



HAL
open science

Dynamique et échanges sédimentaires en rade de Brest impactés par l'invasion de crépidules

Alexis Beudin

► **To cite this version:**

Alexis Beudin. Dynamique et échanges sédimentaires en rade de Brest impactés par l'invasion de crépidules. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2014. Français. NNT : 2014BRES0045 . tel-01239999

HAL Id: tel-01239999

<https://theses.hal.science/tel-01239999>

Submitted on 8 Dec 2015

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

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



université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie Physique

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Alexis Beudin

Préparée au Laboratoire de Génie Côtier et
Environnement (Cerema/DTecEMF/DS/LGCE)

Dynamique et échanges sédimentaires en rade de Brest impactés par l'invasion de crépidules

Soutenue le 12 décembre 2014

devant le jury composé de :

Xavier Carton

Professeur, UBO / *président*

Katell Guizien

Chargée de recherche, CNRS / *rapporteur*

Catherine Villaret

Ingénieure principale, HR Wallingford / *rapporteur*

Sabrina Speich

Professeure, ENS / *examineur*

Gérard Thouzeau

Directeur de recherche, CNRS / *examineur*

Georges Chapalain

Directeur de recherche, Cerema / *directeur de thèse*

Nicolas Guillou

Ingénieur de recherche, Cerema / *co-encadrant (invité)*

Remerciements

Je souhaite remercier Georges Chapalain de m'avoir introduit au domaine de l'océanographie côtière en guidant mes choix de formations et de stages, de m'avoir accueilli au LGCE pour réaliser cette thèse, et pour le temps qu'il y a consacré. Mes remerciements vont aussi à Nicolas Guillou pour l'intérêt qu'il a porté à l'avancement de mes travaux.

Je suis très reconnaissant envers les membres du jury : Xavier Carton, Sabrina Speich, Gérard Thouzeau, et en particulier les rapporteurs Katell Guizien et Catherine Villaret, pour leur temps, leur curiosité et leurs critiques perspicaces. Bien que toutes leurs suggestions n'aient pas été intégrées, la qualité du manuscrit a été largement améliorée par leur effort. J'adresse également ma gratitude aux membres du comité de thèse : Florence Cayocca, Christian Hilly et Alain Colin De Verdière, pour leurs conseils et leur encouragements à mi-parcours.

Ce travail a été financé par le Ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie à travers une formation complémentaire par la recherche des ingénieurs des travaux publics de l'État. Je remercie les membres de la commission d'accompagnement des doctorants ITPE, en particulier Jean-Michel Tanguy, pour l'intérêt qu'ils ont porté au sujet de cette thèse et pour la confiance qu'il m'ont accordé.

Je dois une fière chandelle à mes collègues du LGCE, Antoine Douchin pour la préparation des campagnes de mesures (entre autres), et André Simon pour la réalisation de figures avec Illustrator. Je tiens aussi à remercier l'IUEM et le CNRS, en la personne d'Eric Duviellbourg, pour avoir mis à disposition des instruments financés par le CPER Bretagne, l'équipe des plongeurs dirigée par Erwan Amice, et les membres de l'équipage de l'*Albert Lucas* et du *Côtes de la Manche*, sans qui les mesures en rade n'auraient pas été possibles.

Je salue chaleureusement mes amis et ma famille de Brest, du Cap-Ferret et de Woods Hole pour leur soutien technique et morale. Enfin et surtout, je remercie ma femme Marion pour tout le reste et m'excuse encore auprès d'elle « d'accoucher » un an après terme.

Résumé

Titre : Dynamique et échanges sédimentaires en rade de Brest impactés par l'invasion de crépidules

Cette thèse est une contribution à l'étude de la dynamique sédimentaire dans l'écosystème de la rade de Brest. Elle a pour objectif de décrire, par la simulation numérique et l'observation *in situ*, le mouvement des masses d'eau et de sédiments sous l'influence de la marée à l'échelle de la rade, et l'impact de la distribution spatiale actuelle des populations de crépidules sur le transport de sédiments en suspension et l'évolution des fonds.

Un modèle bidimensionnel horizontal (2DH) est mis en œuvre à partir du code TELEMAC. Il intègre la variabilité spatiale du substrat, et rend compte de la présence physique (macro-rugosité, partition de la contrainte de cisaillement) et de l'activité biologique (filtration de l'eau chargée de particules en suspension, production de biodépôts) des crépidules. Les mesures de hauteur d'eau, de vitesse du courant, et de vitesse de frottement valident de façon satisfaisante les choix de paramétrisation du modèle hydrodynamique. Les mesures de concentration de matière en suspension en rade de Brest sont sporadiques, et leur analyse est compliquée. Le modèle sédimentaire constitue un outil de compréhension. Il informe de l'évolution temporelle de la contribution de différents types de sédiments et de leur origine aux concentrations locales de sédiments en suspension et déposés. Il permet de suivre le cheminement des sédiments principalement en suspension, de quantifier les échanges entre les sous-bassins de la rade et avec le fond. L'introduction sur le fond des colonies de crépidules, sous forme de chaînes assimilées à des cylindres, induit une diminution de la vitesse du courant à l'aplomb et dans leur sillage, compensée par une augmentation en périphérie, entraînant une modification globale des zones d'érosion et de dépôt de sédiments. Localement, les macro-rugosités ont un effet antagoniste selon leur répartition : des densités moyennes augmentent le frottement de peau et les remises en suspension, tandis que des densités élevées induisent un masquage des sédiments sur le fond duquel résulte une accrétion. Par comparaison à leur impact hydrodynamique, l'activité biologique des crépidules joue un rôle secondaire sur la dynamique sédimentaire.

Mots clés : écosystème côtier semi-fermé, marée, rivières, matière en suspension, sédiments hétérogènes et mixtes, macrofaune, modélisation numérique, mesures *in situ*

Abstract

Title : Dynamic and exchanges of sediments in the bay of Brest impacted by the invasion of slipper limpets

This thesis is a contribution to the study of sediment dynamic in the ecosystem of the bay of Brest. It aims at describing, by numerical simulations and field observations, the movement of water and sediments under tidal influence at bay-scale, and the impact of the present spatial distribution of slipper limpets on suspended sediment transport and bed evolution.

A two-dimensional horizontal (2DH) model is implemented based on the TELEMAC numerical system. It integrates the spatial variability of bed sediments, accounts for the physical presence (macro-roughness, form drag - skin friction partitioning) and biological activity (filtration of water carrying suspended particles, production of biodeposit) of slipper limpets. Measurements of water level, mean flow velocity, and friction velocity satisfactorily validate the choice of parameters in the hydrodynamic model. Measurements of suspended matter concentration in the bay of Brest are sporadic, and their analysis complicated. The sediment model stands as a tool for better understanding sedimentary processes. It informs the temporal evolution of the contribution of different types of sediment, and their origin, to local suspended and deposited sediment concentrations. It allows to follow the paths of sediment transport predominantly in suspension, and to quantify the exchanges of sediments between the sub-basins of the bay and with the bed. The introduction of slipper limpet colonies on the bed, in the form of chains assimilated as cylinders, induces decreasing flow velocity above and in their wake, compensated by increasing flow velocity on the outskirts, which globally modify the patterns of sediment erosion and deposition in the bay. Locally, the macro-roughness elements have an antagonist effect depending on their distribution : medium densities increase skin friction and erosion flux, whereas high densities shelter bed sediments from which results accretion. By comparison to their hydrodynamic impact, the biological activity plays a secondary role on sediment dynamic.

Key words : semi-enclosed coastal ecosystem, tide, rivers, suspended matter, heterogeneous and mixed sediments, macrofauna, numerical modelling, field measurements

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Contexte général	1
1.2	Interactions hydro-bentho-sédimentaires : processus et modélisation	3
1.2.1	Diversité des organismes benthiques et de leurs effets	3
1.2.2	Spécificités de la crépidule	5
1.3	Objectifs et démarche suivie	7
2	Présentation de la rade de Brest	11
2.1	Cadre géographique	11
2.2	Forçages	13
2.2.1	Marée	13
2.2.2	Apports fluviatiles	13
2.2.3	Vent	14
2.2.4	Houle du large	14
2.3	Caractéristiques des masses d'eau	16
2.3.1	Courantologie	16
2.3.2	Hydrologie	18
2.3.3	Matière en suspension	22
2.4	Caractéristiques des substrats	26
2.5	Distribution de crépidules	26
3	Mesures <i>in situ</i>	29
3.1	Rappel des objectifs	29
3.2	Méthode	31
3.2.1	Site d'étude et instrumentation	31
3.2.2	Analyse des données	34
3.3	Résultats	36
3.3.1	Influence de la marée	36
3.3.2	Estimation du frottement de fond	36

3.3.3	Variabilité du signal de turbidité	38
3.4	Discussion	42
3.4.1	Comparaison avec les campagnes du LEMAR	42
3.4.2	Enseignement pour la modélisation	44
4	Modélisation numérique	45
4.1	Processus et hypothèses	47
4.1.1	Écoulement chargé de sédiments en suspension	47
4.1.2	Lit sédimentaire	48
4.1.3	Lit sédimentaire <i>crépidulé</i>	50
4.2	Formulation du modèle et adaptations	54
4.2.1	Module hydrodynamique TELEMAC-2D	54
4.2.2	Module sédimentaire SISYPHE	58
5	Application du modèle	65
5.1	Conditions de simulation	65
5.2	Validation hydrodynamique	70
5.2.1	Niveau de la surface libre	70
5.2.2	Courants synoptiques	73
5.2.3	Courants au point fixe	76
5.3	Application en configuration de substrat <i>abiotique</i>	83
5.3.1	Courants	83
5.3.2	Conditions hydrodynamiques du transport sédimentaire	83
5.3.3	Transports sédimentaires	89
5.3.4	Tendances d'évolution du lit sédimentaire	100
5.3.5	Conclusion partielle	103
5.4	Application en configuration de substrat <i>crépidulé</i>	107
5.4.1	Courants	107
5.4.2	Contraintes de cisaillement de fond	110
5.4.3	Concentrations de sédiments en suspension	115
5.4.4	Tendances d'évolution du lit sédimentaire	119
5.4.5	Conclusion partielle	126
5.5	Bilan des échanges sédimentaires	128
5.5.1	Transferts dans la masse d'eau	128
5.5.2	Transferts sur le fond	134
5.6	Discussion sur la prise en compte des apports d'eau douce	136
5.6.1	Salinité en rade de Brest	137

5.6.2	Réévaluation des variables-clés	137
6	Conclusion	145
6.1	Apports des résultats	145
6.1.1	Flux sédimentaires dans un système côtier semi-fermé	146
6.1.2	Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond	146
6.1.3	Impacts hydro-sédimentaires d'une espèce invasive	147
6.2	Limites de la démarche	148
6.3	Perspectives de recherche et d'application	149
	Références bibliographiques	151
	Annexes	165
A	Estimation du frottement sur le fond	165
B	Paramétrisations de TELEMAC (v6.0)	168
B.1	Fichiers paramètres	168
B.2	Routines FORTRAN	170
C	Valorisation scientifique	202
	Liste des symboles	203
	Liste des figures	207
	Liste des tableaux	211

Chapitre 1

Introduction

1.1. Contexte général

La gestion de la zone côtière est un enjeu sociétal majeur du 21^e siècle (e.g., *Weinstein et al.*, 2007). La moitié de la population mondiale vit à moins de 100 km du rivage, et les projections démographiques prévoient que plus de trois quarts y vivront d'ici 2025 (*Haslett*, 2009). Cette interface continent-océan-atmosphère présente des échanges d'énergie et de matière exacerbés qui en font une source de production biologique et une ressource minérale primordiale à l'échelle planétaire. Néanmoins, les pressions anthropiques associées aux changements climatiques en cours sont susceptibles de modifier son équilibre dynamique naturel.

Les sédiments forment un élément important du système côtier, en termes structurel et écologique (e.g., *Apitz*, 2012). Leurs mouvements résultent d'une combinaison de forçages naturels (apports fluviaux, courants de marée, vent et vagues) et de facteurs anthropiques (e.g., dragages, conchyliculture, chalutage, extractions de granulats). Les problèmes d'érosion et de vulnérabilité du trait de côte touchent principalement les côtes sableuses exposés aux houles océaniques, tandis les problèmes de pollution et de qualité de l'eau concernent les sédiments fins en suspension, supports de divers contaminants chimiques, qui troublent l'eau et se déposent dans les zones calmes (e.g., ports, lagunes, fonds de baie, estrans végétalisés). La thèse s'intéresse au second type de problématique, c'est-à-dire à l'étude du cheminement de la matière en suspension (MES), principalement d'origine minérale, dans un écosystème côtier semi-fermé soumis aux apports fluviaux conjugués aux phénomènes marins.

Une grande diversité d'organismes benthiques modifient la structure physique des environnements estuariens et côtiers. Ces espèces ingénieurs – en particulier, plantes des dunes et des marais, mangroves, herbiers, kelps, récifs coralliens, bivalves et gastéropodes, crustacés fouisseurs, endofaune – ont souvent un impact substantiel à grande échelle et à

travers différentes régions géographiques (e.g., *Gutiérrez et al.*, 2011). Elles peuvent exercer un contrôle sur la disponibilité des ressources pour d'autres organismes, les processus sédimentaires (érosion/sédimentation) et la protections côtière. Les espèces invasives (e.g., crépidule, huître japonaise, spartine anglaise, cascaïl) sont généralement reconnues pour leurs nuisances (e.g., compétition trophique avec les espèces indigènes, diminution de la richesse spécifique, altération des habitats, dégradation de la qualité de l'eau, bioaccumulation), et peuvent produire des surprises écologiques (*Doak et al.*, 2008). Néanmoins, elles offrent l'opportunité d'étudier les interactions espèce-écosystème « en direct », contrairement aux espèces natives intégrées depuis longtemps dans leur écosystème (e.g., *Lewin*, 1987; *Crooks*, 2002). Ces interactions peuvent se résumer en quatre relations de cause à effet mettant en jeu quatre composantes : 1) une espèce ingénieur induit un changement structurel, 2) un changement structurel induit un changement abiotique, 3) un changement structurel et abiotique induit un changement biotique, 4) un changement structurel, abiotique et biotique peut exercer une rétro-action sur l'espèce ingénieur (*Jones et al.*, 2010). Ainsi, évaluer l'impact structurel et abiotique d'une espèce ingénieur sur un écosystème est nécessaire pour prédire son évolution (ou taux d'invasion). D'autre part, évaluer l'impact structurel et abiotique d'une espèce ingénieur permet de quantifier la valeur de ses services écologiques (*Barbier et al.*, 2008), d'estimer sa capacité à restaurer le bon état écologique d'un environnement (*Byers et al.*, 2006), et d'appréhender les effets de son éradication dans le cas d'une espèce invasive (*Williams et Grosholz*, 2008). Plus largement, la recherche dans le domaine de l'éco-ingénierie est motivée par une démarche de gestion durable alliant développement anthropique et préservation des espèces (appelée aux États-Unis *Ecosystem-Based Management*). La thèse contribue, en particulier, à l'étude d'impact d'une espèce invasive majeure en Europe de gastéropode filtreur sur le transport de sédiments en suspension et l'évolution des fonds.

La modélisation numérique permet, sous réserve de mesurer la validité des résultats par confrontation aux observations *in situ*, une prédiction détaillée des mouvements de la surface libre et des masses d'eau, ainsi que des substances dissoutes et particulaires inertes et vivantes qu'elles contiennent. C'est un outil intégrateur de multiples variables et paramètres physico-chimiques, sédimentaires et biologiques qui permet de quantifier leurs interactions au sein d'un écosystème. C'est un outil d'analyse et de compréhension puissant, capable en séparant les effets propres à chaque cause, de décomposer une série de processus complexes, généralement difficiles à identifier dans un jeu de données. En ce sens, c'est un outils de recherche autant qu'une application pour la gestion de l'environnement. La thèse vise à mettre en place un modèle numérique qui intègre processus hydrodynamiques, biologiques (benthiques) et sédimentaires.

1.2. Interactions hydro-bentho-sédimentaires : processus et modélisation

1.2.1. Diversité des organismes benthiques et de leurs effets

La diversité des mécanismes par lesquels des espèces ingénieurs modifient le milieu côtier est illustrée au tableau 1.1.

Paradoxalement, rares sont les modèles hydro-sédimentaires dont les paramètres dépendent de processus biologiques (*Le Hir et al.*, 2007). Ces récents travaux de modélisation dite « hydro-bentho-sédimentaire », dont la liste figure au tableau 1.2, sont décrits ci-dessous.

Temmerman et al. (2005) ont intégré l'effet tridimensionnel de la végétation sur l'écoulement moyen (frottement) et turbulent (production due au frottement, contrainte sur l'échelle de dissipation) dans le modèle hydro-morphodynamique Delft3D. Bien que la période des simulations soit courte (un cycle de marée), l'application du modèle indique que la végétation joue un rôle crucial dans la formation et la maintenance des caractéristiques morphologiques des prés salés (ravines, talus et bassins). Leur analyse nécessite cependant i) d'être vérifiée sur des périodes plus longues (saisonnière, annuelle, voire pluriannuelle) pour évaluer le rôle des interactions entre végétation, écoulement et morphodynamique ; ii) de pouvoir alors faire évoluer la végétation (expansion, régression) ; iii) de prendre en compte l'effet des vagues et l'importance de leur dissipation par la végétation.

Plusieurs modélisations ont représenté l'effet des substances polymériques extracellulaires (*EPS*) produites (généralement en été) par le microphytobenthos (diatomées, bactéries) des vasières intertidales sur l'augmentation de la résistance au cisaillement des sédiments recouverts (*Wood et Widdows*, 2002; *Paarlberg et al.*, 2005; *Lumborg et al.*, 2006; *Le Hir et al.*, 2007; *Borsje et al.*, 2008). Des modifications significatives (par rapport aux simulations sans *EPS*) sont prédites en termes de concentration de sédiment en suspension (plus de variation saisonnière), de nature sédimentaire du substrat (envasement) et d'évolution morphodynamique (sédimentation).

Les effets de la macrofaune sur la dynamique sédimentaire varient selon les espèces ; les modélisations existantes s'appliquent soit aux organismes épibenthiques qui augmentent la rugosité de fond (*Van Leeuwen et al.*, 2010) et éventuellement agglomèrent les sédiments superficiels en pelotes fécales (*Lumborg et al.*, 2006; *Orvain et al.*, 2012), soit aux organismes endobenthiques qui changent les propriétés du substrat par bioturbation (*Wood et Widdows*, 2002; *Paarlberg et al.*, 2005; *Borsje et al.*, 2008). Il est difficile de tirer des conclusions sur les effets de la macrofaune en terme de stabilité des sédiments

Tableau 1.1 – Liste (non-exhaustive) de types d’interactions entre espèces benthiques et milieux hydro-sédimentaires, adaptée de *Gutiérrez et al.* (2011).

Changement structurel	Changement abiotique	Espèces ingénieurs
Production de structures protubérantes sessiles isolées.	Perturbation locale de l’écoulement et formation de motifs d’érosion (affouillement) autour des structures.	Macrophytes, polychètes (vers) sédentaires, bivalves, gastéropodes.
Production de structures protubérantes sessiles amassées.	Perturbation de l’écoulement à grande échelle et/ou atténuation induisant une augmentation du dépôt sédimentaire ; modification de l’intensité et de la distribution des motifs d’érosion et de dépôt à l’échelle du paysage côtier, associée à l’altération du bilan sédimentaire de l’ensemble du système.	Macrophytes (herbes des dunes, spartine, herbiers et mangroves), algues, récifs (huitres, moules, coraux et polychètes), autres épibenthos sessile.
Création extensive et maintenance de structures physiques protubérantes à proximité de la côte.	Atténuation de l’impact des ondes de tempête, diminution de l’érosion des côtes et protection des écosystèmes littoraux intérieurs.	Herbes des dunes, mangroves, récifs coralliens, plantes des marais salées, herbiers.
Création de dépressions plus ou moins persistantes (e.g., terriers, fosses).	L’environnement hydrodynamique calme des dépressions favorise le dépôt de particules sédimentaires et par suite globalement la sédimentation.	Fouisseurs : crabes, crevettes, polychètes et échiuriens (vers).
Grande proportion d’espace vide dans les sédiments en zone intertidale.	Augmentation de l’érosion ; rupture de pente ou éboulement (dans le cas d’un profil pentu de l’estran).	Crabes, crevettes et autres fouisseurs intertidaux.
Mélange sédimentaire, décomposition d’agglomérats et création de galeries plus ou moins éphémères.	Diminution de l’agrégation des sédiments, de la stabilité et de la résistance au cisaillement (augmentation de l’érodabilité).	Polychètes, bivalves, gastéropodes.
Création de flux d’eau entre la colonne d’eau et le sédiment via l’irrigation active des terriers.	Augmentation du transport sédimentaire par éjection et resuspension	Crevettes, polychètes, échiuriens.
Production d’agrégats de particules (fèces et pseudo-fèces) qui diffèrent en taille et densité des sédiments sous-jacents	Modification de la résistance au cisaillement (augmentation ou diminution selon les espèces)	Polychètes, bivalves, gastéropodes.
Assemblage des particules sédimentaires via les sécrétions de mucus	Augmentation de la résistance au cisaillement	Polychètes, diatomées, mollusques (bivalves, gastéropodes).
Production de matériels persistants sous la surface des sédiments (racines, coquilles et tubes) et accumulation dans la matrice sédimentaire.	Compression progressive des sédiments qui résulte dans une augmentation de l’agrégation, la dureté et la résistance au cisaillement ; dans certains cas (e.g., la poussée racinaire et l’accumulation de racines mortes dans les sédiments des marais salées) il y a accrétion et donc diminution de la profondeur d’eau.	Herbes des dunes et des marais, herbiers, bivalves, gastéropodes, polychètes sédentaires.
Création de trous dans les rochers, les coquilles ou les coraux	Augmentation potentiel de la fragmentation des roches, coquilles et coraux, et relâchement de particules sédimentaires.	Bivalves, anémones, siponcles (vers).
Déplacement par sauts (saltation) des coquilles	Corrasion du substrat (augmentation du flux d’érosion)	Bivalves, gastéropodes.

de fond, à part que les effets stabilisateurs sont rarement observés en milieux vaseux (*Le Hir et al.*, 2007). Pour les espèces à l'interface eau-sédiment, il est possible d'évaluer l'augmentation de la turbidité et les conséquences sur la contrainte de peau (qui s'applique aux sédiments). Cependant, la partition du cisaillement (de forme et de peau), observée et modélisée sur des rides de sable (e.g., *Smith et McLean*, 1977; *Wiberg et Nelson*, 1992), n'a pas encore été traitée dans la littérature hydro-bentho-sédimentaire (e.g., *Le Hir et al.*, 2007; *Nepf*, 2012), et aucun des modèles présentés ci-dessus ne prend en compte l'influence d'une espèce macrobenthique simultanément sur l'hydrodynamique (rugosité) et les flux sédimentaires (filtration, biodéposition).

Tableau 1.2 – Modèles de transport sédimentaire qui intègrent les effets d'organismes benthiques.

Code-Dimension	Forçage	Durée	Espèces biologiques	Paramètres modifiés	Référence
1DH	marée	15 jours	diatomées et bivalves	taux d'érosion (M) et contrainte critique d'érosion (τ_{cr})	<i>Wood et Widdows</i> (2002)
Delft-3D	marée	1/2 année	diatomées et bivalves	M , τ_{cr} et coefficient de mélange dans le sédiment	<i>Paarlberg et al.</i> (2005)
Delft-3D	marée	1 marée	macrophytes	rugosité (z_0), production et dissipation de turbulence	<i>Temmerman et al.</i> (2005)
MIKE-2DH	marée, vagues	1 mois	diatomées et gastéropodes	M , τ_{cr} et vitesse de chute (w_s)	<i>Lumborg et al.</i> (2006)
SiAM-1DH	marée, vagues	13 ans	diatomées et macrophytes	contrainte de cisaillement effective et τ_{cr}	<i>Le Hir et al.</i> (2007)
Delft-2DH	marée, vagues	1 an	diatomées, bivalves et gastéropodes	M et τ_{cr}	<i>Borsje et al.</i> (2008)
Delft-2DH	marée	6 jours	bivalves	z_0 et filtration	<i>Van Leeuwen et al.</i> (2010)
SiAM-1DH	marée, vagues	14 ans	bivalves et gastéropodes	biodéposition, M , τ_{cr} et w_s	<i>Orvain et al.</i> (2012)

1.2.2. Spécificités de la crépidule

La crépidule (*Crepidula fornicata*, Linné, 1758) est un mollusque gastéropode originaire de la façade Atlantique de l'Amérique du Nord. Son intrusion sur les côtes européennes remonte à la Seconde Guerre mondiale, lors du débarquement, et dans les années 1970, lors de l'importation massive d'huîtres japonaises pour remplacer les huîtres portugaises infectées par « la maladie des branchies ». Depuis, la crépidule, encore appelée berlingot de mer, prolifère du fait de « ses faibles exigences écologiques, d'une stratégie de reproduction efficace, d'une longévité d'environ 10 ans, de l'absence de véritables prédateurs ou encore de la dispersion opérée par les activités de pêche aux objets traînants » (*Blanchard*, 2009). Les littoraux normands et bretons, avec notamment les baies du mont Saint-Michel et de Saint-Brieuc et la rade Brest, sont aujourd'hui les

plus touchés par le phénomène, en France. En Europe, les estuaires de la Tamise et du Solent (Angleterre) ou encore de l'Escaut (Pays-Bas) présentent aussi des densités de population importantes susceptibles d'induire des dysfonctionnements écologiques et nuire à l'exploitation commerciale de certaines espèces de coquillages (*Blanchard, 1997*).

Une des originalités de la crépidule est de vivre sur le fond en colonie formée par la superposition d'individus dont l'âge décroît vers le sommet de la chaîne (figure 1.1.a). Les chaînes comptent en moyenne 5 individus, rarement plus de 10 (*Thouzeau, comm. pers.*). Leur forme voûtée est maintenue droite grâce au pied-ventouse de l'individu le plus âgé, fixé à un support lisse et peu mobile (galet, coquille vide ou mollusque vivant). Il arrive qu'une chaîne secondaire se développe sur une chaîne isolée. Dans ce cas, l'ensemble bascule sur le substrat. Les coquilles réduisent la vitesse d'écoulement du fluide par augmentation de la turbulence près du fond (*Guizien, 2006; Chapalain et Thouzeau, 2007; Moulin et al., 2007*). Ceci semble favoriser le dépôt des sédiments en suspension. À un stade de colonisation important (figure 1.1.b), les sédiments fins se retrouvent piégés dans les interstices des coquilles et s'y accumulent jusqu'au colmatage complet du substrat.

