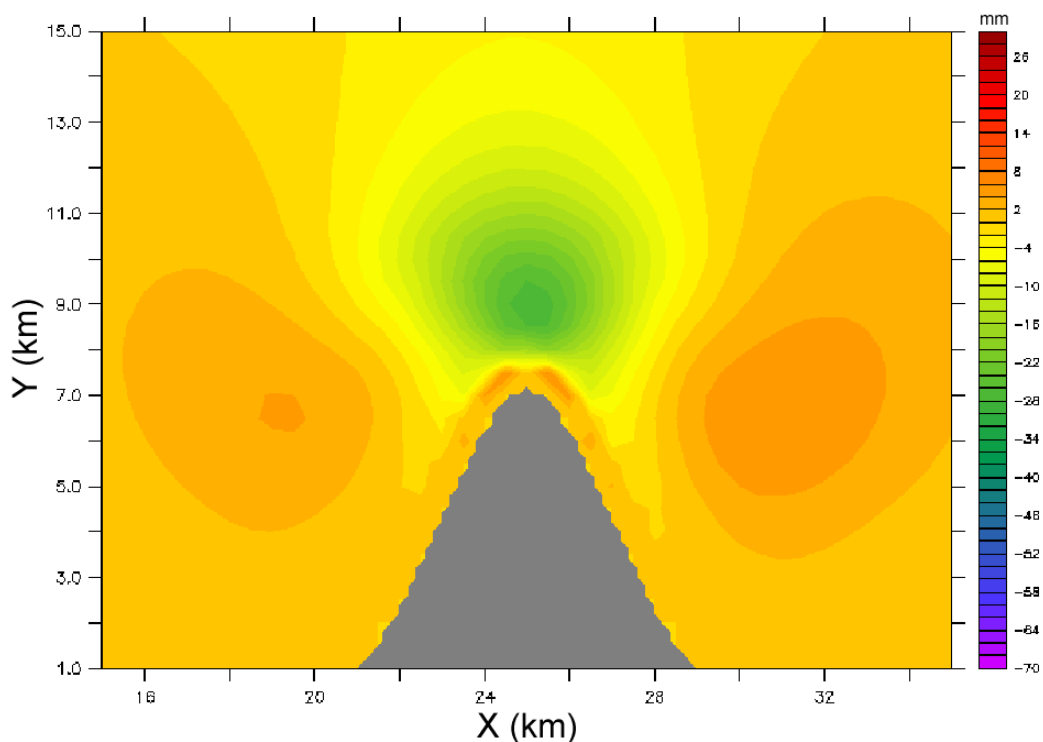


Figure C.52 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour un cas sans houle.