L'alimentation de la crépidule consiste à filtrer l'eau et ingérer les particules en suspension. Ces dernières parcourent une cavité palléale où elles sont triées en fonction de leur taille et de leur qualité nutritive (*Manac'h, 1995*). Les particules minérales stockées dans la poche alimentaire ne sont pas consommées et sont enrobées de mucus collant, puis évacuées sous forme de pseudofécès. Après avoir parcouru le tube digestif, les produits digérés sont excrétés sous forme de fécès. *Troadec (1992)* et *Manac'h (1995)* ont estimé en laboratoire des taux moyens de filtration et de production de biodépôt (par gramme de chair sèche de crépidules) d'environ 1 l/h et 13 mg/h. En considérant le stock de crépidules en rade de Brest estimé par *Guérin (2004)* à 85000 t (poids sec total : chair+coquille) et un ratio *poids sec de chair/poids sec total* égale à 3,5 % (*Blanchard, 2005*), le temps de filtration d'un volume équivalent à celui de la rade (à mi-marée) est d'environ 10 jours, et la masse de biodépôt introduite chaque année en rade s'élève à 40000 t. En prenant

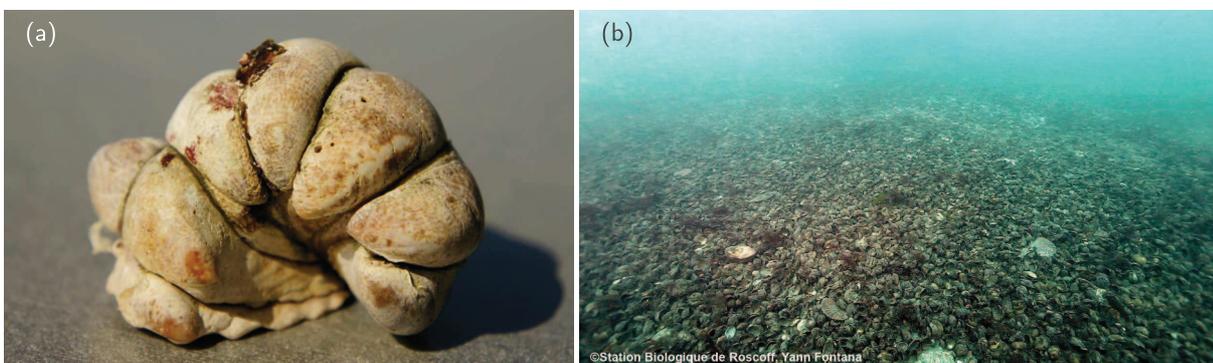


Figure 1.1 – Photographies (a) d'une chaîne de crépidules et (b) d'un fond recouvert de chaînes de crépidules (courtoisie : Yann Fontana, Station Biologique de Roscoff).

comme valeur indicative 500 kg/m^3 pour la densité sèche des biodépôts (*Le Hir et al.*, 2007) et en considérant le fond de la rade plat, cette quantité de sédiments biogéniques correspond à une couche d'environ 4 mm uniformément réparti sur le fond de la rade.

L'impact des crépidules sur l'envasement des fonds a d'abord été étudié en rade de Brest (*Manac'h*, 1995; *Chauvaud*, 1998), et en baie du mont Saint-Michel (*Erhold et al.*, 1998). Des vasières biogènes se développent sur une large bande côtière (entre 3 et 10 m de profondeur), là où *a priori* les caractéristiques hydrodynamiques sont peu favorables à la stabilisation des vases. La prolifération spectaculaire de crépidules en rade de Brest, décrite par *Guérin* (2004) dans les années 2000, se présente comme un cas d'étude idéal sur les processus de modifications induites par une espèce benthique sur son environnement hydro-sédimentaire. Le Programme National Environnement Côtier (PNEC), dans le cadre du Projet « Rôle des structures biogènes sur l'hydrodynamisme et les flux sédimentaires dans la couche limite benthique » de l'Action Thématique « Condition de remaniement des sédiments naturels et flux d'érosion associés », a permis de coordonner différentes méthodes (mesures *in situ* et en laboratoire, modélisation bidimensionnelle verticale) pour mieux comprendre l'impact des crépidules sur l'hydrodynamique et les propriétés de transport de la couche limite benthique (*Moulin et al.*, 2007). Cette étude a montré notamment que l'érosion du lit et la vitesse d'échange entre la canopée et l'écoulement externe décroissaient lorsque la densité en coquillages augmentait, suggérant un effet de protection par les coquilles de crépidules dont l'efficacité croît avec la densité en coquillages. La thèse a pour objectif de compléter ces travaux en étudiant l'impact hydro-sédimentaire des crépidules à l'échelle de la rade de Brest.

1.3. Objectifs et démarche suivie

La demande croissante des acteurs sociaux et économiques sur le développement durable des zones côtières nécessite de développer des outils de compréhension qui intègrent les processus physique et biologique du système. La thèse s'inscrit dans cette démarche interdisciplinaire en présentant une modélisation hydro-bentho-sédimentaire appliquée à l'écosystème de la rade de Brest dont l'hydrodynamisme, la diversité sédimentaire et l'invasion de crépidules en fait un site atelier de choix (chapitre 2).

La dynamique de la matière minérale en suspension (MMS) a fait l'objet de peu de travaux en rade de Brest (chapitre 2). Les faibles teneurs en MMS, souvent inférieures à 15 mg/l , expliquent peut-être ce peu d'intérêt. Néanmoins, leur rôle dans le fonctionnement de l'écosystème est avéré. La disponibilité de la lumière, nécessaire pour la production d'organismes photosynthétiques à la base de la chaîne alimentaire, est déterminée par la turbidité ambiante. La qualité du milieu est aussi tributaire de la MMS car les contaminants de toutes sortes (fertilisants, hydrocarbures et métaux lourds) peuvent s'y

adsorber (*Troadec et Le Goff*, 1997). Enfin, la pérennité des habitats remarquables – en particulier les bancs de maërl (algue calcaire) – dépend des taux de sédimentation, qui dans le cas défavorable tendent à ensevelir le biotope. La thèse a pour objectif de mieux appréhender la dynamique et les échanges sédimentaires au sein de la rade de Brest au travers de trois questions scientifiques :

- Quelle est la typologie des différents flux sédimentaires ?

Le modèle s’attachera à évaluer l’importance des différents modes de transport sédimentaire (charriage, suspension), quantifier les différentes contributions participants aux flux sédimentaires par classes (sables et vases) et par zones géographiques (e.g., rivières, estuaires, anses, talus, chenaux, extérieur), et décrire un schéma de circulation sédimentaire dans la rade de Brest.

- Comment l’hétérogénéité du substrat opère-t-elle et s’organise-t-elle ?

Les flux sédimentaires à l’interface eau-sédiment dépendent des propriétés des sédiments sur le fond. Le flux de dépôt dépend (en partie) de la vitesse du courant localement contrainte par la rugosité du fond dépendante de la distribution granulométrique des sédiments sur le fond. Le flux d’érosion est proportionnel à la quantité de sédiments disponibles et dépend de leur mobilité : i) dans le cas des sédiments non-cohésifs, les particules fines sont masquées par les particules plus grossières alors exposées ; ii) dans le cas des sédiments cohésifs et mixtes (mélanges sablo-vaseux), la nature (physico-chimique et/ou biologique) et l’état de consolidation du matériel sédimentaire déterminent sa résistance au cisaillement. La rade de Brest est caractérisée par une mosaïque de sédiments sur le fond (chapitre 2), ce qui motive la prise en compte dans le modèle de ces interactions entre sédiments de taille et de comportement différents. Leur influence sur les flux sédimentaires en rade de Brest et la variabilité de la composition sédimentaire du fond sera explorée avec le modèle.

- De quelle(s) manière(s) les crépidules influencent-elles la dynamique des sédiments en suspension et l’évolution des fonds, en termes de niveau et de composition ? (cf. section précédente)

La démarche de modélisation consiste à intégrer dans les modules hydrodynamique TELEMAC-2D (*Hervouet*, 2003) et sédimentaire SISYPHE (*Villaret et al.*, 2011) du logiciel TELEMAC (<http://www.opentelemac.org/>), la variabilité spatiale du substrat, et développer une paramétrisation qui rend compte de la présence physique (macro-rugosité, partition de la contrainte de cisaillement) et de l’activité biologique (filtration de l’eau chargée de particules en suspension, production de biodépôts) des crépidules (figure 1.2). L’approche bidimensionnelle horizontale (2DH) constitue une première étape justifiée, compte tenu du caractère mélangé prédominant. En effet, les forts courants de marée induisent un niveau de turbulence élevé dans une majeure partie de la rade, à l’exclu-

sion des secteurs estuariens de l'Aulne et de l'Elorn en période de morte-eau et de crue (Monbet et Bassoulet, 1989). Une configuration qualifiée d'abiotique (malgré la présence de maërl) basée sur la carte sédimentologique des fonds de la rade de Brest de *Le Berre* (1999) incluant les données de *Fichaut* (1984) et de *Hily* (1989) (figure 2.12, chapitre 2), est d'abord étudiée. La répartition des densités de crépidules en 2000 (figure 2.13, chapitre 2) est ensuite intégrée, afin d'évaluer la réponse sédimentaire de la rade à l'invasion des gastéropodes filtreurs. Les prédictions du modèle sont confrontées à des mesures *in situ* existantes ou collectées dans le cadre de la thèse, principalement en couche limite de fond.

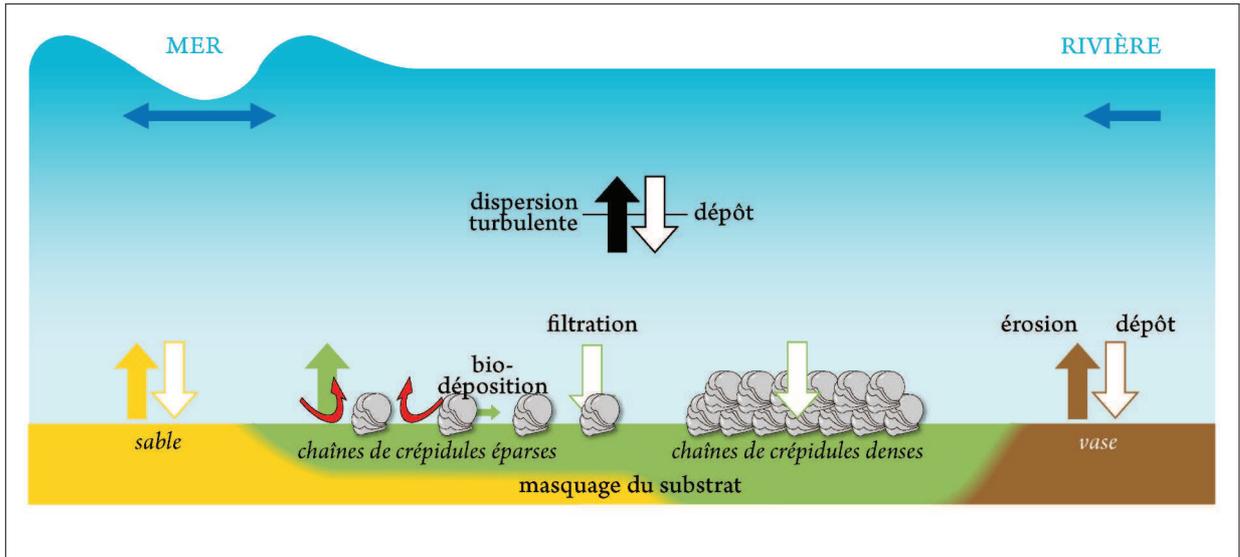


Figure 1.2 – Schéma des principaux processus hydro-sédimentaires en absence et présence de crépidules sur le fond.

Le mémoire s'organise comme suit. Après un état des lieux des connaissances sur la rade de Brest, succède un chapitre présentant les nouvelles mesures hydro-sédimentaires au voisinage du lit *crépidulé* (chapitre 3). Les processus et hypothèses retenues, la formulation et la résolution des équations du modèle sont décrites au chapitre 4. La mise en œuvre du modèle dans la rade de Brest, la confrontation des prédictions avec les mesures et l'analyse des prédictions du modèle sont exposés au chapitre 5. L'interprétation des résultats est développée avant de conclure au chapitre 6.

Chapitre 2

Présentation de la rade de Brest

2.1. Cadre géographique

Située à la pointe de la Bretagne, la rade de Brest est un plan d'eau fluvio-marin semi-fermé (figure 2.1). D'une superficie de 180 km², il communique avec la mer d'Iroise et l'océan Atlantique par un goulet long de 6 km et large de 1,8 km. De l'autre côté, la rade reçoit les eaux continentales des deux rivières principales, l'Aulne et l'Elorn. Le climat tempéré océanique est caractérisé par des températures moyennes annuelles de 11-12 °C, avec une amplitude été-hiver d'environ 5 °C, et une pluviométrie moyenne annuelle de 1200 mm/an, avec un maximum net en décembre (Météo-France). Les eaux pluviales sont drainées par un bassin versant d'une surface totale de 2645 km² dont 1820 km² correspond au sous-bassin versant de l'Aulne et 380 km² au sous-bassin versant de l'Elorn (*Troadec et Le Goff, 1997*). Le linéaire côtier long de 270 km est découpé, hérissé de pointes et de presqu'îles qui bordent une demi-douzaine d'anses et de baies. Avec près de 60 % de ses fonds en-dessous de l'isobathe 10 m et seulement 3 % au-dessus de 30 m, c'est un environnement peu profond qui se décompose en quatre zones : A) un bassin centre-ouest, B) un bassin sud-est et C & D) les estuaires de l'Elorn et de l'Aulne (figure 2.2). Les chenaux, témoins de l'ancien réseau fluvial modelé depuis l'orogénèse hercynienne (*Vacher, 1919*), se rejoignent pour former un tronc commun vers le goulet. Comme la baie de San Francisco (États-Unis), l'estuaire du Tage (Portugal), le port de Manukau (Nouvelle-Zélande), la baie de Jiaozhou (Chine) et la baie de Tokyo (Japon), la rade de Brest fait partie de la catégorie des estuaires d'origine tectonique dans la classification morphologique de *Pritchard (1967)*.

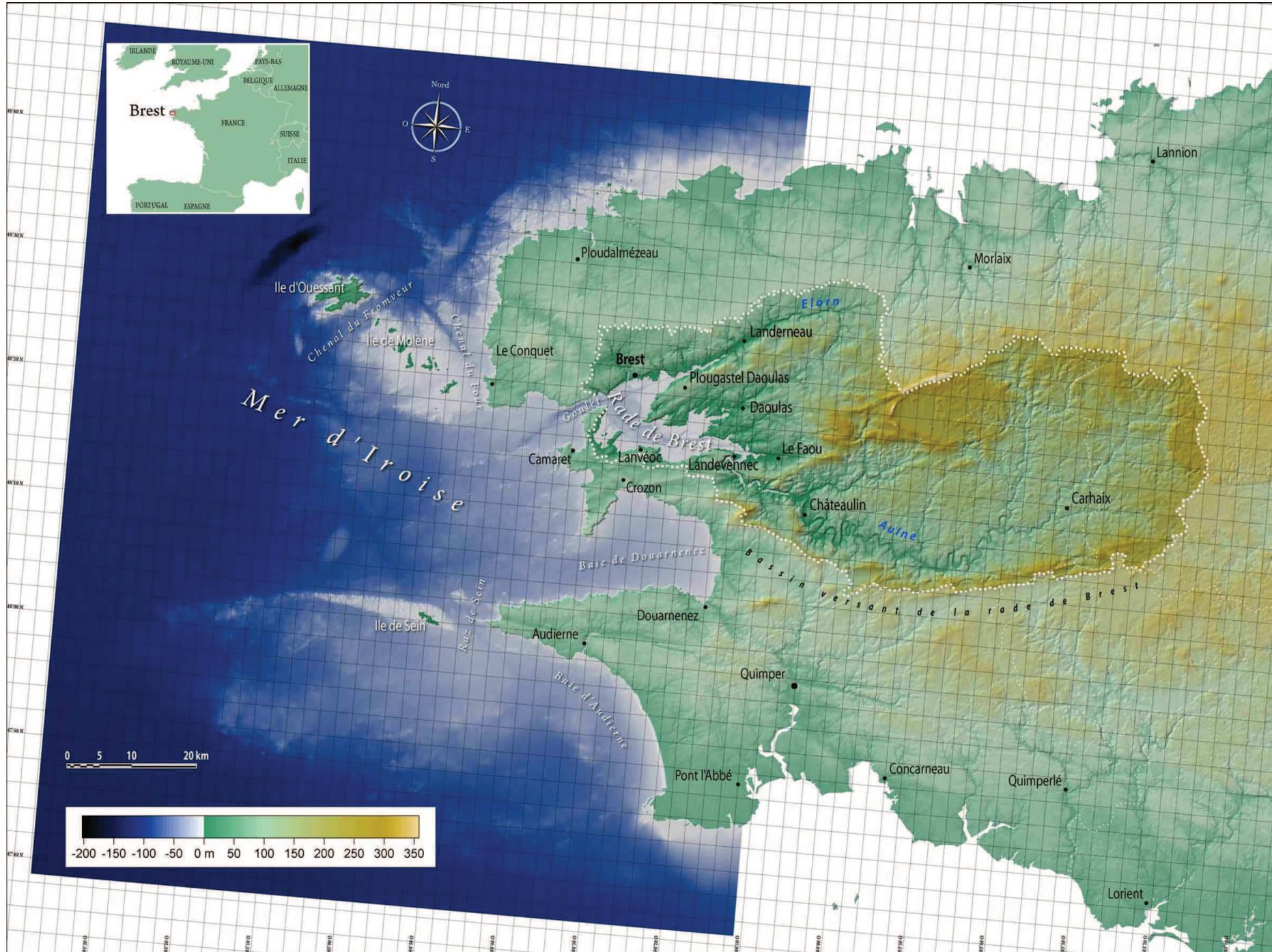


Figure 2.1 – Bathymétrie et topographie de la rade de Brest étendues à la mer d'Iroise et aux bassins versants (d'après les Modèles Numériques de Terrain du SHOM et de l'IGN).

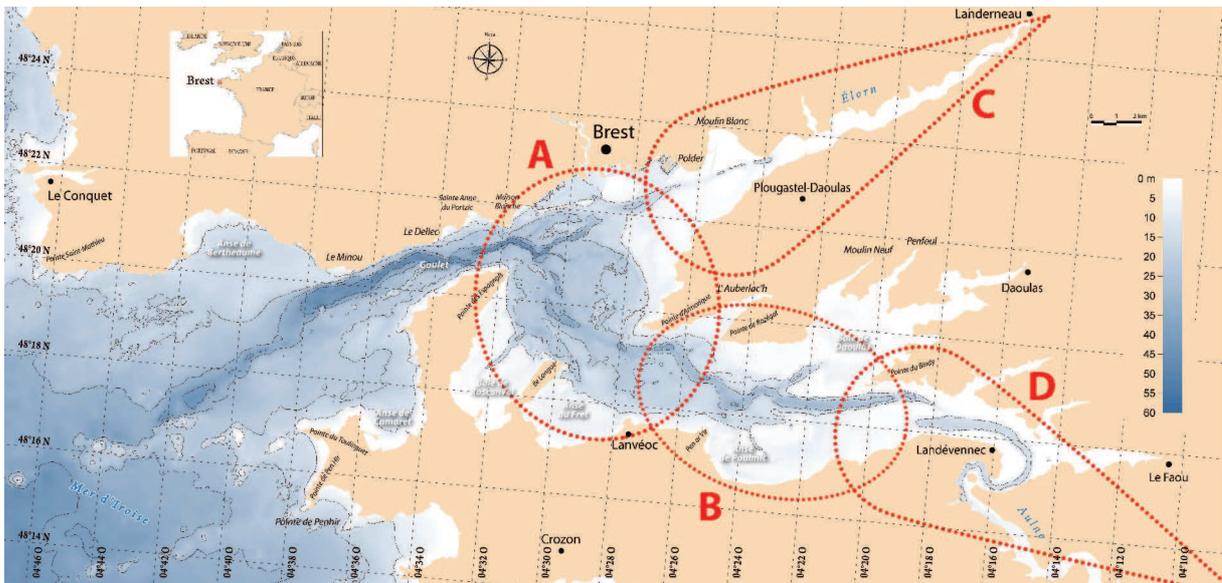


Figure 2.2 – Bathymétrie de la rade de Brest et ses abords (d’après le MNT du SHOM).

2.2. Forçages

2.2.1. Marée

L’oscillation du niveau de la mer au marégraphe du port de Brest est principalement semi-diurne avec une période de 12 h 24 min. Le marnage varie de 1,22 m en situation de morte-eau exceptionnelle (coef. 20) à 7,32 m en situation de vive-eau exceptionnelle (coef. 120). L’oscillation de marée moyenne (coef. 70) s’accompagne (deux fois par jour) d’un flux alternatif à travers le goulet d’environ 700 millions m^3 , soit un tiers du volume d’eau moyen contenu dans la rade (Auffret, 1981 ; Salomon et Breton dans Troadec et Le Goff, 1997). La vitesse des courants dans le goulet atteint 2 m/s en vive-eau (coef. 95), et leur phase est en quadrature par rapport aux variations du niveau de la surface libre.

2.2.2. Apports fluviatiles

2.2.2.a. Débits liquides

Chaque année, 1 milliard de m^3 d’eau douce se déverse en moyenne en rade de Brest, répartis à 63 % pour l’Aulne et à 15 % pour l’Elorn, correspondant à des débits moyens annuels de 24 et 6 m^3/s (Auffret, 1981). Les 22 % restants sont apportés par les rivières de la Douffine (8 %), la Mignonne (5 %), le Camfroul (3 %), le Garvan (2 %), le Faou (2 %) et la Penfeld (2 %). Les débits de ces rivières sont marqués par une forte saisonnalité, avec un minimum en août et un maximum en janvier (DREAL Bretagne,

<http://www.hydro.eaufrance.fr>). Les débits de crue décennale de l’Aulne et de l’Elorn atteignent 290 et 70 m³/s, respectivement.

2.2.2.b. Débits solides

La quantité totale de sédiments en suspension (particules de diamètre inférieur à 63 μm) apportés par les rivières est d’environ 10⁴ t/an (*Auffret*, 1981; *Monbet et Bassoulet*, 1989), ce qui correspond pour un débit moyen annuel de 30 m³/s à une concentration moyenne annuelle de 10 mg/l. Cependant, ces apports ont principalement lieu lors des crues, avec des concentrations de l’ordre de 100 mg/l (*Bassoulet*, 1979).

2.2.3. Vent

Le vent (mesuré à 10 m au-dessus de la surface de la mer) a une intensité moyenne annuelle de 18 km/h et dépasse 23 km/h (force 4) plus d’un tiers de l’année. Il est préférentiellement de secteur sud-sud-ouest, sauf de mars à mai où le vent de secteur nord-est est dominant (figure 2.3). Outre le courant de dérive d’*Ekman* (1905) estimé en surface à 3 % de la vitesse du vent et les surcotes qui peuvent en résulter sur le littoral, le vent est à l’origine d’une agitation locale appelée « mer de vent ». Des travaux récents de modélisation des états de mer en rade de Brest sur la base du modèle spectral SWAN (*Booij et al.*, 1999) conduits au LGCE par *Ancelin et al.* (2009) et *Petton* (2010) ont montré que des vents violents (54 km/h, force 7) de sud-sud-ouest peuvent générer des vagues d’une hauteur significative supérieure à 80 cm au nord de la rade (figure 2.4).

2.2.4. Houle du large

Des observations réalisées en mer d’Iroise (à l’ouest de la pointe du Toulinguet, localisée sur la figure 2.2) du 21 décembre 1994 au 10 juillet 1997 par le Cetmef (source CANDHIS) indiquent des vagues de secteur sud-ouest à ouest-sud-ouest, de hauteurs significatives inférieures à 1 m pendant 70 % du temps, à 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. De par sa configuration semi-fermée, la rade de Brest est bien abritée des houles du large (e.g., *Monbet et Bassoulet*, 1989; *Troadec et Le Goff*, 1997). Seul le littoral au nord de la pointe de l’Armorique face au goulet, est faiblement impacté par la houle (figure 2.5), la hauteur significative des vagues prédite par *Petton* (2010) ne dépasse pas 0,5 m pour une houle de 3 m au large du goulet. Des résultats similaires ont été décrits lors de la tempête du 19 avril 2005 par *Guillou* (2007).

Fréquence des vents en fonction de leur provenance en %

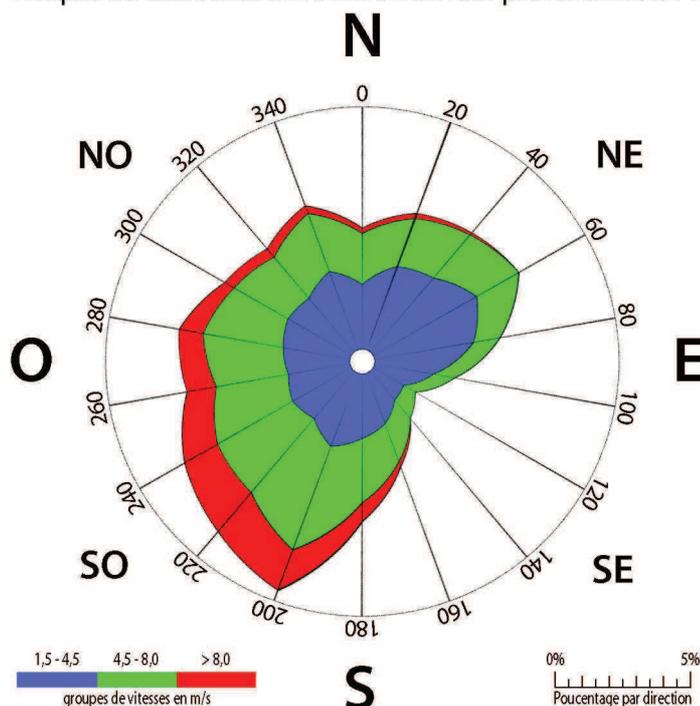


Figure 2.3 – Rose des vents moyens horaires mesurés à 10 mètres au-dessus de la surface de la mer sur la période 2001-2010 à la station météorologique de Lanvéoc en presqu'île de Crozon, au sud de la rade de Brest (courtoisie : Météo France - École Navale).