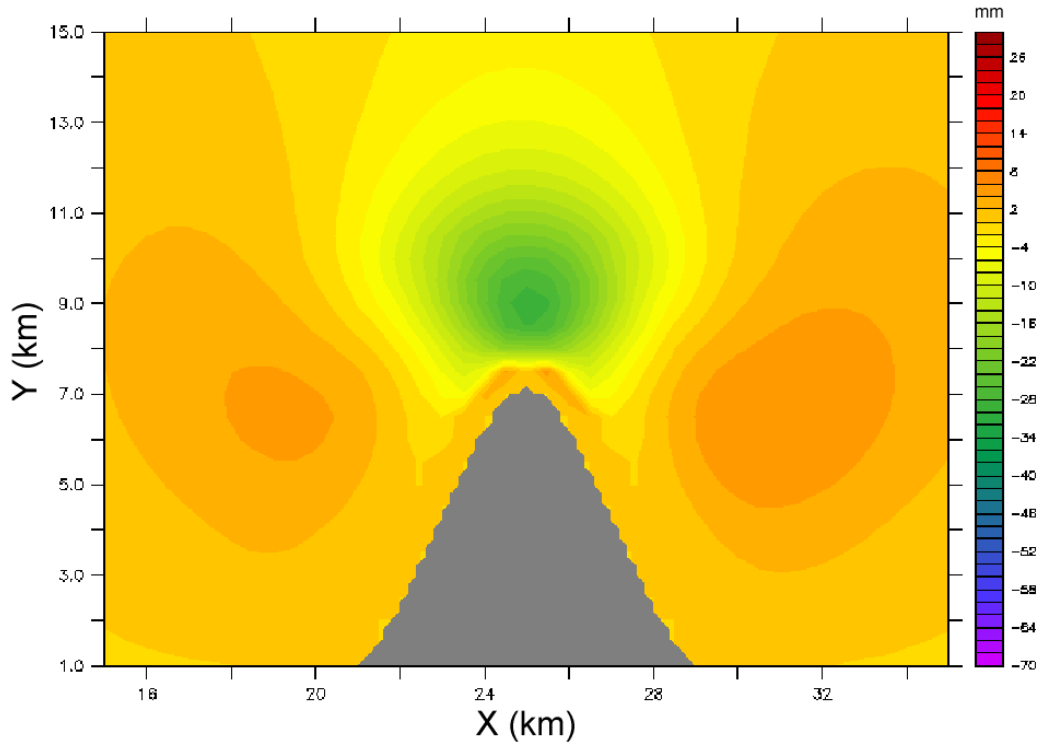


Figure C.53 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,1 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

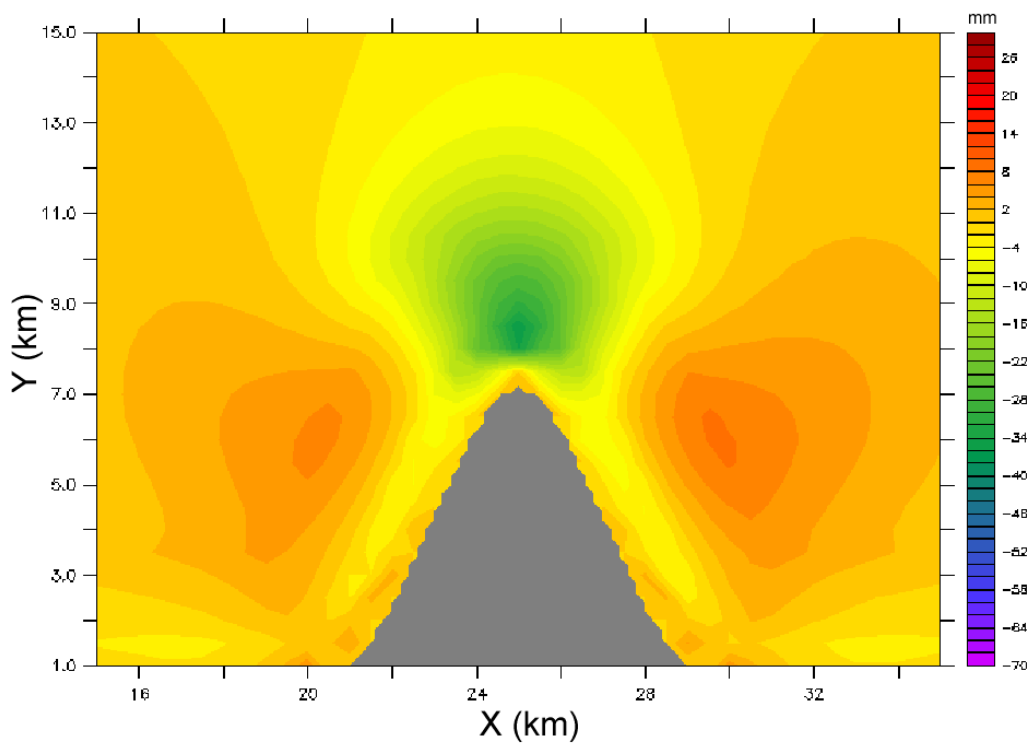


Figure C.54 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord de $0,5 \text{ m}$ de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