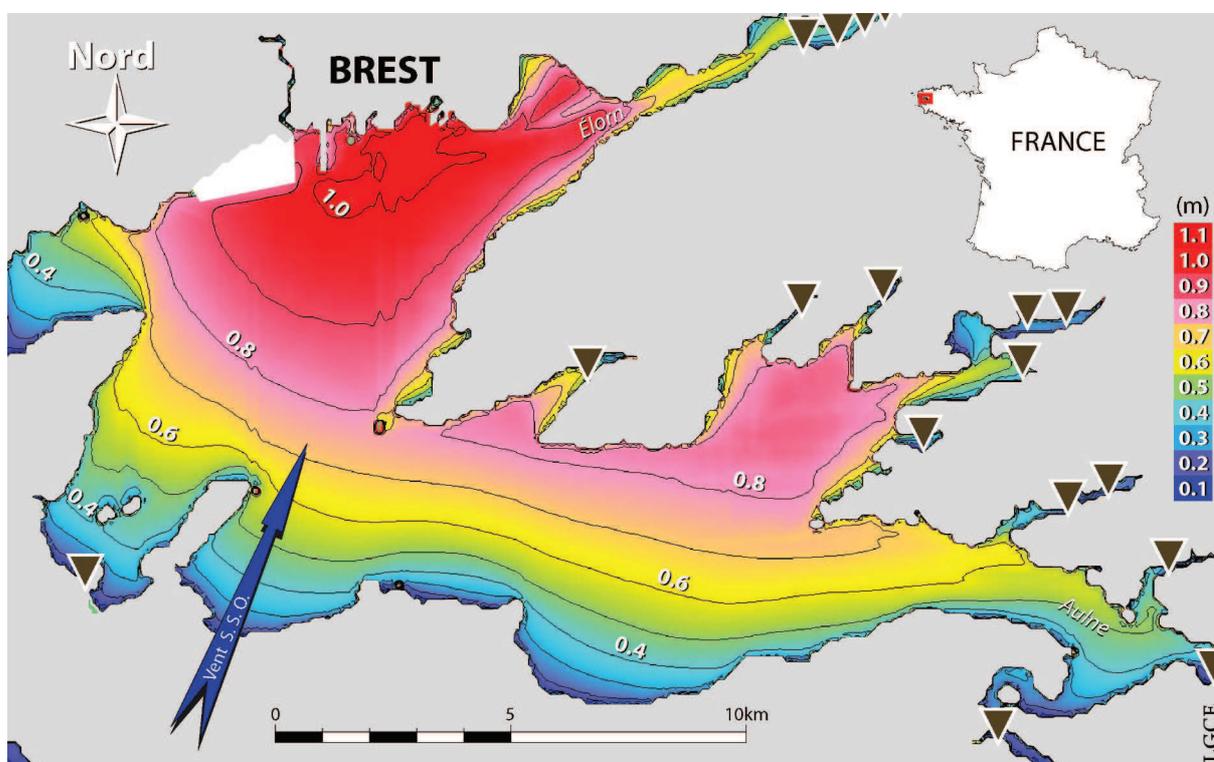


Figure 2.4 – Prédictions de la hauteur significative (en m) des vagues générées localement en rade de Brest avec un vent de sud-sud-ouest de 54 km/h (LGCE, <http://memphys-lgce.fr.ht/>).

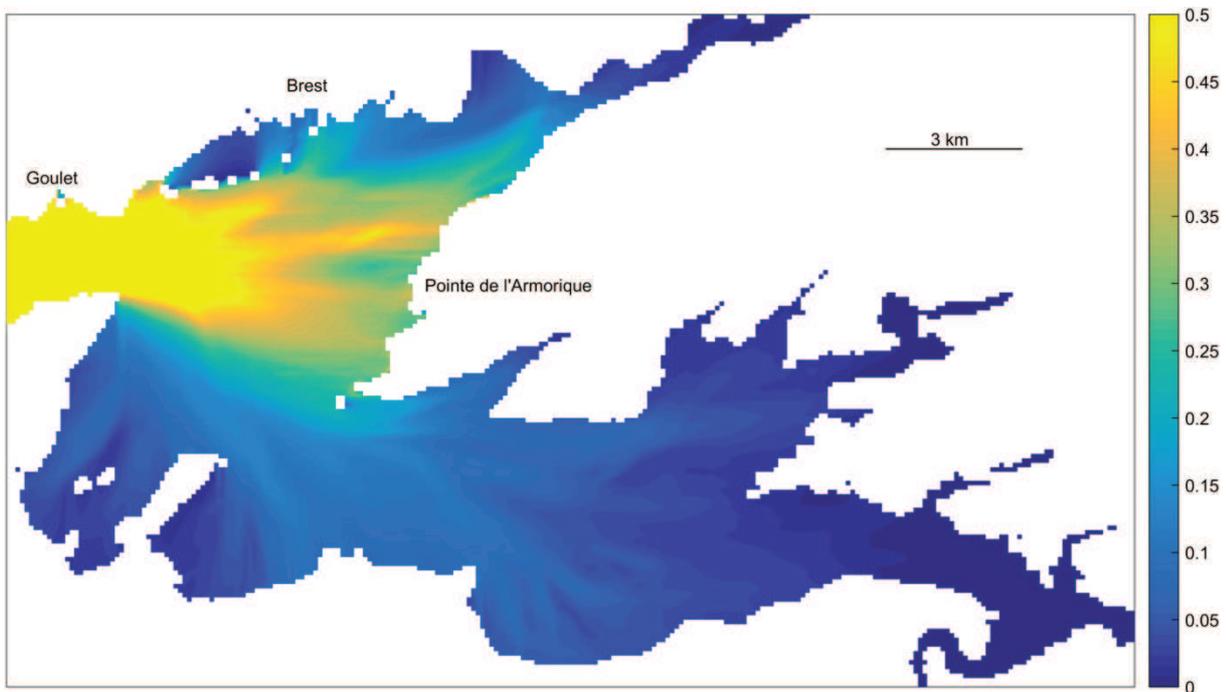


Figure 2.5 – Prédications de la hauteur significative (en m) des vagues en rade de Brest issues d'une houle de sud-ouest de 3 m de hauteur significative et 10 s de période en mer d'Iroise (Petton, 2010).

2.3. Caractéristiques des masses d'eau

2.3.1. Courantologie

La marée est un agent physique majeur de l'hydrodynamique de la rade de Brest (Berthois et Auffret, 1969a). À marée montante, le flot pénètre en rade par le goulet à une vitesse pouvant atteindre 2 m/s (en surface), induisant un tourbillon anticyclonique à l'est de la pointe des Espagnols (figure 2.6.a). Celui-ci s'étend à l'est jusqu'à la pointe de l'Armorique et au sud jusqu'à l'Île Longue, tandis qu'à l'extérieur de la rade l'écoulement est uniforme. À marée descendante, le jusant est canalisé dans les chenaux et bordé par des contre-courants, en particulier, deux tourbillons se développent dans les anses de Camaret et de Bertheaume (figure 2.6.b). La majorité des eaux expulsées de la rade n'atteint pas le courant extérieur de nord-ouest qui relie la pointe du Toulinguet à celle de Saint-Mathieu. Durant le flot suivant, elles sont à nouveau repoussées vers l'intérieur de la rade. Delmas (1981) a évalué, par un bilan de sels effectué à partir de mesures ponctuelles (de salinité), que le volume d'eau échangé à chaque cycle de marée entre la rade et la mer d'Iroise correspond environ à 15 % des flux transitant dans le goulet. La marée génère un fort brassage interne en rade et des échanges modérés entre celle-ci et la mer d'Iroise.

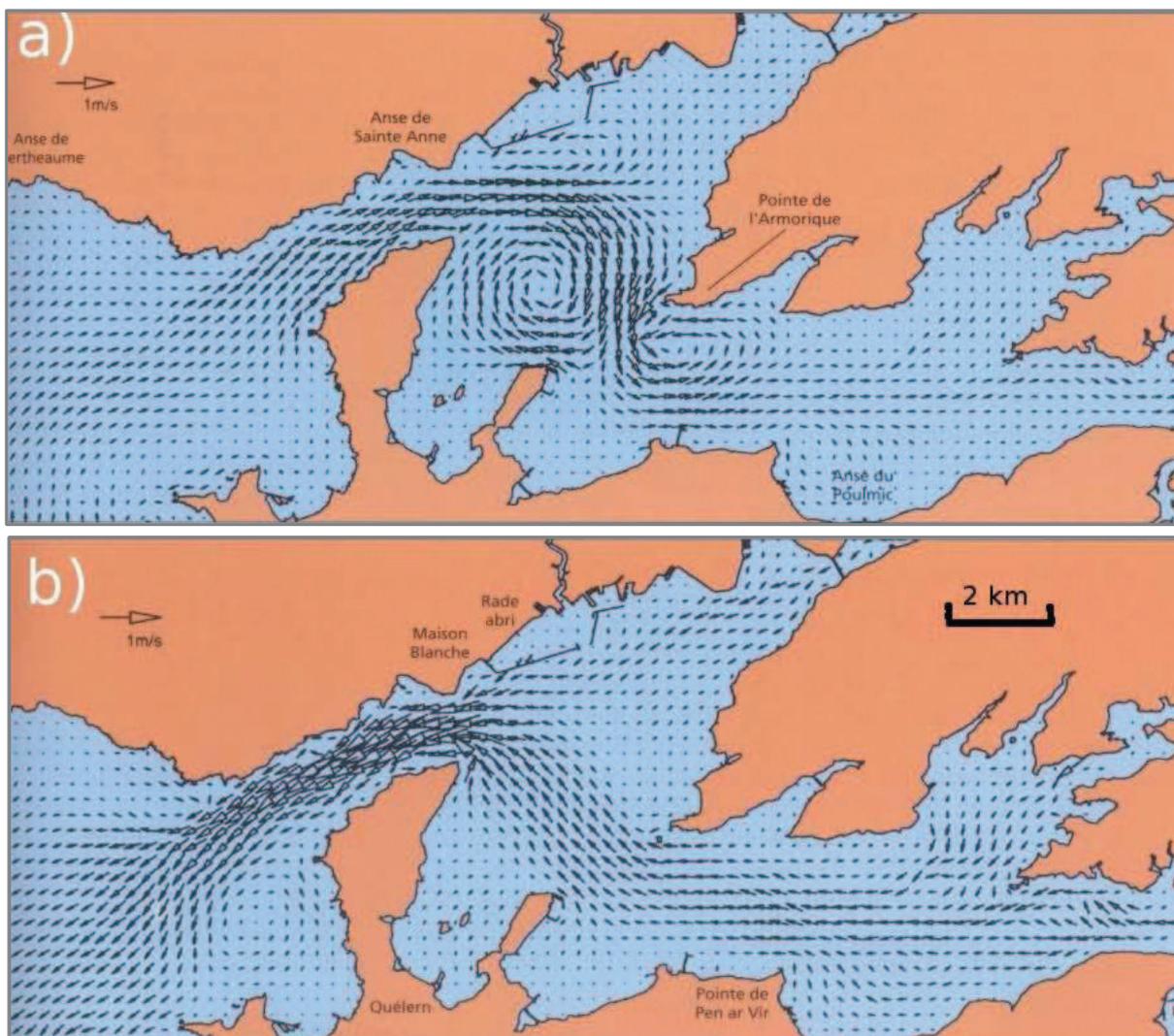


Figure 2.6 – Champs de courants intégrés sur la verticale (a) au pic de flot et (b) au pic de jusant d'une marée moyenne (prédits par le modèle de *Salomon et Breton* dans *TroaDEC et Le Goff*, 1997)

2.3.2. Hydrologie

2.3.2.a. Température

La température de l'eau des rivières, des estuaires et de la rade varie de 7-8 °C en hiver à 19 °C en été (Auffret, 1981). Au printemps, la température des rivières est (en moyenne sur la colonne d'eau) supérieure de 1 °C à l'eau de la rade, tandis qu'à l'automne, elle est inférieure de 3 à 5 °C à celle de la rade. Les mesures ponctuelles de Chauvaud (1998) indiquent que la température n'est pas homogène dans la rade. Le site marin, situé à l'entrée du goulet (Saint-Anne-du-Portzic, localisé sur la figure 2.2), présente les eaux les plus chaudes en automne et en hiver, mais le réchauffement est plus lent lors de l'augmentation printanière de température. Au site des Ducs d'Albe, situé juste au sud de la pointe de l'Armorique, l'influence continentale est plus nette : le refroidissement est précoce en automne, alors que le réchauffement est rapide au printemps. Le troisième site, situé en bordure de la baie de Roscanvel, est en situation intermédiaire. La température de l'eau est homogène sur la verticale toute l'année à Sainte-Anne, alors qu'une stratification thermique est observée pour les deux autres sites : ($T_{fond} < T_{surface}$) d'avril à octobre, et inversement ($T_{fond} > T_{surface}$) de novembre à mars. La figure 2.7 illustre cette stratification marquée en température sur l'ensemble de l'estuaire de l'Aulne, particulièrement en période de crue hivernale (Bassoulet, 1979).

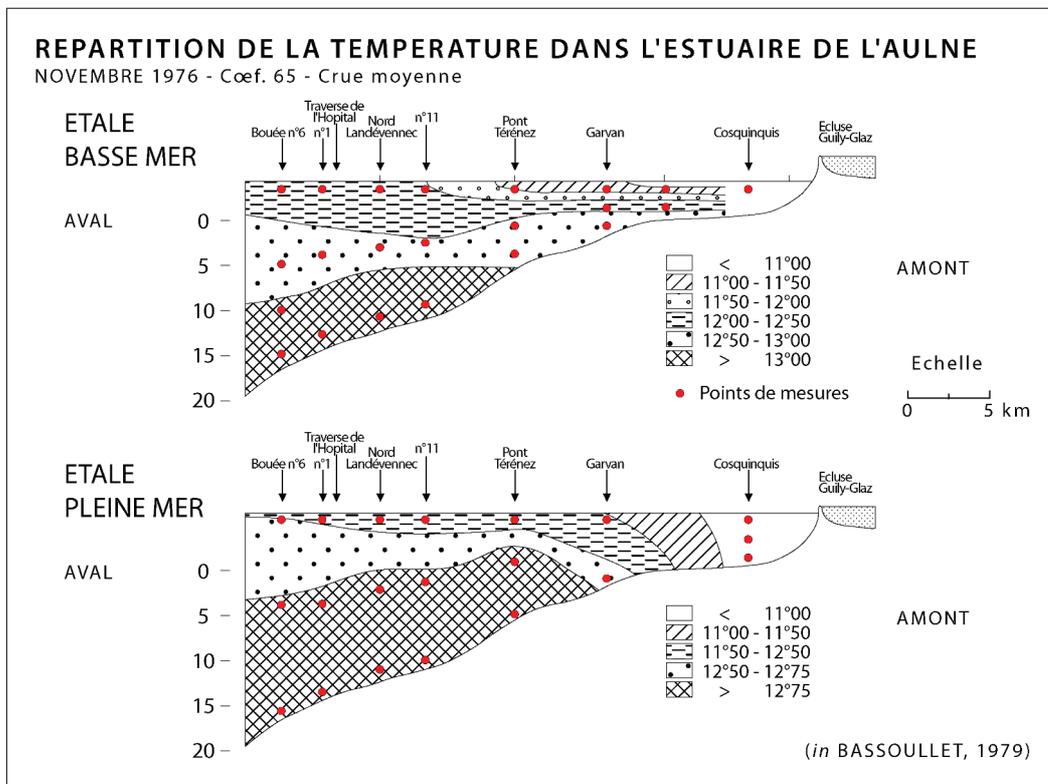


Figure 2.7 – Répartition de la température dans l'estuaire de l'Aulne aux étales d'une marée moyenne, en période de crue moyenne (extrait de Bassoulet, 1979).

2.3.2.b. Salinité

Pommepuy et al. (1979) indique que la salinité dans la rade est fortement corrélée aux régimes pluviométriques saisonniers. Le bassin sud-est de la rade soumis à l'apport prédominant de l'Aulne rencontre les plus fortes dessalures en période de crue. À basse mer de morte-eau, la salinité des eaux au sud de l'Auberlac'h est faible : 14 ‰, contre 28 ‰ à l'embouchure de l'Elorn, tandis que le centre-ouest de la rade est occupé par des eaux marines dont la salinité est supérieure à 33 ‰ (*Monbet et Bassoulet*, 1989). Il existe un véritable gradient (ou front) de salinité au niveau de l'Île Longue – l'Île Ronde (figure 2.8). À pleine mer (comme à basse mer), en quelques kilomètres, les variations peuvent dépasser 10 ‰. Outre le gradient longitudinal, il existe un gradient latéral de salinité entre les deux rives de la rade. Celui-ci s'explique par l'entrée au flot des eaux marines préférentiellement par le sud, repoussant les eaux dessalées sur la rive nord. En période de vive-eau/crue, les salinités de surface sont généralement plus élevées qu'en morte-eau/crue, et le gradient longitudinal de salinité varie régulièrement entre Térénez et le goulet, avec des décroissances de l'ordre de 12 ‰ à basse mer et de 17 ‰ à pleine mer (*Monbet et Bassoulet*, 1989). Les gradients latéraux sont moins marqués qu'en période de morte-eau. De même, les gradients verticaux sont plus faibles en vive-eau qu'en morte-eau (figure 2.9). À l'entrée du goulet, aucune stratification de la colonne d'eau n'a été observée et les crues exceptionnelles provoquent des dessalures identiques en surface et au fond (*Chauvaud*, 1998). En période d'étiage, les eaux marines pénétrant en rade ont une salinité légèrement supérieure à 35 ‰ et occupent à pleine mer, le bassin centre-ouest de la rade dont l'anse de Roscanvel. En condition de morte-eau, la majeure partie de la surface de la rade est occupée par des eaux de salinité supérieure à 34 ‰. Proche du fond, la salinité est relativement stable et supérieure à 35 ‰. Compte tenu de la relative faiblesse des courants de marée, les modifications de salinité entre la basse mer et la pleine mer sont réduites. Les dessalures se concentrent dans les régions situées en amont immédiat des estuaires. En condition de vive-eau, la rade dans son ensemble est homogène en salinité.

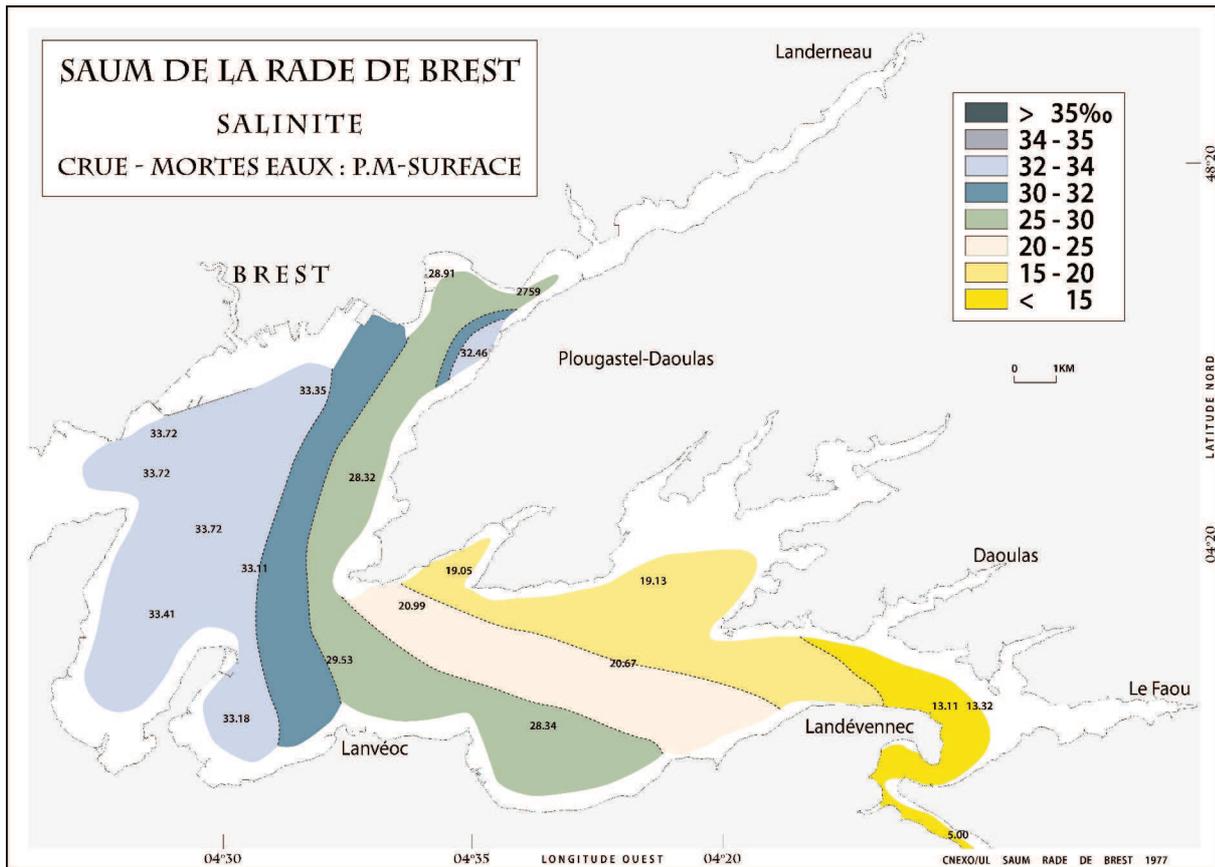


Figure 2.8 – Salinité des eaux de surface à pleine mer de morte-eau en période de crue (SAUM, 1977 dans Monbet et Bassoulet, 1989).

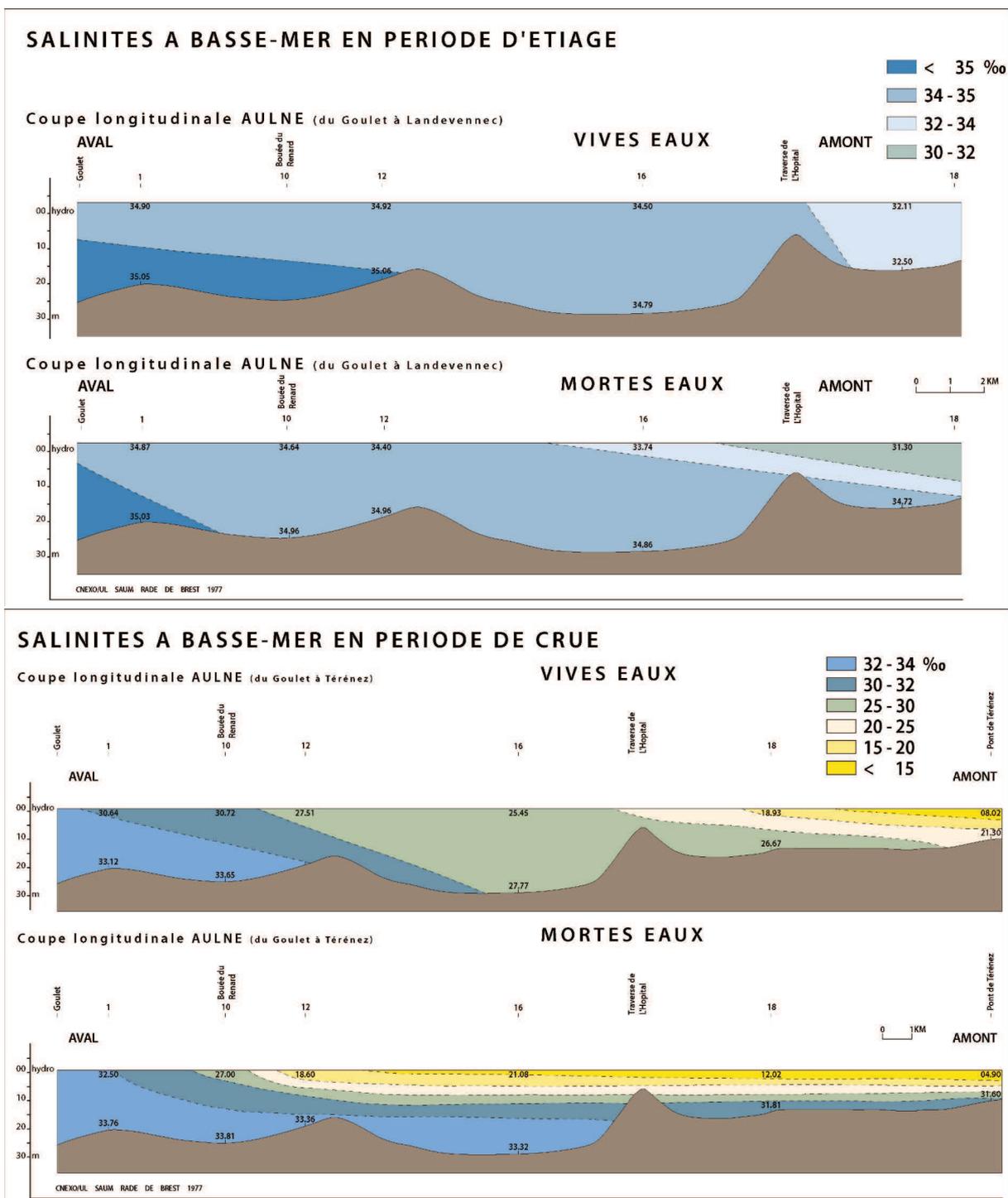


Figure 2.9 – Coupes longitudinales Goulet – Aulne présentant les salinités à basse mer en conditions d'étiage et de crue (SAUM, 1977 dans Monbet et Bassoulet, 1989).

2.3.2.c. Synthèse

La densité de l'eau de mer est plus sensible aux variations de salinité qu'aux variations de température. L'équation internationale d'état de l'eau de mer (*Unesco*, 1981) indique, par exemple, que la densité augmente approximativement de 1 lorsque : la température diminue de 5 °C ou la salinité augmente de 1 ‰ (ou la pression augmente de 20 bars). Le bassin sud-est sous influence des apports de l'Aulne se comporte tantôt comme un estuaire homogène en régime d'étiage, tantôt comme un estuaire stratifié en régime de crue (d'autant plus en période de morte-eau). Le nord de la rade est moins marqué par ce caractère estuarien, dû à un débit relativement faible de l'Elorn qui confère à ce secteur de faibles variations annuelles de salinité. Le bassin centre-ouest de la rade est, quant à lui, relativement homogène toute l'année.

2.3.3. Matière en suspension

La matière en suspension (MES) est généralement un mélange de Matière Organique Particulaire (MOP) et de Matière Minérale (ou sédiment) en Suspension (MMS). En rade de Brest, la proportion de MOP dans la MES est comprise entre 15 et 25 % selon la saison (*Savoie*, 2001). La MMS est susceptible d'être composée de vases (argiles et silts) d'origine fluviale (dont le diamètre est inférieure à 63 μm), et de sables très fins à moyens.

2.3.3.a. MMS dans les estuaires

La confluence en zone estuarienne des apports fluviaux et des eaux marines se caractérise par un maximum de turbidité (« bouchon vaseux ») dont la typologie évolue au cours du cycle tidal en fonction du débit de la rivière et de l'intensité de la marée. Par comparaison avec les fleuves à fort débit comme la Seine, la Loire et la Gironde, le bouchon vaseux est situé relativement en amont des estuaires de la rade (*Berthois et Auffret*, 1969b). Ainsi dans l'Aulne, pour un régime de débit moyen, la turbidité est maximale à basse mer autour de Lanvian, 10 km en aval de la limite d'influence de la marée de vive-eau marquée par l'écluse de Guily-Glaz (*Bassoulet*, 1979). Le flot repousse en amont le noyau turbide qui disparaît presque totalement à pleine mer. En période de crue, l'extension du bouchon vaseux atteint 10 km, tandis qu'en période d'étiage il est de 6 km. Dans l'Elorn, la distance de transit du noyau turbide varie de 1 à 5 km en aval de Landerneau (*L'Yavanc*, 1984).

2.3.3.b. MMS dans les bassins centre-ouest et sud-est

Berthois et Auffret (1969b) avancent que dans la rade, la quantité de sédiments en suspension est déterminée principalement par l'intensité des courants de marée, l'action des vagues ne constituant qu'un « appoint localisé ». Les remises en suspension ont lieu lors des pics de courant de marée et les dépôts, quant à eux, se produisent lors des étales de courant. Les estuaires constituant une source de sédiments fins pour la rade, les concentrations sont généralement plus importantes à basse mer qu'à pleine mer. De plus, la quantité de MMS est plus importante en vive-eau qu'en morte-eau. En période de déchet, entre la vive-eau et la morte-eau, l'eau se clarifie progressivement (*Chapalain et Thouzeau*, 2007). Dans le cadre de l'élaboration du Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer (SAUM) de la rade de Brest de 1980, un suivi de la répartition des sédiments en suspension en surface a été réalisé dans différentes conditions de débit des rivières et de marée. Il en ressort que les teneurs maximales atteignent 15 mg/l en période de crue (figure 2.10), contre moins de 5 mg/l en période d'étiage (*Monbet et Bassoulet*, 1989). Le temps de réponse à la crue de la turbidité des eaux de la rade est estimé par *Berthois et Auffret* (1969b) entre 1 et 2 mois. Au vu des temps de séjour de l'eau douce dans les estuaires, 5 à 30 jours dans l'Aulne et 8 à 13 jours dans l'Elorn, *Monbet et Bassoulet* (1989) jugent ce déphasage surestimé.

Un essai d'estimation de flux résiduels de matières en suspension a été réalisé par *Le Mut* (1977) (dans *Monbet et Bassoulet*, 1989), en vive-eau et décrue des rivières (figure 2.11). Pour la branche nord de la rade (au point M), le transport se fait vers l'aval ; il est de 1,2 kg/cm. Aux points K, P et L, le transport est dirigé vers l'amont ; il est maximal en K (4,4 kg/cm) et diminue plus vers l'amont (environ 2 kg/cm). Dans la branche sud de la rade, le transport se fait vers l'amont en I, G et F avec des flux résiduels respectifs de 9,1 - 4,2 et 1,4 kg/cm. Plus au nord, le transport est dirigé vers l'aval : au point H (8,4 kg/cm) et au point J (23,5 kg/cm).

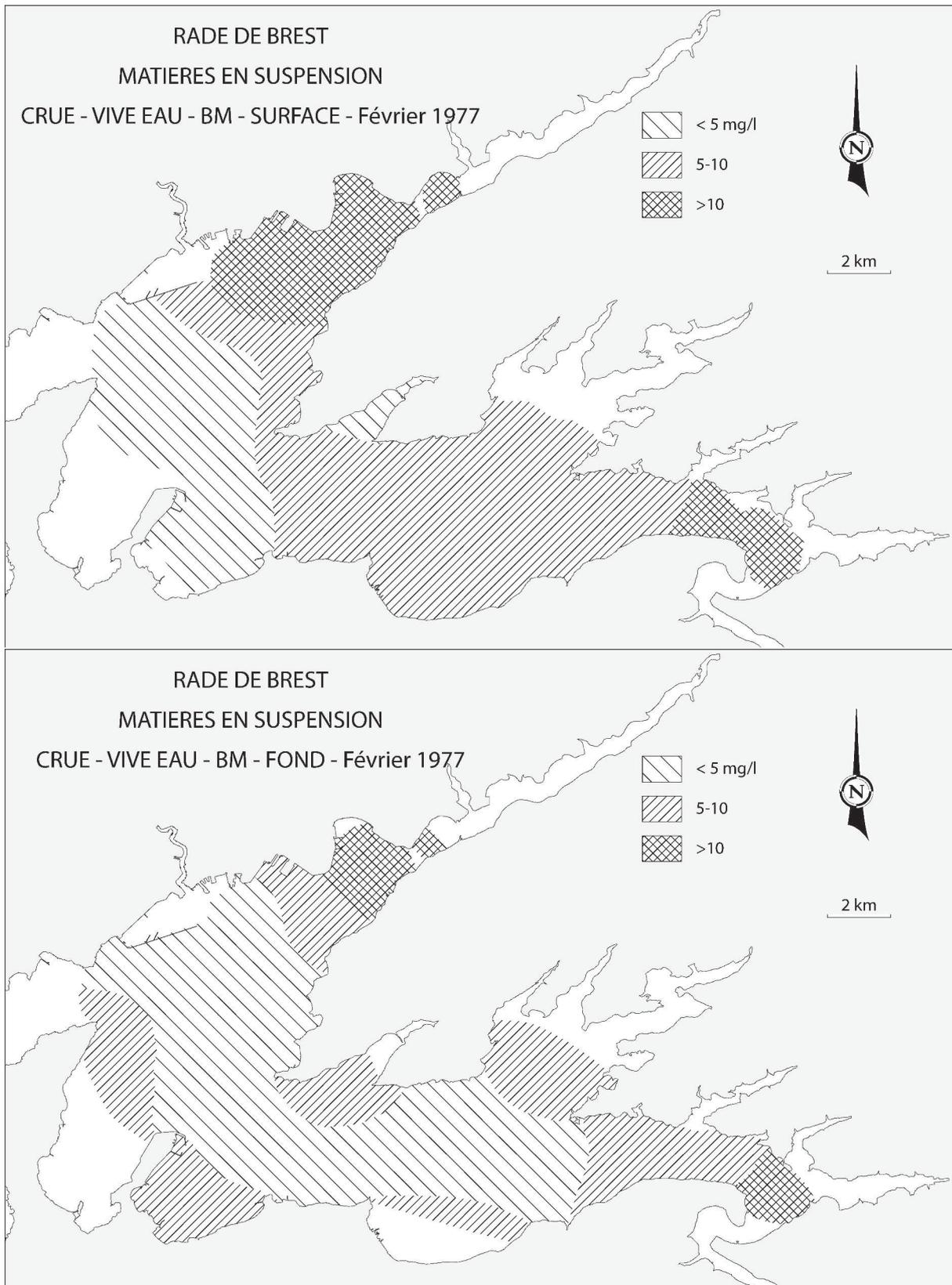


Figure 2.10 – Répartition des teneurs en MES dans la rade en surface et proche du fond (SAUM, 1977 dans Monbet et Bassoulet, 1989).

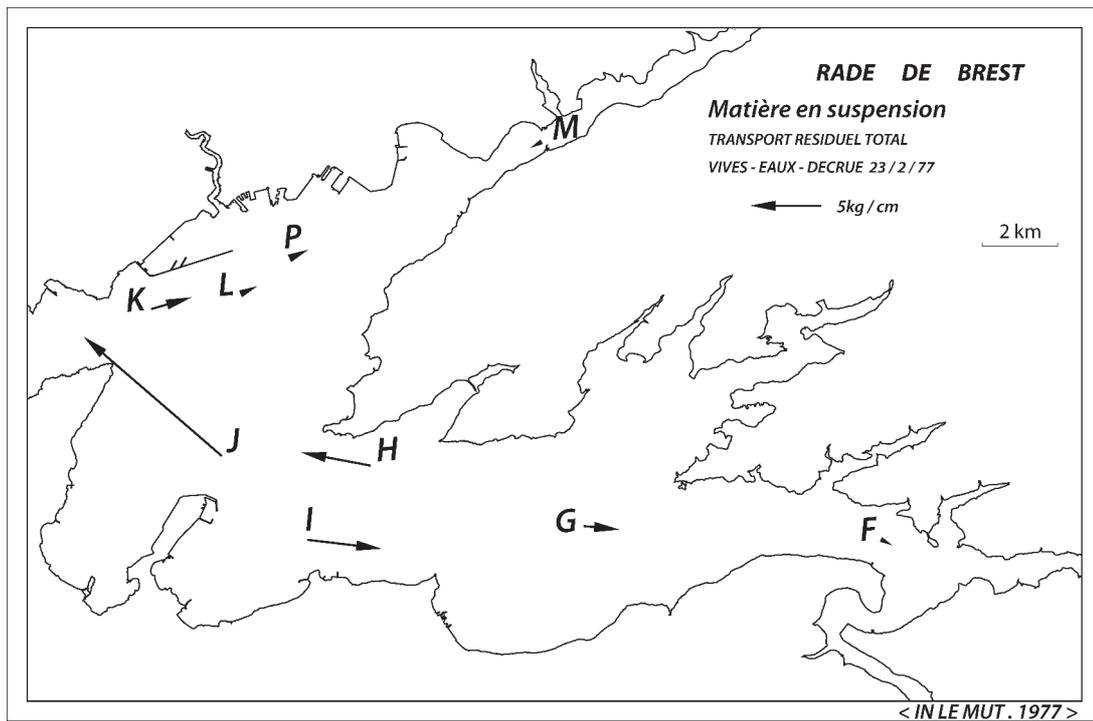


Figure 2.11 – Flux résiduels de sédiments en suspension estimés par *Le Mut* (1977) (dans *Monbet et Bassoulet*, 1989), au cours d'une marée de vive-eau (coef. 84) en période de décrue.

2.4. Caractéristiques des substrats

Les sédiments présents sur les fonds de la rade sont de nature et d'origine variées. Les lits graveleux et sableux proviennent en partie de l'altération physico-chimique des roches continentales relativement tendres (schistes et grès), lors des nombreux cycles de « glaciation/dégel » depuis deux millions d'années (*Troadec et Le Goff*, 1997). La sédimentation sableuse actuelle est intimement liée aux facteurs biologiques qui constituent une partie, voire l'essentiel, des matériaux grossiers sous forme de débris d'algues corallinacées (maërl), de gastéropodes et autres lamellibranches (*Berthois et Auffret*, 1968). Les vases composées de silts et d'argiles proviennent, quant à elles, des rivières (*Berthois et Auffret*, 1969b).

Dans le bassin centre-ouest, les forts courants emportent les sédiments fins et ne laissent sur le fond qu'un pavage de galets, de graviers et de sables (Fichaut dans *Troadec et Le Goff*, 1997). Les sédiments fins se déposent à la périphérie de cet ensemble formant un continuum sablo-vaseux de granularité décroissante vers le sud-est (figure 2.12). De grandes épaisseurs de maërl dans une matrice vaseuse sont observées par *Berthois et Auffret* (1969b) dans la partie aval de l'estuaire de l'Elorn et sur tout le pourtour du bassin sud-est où règnent pourtant des courants significatifs (10-100 cm/s). Depuis les travaux de *Fichaut* (1984) et *Hily* (1989) compilés par *Le Berre* (1999), la couverture sédimentaire a évolué vers une homogénéisation vaseuse des fonds. Les substrats gravelo-sableux en bordure de la baie de Roscanvel et sablo-vaseux dans l'estuaire de l'Elorn (anse du Moulin Blanc, zone à l'est du banc de Keraliou) et le bassin sud-est (sud de Rozegat) présente un envasement accru qui, d'après *Manac'h* (1995), *Chauvaud* (1998) et *Guérin* (2004), est fortement corrélé à l'invasion de crépidules.

2.5. Distribution de crépidules

Une campagne de cartographie des peuplements mégabenthiques de la rade de Brest (CREPIRAD) a été réalisée en octobre 2000 et les résultats, dans le cadre de la thèse de *Guérin* (2004), ont été comparés aux données obtenues en rade selon la même méthode de mars 1995 à mai 1997 (*Chauvaud*, 1998). Les estimations de stock sont environ 7 fois supérieures à celles établies cinq années auparavant, avec une augmentation des densités (figure 2.13) au sein des bancs plutôt qu'un étalement des aires de répartition, témoignant du caractère agrégatif de la dynamique de colonisation des crépidules.

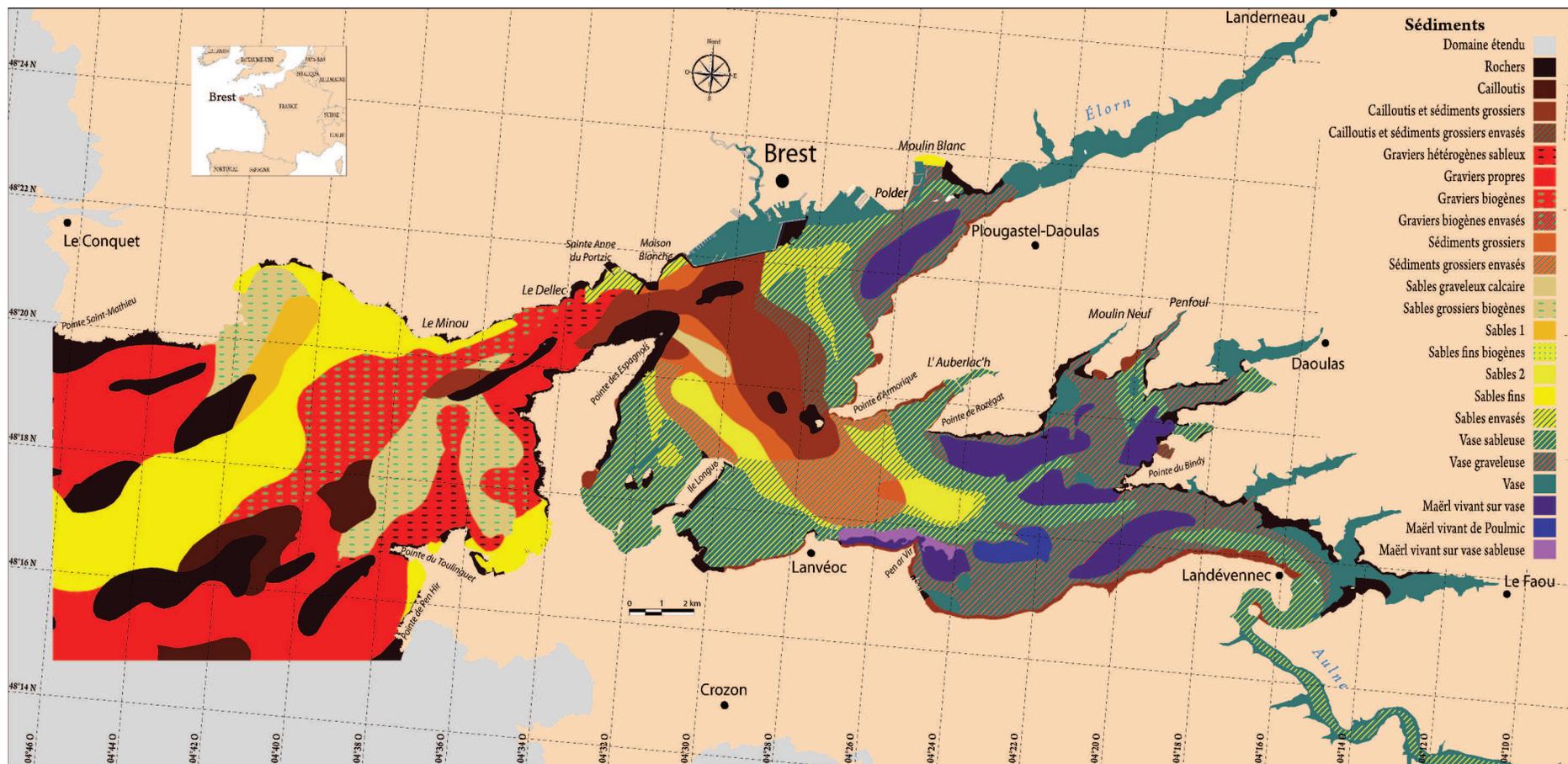


Figure 2.12 – Carte des sédiments de fond établie par *Le Berre* (1999), d'après les données de *Fichaut* (1984) et de *Hily* (1989).

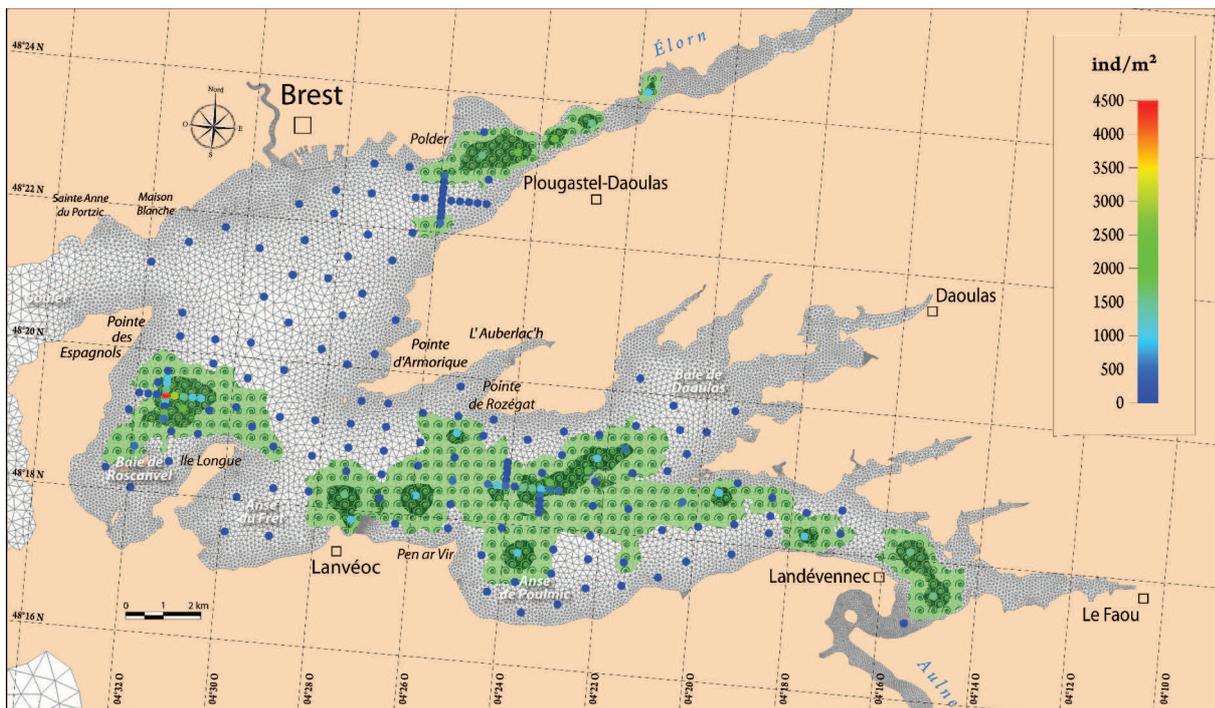


Figure 2.13 – Densité de crépidules aux 187 stations de la campagne CREPIRAD (2000) et aires de répartition définies par les isobandes 60 et 720 ind/m² interpolées par pondération inverse à la distance en considérant une densité nulle le long du trait de côte. La densité moyenne de crépidules est de 260 ind/m², contre 40 ind/m² en 1995.

Chapitre 3

Mesures *in situ*

3.1. Rappel des objectifs

L'étude s'attache à quantifier et paramétrer l'impact des crépidules sur l'hydrodynamique de la couche limite de fond, puis à appréhender les processus hydro-sédimentaires associés. Une démarche expérimentale a été entreprise dans le cadre du Projet « Rôle des structures biogènes sur l'hydrodynamisme et les flux sédimentaires dans la couche limite benthique » de l'Action Thématique « Condition de remaniement des sédiments naturels et flux d'érosion associés » du Programme National Environnement Côtier (PNEC) par le Laboratoire des sciences de l'Environnement MARin (LEMAR) (*Chapalain et Thouzeau, 2007*). Elle consiste à acquérir des mesures hydrodynamiques et sédimentaires au voisinage du fond en deux stations proches colonisées à des degrés divers par les crépidules. Les instruments utilisés sont des courantomètres acoustiques tri-composantes ponctuels *ADV Vector* (Nortek) équipés de turbidimètres à rétrodiffusion infrarouge *OBS-3* (D&A) installés sur diverses plate-formes benthiques ou mâts plantés dans le fond meuble. Les mesures sont généralement acquises en salves de 9 minutes à la cadence de 8 Hz répétées toutes les demi-heures. Au total, cinq campagnes (EPIES 1-2, TRAVIES 0-1-2) ont déjà été réalisées dans le bassin sud-est de la rade de Brest en trois stations (figure 3.1). La station S1 est fortement colonisée (> 1500 ind/m²), la station S2 est faiblement colonisée (< 50 ind/m²) et présente un substrat de maërl envasé, tandis que la station S3 présente un substrat principalement vaseux. Les résultats présentés par *Chapalain et Thouzeau (2007)* se rapportent aux campagnes EPIES 2 (19-24/09/2005) et TRAVIES 1 (12-18/06/2006). La première campagne s'est déroulée sous condition de marée de vive-eau d'équinoxe à morte-eau moyenne, en période d'étiage. La deuxième campagne s'est, quant à elle, déroulée sous condition de marée de vive-eau moyenne à marée moyenne, avec des débits de rivières équivalents aux valeurs moyennes annuelles, néanmoins, faisant suite à une crue. Dans les deux cas, le vent était faible (vitesse inférieure à 30 km/h).

Les mesures de courant réalisées lors de la campagne EPIES 2 ne présentent pas d'asymétrie flot/jusant, pourtant caractéristique dans cette zone (G. Chapalain, comm. pers.). Cette observation résulte de l'influence des pieds des plate-formes benthiques sur l'écoulement. Ainsi, la campagne TRAVIES 1 utilise des mâts peu intrusifs afin de lever le doute sur ce point. Lors de cette dernière campagne, les mesures de courant présentent clairement une dominance du flot sur le jusant. L'amplitude des pics d'énergie cinétique turbulente (ECT) à 40 cm au-dessus du fond est supérieure à celle des pics de jusant, dans un rapport de 1,2 à 3. Les pics d'ECT sont légèrement supérieurs à la station fortement « crépidulée » S1 qu'à la station faiblement « crépidulée » S2. La vitesse de frottement estimée par la méthode de covariance des fluctuations de vitesse mesurées à 40 cm au-dessus du fond présente peu de différences d'une station à l'autre. Le paramètre de rugosité de fond z_0 calculé à partir des mesures de vitesse du courant et de vitesse de frottement à 40 cm au-dessus du fond aux phases de courant établi (profil de courant supposé logarithmique) s'accorde raisonnablement (selon G. Chapalain) avec les prédictions du modèle de *Wooding et al. (1973)* pour des chaînes de 3 et 6 crépidules larges de 4 cm et hautes de 1,5 cm et distantes de 1 et 10 fois leur largeur (4,5 mm en S1 et 0.9 mm en S2).

Lors de l'analyse des résultats de la campagne TRAVIES 1, j'ai observé que la renverse flot-jusant avait lieu (en moyenne) 2 h et 1 h avant la basse mer, respectivement aux stations S1 et S2. Cette observation est certainement à mettre en relation avec la stratification de la colonne d'eau, en particulier en salinité (cf. mesures hydrologiques de *Chapalain et Thouzeau, 2007*), qui est susceptible d'induire une circulation barocline dont les courants moyens sont dirigés vers l'aval en surface (moins dense) et vers l'amont au fond (plus dense). La signature en surface des eaux en provenance de l'Aulne est en avance à la station S1 par rapport à la station S2, ce qui explique la différence de phase observée sur la direction des courants proches du fond. Il m'est apparu nécessaire de répéter la démarche expérimentale entreprise par *Chapalain et Thouzeau (2007)* avec des mâts instrumentés en conditions « normales » (apports fluviaux et vent faibles). Leur méthode est reprise et complétée par d'autres moyens de mesure (profileur de courant haute-résolution Aquadopp HR de Nortek) et d'analyse de la turbulence. De plus, le traitement des données a été effectué avec le logiciel MATLAB qui fournit une interface graphique, ce qui est plus commode que l'utilisation de routines FORTRAN et EXCEL jusque-là utilisées au laboratoire.

3.2. Méthode

3.2.1. Site d'étude et instrumentation

La zone d'étude est située dans le bassin sud-est de la rade (figure 3.1), légèrement plus éloignée du chenal de l'Aulne vers la sortie de la baie de Daoulas que précédemment (*Chapalain et Thouzeau, 2007*). Deux stations très proches (environ 45 m), contrastées en termes de densité spatiale de crépidules, ont été choisies : l'une C1 à forte densité (max. 960 ind/m²), l'autre C2 à faible densité (max. 90 ind/m²). En C1, le substrat sédimentaire est essentiellement vaseux (riche en matière organique) et entièrement recouvert de crépidules, tandis qu'en C2, le substrat sédimentaire est un mélange de débris de maërl, de sables moyens à fins et de vase sur lequel s'accrochent des algues rouges (Rhodophycées) (figure 3.2). Les sites ont été équipés de mâts instrumentés par les plongeurs scientifiques de l'IUEM depuis le N/O Albert Lucas (figure 3.3). L'instrumentation et la cadence d'échantillonnage sont synthétisées au tableau 3.1. La période des salves résulte d'un compromis entre une fréquence suffisante pour étudier les processus turbulents (*Soulsby, 1980*) et une durée de la campagne au moins aussi longue qu'un cycle-morte/vive-eau, compte-tenu de la capacité de batterie des instruments.

Tableau 3.1 – Caractéristiques de la campagne de mesures CREP, en avril-mai 2012. Les acronymes MP et MS correspondent à « mât principal » et « mât secondaire » respectivement.