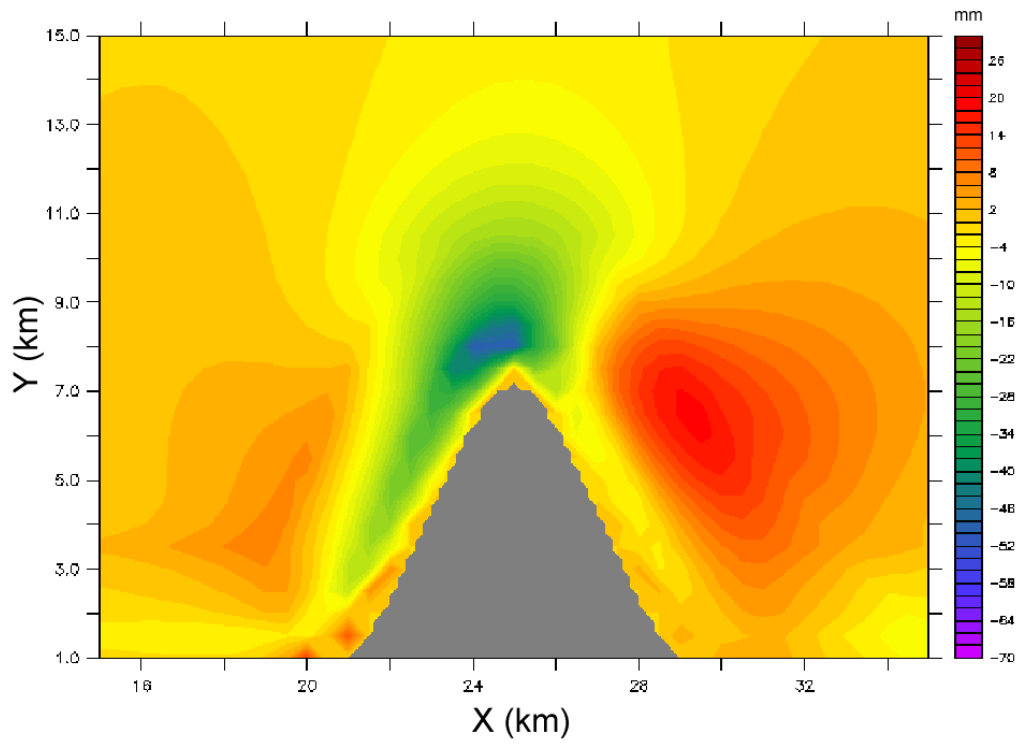


Figure C.55 – Evolution morphodynamique liée au transport en suspension d'un sédiment de $30 \mu\text{m}$ de diamètre après deux cycles de marée pour une houle de secteur Nord-Ouest de 1 m de hauteur h_{m0} et 10 s de période de pic.

C.5 Discussion et conclusions

Cette étude a tout d'abord permis de confirmer les résultats numériques obtenus par Signell et Harris (1999) au cours de la formation des bancs en drapeau associés à un cap de forme gaussienne. Dans la mesure où la rotation de la terre n'a qu'une faible importance dans la formation de ces bancs, les critères de prédiction proposés par Pingree (1978) sont inadaptés. Les simulations ont également mis évidence deux modes de formation des figures sédimentaires aux abords d'un cap sous l'influence des courants de marée seuls et d'une houle superposée aux courants de marée. Le développement des bancs en charriage s'effectue localement dans le prolongement du cap avec une zone de dépôt s'étendant à 2,5 km au Nord alimentée par deux zones d'érosion situées de chaque côté. La houle ne perturbe que très faiblement la formation de ces figures. Une houle incidente de Nord-Ouest tend ainsi à accroître sensiblement les évolutions des fonds exposés à sa propagation. Le développement des bancs par suspension atteint une plus grande emprise et se caractérise par un dépôt en phase de recirculation des sédiments mis en suspension face à la pointe du cap et advectés par le courant de marée. Contrairement au développement des bancs par charriage, la formation des bancs par suspension présente une sensibilité réelle aux conditions de houle. En effet, la houle superposée au courant de marée exacerbe les mises en suspension et modifie l'évolution de la CSS dans la colonne d'eau par rapport à la situation d'un courant de marée seul accentuant la complexité des circulations de sédiments en suspension aux abords du cap. L'axe selon lequel se forme le banc dépend ainsi de la prépondérance de la houle sur la marée. Pour une houle dominante, le banc tend à se former le long du flanc du cap alors que la formation suit l'écoulement de marée dans un cas sans houle. Par ailleurs, la direction de propagation influe sur la répartition géographique du banc. De nombreux caps présentent un seul banc en drapeau (banc de Wissant près du cap Gris-Nez, banc de Shambles près de Portland) dont la répartition peut ainsi être expliquée en fonction des conditions météorologiques (houle dominante). Ces tendances d'évolution morphodynamique laissent augurer des simulations dans des configurations plus complexes intégrant des profils de cap asymétriques, une distribution granulométrique hétérogène et une évolution de ces bancs sur de plus longues périodes de temps (climats de houle).