Site	Coordonnées	Instrument	Distance du fond	Période	Cadence	Problème
C1	48°3126 N, 4°3750 W	ADV (MP)	30 cm	17 avril - 6 mai	salves de 8 min et 52,5 s toutes les 30 min à 8 Hz	
		ADCP-HR (MP)	0 à 80 cm ($\Delta z=2$ cm)	17 avril - 11 mai	salves de 8 min toutes les 30 min à 1 Hz	
		ADCP-600 (MP)	2 m à surface ($\Delta z=1$ m)	17 avril - 16 mai	salves de 8 min toutes les 30 min à 1 Hz	
		YSI (MS)	30 cm	17 avril - 2 mai	toutes les 2 min	
C2	48°3124 N, 4°3746 W	ADV (MP)	30 cm	17 avril - 21 avril	salves de 8 min et 52,5 s toutes les 30 min à 8 Hz	rotation et inclinaison du MP
		ADCP-400 (MP)	2 m à surface ($\Delta z=2$ m)	17 avril - 21 avril	salves de 8 min toutes les 30 min à 1 Hz	
		YSI (MS)	30 cm	17 avril - 24 avril	toutes les 2 min	batterie vide

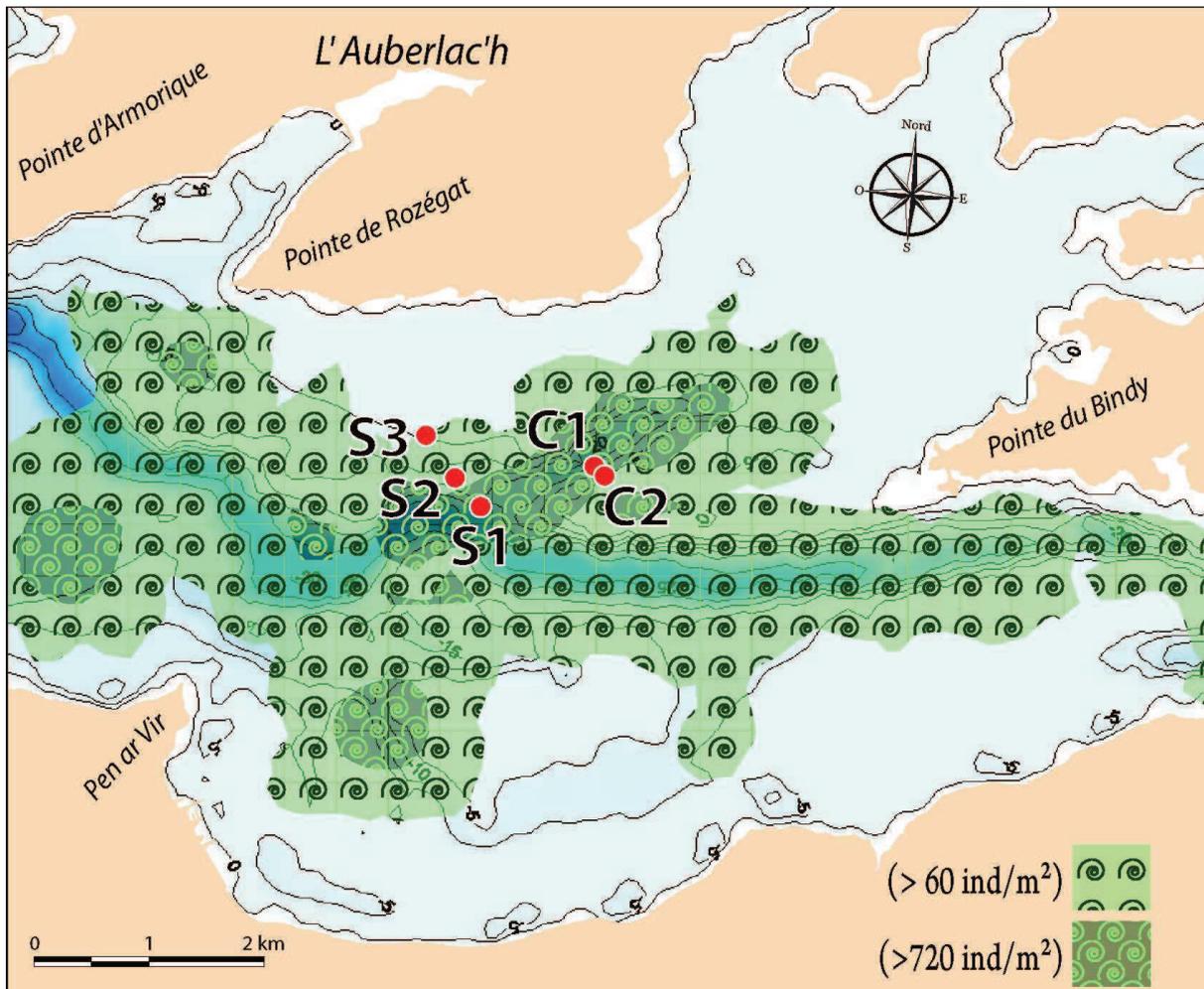


Figure 3.1 – Localisation des stations de mesures C1/C2 (LGCE, 2012) et S1/S2/S3 (LEMAR, 2005-2006).

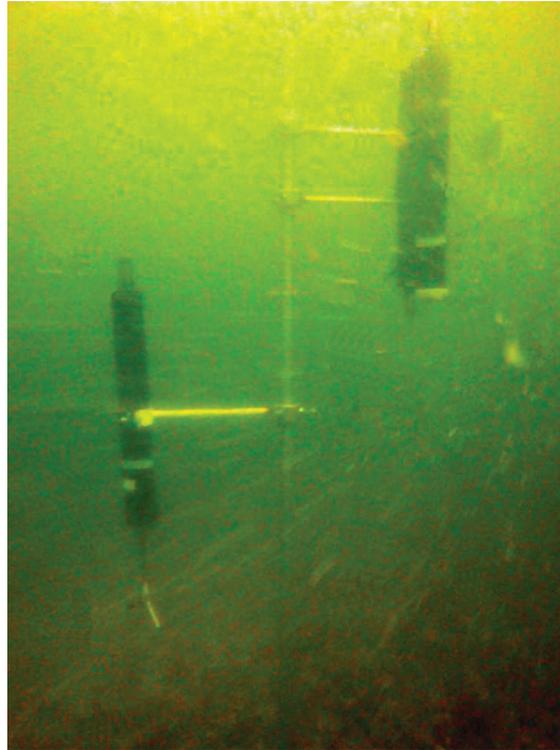


(a) station C1

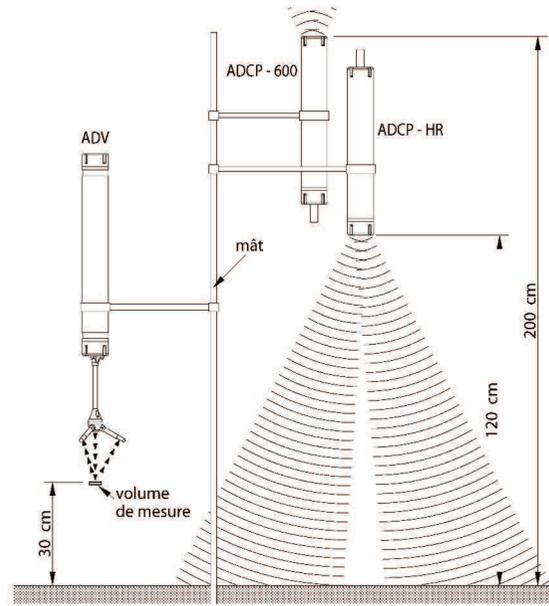


(b) station C2

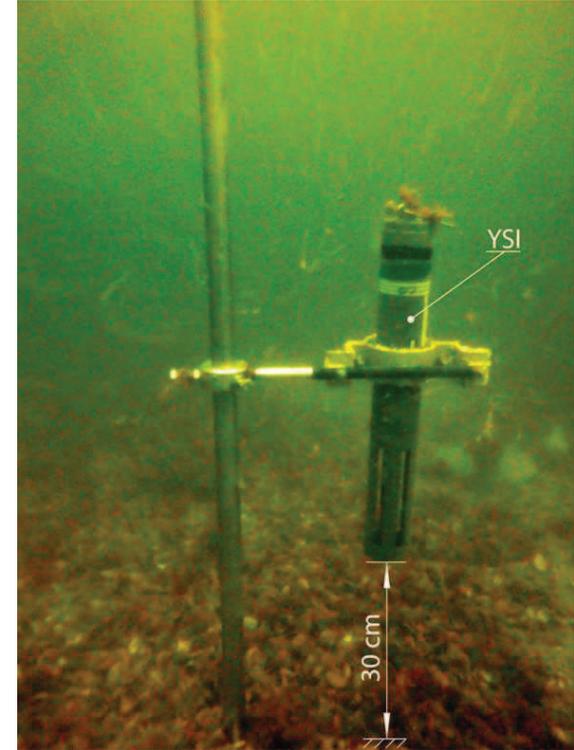
Figure 3.2 – Photographies du substrat (a) en C1 densément peuplée en crépidules et (b) en C2 faiblement peuplée en crépidules et largement recouvert de débris de maërl et d'algues rouges (courtoisie : Axel Haurie).



(a) Photo du mât principal



(b) Schéma du mât principal



(c) Photo du mât secondaire

Figure 3.3 – Photographies (et schéma) des mâts sur le fond à la station C1, lors de la campagne CREP d’avril 2012 (courtoisie : Axel Haurie).

3.2.2. Analyse des données

La hauteur d'eau h est mesurée par un capteur de pression (intégré à tous les instruments) en considérant une pression atmosphérique égale à 1 bar. Les composantes horizontales des vitesses instantanées subissent une rotation de telle sorte que u et v soient respectivement la composante longitudinale et transversale du courant. La vitesse U correspond à la vitesse du courant moyen sur la période d'une salve de mesures (ou *burst*). La vitesse de frottement $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ est estimée à partir de quatre méthodes détaillées en annexe A, dont *Kim et al.* (2000) ont effectué un examen critique et préconisent leur utilisation simultanée. La première méthode dite « du profil LOGarithmique » (*LOG*) suppose l'existence de profils logarithmiques quasi-stationnaires successifs $U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln(\frac{z}{z_0})$, avec κ la constante de von Kármán (égale à 0,4) et z la hauteur des mesures de l'ADCP dans la couche limite de fond. La deuxième méthode dite « de COVariance » (*COV*) considère que $u_* = \sqrt{-\langle u'w' \rangle}$ (e.g., *Heathershaw et Simpson*, 1978; *Soulsby*, 1983). La troisième méthode dite « d'Énergie Cinétique Turbulente » (*ECT*) est basée sur une relation empirique, de sorte que $u_* = \sqrt{(0.19 \times ECT)/\rho}$ avec $ECT = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ (e.g., *Soulsby*, 1983; *Stapelton et Huntley*, 1995). La quatrième méthode dite « Inertio-Dissipative » (*ID*) relie la vitesse de frottement au taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente calculé à partir du spectre de la composante verticale du courant (e.g., *Tennekes et Lumley*, 1972), de sorte que $u_* = (\kappa z \epsilon)^{1/3}$ (e.g., *Grant et al.*, 1984; *Huntley*, 1988).

La méthode *LOG* est strictement valable pendant les phases de courant établi. Seuls les profils pour lesquels le coefficient de corrélation r^2 (entre mesures et valeurs ajustées par régression logarithmique) est supérieur à 0,95 sont sélectionnés pour calculer la vitesse de frottement u_* et le paramètre de rugosité z_0 . Les mesures de l'ADCP-HR dans les vingt premiers centimètres au-dessus du fond sont ignorées à cause des échos sur le fond (mauvaise corrélation des signaux, < 50 %). Le critère de logarithmicité est vérifié sur 25 % des mesures. La figure 3.4 présente un exemple de profil vertical des vitesses proches du fond mesurées par l'ADCP-HR en période de flot de marée moyenne (coef. 72, le 21 avril à 3 h) et la régression logarithmique associée. Les mesures des ADCP 600 kHz et 400 kHz (orientés vers le haut) valident rarement le critère de logarithmicité, même en ignorant les vitesses qui décrochent dans les premiers mètres en surface. Leur analyse n'est pas poursuivie dans la suite du manuscrit.

Le paramètre de rugosité z_0 est calculé à partir des mesures de vitesse moyenne $U(z)$ et de vitesse de frottement u_* des ADVs à la cote z au-dessus du fond en supposant l'existence d'un profil logarithmique, de sorte que $z_0 = z \exp(-\kappa U(z)/u_*)$. Une régression linéaire est appliquée pour estimer le coefficient de frottement $C_d = u_*^2/U(z)^2$, et $z_0 = z \exp(-\kappa/\sqrt{C_d})$. Cette méthode est tributaire des incertitudes sur la distance au fond, mais pour une hauteur z donnée, elle permet une comparaison de la précision

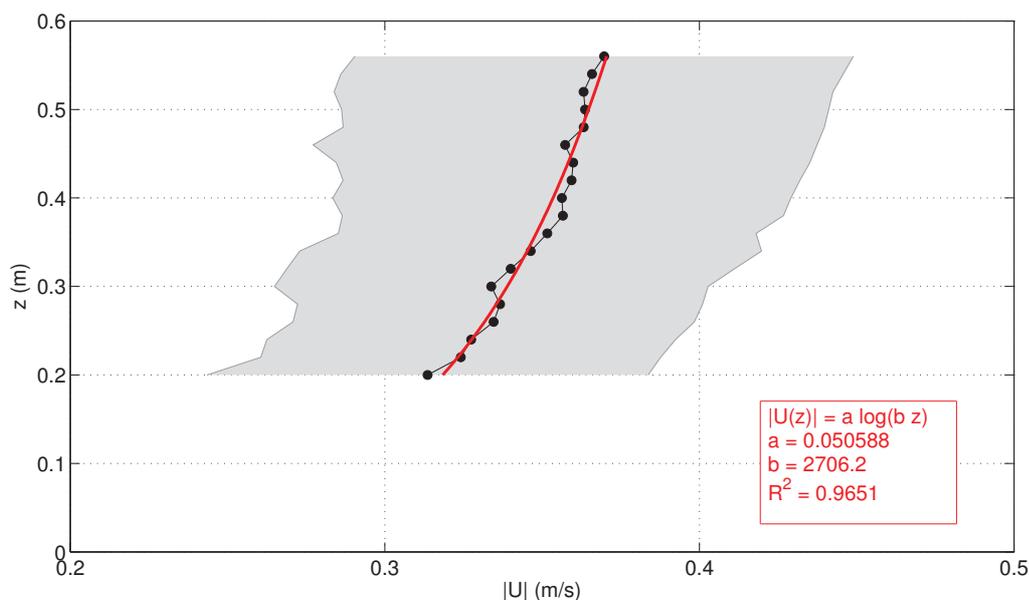


Figure 3.4 – Exemple de profil vertical de vitesse du courant en pointe de flot d’une marée moyenne (coef. 72, le 21 avril à 3 h) et régression logarithmique de ce profil pour calculer la vitesse de frottement ($u_* = 0,4 \times a$) et le paramètre de rugosité ($z_0 = 1/b$). L’ombre grise correspond à l’écart-type des vitesses mesurées pendant une salve de 8 minutes.

des différentes méthodes de calcul de la vitesse de frottement (*COV*, *ECT* et *ID*) *via* l’intervalle de confiance autour des estimations du coefficient de frottement.

La turbidité est mesurée par infrarouge par la sonde YSI et *via* l’intensité acoustique retrodiffusée des courantomètres. Les données de la YSI font l’objet d’une moyenne glissante pour filtrer les fluctuations à haute fréquence, de façon à souligner les tendances sur un cycle de marée. La méthode des moindres carrés locaux pondérés dite RLOESS (*Robust LOcal regrESSion*, Cleveland, 1979) est retenue.

Les signaux de hauteur d’eau h et de vitesse du courant U mesurées par l’ADV ont fait l’objet d’une analyse harmonique avec le logiciel *T-TIDE* (Pawlowicz *et al.*, 2002) pour quantifier la part du signal expliquée par la marée et la part en déviant (cf. partie “Influence de la marée”). Les conditions hydro-météorologiques lors de la campagne CREP présentent (malheureusement) de nombreux épisodes de crue et de vent frais. L’analyse des données se restreint par la suite à la période où le forçage de marée domine largement (apports fluviaux et vent faibles). De plus, le mât en C2 s’est brutalement incliné en tournant sur lui-même le 21 avril à 18h30. Seules les données antérieures à cet événement sont prises en compte pour pouvoir comparer les mesures aux deux stations.

3.3. Résultats

3.3.1. Influence de la marée

Les deux stations C1 et C2 étant très proches (45 m), le forçage est supposé identique. L'analyse harmonique des signaux d'oscillation de la surface libre (ζ) et de vitesse du courant est ici effectuée sur les données en C1. La confrontation entre les mesures et le signal reconstitué après analyse harmonique (contribution de la marée) est présentée à la figure 3.5. La vitesse du courant présente un pic inhabituel au moment du jusant lorsque le mât en C2 s'est déplacé. Cette "anomalie" se reproduit à neuf reprises au cours de la chronique, toujours au moment du jusant, soit lors d'un épisode de vent de ouest-sud-ouest dont la vitesse moyenne est supérieure à 40 km (données fournies par Météo-France/École Navale à la station de Lanvéoc), soit lors d'une crue de l'Aulne (débits fournis par la DREAL Bretagne). Néanmoins, la marée explique 95 % de la variabilité du signal de hauteur d'eau et 71 % du signal de vitesse du courant. Le tableau 3.2 récapitule les composantes harmoniques retenues et leur contribution. La composante M2 domine largement, elle représente 63 % du signal de hauteur d'eau reconstitué et 47 % du signal de vitesse du courant. Si on applique l'analyse harmonique du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h, la marée explique 99 % de la variabilité du signal de hauteur d'eau et 96 % du signal de vitesse du courant. La période d'échantillonnage étant courte (6 cycles de marée), les composantes semi-diurnes sont confondues et représentent 89 % du signal de hauteur d'eau et 75 % du signal de vitesse du courant. Les analyses qui suivent sont réalisées uniquement sur cette période, au cours de laquelle la marée domine largement le forçage hydrodynamique.

3.3.2. Estimation du frottement de fond

La figure 3.6 présente l'évolution temporelle de la hauteur d'eau, du module et de la direction du courant moyen, et de la vitesse de frottement mesurés à 30 cm au-dessus du fond aux stations C1 et C2, du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h lors de la campagne CREP. Le marnage est d'environ 5 m (vive-eau moyenne). Le module et la direction du courant ne sont pas significativement différents aux deux stations. Le flot domine nettement le jusant. Les renverses de courant ont lieu à pleine mer et basse mer. La figure 3.7 confronte les chroniques de vitesse de frottement estimée à partir des quatre méthodes (*LOG*, *COV*, *ECT* et *ID*) à la station C1. Si l'on considère que la hauteur de la couche logarithmique δ est égale à $0,04 \times u_* / f$ (avec $f \approx 10^{-4}$ le paramètre de Coriolis) (e.g., *Grant et Madsen*, 1986; *Hunter et Hearn*, 1987), les mesures de l'ADV (à 30 cm au-dessus du fond) ont bien lieu dans la couche logarithmique à tous les instants de la marée. Les méthodes *ECT* et *COV* produisent des résultats très similaires (différence moyenne de $0,5 \% \pm 13,6 \%$),

Tableau 3.2 – Résultats de l'analyse harmonique des mesures de hauteur d'eau et de vitesse du courant de la campagne CREP, et intervalle de confiance à 95 %.

Harmonique	Fréquence (h ⁻¹)	Surface libre		Vitesse du courant	
		Amplitude (m)	Phase (deg)	Amplitude (m)	Phase (deg)
<i>du 17 avril au 6 mai</i>					
MSF	0,0028219	0,0434 ± 0,012	122,18 ± 14,96	0,0067 ± 0,009	354,96 ± 100,17
O1	0,0387307	0,0618 ± 0,013	331,82 ± 11,96	0,0037 ± 0,007	345,54 ± 142,72
K1	0,0417807	0,0524 ± 0,014	69,01 ± 13,93	0,0033 ± 0,007	160,46 ± 149,19
M2	0,0805114	1,9598 ± 0,257	161,40 ± 8,21	0,1426 ± 0,036	75,07 ± 13,52
S2	0,0833333	0,8175 ± 0,266	198,31 ± 20,23	0,0651 ± 0,034	105,78 ± 31,37
M3	0,1207671	0,0211 ± 0,007	80,81 ± 21,52	0,0020 ± 0,009	236,84 ± 222,83
SK3	0,1251141	0,0126 ± 0,008	120,94 ± 37,44	0,0046 ± 0,012	22,53 ± 149,08
M4	0,1610228	0,0477 ± 0,017	215,99 ± 18,98	0,0202 ± 0,014	139,82 ± 43,19
MS4	0,1638447	0,0343 ± 0,017	290,97 ± 28,11	0,0089 ± 0,012	188,58 ± 106,56
S4	0,1666667	0,0041 ± 0,012	205,89 ± 194,35	0,0068 ± 0,011	67,12 ± 129,12
2MK5	0,2028035	0,0045 ± 0,005	181,71 ± 82,18	0,0050 ± 0,010	202,14 ± 151,78
2SK5	0,2084474	0,0036 ± 0,005	227,80 ± 92,49	0,0058 ± 0,011	42,70 ± 137,83
M6	0,2415342	0,0255 ± 0,023	163,55 ± 44,45	0,0089 ± 0,011	25,05 ± 80,80
2MS6	0,2443561	0,0204 ± 0,020	202,71 ± 65,26	0,0061 ± 0,010	110,86 ± 104,68
2SM6	0,2471781	0,0012 ± 0,014	183,10 ± 247,12	0,0039 ± 0,010	37,54 ± 167,39
3MK7	0,2833149	0,0016 ± 0,005	80,10 ± 176,17	0,0055 ± 0,006	168,21 ± 63,60
M8	0,3220456	0,0028 ± 0,003	248,88 ± 73,03	0,0037 ± 0,007	251,01 ± 125,46
<i>du 18 au 21 avril</i>					
K1	0,0417807	0,0333 ± 0,012	34,52 ± 22,65	0,0103 ± 0,013	276,09 ± 85,40
M2	0,0805114	2,4073 ± 0,011	189,30 ± 0,28	0,2077 ± 0,015	102,10 ± 4,25
M3	0,1207671	0,0852 ± 0,011	126,33 ± 8,28	0,0135 ± 0,014	69,00 ± 67,54
M4	0,1610228	0,0833 ± 0,012	259,35 ± 8,48	0,0125 ± 0,015	196,84 ± 76,44
2MK5	0,2028035	0,0212 ± 0,012	237,06 ± 32,22	0,0034 ± 0,012	202,61 ± 158,89
M6	0,2415342	0,0341 ± 0,011	251,29 ± 18,60	0,0188 ± 0,013	124,18 ± 41,71
3MK7	0,2833149	0,0225 ± 0,011	50,30 ± 30,08	0,0032 ± 0,009	310,53 ± 197,37
M8	0,3220456	0,0197 ± 0,009	241,35 ± 26,13	0,0086 ± 0,006	145,57 ± 39,71

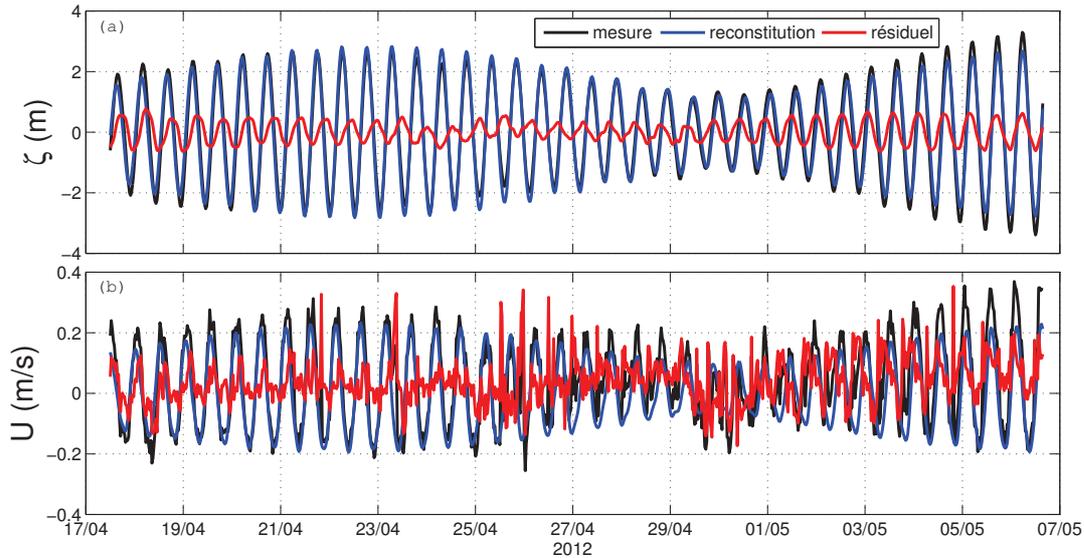


Figure 3.5 – Comparaison des mesures de surface libre (ζ , en m) et de vitesse du courant (U , en m/s) avec le signal reconstitué à partir des composantes harmoniques de la marée, au cours de la campagne CREP du 17 avril au 6 mai 2012.

tandis que la méthode *ID* produit des résultats inférieurs de 10,5 % ($\pm 10,6$ %) à la méthode *ECT*. Lorsque la correction de *Huntley* (1988) est appliquée sur la méthode *ID* avec un nombre de Reynolds critique égal à 2000 (cf. annexe A), la vitesse de frottement est augmentée en moyenne de 8,0 % ($\pm 10,8$ %), ce qui indique que la hauteur 30 cm est trop faible pour permettre une entière séparation entre production et dissipation de la turbulence. La méthode *LOG* produit des résultats supérieurs de 7,9 % ($\pm 43,9$ %) à la méthode *ECT*. Le tableau 3.3 synthétise les valeurs de z_0 calculées à partir des mesures turbulentes de l'ADV (données brutes et non signal reconstitué à partir de ses harmoniques de marée, aux deux stations C1 et C2) et à partir de l'étude du profil des vitesses du courant mesurées par l'ADCP-HR (en C1). Si on écarte les résultats de la méthode *ID* pour les raisons évoquées ci-dessus, la méthode *ECT* semble la plus précise, tandis que la méthode *LOG* produit une valeur dont l'incertitude est plus grande que la valeur de rugosité estimée.

3.3.3. Variabilité du signal de turbidité

La figure 3.8 présente les chroniques de turbidité mesurée par les sondes YSI aux stations C1 et C2, lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h. Il est difficile de dégager clairement une rythmicité (signal bruité), contrairement aux signaux d'intensité acoustique retrodiffusée des ADVs (figures 3.9 et 3.10). Ces derniers présentent un pic majeur au flot et un pic mineur au jusant (en phase avec les variations de la vitesse

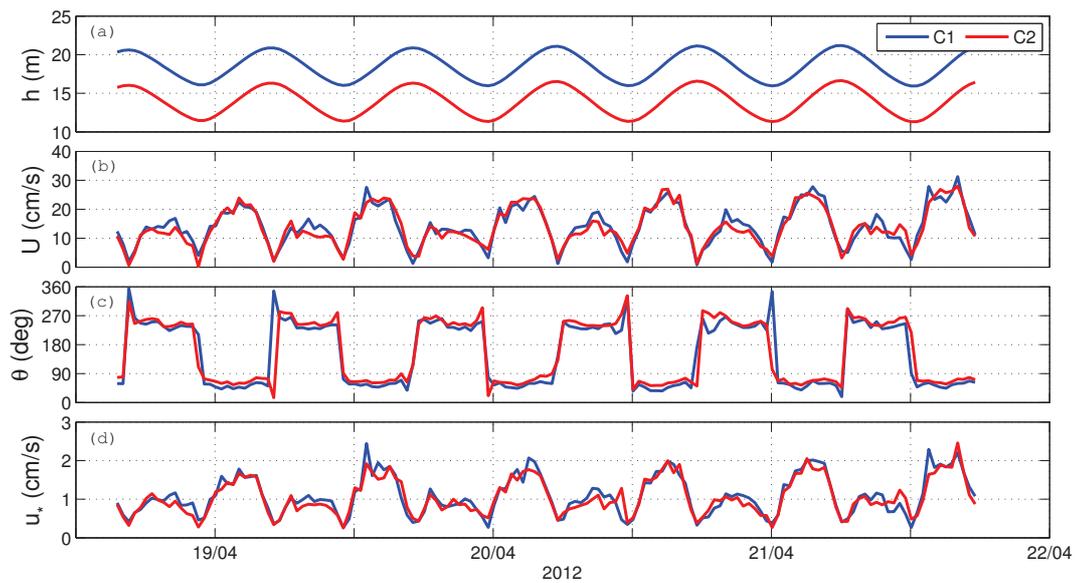


Figure 3.6 – Chroniques (a) de la hauteur d'eau h (m), (b) du module de la vitesse moyennée sur une salve U (cm/s), (c) de la direction de la vitesse moyennée sur une salve par rapport au nord θ (deg), et (d) de la vitesse de frottement u_* (cm/s) issue de la méthode *ECT*, mesurés par un ADV à 30 cm au-dessus du fond aux stations C1 (bleu) et C2 (rouge), lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h 2012.

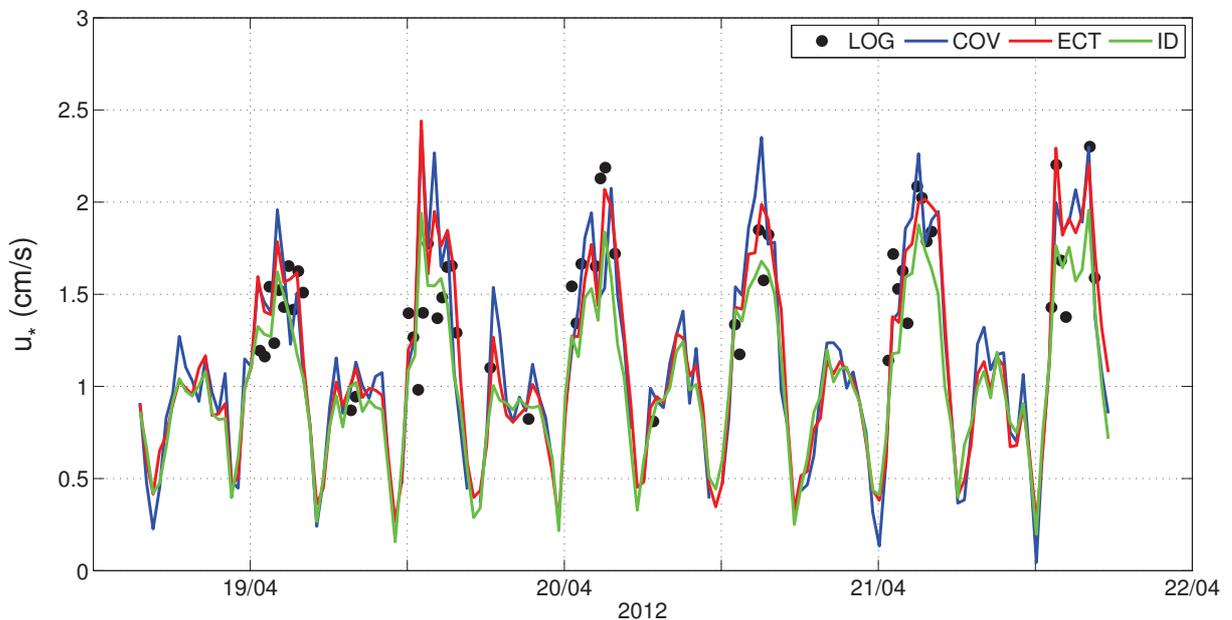


Figure 3.7 – Comparaison de la vitesse de frottement u_* (cm/s) calculée par les trois méthodes *COV*, *ECT* et *ID* appliquées aux mesures de l'ADV et par la méthode du profil *LOG* appliquée aux mesures de l'ADCP-HR, lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h 2012.

Tableau 3.3 – Estimation du paramètre de rugosité z_0 (en mm), soit à travers le calcul du coefficient de frottement C_d (mesures ADV en C1 et C2), soit directement par ajustement du profil *LOG* (mesures ADCP-HR en C1). L’intervalle de confiance à 95 % est indiqué (en considérant une distribution normale des mesures).

Station Méthode	C1	C2
<i>COV</i>	$1,8 \pm 4,0$ %	$1,6 \pm 3,3$ %
<i>ECT</i>	$1,7 \pm 2,9$ %	$1,4 \pm 2,9$ %
<i>ID</i>	$0,8 \pm 2,8$ %	$0,9 \pm 2,9$ %
<i>ID_{Huntley}</i>	$1,8 \pm 3,4$ %	$1,8 \pm 3,5$ %
<i>LOG</i>	$1,3 \pm 153,2$ %	-

de frottement), et le minimum local à basse mer est toujours supérieur au minimum local à pleine mer. Les résultats d’une analyse harmonique (similaire au traitement de la hauteur d’eau et de la vitesse du courant) indique que 70 % du signal d’intensité acoustique retrodiffusée est expliqué par la marée (en C1 et C2). Les composantes semi-diurnes et quart-diurnes représentent chacune 35 % du signal reconstitué. Par comparaison, seulement 36,8 % et 19,6 % du signal de turbidité mesuré par les YSI, respectivement en C1 et C2, est expliqué par la marée. Malgré une résiduelle importante par rapport au signal reconstitué, l’analyse harmonique indique que la composante diurne est aussi importante que la composante semi-diurne (25 %) en C1. En C2, l’analyse harmonique n’est pas exploitable. La corrélation entre les signaux optiques et acoustiques est “moyenne” en C1 ($r = 0,7$), et insignifiante en C2 ($r = -0,6$). Les deux types de capteur de turbidité ne possèdent pas la même réponse en termes de taille/forme/densité de particules (e.g., *Fugate et Friedrichs*, 2002). Comme le souligne *Chapalain et Thouzeau* (2007), la relativement “bonne” corrélation observée en C1 témoigne d’une matière en suspension plutôt homogène au cours du temps, tandis que la mauvaise corrélation semble indiquer un mélange eau-sédiment plus hétérogène au cours du temps. Cette caractéristique est certainement à mettre en relation avec la nature du substrat qui est fortement et uniformément envasé à la station C1, et composé de sables moyens à sables fins envasés, tapissés de chaînes de crépidules et de macro-algues Rhodophycées éparses à la station C2. On peut donc supposer qu’au cours du cycle de marée, l’érosion de la vase est régulière à la station C1 et irrégulière à la station C2, suite à des effets de seuils multiples liés à l’hétérogénéité du substrat.

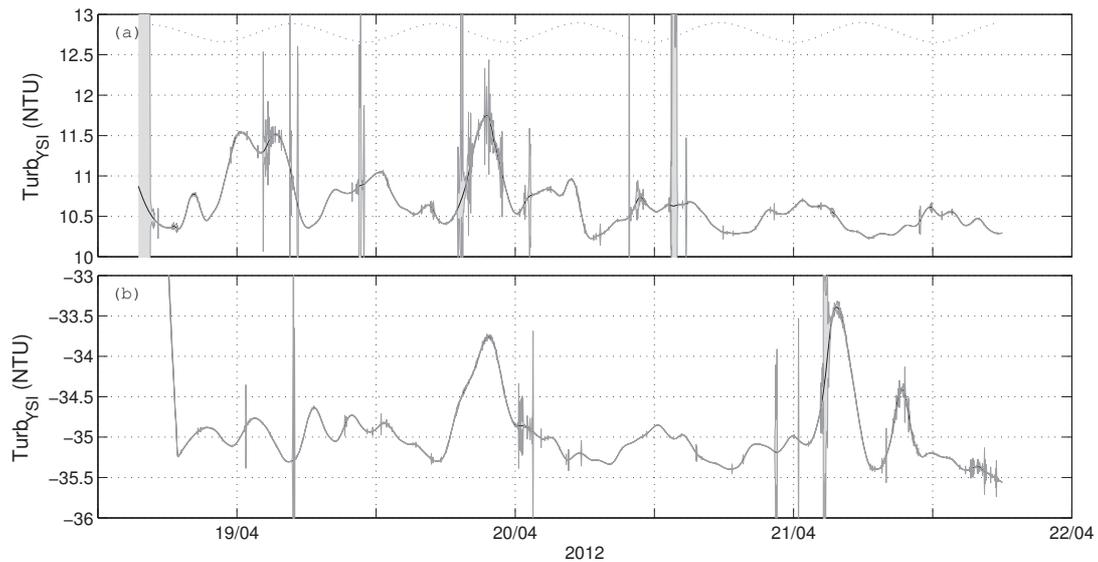


Figure 3.8 – Chronique de la turbidité mesurée par une sonde YSI à 30 cm au-dessus du fond aux stations (a) C1 et (b) C2, lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h 2012. Le signal a été filtré par la moyenne glissante avec un pas de 3 heures, l'intervalle de confiance à 95 % est indiqué par la zone grisée.

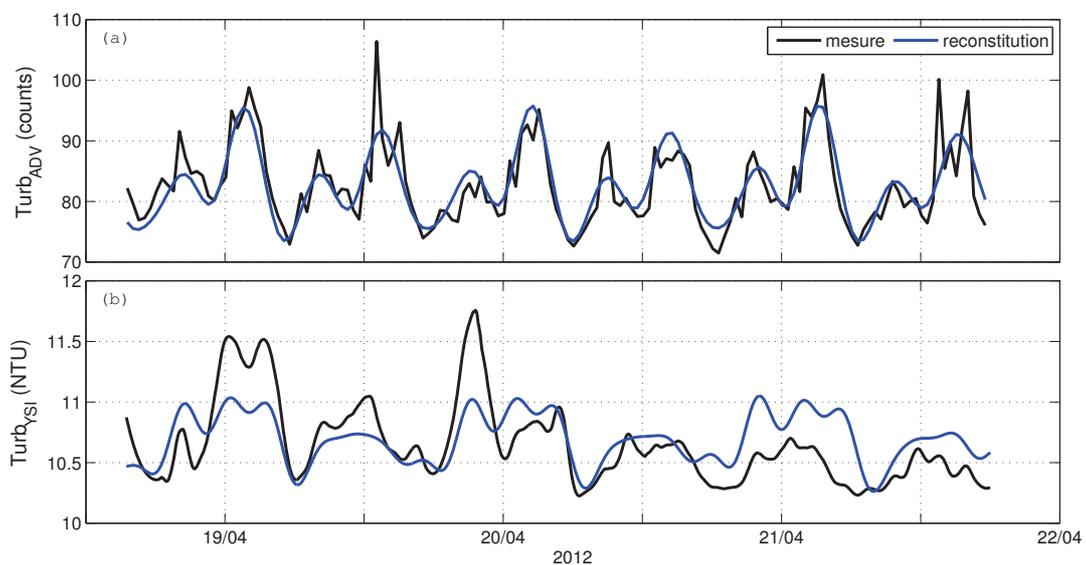


Figure 3.9 – Comparaison entre les chroniques (a) d'intensité acoustique rétrodiffusée des courantomètres ADV et (b) de turbidité mesurée par une sonde YSI, à 30 cm au-dessus du fond à la station C1, lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h 2012. La courbe noire correspond aux mesures (moyennes) et la courbe bleue au signal reconstitué par analyse harmonique.

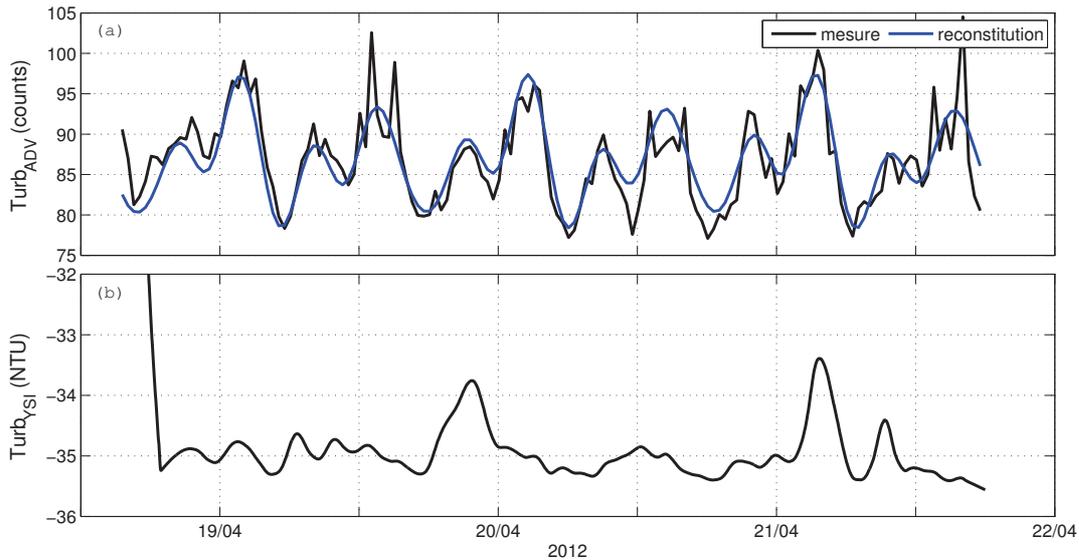


Figure 3.10 – Comparaison entre les chroniques (a) d’intensité acoustique rétrodiffusée des courantomètres ADV et (b) de turbidité mesurée par une sonde YSI, à 30 cm au-dessus du fond à la station C2, lors de la campagne CREP du 18 avril 15h30 au 21 avril 18h 2012. La courbe noire correspond aux mesures (moyennes) et la courbe bleue au signal reconstitué par analyse harmonique. L’analyse harmonique en C2 présente une erreur sur l’estimation des composantes harmoniques généralement supérieure à 50 % des mesures, et n’est donc pas figuré.

3.4. Discussion

3.4.1. Comparaison avec les campagnes du LEMAR

Malgré les différences de conditions hydrologiques, l’estimation de la rugosité z_0 (tableau 3.3) à la station fortement crépidulée C1 est conforme avec la valeur calculée en S1 lors de la campagne TRAVIES 1 d’avril 2006 ($1,7 \pm 6,9$ %). Cependant, la valeur de z_0 en C2, situé à proximité immédiate des bancs de crépidules, est environ 3 fois supérieure à la valeur de z_0 en S2 lors de la campagne TRAVIES 1 ($0,6 \pm 9,5$ %). Cette observation peut résulter : 1) du fait que les profils de vitesse n’ont pas le temps de s’ajuster aux gradients horizontaux de rugosité (liés aux gradients de densité de crépidules) sur une distance inférieure à 50 m, 2) de l’influence de la taille et de la densité des arbuscules de maërl et des thalles de Rhodophycées (algues rouges) sur la rugosité.

Outre la diversité du substrat, les sites des campagnes TRAVIES 1 et CREP présentent des différences de dynamique soulignées par l’analyse harmonique des mesures de hauteur d’eau, de courant moyen, de vitesse de frottement et de turbidité (intensité rétrodiffusée des ADVs). Lors de la campagne TRAVIES 1, les composantes semi-diurne et quart-diurne représentent respectivement 50 et 25 % du signal de turbidité en S1, et seule-

ment 15 et 5 % en S2 (la composante diurne représente 40 % du signal). L'asymétrie flot/-jusant en S1 est exacerbée par rapport aux mesures d'intensité acoustique rétrodiffusée en C1/C2, tandis qu'en S2 le signal est largement dominé par l'occurrence d'un pic de flot une fois par jour (la nuit) (figure 3.11).

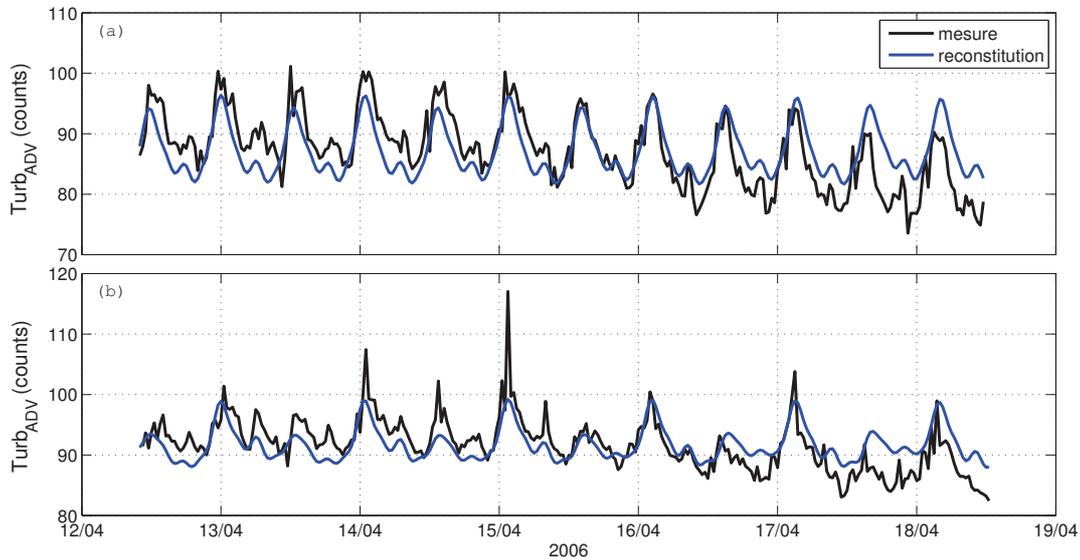


Figure 3.11 – Intensité acoustique rétrodiffusée, à 40 cm au-dessus du fond en (a) S1 et (b) S2, lors de TRAVIES 1 du 12 au 18/04/06 (*Chapalain et Thouzeau, 2007*). La courbe bleue correspond au signal reconstitué par analyse harmonique (tableau 3.4).

Tableau 3.4 – Résultats de l'analyse harmonique des mesures d'intensité acoustique rétrodiffusée (counts), lors de la campagne TRAVIES 1 (du 12 au 18 avril 2006), et intervalle de confiance à 95 %.

Harmonique	Fréquence (h^{-1})	station S1		station S2	
		Amplitude (-)	Phase (deg)	Amplitude (-)	Phase (deg)
K1	0,0417807	$0,6870 \pm 0,367$	$104,26 \pm 33,48$	$1,7386 \pm 0,204$	$147,44 \pm 6,42$
M2	0,0805114	$5,3263 \pm 0,982$	$16,67 \pm 12,06$	$2,7384 \pm 0,933$	$21,61 \pm 19,51$
M3	0,1207671	$0,4975 \pm 0,364$	$320,19 \pm 47,58$	$0,9423 \pm 0,422$	$327,94 \pm 26,70$
M4	0,1610228	$2,6639 \pm 0,850$	$10,45 \pm 18,04$	$1,5639 \pm 0,432$	$16,72 \pm 16,41$
2MK5	0,2028035	$0,4348 \pm 0,628$	$58,82 \pm 93,31$	$0,3504 \pm 0,272$	$136,12 \pm 41,97$
M6	0,2415342	$0,2994 \pm 0,657$	$19,03 \pm 117,33$	$0,2218 \pm 0,462$	$327,15 \pm 123,64$
3MK7	0,2833149	$0,2622 \pm 0,316$	$349,61 \pm 70,51$	$0,3284 \pm 0,312$	$81,80 \pm 63,91$
M8	0,3220456	$0,8200 \pm 0,503$	$12,00 \pm 29,15$	$0,5216 \pm 0,390$	$357,67 \pm 51,97$

Le signal de rétrodiffusion optique mesurée par les OBS lors de la campagne TRAVIES 1 est plus erratique que le signal d'intensité acoustique rétrodiffusée mesurée par les ADV, l'analyse harmonique indique que seulement 20 % de la variabilité est expliquée par la marée (non figurée). Les mesures optiques des OBS (TRAVIES 1) et des YSI (CREP) sont très sensibles aux variations de taille des particules en suspension, contrairement aux mesures de rétrodiffusion acoustique des ADV. En considérant que les capteurs optiques sont meilleurs pour détecter les sédiments fins (silt/argile) et les floccs, tandis que les capteurs acoustiques répondent mieux aux sables (C. Sherwood, comm. pers.), les observations des campagnes TRAVIES 1 et CREP soulignent la diversité des particules en suspension dont la dynamique reste à comprendre. L'outil de modélisation mis en œuvre tente d'apporter des éléments de compréhension sur la part respective des remises en suspension locales et de l'advection horizontale de particules élémentaires de différents diamètres.

3.4.2. Enseignement pour la modélisation

Malgré les nombreux épisodes de crue et de vent frais, ce nouveau jeu de données confirment que le forçage hydrodynamique dominant en rade de Brest est la marée. En régime de marée, l'épaisseur de la couche limite turbulente de fond concerne l'ensemble de la colonne d'eau. L'approche de modélisation bidimensionnelle horizontale (présentée au chapitre 4) constitue donc une première étape justifiée, compte tenu du caractère mélangé prédominant. Plus spécifiquement, cette campagne a permis : i) de mesurer le courant et la vitesse de frottement au sud-est de la rade de Brest en condition de marée seule, et ii) d'établir un coefficient de rugosité pour les fonds fortement colonisés en crépidules. Le premier point est utile à la validation du modèle, tandis que le second contribue (en amont) à la paramétrisation du frottement sur le fond en présence de crépidules. Contrairement à la plupart des modèles hydrodynamiques qui font l'objet d'un calage sur le paramètre de rugosité, il s'agit ici de prédire sur une base physique ce paramètre de rugosité.

Chapitre 4

Modélisation numérique

La rade de Brest a fait l'objet de plusieurs travaux de modélisation numérique depuis la fin des années 1980 (tableau 4.1). Les modèles du SHOM (*SHOM*, 1994; *Nicolle*, 2009) prédisent les niveaux d'eau et les courants de marée pour la navigation. Les modèles de *Le Hir et al.* (1987) et *Salomon et al.* (1996) simulent la qualité de l'eau pour optimiser les conditions de rejet des eaux usées. *Karleskind* (2004), *Menesguen et Cugier* (2006), *Dussauze et Menesguen* (2008) et *Laruelle et al.* (2009) proposent des modèles biogéochimiques intégrant les cycles de nutriments tels que l'azote, le phosphore et le silicium, afin de mieux comprendre la dynamique du phytoplancton et des ulves. Une approche bidimensionnelle horizontale (2DH) basée sur une intégration des variables sur la verticale a d'abord été adoptée pour simuler la propagation de la marée et le transport horizontal d'un traceur. Grâce aux progrès informatiques en matière de puissance de calcul, une approche tridimensionnelle (3D) a ensuite pris le relais pour appréhender la structure 3D de l'écoulement en termes de circulation (e.g., déphasage des renverses de courant entre le fond et la surface) et de scalaires (e.g., structure thermohaline). Les rivières Aulne et Elorn sont généralement incluses dans ces modèles, mais la résolution spatiale et l'absence de données bathymétriques fiables et actualisées pénalisent la modélisation estuarienne associée. Les modèles du SHOM, basés sur le logiciel TELEMAC (*Hervouet*, 2002), ont mis en avant l'intérêt de la méthode numérique des éléments finis par rapport aux différences finies, permettant de reproduire la topographie complexe du trait de côte et des hauts-fonds et de raffiner le maillage dans les zones d'écoulement à gradients marqués ou autres zones d'intérêts spécifiques.

L'étude d'impact de l'extension du polder de Brest réalisée par *ACTIMAR* (2013) a fait l'objet d'un modèle hydro-sédimentaire 2DH. Cette modélisation intègre la marée, le forçage atmosphérique (vent et pression) et l'agitation des vagues. Une première emprise couvre l'ensemble de la rade pour étudier la dynamique des panaches turbides à distance de la zone de travaux. Une seconde emprise couvre le domaine portuaire afin d'étudier les effets du projet sur les équilibres sédimentaires à proximité de la zone aménagée. Chaque

Tableau 4.1 – Modèles numériques appliqués en rade de Brest. Les acronymes DF et EF correspondent aux méthodes de résolution numérique en Éléments Finis et Différences Finies, respectivement.

Dimension	Code	Forçage	Variables transportées	Référence
2DH + 1DH multicanaux	MARS (DF)	marée, vent et rivières	sel, contaminants et bactéries	<i>Le Hir et al. (1987)</i>
2DH	MARS (DF)	marée et rivières	×	<i>Salomon et Breton (1991)</i>
2DH	TELEMAC (EF)	marée	×	<i>SHOM (1994)</i>
3D	MARS (DF)	marée et rivières	bactéries	<i>Salomon et al. (1996)</i>
3D	ROMS (DF)	marée, vent, flux radiatifs et rivières	nutriments, phyto-plancton, zooplancton et détritus (NPZD)	<i>Karleskind (2004)</i>
2DH	MARS (DF)	marée, pression atmosphérique et vent	×	<i>Seillé (2006)</i>
3D	MISTRAL (DF)	marée, pression atmosphérique, vent et vagues	sédiments hétérogènes	<i>Guillou et al. (2006)</i>
3D	SiAM (DF)	marée, vent, flux radiatifs et rivières	NPZD	<i>Menesguen et Cugier (2006)</i>
3D	MARS (DF)	marée, vent, flux radiatifs et rivières	NPZD	<i>Dussauze et Menesguen (2008)</i>
3D	TELEMAC (EF)	marée	×	<i>Nicolle (2009)</i>
2DH	MIKE (DF)	marée, vent et rivières	NPZD	<i>Laruelle et al. (2009)</i>
2DH	TELEMAC (EF)	marée et rivières	sédiments mixtes	<i>Lepesqueur et al. (2009)</i>
3D	SEAMER (DF)	marée, vent, vagues et rivières	vase ou sable	<i>ACTIMAR (2013)</i>

scénario considère une seule classe de sédiment : une vase dont la taille est comprise entre 2 et 10 μm pour simuler les rejets, et un sable dont la taille est comprise entre 80 et 1000 μm pour évaluer les modifications du mouvement des sédiments initialement présents sur le fond. Les interactions entre sédiments de tailles et/ou de natures différentes ne sont pas prises en compte.

Le présent travail de modélisation intègre l'hétérogénéité/mixité des substrats sédimentaires de la rade de Brest, dont certains aspects ont été initiés au LGCE (*Guillou et al.*, 2006; *Lepesqueur et al.*, 2009), et la présence sur le fond du gastéropode filtreur *Crepidula fornicata*. Ce travail s'inscrit dans la continuité des modélisations récentes du transport de sédiments mixtes (*Chesher et Ockenden*, 1997; *Van Ledden*, 2002; *Waeles et al.*, 2007; *Sanford*, 2008; *Le Hir et al.*, 2011) en étendant la distribution granulométrique du substrat, et incorpore les principaux impacts des crépidules en termes de macro-rugosités, filtration et production de biodépôts. Le module hydrodynamique TELEMAC-2D et le module de transport sédimentaire SISYPHE du logiciel TELEMAC (version 6.0, <http://www.opentelemac.org/>) constituent l'outil de base à la présente modélisation numérique.

4.1. Processus et hypothèses

4.1.1. Écoulement chargé de sédiments en suspension

La présente étude se focalise sur l'écoulement de marée, onde longue par excellence décrite par la théorie de l'eau peu profonde (*Saint-Venant*, 1871). Les interactions à l'interface océan-atmosphère (e.g., flux radiatifs, gradient de pression atmosphérique, contrainte due au vent et état de mer) ne sont pas prises en compte. L'écoulement est naturellement considéré comme turbulent avec son nombre de Reynolds $Re = (Uh)/\nu$ de l'ordre de 10^7 très supérieur à 4000, obtenu pour une vitesse caractéristique de 1 m/s, une profondeur typique de 10 m et une viscosité moléculaire de l'eau de 10^{-6} m²/s. Cette hypothèse est appliquée en toutes circonstances, à savoir même à l'approche des étales de courant et sur tout type de substrat, y compris les sables fins et les vases (e.g., *Mitchener et Torfs*, 1996; *Voulgaris et Meyers*, 2004; *Verney et al.*, 2006). La contrainte de frottement τ_0 perçue par l'écoulement au voisinage du fond est admise dépendre quadratiquement de sa vitesse. Compte tenu de la fréquence semi-diurne de l'onde de marée, l'écoulement est de type « couche limite turbulente » sur toute la colonne d'eau, qui, rappelons-le, n'excède pas 50 m en rade de Brest (*Dyer*, 1986). La colonne d'eau se trouve ainsi « mélangée », de sorte qu'aucune stratification thermohaline ne se développe, hormis aux débouchés des cours d'eau en situations de crue et/ou de morte-eau. Le profil vertical local de vitesse est supposé logarithmique $U(z) = (u_*/\kappa)\ln(z/z_0)$ où κ est la constante de von Kármán

égale à 0,4 et $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ est la vitesse de frottement sur le fond, non corrigé des effets d'instationnarité de l'écoulement de marée et de réajustement à des gradients horizontaux de rugosité de fond (*Dyer, 1986*), ce qui revient à considérer que le profil de viscosité turbulente varie de façon parabolique avec la distance au fond $\nu_t(z) = \kappa u_* z(1 - z/h)$.