Annexe D

Approches théoriques de l'interaction houle-courant

D.1 Le modèle de Signell *et al.* (1990)

Ce modèle est proposé par défaut dans le code COHERENS (Luyten *et al.*, 1999a). On suppose que le frottement exercé par la houle près du fond ne ressent pas l'influence du courant de marée. Sous cette hypothèse, la vitesse de frottement due à la houle s'obtient à partir de la relation :

$$\tau_{w,max} = \rho_0 u_{*w}^2 = \frac{1}{2} \rho_0 f_w u_{b,rms}^2 \quad (D.1)$$

où f_w est le coefficient de frottement de fond calculé à partir de la formulation proposée par Signell *et al.* (1990),

$$f_w = 0,13(k_b/A_b)^{0,4} \quad \text{si } k_b/A_b < 0,08 \quad (D.2)$$

$$f_w = 0,23(k_b/A_b)^{0,62} \quad \text{si } 0,08 \leq k_b/A_b < 1 \quad (D.3)$$

$$f_w = 0,23 \quad \text{si } k_b/A_b \geq 1 \quad (D.4)$$

avec A_b l'excursion de la houle près du fond et k_b le paramètre de Nikuradse.

La contrainte de cisaillement totale est obtenue comme la somme vectorielle des contraintes de cisaillement dues à la houle et au courant dans une situation de colinéarité :

$$u_{*cw} = (u_{*c}^2 + u_{*w}^2)^{1/2}, \quad (D.5)$$

u_{*c} étant déduit, à l'aide de la loi de paroi, des courants calculés au premier niveau σ au-dessus du fond.

D.2 Le modèle de Fredsøe et Deigaard (1992)

Le modèle proposé par Fredsøe et Deigaard (1992) se place dans une situation de houle dominante. La vitesse de frottement près du fond s'exprime alors sous la forme :

$$u_{*c} = \sqrt{\frac{2}{\Pi} f_w u_{b,rms} u(\delta_w)} \quad (\text{D.6})$$

où $u(\delta_w)$ est la vitesse au-dessus de la couche limite de houle déduite de la loi du mur

$$u(\delta_w) = \frac{u_{*c}}{\kappa} \ln \left(\frac{\delta_w}{z_{0c}} \right) . \quad (\text{D.7})$$

La contrainte de cisaillement totale s'obtient alors de la même manière que pour le modèle de Signell *et al.* (1990) en considérant une situation de colinéarité entre les contraintes de cisaillement dues à la houle et au courant de marée, le coefficient de frottement du à la houle ne tenant pas compte des modifications induites par le courant de marée.

D.3 Le modèle d'abaques de Soulsby *et al.* (1993)

Le modèle proposé par Soulsby (1997) consiste à calculer séparément les coefficients de frottement du courant et de la houle et à paramétrer leur combinaison à partir d'une série d'abaques pour obtenir la contrainte de cisaillement totale. Les coefficients présentés dans le cadre de cette section se rapportent au modèle de Grant et Madsen (1979).

$$\tau_c = \rho_0 C_D \bar{U} \quad \text{et} \quad \tau_w = \frac{1}{2} \rho_0 f_w u_{b,rms}^2 \quad (\text{D.8})$$

avec $C_D = f_1(z_0/h)$ (Tableau D.1) et $f_w = f_2(A_b/z_0)$ (Tableau D.2).

$$\tau_{max} = Z(\tau_c + \tau_w) \quad \text{avec} \quad Z = 1 + aX^m(1-X)^n \quad (\text{D.9})$$

où

$$X = \frac{\tau_c}{\tau_c + \tau_w} , \quad (\text{D.10})$$

$$a = (a_1 + a_2 |\cos \phi_{cw}|^I) + (a_3 + a_4 |\cos \phi_{cw}|^I) \log_{10} \frac{f_w}{C_D} \quad (\text{D.11})$$

Annexe D

et m et n suivent la même équation, les différents coefficients apparaissant dans le Tableau D.3.

z_0/h	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}
GM79	0,01231	0,00458	0,00237	0,00145

Tableau D.1 – Valeurs de C_D pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).