Les particules sédimentaires en suspension sont assimilées à des sphères de quartz de masse volumique $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ appartenant à N classes granulométriques différentes déterminées par leurs diamètres moyens respectifs d_i compris entre 6 et $450 \mu\text{m}$. Inférieures à la micro-échelle de Kolmogorov estimée à $800 \mu\text{m}$ pour des valeurs typiques de vitesse de frottement près du fond $u_* \simeq 10^{-2} \text{ m/s}$ et de taux de dissipation $\epsilon \simeq 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^3$ (*Chapalain et Thais, 2000*), les tailles des particules sédimentaires susceptibles d'être en suspension assurent au mélange eau-sédiment de conserver un comportement Newtonien (*Barenblatt, 1953*). Les concentrations de particules sédimentaires en suspension sont supposées, par ailleurs, suffisamment élevées pour assurer que la suspension forme un continuum, mais suffisamment basses ($< 8 \text{ g/l}$, *Lumley, 1978*) pour négliger les interactions entre particules. Les effets de stratification liée au sédiment sont négligés sur la base du critère de *Soulsby et Wainwright (1987)*. L'inertie des particules sédimentaires est enfin négligée, de sorte que leur vitesse est identique à celle du fluide environnant, sauf dans la direction verticale où les particules possèdent une vitesse de chute propre w_{si} . En régime d'écoulement laminaire à très bas nombre de Reynolds particulaire ($Re_{si} = w_{si}d_i/\nu < 0,1$) applicable à des particules fines de diamètre inférieur à $62 \mu\text{m}$, la vitesse de chute s'exprime par la formule de *Stokes (1851)* qui traduit l'équilibre entre le poids immergé de la particule sédimentaire sphérique et la traînée :

$$w_{si} = \frac{g(\rho_s/\rho - 1)d_i^2}{18\nu} \quad (4.1)$$

où g est l'accélération de la pesanteur prise égale à $9,81 \text{ m/s}^2$. En régimes transitoire et turbulent ($Re_{si} \geq 0,1$), pour des grains plus grossiers et irréguliers, la formule empirique de *Soulsby (1997)* s'applique :

$$w_{si} = \frac{\nu}{d_i} [\sqrt{(10,36^2 + 1,049D_{*i}^3)} - 10,36] \quad (4.2)$$

où le paramètre sans dimension $D_{*i} = [g(\rho_s/\rho - 1)/\nu^2]^{1/3}d_i$ avec ρ la masse volumique de l'eau.

4.1.2. Lit sédimentaire

Les sédiments de la rade présentent une grande hétérogénéité allant des vases aux graviers et cailloutis, en passant par les sables mélangés à des degrés divers. Parmi ces

sédiments mixtes, les sédiments sablo-vaseux appellent des précisions en ce qui concerne leur comportement et leur érodabilité.

En remplissant les interstices du milieu sableux, les particules de vase réduisent la mobilité des grains de sable. Au-delà d'un certain seuil, les vases forment une matrice et le mélange sédimentaire a alors un comportement cohésif. Selon *Van Ledden et al.* (2004), plutôt que la proportion de vases, c'est la proportion d'argiles qui est le paramètre pertinent pour caractériser le comportement d'un mélange sablo-vaseux. À partir d'environ 7,5 % d'argiles, le mélange sablo-vaseux a un comportement cohésif. En considérant que la proportion d'argiles dans les vases est de 25 %, *Van Ledden et al.* (2004) suggèrent une proportion critique de vases de 30 % comme transition entre comportements non-cohésif et cohésif.

Les travaux expérimentaux de *Mitchener et Torfs* (1996) et *Panagiotopoulos et al.* (1997) ont montré que la contrainte critique d'érosion des sables est augmentée par l'ajout de vases, avec un maximum pour une proportion de vases de 40 à 50 %. De même, l'ajout de sables à une vase a pour effet d'augmenter sa contrainte critique d'érosion. Cependant, selon *Migniot* (1989), l'érodabilité d'un fond vaseux à plus de 70 % dépend surtout de la concentration propre de la vase, et non de la proportion de sable.

On considère ici trois régimes d'érosion en fonction de la proportion de vase au sein du substrat : « non-cohésif », « cohésif mixte » et « cohésif pur » (figure 4.1). En régime « non-cohésif », pour une proportion de vase inférieure à 30 %, les processus d'érosion des grains de sable et de vase sont supposés indépendants et les fractions sableuse et vaseuse conservent leur comportement propre, respectivement non-cohésif et cohésif. En régime « cohésif mixte », pour une proportion de vase supérieure à 30 %, le substrat a un comportement global cohésif avec une contrainte critique d'érosion supérieure à celle d'une vase pure. En régime « cohésif pur », pour une proportion de vase supérieure à 70 %, le substrat se comporte comme la fraction dominante de vase pure avec la contrainte critique d'érosion associée.

On admet par ailleurs que les vases sont seulement transportées en suspension et que les sables (et graviers) peuvent être charriés sur le fond à condition que la proportion de vases ne dépasse pas 30 % (*Van Ledden*, 2001).

On considère enfin que le lit est discrétisé en deux couches uniformes sur la verticale, chacune caractérisée par une épaisseur e_j et une proportion de chaque classe sédimentaire i . La couche en contact avec l'écoulement est la couche active (*Hirano*, 1971), elle est sujette à l'érosion et au dépôt. La couche sous-jacente, le substratum, alimente ou réduit la couche active selon qu'il y a dégradation ou aggradation du fond.

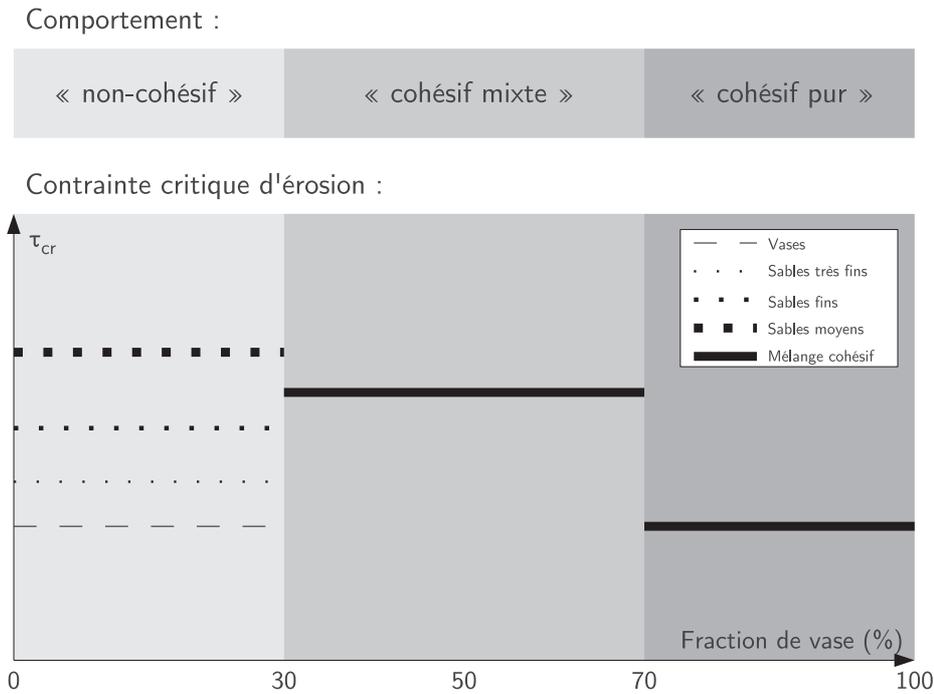


Figure 4.1 – Schéma du comportement et de la mobilité des sédiments de fond en fonction de leur teneur en vase.

4.1.3. Lit sédimentaire *crépidulé*

4.1.3.a. Impacts hydrodynamiques

- **Augmentation de la rugosité**

Les crépidules organisées en chaînes de 5 individus sont schématisées par des cylindres de 3,2 cm de haut (h_{ch}) et 5 cm de diamètre (l_{ch}) (figure 4.2.a) que l'on suppose alignés régulièrement ou disposés aléatoirement à la surface du lit sédimentaire (figure 4.3). À chaque élément sont associés une surface $A_f = h_{ch} \times l_{ch}$ exposée au courant et une surface au sol $A_d = (\delta + l_{ch})^2$ où δ est la distance inter-élément. Il en résulte une densité frontale λ du champ de macro-rugosités définie par :

$$\lambda = A_f/A_d = n_{ch} h_{ch} \times l_{ch}/S \quad (4.3)$$

où n_{ch} est leur densité spatiale ou nombre par unité de surface au sol S .

La contrainte de cisaillement sur le fond τ_0 résulte d'un frottement de peau sur les sédiments τ' et d'une traînée de forme associée aux macro-rugosités τ_r (*Schlichting*, 1936; *Marshall*, 1971). La traînée de forme devient significative à partir d'une densité de macro-rugosités λ estimée à 0,02 (*MacDonald et al.*, 1998), ce qui est équivalent à 12 chaînes de

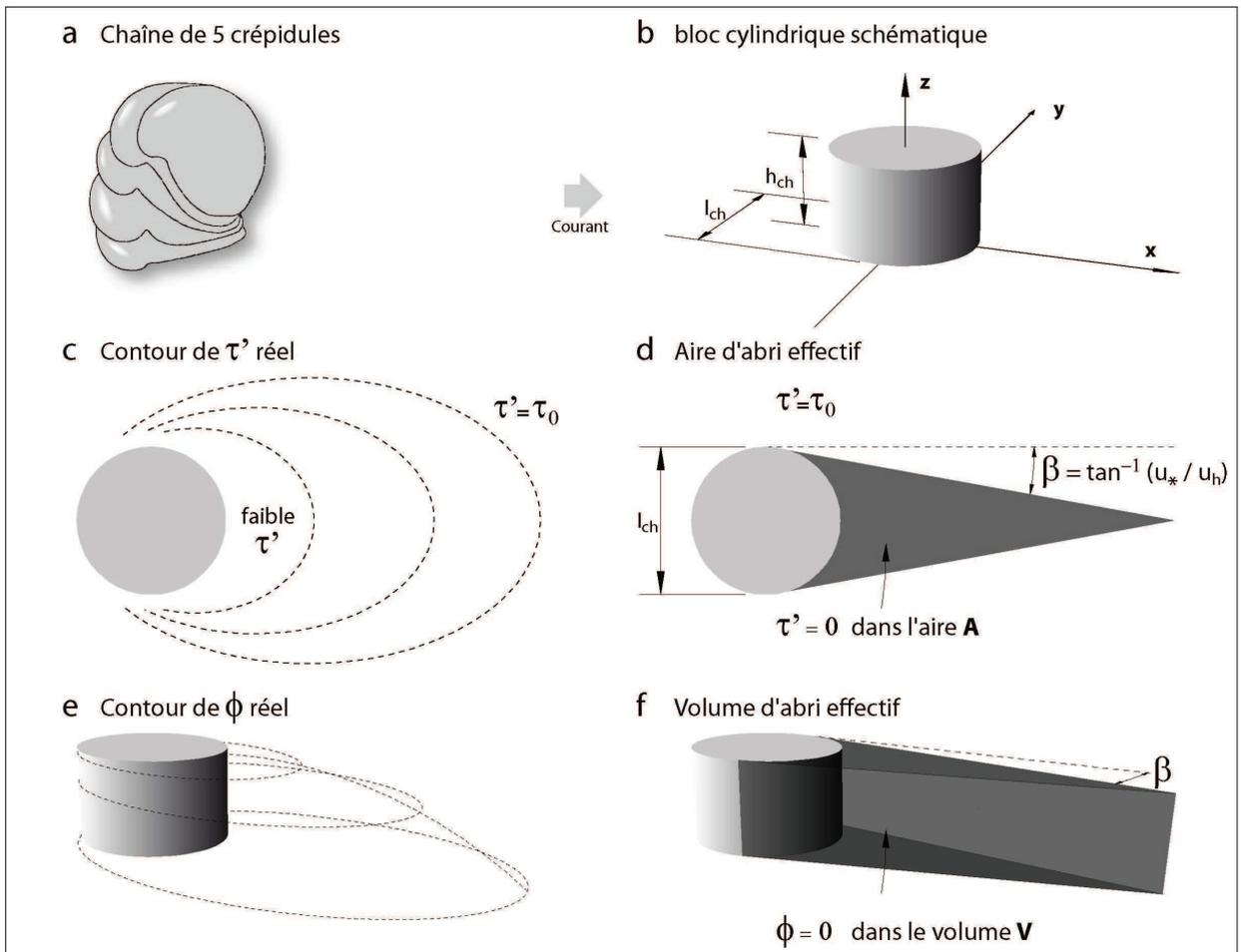


Figure 4.2 – Schéma d’une chaîne de crépidules et de son sillage (adapté de *Raupach*, 1992).

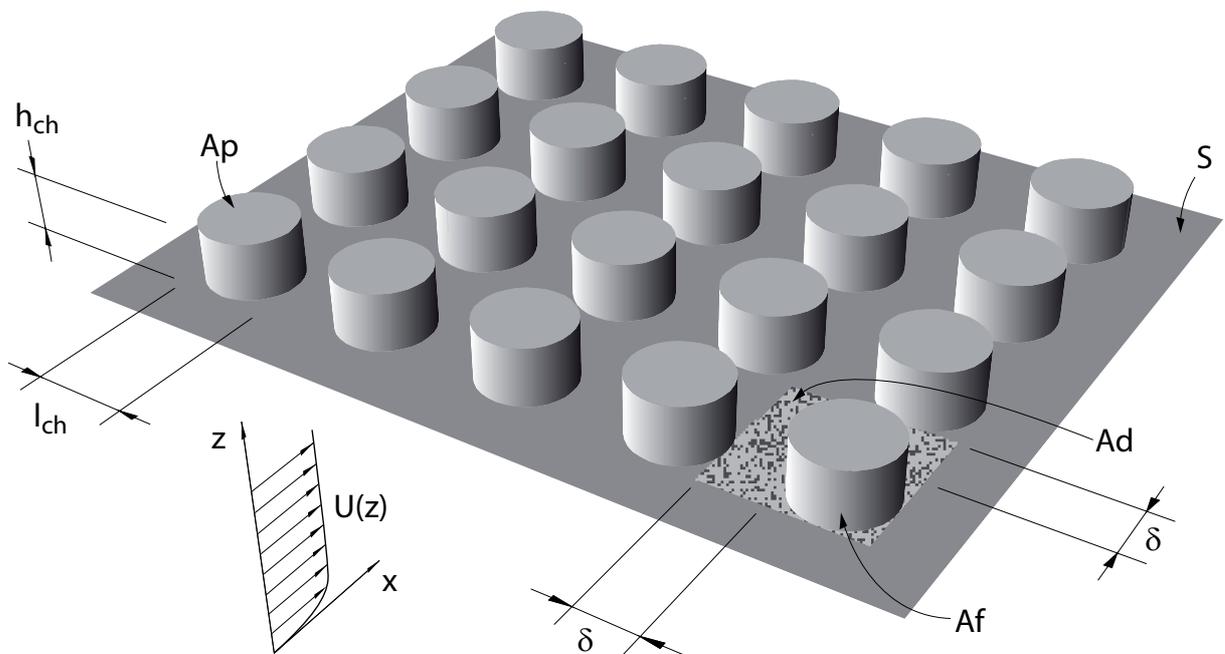


Figure 4.3 – Schéma d’un champ de chaînes de crépidules illustrant les paramètres géométriques considérés dans le modèle (adapté de *MacDonald*, 2000).

crépidules par m^2 *. Pour des densités λ inférieures à 0,2, la distance entre chaque macro-rugosité est supérieure à leur hauteur et on considère alors qu'il n'y a pas d'interférence entre les sillages des macro-rugosités (*MacDonald et al.*, 1998). Dans ce cas, la rugosité apparente z_0 suit la relation empirique de *Lettau* (1969) :

$$z_{0,crep} = \alpha h_{ch} \lambda \quad (4.4)$$

où α est un coefficient qui dépend de la géométrie des macro-rugosités considérées.

Dès lors que λ dépasse 0,2, ce qui est équivalent à 144 chaînes de crépidules par m^2 , les sillages interfèrent jusqu'à induire un écoulement rasant (*skimming flow*) au sommet de la canopée des macro-rugosités (*Friedrichs*, 2004). L'addition de macro-rugosités n'a plus d'effet sur le frottement (*Raupach*, 1992) et une valeur maximale de z_0 égale à 1,5 mm est admise (d'après mesures *in situ*, cf. chapitre 3). Par continuité de la valeur de $z_{0,crep}$, on considère que le coefficient α dans l'équation 4.4 est à égal à 0,2093. En comparaison, les données expérimentales de *Moulin et al.* (2007) en canal obtenues avec des moulages de chaînes de crépidules indiquent une gamme de valeur de α comprise entre 0,35 et 0,5 ; *Lettau* (1969) propose une valeur de α égale à 0,5 sur la base d'une calibration avec de nombreuses mesures aérodynamiques.

• Partition du cisaillement

Les vitesses moyennes et turbulentes décroissent dans la canopée des chaînes de crépidules (*Guizien*, 2006; *Moulin et al.*, 2007). La décroissance augmente avec la densité spatiale de chaînes. Il en est de même de la contrainte de cisaillement superficiel τ' qui s'exerce sur les sédiments inter-macro-rugosités. Ceci résulte d'une partition de la contrainte de cisaillement totale τ_0 en une contrainte de forme τ_r et une contrainte de peau τ' . Ce problème a été traité de façons expérimentale et théorique en considérant des blocs parallélépipédiques et cylindriques, entre autres, par *Wooding et al.* (1973), *Arya* (1975) et *Raupach* (1992). À la différence des deux autres, l'expression de *Raupach* (1992) basée sur le concept de superposition aléatoire d'aires et de volumes d'abri effectif n'est tributaire d'aucun paramètre d'ajustement empirique :

$$\frac{\tau'}{\tau_0} = \frac{1}{1 + \beta \lambda} \quad (4.5)$$

où β est le ratio entre le coefficient de traînée de forme C_r et le coefficient de frottement de peau C_s . On suppose ici l'existence d'un profil vertical de vitesse logarithmique dont l'expression intégrée sur la verticale est $\bar{U} = (u_* / \kappa) [\ln(h/z_0) - 1]$, de sorte que $C_r =$

*. Cette densité seuil correspond à la valeur pour laquelle G. Thouzeau *et al.* (comm. pers.) ont observé une diminution de la richesse spécifique totale des fonds de la rade de Brest.

$\{\kappa/[\ln(h/z_{0,crep}) - 1]\}^2$ et $C_s = \{\kappa/[\ln(h/z_{0,sed}) - 1]\}^2$, avec $z_{0,sed} = d_{50}/12$ la rugosité des sédiments de fond (*Soulsby, 1997*).

L'expression de *Raupach* (1992) n'est valable que pour des densités λ inférieures à 0,2 car elle ne prend pas en compte les interactions entre sillages. D'après *Friedrichs* (2004), on considère que la contrainte de cisaillement de peau τ' est nulle pour une densité λ supérieure à 0,2. Les travaux en laboratoire de *Moulin et al.* (2007) sur des chaînes de crépidules indiquent que pour une densité $\lambda = 0,24$, la contrainte de cisaillement de peau τ' est égale environ à 8 % de la contrainte de cisaillement totale τ_0 , ce qui conforte notre approximation. *Shao et Yang* (2005) et *Shao et Yang* (2008) proposent une extension de l'expression de *Raupach* (1992) à toutes les densités en définissant une densité frontale effective qui tient compte des interactions entre sillages et en faisant intervenir le frottement de surface des macro-rugosités. Leur modèle basé sur des blocs cubiques prédit une décroissance de la contrainte totale sur le fond lorsque $\lambda > 0,2$. Les mesures de rugosité *in situ* (chapitre 3) vont à l'encontre de ce concept et justifient l'emploi d'une rugosité maximale dès lors que la densité de chaînes de crépidules dépasse un seuil.

D'autre part, l'expression de *Raupach* (1992) considère la contrainte de cisaillement moyennée sur l'aire occupée par les chaînes de crépidules. Les variations spatiales de la contrainte de cisaillement dues au système de tourbillons « en fer à cheval » qui contournent chaque macro-rugosité et les variations de vitesse verticale dues aux tourbillons à axe horizontal en amont et en aval des macro-rugosités ne sont pas prises en compte.

4.1.3.b. Activités biologiques

- **Filtration**

Une des caractéristiques des crépidules, par rapport à d'autres mollusques filtreurs comme les moules et les huîtres, est que leur système de pompage est très peu sensible à la concentration de MES lorsque celle-ci est inférieure à 200 mg/l (*Barillé et al., 2006*). On considère qu'en moyenne, une chaîne de crépidules de 5 individus dont le poids sec moyen (des tissus) est de 1 gramme, filtre 1 litre d'eau par heure (*Troade, 1992*). Par conséquent, le taux d'ingestion des sédiments fins en suspension ($< 30 \mu\text{m}$) est proportionnel à leur concentration :

$$FR = TF_{ch} C_{z_{ref}} n_{ch}/S \quad (4.6)$$

avec TF_{ch} le taux de filtration d'une chaîne de crépidules ($=1 \text{ l/h}$), $C_{z_{ref}}$ la concentration de sédiments fins en suspension proche du fond et n_{ch} le nombre de chaînes de crépidules par unité de surface au sol S .

- **Production de biodépôts**

La matière minérale n'est pas assimilée par les crépidules et se retrouve donc dans les pseudofécès. On considère un bilan sédimentaire conservatif. Les vases *minérales* filtrées sont remplacées sur le fond par des vases *biodéposées* dont la contrainte critique d'érosion τ_{cr} est plus importante en raison des propriétés adhésives du mucus. Dès lors que la proportion de biodépôts dans le substrat dépassent 30 %, l'ensemble des sédiments de fond s'érode comme la fraction de biodépôts.

4.2. Formulation du modèle et adaptations

4.2.1. Module hydrodynamique TELEMAC-2D

Compte tenu de la focalisation sur les processus en couche limite de fond et moyennant l'hypothèse d'une colonne d'eau mélangée, on adopte une approche bidimensionnelle horizontale (2DH) qui se réduit à calculer l'évolution spatio-temporelle du niveau de la surface libre et des vitesses et scalaires moyens sur la verticale. Cette démarche, qui aboutit aux équations hydrodynamiques de *Saint-Venant* (1871), consiste à intégrer sur la verticale les équations de Navier-Stokes moyennées au sens de Reynolds (RANS pour *Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations*, *Reynolds*, 1895), avec l'hypothèse d'hydrostaticité et en considérant que les dérivés de la masse volumique sont négligeables, excepté lorsqu'elles sont multipliées par l'accélération de la pesanteur (*Boussinesq*, 1903). Ces équations sont résolues numériquement par le module TELEMAC-2D (*Hervouet*, 2003).

4.2.1.a. Équations de Saint-Venant

La conservation des bilans de masse et de quantité de mouvement au cours du temps t est exprimée ici dans un repère cartésien orthonormé direct $(0, x, y)$:

◦ Équation de continuité :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (h\overline{U_x})}{\partial x} + \frac{\partial (h\overline{U_y})}{\partial y} = 0 \quad (4.7)$$

◦ Équations du mouvement :

$$\frac{\partial \overline{U_x}}{\partial t} + \overline{U_x} \frac{\partial \overline{U_x}}{\partial x} + \overline{U_y} \frac{\partial \overline{U_x}}{\partial y} - f\overline{U_y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + g \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{1}{h} \left[\frac{\partial}{\partial x} (hK_{xx} \frac{\partial \overline{U_x}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_{xy} \frac{\partial \overline{U_x}}{\partial y}) \right] - \frac{\tau_{0,x}}{h\rho} = 0 \quad (4.8a)$$

$$\frac{\partial \overline{U}_y}{\partial t} + \overline{U}_x \frac{\partial \overline{U}_y}{\partial x} + \overline{U}_y \frac{\partial \overline{U}_y}{\partial y} + f \overline{U}_x + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + g \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{1}{h} \left[\frac{\partial}{\partial x} (hK_{yx} \frac{\partial \overline{U}_y}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_{yy} \frac{\partial \overline{U}_y}{\partial y}) \right] - \frac{\tau_{0,y}}{h\rho} = 0 \quad (4.8b)$$

Ce système d'équations fait intervenir quatre inconnues : h la hauteur d'eau, \overline{U}_x et \overline{U}_y les composantes du courant intégrées sur la verticale entre la cote z_0 très proche du fond (où la vitesse du courant moyen s'annule) et la cote de la surface libre η , et ρ la masse volumique de l'eau.

L'expression du gradient horizontal de pression suppose que la masse volumique ρ est constante sur la verticale. La constante de gravité g est prise égale à $9,81 \text{ m}^2/\text{s}$. La masse volumique de référence ρ_0 est prise égale à $1000 \text{ kg}/\text{m}^3$.

La variable ρ est résolue à partir de l'équation d'état de l'eau de mer (*Unesco*, 1981), qui en zone estuarienne pourra être limitée à une fonction de la salinité. Il est donc nécessaire d'adjoindre l'équation d'advection-dispersion du sel intégrée sur la verticale :

$$\frac{\partial \overline{S}}{\partial t} + \overline{U}_x \frac{\partial \overline{S}}{\partial x} + \overline{U}_y \frac{\partial \overline{S}}{\partial y} - \frac{1}{h} \left[\frac{\partial}{\partial x} (hK_{xx} \frac{\partial \overline{S}}{\partial x} + hK_{xy} \frac{\partial \overline{S}}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_{yx} \frac{\partial \overline{S}}{\partial x} + hK_{yy} \frac{\partial \overline{S}}{\partial y}) \right] = 0 \quad (4.9)$$

où \overline{S} est la salinité intégrée sur la verticale.

La force de Coriolis est exprimée avec un paramètre $f = 2\omega \sin\phi$ où $\omega = 7.2921 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ est la fréquence de rotation de la Terre et ϕ la latitude (pour une latitude moyenne en rade de Brest de $48^\circ 20 \text{ N}$, $f = 1,0895 \times 10^{-4} \text{ rad/s}$).