A_b/z_0	10^2	10^3	10^4	10^5
GM79	0,1057	0,0316	0,0135	0,00690

Tableau D.2 – Valeurs de f_w pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).

a_1	a_2	a_3	a_4	m_1	m_2	m_3	m_4	n_1	n_2	n_3	n_4	I
0,11	1,95	-0,49	-0,28	0,65	-0,22	0,15	0,06	0,71	-0,19	0,17	-0,15	0,67

Tableau D.3 – Valeurs des coefficients pour le modèle de Grant et Madsen (1979) (Soulsby, 1997).

Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale

Titre : Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire en zone subtidale - applications en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne.

Auteur : Nicolas GUILLOU

Résumé : Les processus hydrodynamiques et sédimentaires subtidaux sont étudiés en Manche au niveau du détroit du Pas-de-Calais et de son littoral méridional, et de la Mer d'Iroise et de la Baie de Douarnenez, à travers diverses modalités d'influence de l'hétérogénéité spatiale des sédiments de fond, de la houle *via* son interaction avec le courant en couche limite de fond et du vent. Une procédure nouvelle d'interpolation spatiale des distributions granulométriques permet de respecter l'hétérogénéité du substrat. L'approche méthodologique combine et confronte mesures de terrain et modélisation numérique. La modélisation, couplant des codes de circulation 3D (COHERENS) et de propagation de houle (SWAN), incorpore des modules de transport sédimentaire non-cohésif multiclasse, un module spécifique d'interaction houle-courant et diverses paramétrisations liées aux rides sableuses de fond (géométrie, coefficient de frottement), ainsi qu'un calcul optimisé du dépôt à l'interface eau-sédiment. La comparaison des prédictions numériques aux mesures recueillies le long du littoral méridional du détroit du Pas-de-Calais montre les interactions entre la bande littorale de sables fins envasés et la variabilité spatio-temporelle de l'hydrodynamique en conditions de courant de marée seul et superposé à une houle de Nord. La modélisation est ensuite appliquée à l'ensemble de la Manche orientale et centrale. En Baie de Douarnenez, l'analyse locale débouche sur une modélisation des influences respectives des courants de marée seuls, d'une houle de tempête superposée aux courants de marée et du vent. Enfin, une étude théorique des effets d'un cap sur la formation des bancs en drapeau est présentée.

Mots clés : Manche, détroit du Pas-de-Calais, Mer d'Iroise, Baie de Douarnenez, subtidale, houle, marée, vent, concentration de sédiment en suspension, hétérogénéité spatiale, modélisation, COHERENS, SWAN, interaction houle-courant, transport sédimentaire multiclasse, sédiments non-cohésifs, suspension, charriage, masquage-exposition, rides, banc en drapeau.

Title : Effects of the heterogeneity of bottom sediments and wave-current interaction on subtidal hydrodynamics and sediment transport - applications to the eastern English Channel and off Brittany.

Author : Nicolas GUILLOU

Abstract : Hydrodynamic and sedimentary processes are studied in the English Channel, particularly in the southern Dover Straits, and in the Sea of Iroise and the bay of Douarnenez, with emphasis on the effects of spatial heterogeneity of bottom sediments, surface gravity waves *via* their interaction with current in the bottom boundary layer and wind. The heterogeneity of bottom sediments is ensured through the use of a new spatial interpolation procedure of granulometric distribution. The methodological approach combines and compares field measurements with numerical modelling. Modelling that couples 3D circulation model (COHERENS) and wave propagation model (SWAN), incorporates a set of non-cohesive poly-dispersive sediment transport equations, a bottom boundary layer wave-current interaction model and various parametrisations of bottom ripples (geometry, friction coefficient), and optimized computation of the near-bed deposition rate. Comparison of results with measurements in the Dover Straits highlights the interaction between the nearshore silty fine sands and the spatio-temporal variability of hydrodynamics under conditions of tide alone and in wind-generated surface gravity waves superimposed on tide. Modelling is then applied to the eastern and central English Channel. In the bay of Douarnenez, the local analysis aims at the modelling of respective effects of tidal currents alone, stormy waves superimposed on tidal currents and wind. Finally, a theoretical study of headland-associated sand bank is performed.

Keywords : English Channel, Dover Straits, sea of Iroise, bay of Douarnenez, subtidal, wave, tide, wind, suspended sediment concentration, spatial heterogeneity, modelling, COHERENS, SWAN, wave-current interaction, polydispersive sediment transport, non-cohesive sediment, suspension, bedload, ripples, headland-associated sand bank.