Outre les tensions de *Reynolds* (1895), introduites lors de l'opération « moyenne sur un petit intervalle de temps », les expressions précédentes renferment des termes supplémentaires de forme comparable à celle des premiers à l'exception du fait que les fluctuations de vitesse sont relatives à une valeur moyenne sur la verticale, et sont intégrées le long de cet axe vertical. Pour respecter l'analogie de *Boussinesq* (1877), ces termes de dispersion sont représentés par un tenseur de cisaillement $\overline{\overline{K}}$ et une contrainte sur le fond τ_0 dont l'expression est détaillée ci-après.

4.2.1.b. Contrainte au fond

La contrainte de frottement τ_0 perçue par l'écoulement au voisinage du fond est admise dépendre quadratiquement de sa vitesse :

$$\tau_{0,x} = \rho C_d \sqrt{\overline{U}_x^2 + \overline{U}_y^2} \overline{U}_x \quad (4.10a)$$

$$\tau_{0,y} = \rho C_d \sqrt{\overline{U_x^2} + \overline{U_y^2}} \overline{U_y} \quad (4.10b)$$

où le coefficient de frottement $C_d = \{\kappa/[\ln(h/z_0) - 1]\}^2$ et la rugosité $z_0 = k_s/30$ avec k_s le paramètre de *Nikuradse* (1932) : 1) égal à $2,5 \times d_{50}$ sur les fonds sédimentaires sans crépidule ni ride (*Soulsby*, 1997), ou 2) proportionnel à la densité de crépidules d'après l'équation 4.4.

4.2.1.c. Coefficients de diffusion/dispersion

Les équations de Saint-Venant font intervenir des coefficients de diffusion turbulente (par élimination des composantes à haute fréquence) et de dispersion (par intégration sur la verticale) dont il semble difficile de donner une expression exacte. Nous considérons ici le cas d'écoulements par faible profondeur, pour lesquels la turbulence est essentiellement générée par frottement sur le fond. Dans ce cas, l'échelle des tourbillons est limitée dans le sens vertical, par la hauteur d'eau, de sorte que se fondant sur les considérations d'analyse dimensionnelle, on exprime ces coefficients d'échange turbulent au moyen de la vitesse de frottement u_* et de la hauteur d'eau h (*Taylor*, 1954). On se réfère ici à la paramétrisation de *Elder* (1959) qui comprend deux coefficients, l'un K_l longitudinal au courant, et l'autre K_t transversal au courant, de sorte que $K_l = 6 h u_*$ et $K_t = 0,6 h u_*$. En considérant α l'angle entre le vecteur vitesse \vec{U} et l'axe des abscisses ($\vec{0x}$), les composantes du tenseur de diffusion/dispersion $\overline{\overline{K}}$ peuvent s'exprimer :

$$K_{xx} = K_l \cos^2(\alpha) + K_t \sin^2(\alpha) \quad (4.11a)$$

$$K_{xy} = K_{yx} = (K_l - K_t) \sin(\alpha) \cos(\alpha) \quad (4.11b)$$

$$K_{yy} = K_l \sin^2(\alpha) + K_t \cos^2(\alpha) \quad (4.11c)$$

4.2.1.d. Conditions aux limites latérales

- **Frontière solide**

La côte est considérée comme une paroi imperméable. Une condition de glissement y est appliquée c'est-à-dire que seule la composante normale du courant est nulle.

- **Frontières liquides**

- **Fluviale** : Au débouché des rivières, à la limite d'influence de la marée, le débit d'eau douce Q est imposé. La vitesse du courant moyen se déduit alors de la relation $\bar{U} = \frac{Q}{h}$ et la salinité est fixée à 0.

- **Maritime** : Les conditions à la frontière ouverte en mer sont généralement produites selon une approche « gigogne » par des modèles numériques de grande emprise validés ou complétés par des mesures *in situ*. Elles peuvent concerner le niveau de la surface libre et les vitesses de courant associés à la marée astronomique. En ce qui concerne le niveau de la surface libre, les données sont souvent disponibles sous la forme d'un tableau de constantes harmoniques qui permettent de reconstituer le signal temporel en tout point géographique le long de la frontière après interpolation. Dans le cas où la surface libre est la seule variable imposée, une condition de radiation basée sur la méthode des caractéristiques (*Thompson, 1987, 1990*) permet de calculer les vitesses intégrées sur la verticale à la frontière. Une condition de flux nul est imposée pour le sel.

4.2.1.e. Conditions initiales

Initialement, le fluide est au repos et la salinité est égale à 35 kg/m³. La température est uniforme et constante (égale à sa valeur moyenne annuelle en rade de Brest : 13,5 °C).

4.2.1.f. Méthode de résolution numérique

Les équations de Saint-Venant sont simplifiées en « pseudo équations d'onde » par élimination de la vitesse de l'équation de continuité, à partir d'une valeur obtenue grâce à l'équation de quantité de mouvement (e.g., *Hervouet, 2003*). La méthode « des pas fractionnaires » permet de résoudre en deux étapes le système d'équations de Saint-Venant et l'équation d'advection-diffusion d'un scalaire, ici la salinité. Dans la première étape sont traités les termes d'advection par la méthode des caractéristiques qui est bien adaptée à la résolution des équations hyperboliques. Dans la seconde étape est traité le « reste » des équations : propagation, diffusion/dispersion et termes sources par la technique des éléments finis. Une discrétisation en temps permet tout d'abord d'éliminer les non-linéarités des équations. Formulation variationnelle et discrétisation spatiale et temporelle transforment ensuite les équations continues en un système linéaire discret dont les inconnues sont les valeurs des grandeurs physiques h , \bar{U}_x , \bar{U}_y et S aux nœuds du maillage. Ce système est ensuite résolu par une méthode itérative de type gradient conjugué. Contrairement à la méthode des différences finies, la méthode des éléments finis permet de travailler sur un maillage constitué d'éléments non-réguliers (généralement triangulaires) permettant de reproduire la topographie complexe de la zone d'étude et

de s'adapter à la résolution des modèles de grande emprise qui forcent les conditions aux limites. De plus, les éléments mi-secs mi-mouillés (bancs découvrants) font l'objet d'une correction du gradient de la surface libre, par soustraction de la différence entre la côte du fond du nœud sec (point haut) et la surface libre du nœud mouillé (point bas). Cette méthode est particulièrement adaptée à la méthode des éléments-finis et permet, contrairement à la technique conventionnelle de masquage (qui implique la définition subjective d'une hauteur critique), de conserver le bilan de masse.

4.2.2. Module sédimentaire SISYPHE

À partir des caractéristiques hydrodynamiques calculées par le module TELEMAC-2D, le module SISYPHE (*Villaret et al.*, 2011) évalue dans le plan horizontal le transport de plusieurs classes de sédiments i par charriage et en suspension de façon découplée. Il en découle une évolution spatio-temporelle de la morphologie et de la composition sédimentologique des fonds.

4.2.2.a. Transport par charriage

Moyennant une hypothèse de quasi-stationnarité, le taux de transport Q_{bi} (de chaque classe sédimentaire i) peut être raisonnablement calculé par une formule adaptée à un écoulement uniforme en situation d'équilibre avec le substrat mobile. Pour un courant de marée seul et un substrat sédimentaire monoclasse de diamètre d_i , la formule de *Meyer-Peter et Müller* (1948) est généralement utilisée :

$$Q_{bi} = \max[8(\Theta_i - \Theta_{cri})^{3/2}; 0] \quad (4.12)$$

où $\Theta_i = \tau' / [g(\rho_s - \rho)d_i]$ est le paramètre de *Shields* (1936) et Θ_{cri} est sa valeur critique au-delà de laquelle les sédiments de diamètre d_i sont mis en mouvement dont *Soulsby et Whitehouse* (1997) propose la formulation suivante :

$$\Theta_{cri} = \frac{0,3}{1 + 1,2D_{\star i}} + 0,055[1 - \exp(-0,02D_{\star i})] \quad (4.13)$$

Pour un substrat sédimentaire multiclasse, on constate que suite à des effets d'exposition et de masquage, une particule est susceptible d'être plus ou moins facilement mise en mouvement. Ceci est pris en compte en modifiant la contrainte critique d'érosion de chaque classe sédimentaire i selon leur taille relative (e.g., *Egiazoff*, 1965; *Ashida et Mishiue*, 1973; *Villaret*, 2003; *Southard*, 2006; *Van Rijn*, 2007), de telle sorte que :

$$\tau_{cri} = \xi_i \tau_{criShields} \quad (4.14)$$

où $\tau_{critical}$ est la contrainte critique de mouvement d'un substrat sédimentaire monoclasse de diamètre d_i et ξ_i est un facteur de correction. La formulation simple impliquant le diamètre médian d_{50} proposée par *Van Rijn* (2007) est ici retenue :

$$\xi_i = \frac{d_{50}}{d_i} \quad (4.15)$$

4.2.2.b. Transport en suspension

Le taux de transport sédimentaire en suspension est défini comme le produit de la vitesse moyenne horizontale du courant par la concentration moyenne de sédiments en suspension : $Q_s = \bar{U} \bar{C}$. La concentration moyenne de sédiments en suspension de chaque classe i considérée (\bar{C}_i) est calculée en résolvant l'équation d'advection-diffusion intégrée sur la verticale suivante :

$$\frac{\partial \bar{C}_i}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\vec{U}} \bar{C}_i) - \nabla \cdot (\bar{K} \nabla \bar{C}_i) - \frac{1}{h} (E_i - D_i - FR_i)_{z_{ref}} = 0 \quad (4.16)$$

où \bar{K} est le tenseur de diffusion/dispersion horizontale considéré ici égal à celui du fluide (cf. modèle de *Elder*, 1959), E_i est le taux d'érosion, D_i est le taux de dépôt, FR_i est le taux de filtration qui ne s'applique qu'aux particules fines ($< 30 \mu\text{m}$), et z_{ref} est le niveau de base de la suspension. Selon les auteurs, le niveau de référence de la suspension peut s'exprimer comme i) une fraction de la hauteur d'eau (*Celik et Rodi*, 1984), ii) un multiple de la taille des sédiments de fond (*Einstein*, 1950; *Engelund et Fredsoe*, 1976), iii) une fraction de la hauteur des figures sédimentaires (*Van Rijn*, 1984), iv) à la hauteur du sommet de la couche de saltation (*Smith et McLean*, 1977). Bien que l'expression du niveau de référence égale à la rugosité des grains ($z_0 = d_{50}/12$) tende à surestimer les flux de dépôt (*Guillou*, 2007), elle a été choisie ici pour simplifier le calcul des flux sédimentaires horizontaux (bornes d'intégration sur la verticale équivalentes pour la vitesse et la concentration). Ce choix a d'ailleurs été validé pour d'autres applications (e.g., *Bass et al.*, 2002; *Huybrechts et al.*, 2010).

La résolution numérique de cette équation est identique à celle de l'équation d'advection-diffusion du sel déjà présentée (*Hervouet*, 2003). Les termes D_i et FR_i sont traités de manière implicite, tandis que le terme E_i est traité de manière explicite. Au débouché des rivières, une concentration de vase « fluviale » est imposée. Les lois d'érosion-dépôt, différentes selon la nature des sédiments, sont explicitées ci-dessous.

- **Cas des sédiments non-cohésifs**

Les substrats sédimentaires non-cohésifs correspondent aux fonds de sables, graviers, cailloutis, voire de galets. Seuls les sables sont transportés en suspension, mais les interactions entre particules de toutes tailles s'opérant au fond nécessitent de prendre en compte tout le cortège granulométrique.

- **Érosion** : Le taux d'érosion E_i est admis égal à sa valeur maximale, atteinte à l'équilibre entre dépôt et érosion proche du fond (*Celik et Rodi*, 1988) :

$$E_i = w_{si}C_{eqi} \quad (4.17)$$

Suivant les recommandations de *Garcia et Parker* (1991), l'expression de la concentration à l'équilibre proche du fond C_{eqi} de *Smith et McLean* (1977) est adoptée :

$$C_{eqi} = f_i(1 - n_i) \frac{\gamma_0 T s_i}{1 + \gamma_0 T s_i} \quad (4.18)$$

où f_i est la fraction de sédiments appartenant à la classe granulométrique i , n_i est la porosité du sédiment, γ_0 est un coefficient empirique d'érosion pris égal à $2,4 \cdot 10^{-3}$, et $T s_i$ est l'excès normalisé de contrainte de peau tel que $T s_i = \max[(\tau' - \tau_{cri})/\tau_{cri}; 0]$ avec τ_{cri} prenant en compte le processus de masquage-exposition (équation 4.14).

- **Dépôt** : Le taux de dépôt D_i est proportionnel à la vitesse de chute w_{si} (équation 4.2) et à la concentration de référence proche du fond $C_{z_{ref}i}$:

$$D_i = w_{si}C_{z_{ref}i} \quad (4.19)$$

La concentration de référence $C_{z_{ref}i}$ est obtenue à partir de la concentration moyenne sur la verticale \overline{C}_i en considérant un profil vertical exponentiel $C_i(z) = C_{z_{ref}i}(z_{ref}/z)^{w_{si}/\kappa u_*}$ correspondant à une diffusivité variant linéairement en z , de sorte que :

$$C_{z_{ref}i} = \frac{1}{1 - (w_{si}/\kappa u_*)} \left[\left(\frac{z_{ref}}{h} \right)^{w_{si}/\kappa u_*} - \left(\frac{z_{ref}}{h} \right) \right] \overline{C}_i \quad (4.20)$$

Huybrechts et al. (2010) ont montré que cette approximation n'induit pas de différence significative sur le ratio $C_{z_{ref}i}/\overline{C}_i$ par comparaison au profil de *Rouse* (1937) qui correspond à une diffusivité parabolique en z mais qui nécessite une intégration numérique plus complexe à l'aide des intégrales d'*Einstein* (1950).

- **Cas des sédiments cohésifs**

Les sédiments cohésifs correspondent ici aux vases *minérales* et *biodéposées*. Rappelons que les mélanges sédimentaires des fonds, dont la proportion de vases est supérieure à 30 %, s'érodent comme des sédiments cohésifs.

- **Érosion** : Le taux d'érosion E_i suit la loi de *Partheniades* (1965) :

$$E_i = \max(f_i M \left[\left(\frac{u'_*}{u_{*ei}} \right)^2 - 1 \right]; 0) \quad (4.21)$$

où f_i est la fraction de sédiments appartenant à la classe granulométrique i , M est la constante de *Partheniades* prise égale à $3,8 \cdot 10^{-7}$ m/s, et $u_{*ei} = \sqrt{\tau_{cri}/\rho}$ est la vitesse de frottement critique pour l'érosion.

- **Dépôt** : On considère qu'érosion et dépôt peuvent avoir lieu simultanément (*Winterwerp et Van Kesteren*, 2004). Le taux de dépôt D_i est proportionnel à la vitesse de chute w_{si} (équation 4.1) et à la concentration proche du fond $C_{z_{ref}i}$.

La concentration de sédiments cohésifs est supposée homogène sur la verticale et $C_{z_{ref}i} = \bar{C}_i$. Plutôt que de considérer un profil de *Rouse* (1937) qui induit un fort dépôt aux étales de courant (*Teeter*, 1986; *Bass et al.*, 2002), un profil uniforme est privilégié pour mieux étudier le rôle de l'advection et les effets sur le déphasage éventuel entre pointe de courant et pic de concentration de sédiments en suspension.

4.2.2.c. Évolution spatio-temporelle du fond

Suivant *Exner* (1920, 1925), sur la base de la conservation de la masse sédimentaire, les échanges latéraux de sédiments charriés et les échanges verticaux de sédiments à la base de la suspension repérée par la cote z_{ref} , compensent la variation du niveau du fond Z_f (sommet de la couche active) :

$$\frac{\partial Z_f}{\partial t} + \sum_i \left(\frac{1}{1 - n_i} \right) [\nabla \cdot Q_{bi} + (E_i - D_i - FR_i)_{z_{ref}}] = 0 \quad (4.22)$$

Aux frontières solides du domaine de calcul, la composante normale des flux de sédiments est nulle. Aux frontières liquides, la cote du fond est fixe lorsque le courant est entrant, mais elle est libre lorsque le courant est sortant. La résolution numérique est basée sur un schéma de type « estimateur-correcteur » (*Peltier et al.*, 1991).

La granulométrie du fond évolue en fonction des épisodes successifs d'érosion/dépôt de chaque classe sédimentaire. D'une part, les sédiments qui se déposent sur le fond sont mélangés à la couche active. L'évolution quantitative est alors répercutée sur l'épaisseur

du substratum. D'autre part, la quantité de sédiments érodés dans la couche active est compensée par un apport de sédiments du substratum. L'épaisseur de la couche active varie en fonction de l'intensité du forçage et de la composition du sédiment. Son expression doit rendre compte de l'effet de pavage, mais ne doit pas freiner exagérément les évolutions du fond. Aucun consensus n'existe aujourd'hui sur sa définition et force est de reconnaître que les modèles de transport sédimentaire et par suite d'évolution morphologique y sont très sensibles (*Villaret, 2003*). En première approximation, on considère que l'épaisseur de la couche active est égale à $2,5 \times d_{50}$ et que le substratum a une épaisseur quasi-illimitée, fixée initialement à plusieurs dizaines de mètres.

La porosité n_i varie avec la nature des sédiments. Le manque de connaissances incite dans un premier temps à garder les valeurs proposées par défaut dans SISYPHE, c'est-à-dire 0,375 pour les sédiments non-cohésifs (galets, graviers et sables) et 0,92 pour les vases. Compte tenu de la masse volumique des sédiments ρ_s égale à 2650 kg/m^3 , la concentration sur le fond de sédiments non-cohésifs est alors de 1650 g/l et la concentration de vases de 200 g/l.

De manière générale, SISYPHE calcul successivement : 1) le charriage, 2) les évolutions du fond induites, 3) la suspension et 4) les évolutions du fond résultantes. Pour simplifier l'interprétation des résultats du modèle, on considère ici deux scénarios : charriage (1+2) ou suspension (3+4). Pour comparer les scénarios sédimentaires sur une base hydrodynamique commune, TELEMAC-2D et SISYPHE sont utilisés « en chaîne ». TELEMAC-2D calcule et prescrit le débit et la surface libre à SISYPHE qui calcule l'intensité du courant en fonction des évolutions granulométriques et bathymétriques. Ainsi, on considère que la direction du courant n'est pas impactée par les évolutions du fond. Une telle démarche est acceptable tant que l'évolution du fond est faible par rapport à la hauteur d'eau (*De Vriend et al., 1993*).

4.2.2.d. Méthode de marquage-traçage des sédiments

À l'image des expériences de marquage géochimique des sédiments par des oxydes de terres rares issus de différentes unités morphologiques (*Polyakov et al., 2004*), le module SISYPHE a été utilisé de façon originale pour suivre ou tracer numériquement le cheminement de classes de sédiments marquées de différentes origines spatiales au sein du domaine (figure 4.4). Le marquage est opéré par zones arbitrairement définies selon des critères hydro-morphologiques : e.g., zones de dépôt préférentiel (anses et baies), zones estuariennes, zones de transit, zones à crépidules. Des zones de travaux maritimes (e.g., clapage, dragage) pourraient aussi être définies dans des études de génie maritime appliquées. Contrairement à la méthode des traceurs lagrangiens (e.g., *Puls et al., 1997*; *Gross et al., 2011*; *Souza et Lane, 2013*), cette approche de suivi zonifié permet de ca-

racteriser le transport de l'ensemble des sédiments avec des capacités informatiques limitées (*Beudin et al.*, 2012, 2014). Le bilan des échanges sédimentaires peut être détaillé pour chaque compartiment selon 1) que les sédiments sont mis en suspension et exportés hors de la zone, 2) que les sédiments sont remaniés dans la zone, ou 3) que les sédiments proviennent d'une zone adjacente. Cette idée a été reprise et appliquée dans l'estuaire du *río de la Plata* (*Fossati*, 2013).

Le code de SISYPHE n'a pas été modifié, la démarche consiste simplement à définir la distribution granulométrique des sédiments de fond initiale dans chaque compartiment géographique (annexe B.2). Le nombre de classes sédimentaires devient $i = i_{cl} \times i_{geo}$, avec i_{cl} le nombre de classes granulométriques et i_{geo} le nombre de compartiments géographiques. La figure 4.5 donne un exemple avec la proportion de silts marqués dans la baie de Daoulas (rade de Brest). Les propriétés sédimentaires d'une classe granulométrique donnée (e.g., vitesse de chute, contrainte critique d'érosion) ne changent pas d'un compartiment à l'autre.

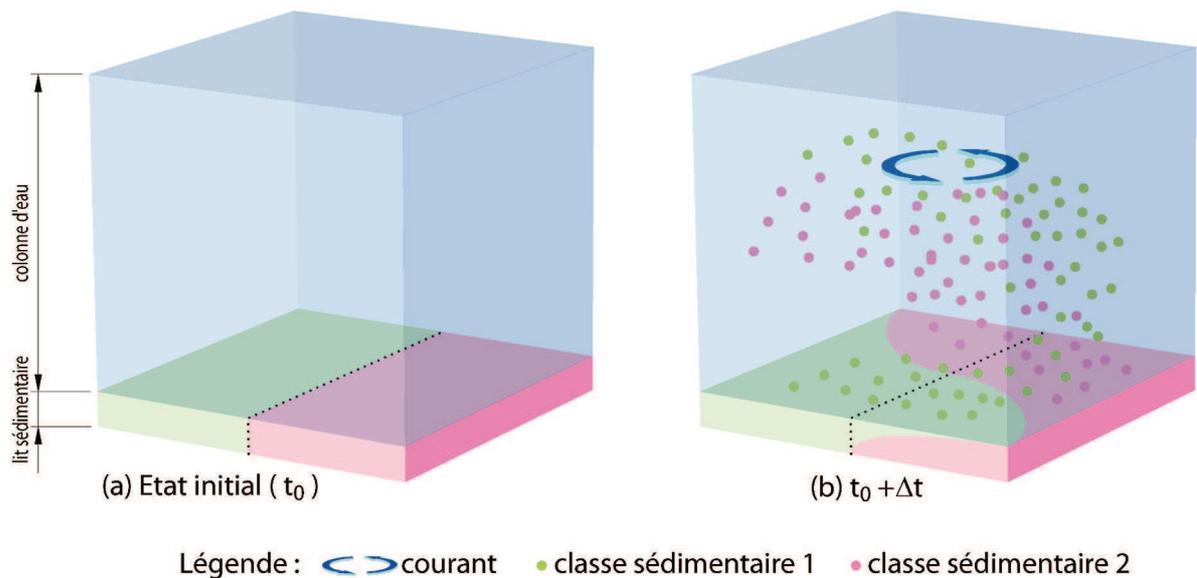


Figure 4.4 – Schéma illustrant la technique de marquage avec deux classes de sédiments initialement présents sur le fond. Ces deux classes peuvent être suivies sur le fond et dans la colonne d'eau.

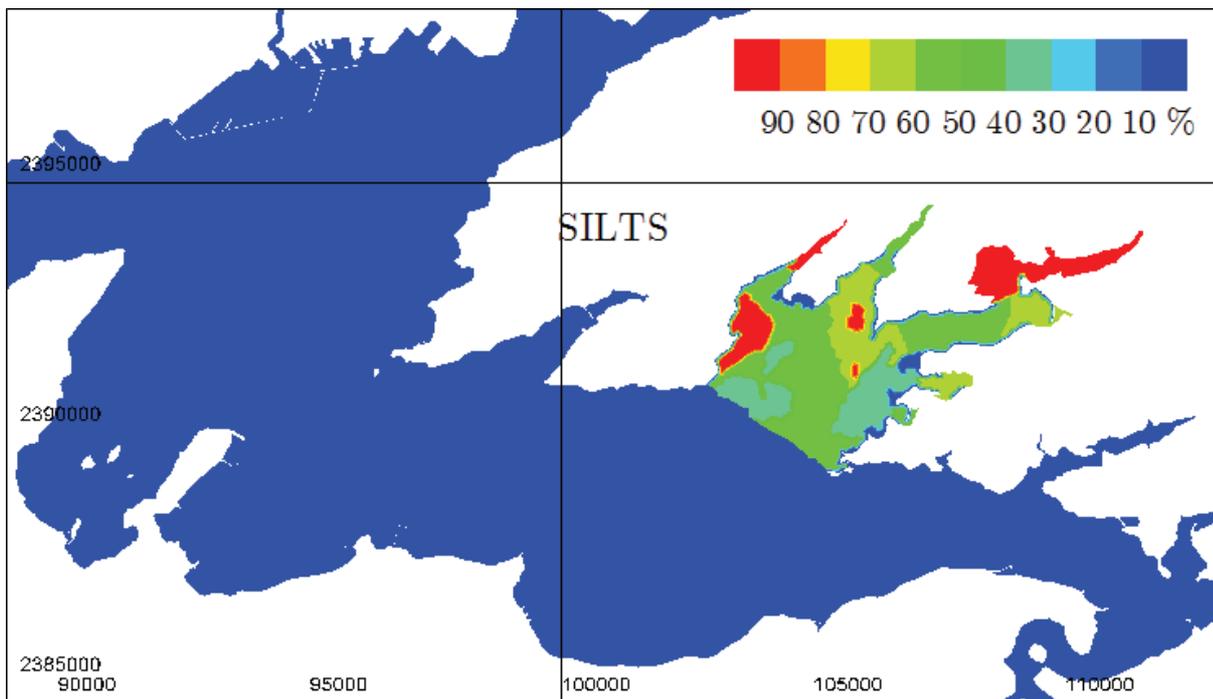


Figure 4.5 – Fraction initiale de silts sur le fond marqués dans le compartiment “baie de Daoulas” (en %).

Chapitre 5

Application du modèle

Le présent chapitre est consacré à l'application de la chaîne de modélisation TELEMAC-2D/SISYPHE à l'environnement côtier semi-fermé de la rade de Brest. Dans un premier temps, les prédictions du modèle hydrodynamique sont confrontées aux planches et aux chroniques de hauteur d'eau et de courant, en conditions d'étiage et de vent calme. Du fait des difficultés pour obtenir des données de concentration en MES fiables, le modèle sédimentaire ne fait pas l'objet d'une validation absolue. Néanmoins, les planches synoptiques du SAUM et les mesures locales disponibles permettent de vérifier les ordres de grandeurs des concentrations de sédiment en suspension prédites. Dans un deuxième temps, sont exposés les résultats du modèle pertinents pour répondre aux questions scientifiques suivantes :

- Q1) Quelle est la typologie des différents flux sédimentaires ?
- Q2) Comment l'hétérogénéité du substrat opère-t-elle et s'organise-t-elle ?
- Q3) De quelle(s) manière(s) les crépidules influencent-elles la dynamique des sédiments en suspension et l'évolution des fonds, en termes de niveau et de composition ?

Les deux premières questions sont étudiées à partir de la situation de référence dite « abiotique » basée sur l'atlas des données sédimentaires de *Le Berre* (1999). La concomitance des crépidules et de l'envasement des fonds soulignée par *Guérin* (2004) fait l'objet d'une attention particulière. Une situation *post-invasion* (après 2000) constitue une section à part entière, dans laquelle sont analysés les effets des crépidules en termes hydrodynamique et sédimentaire.

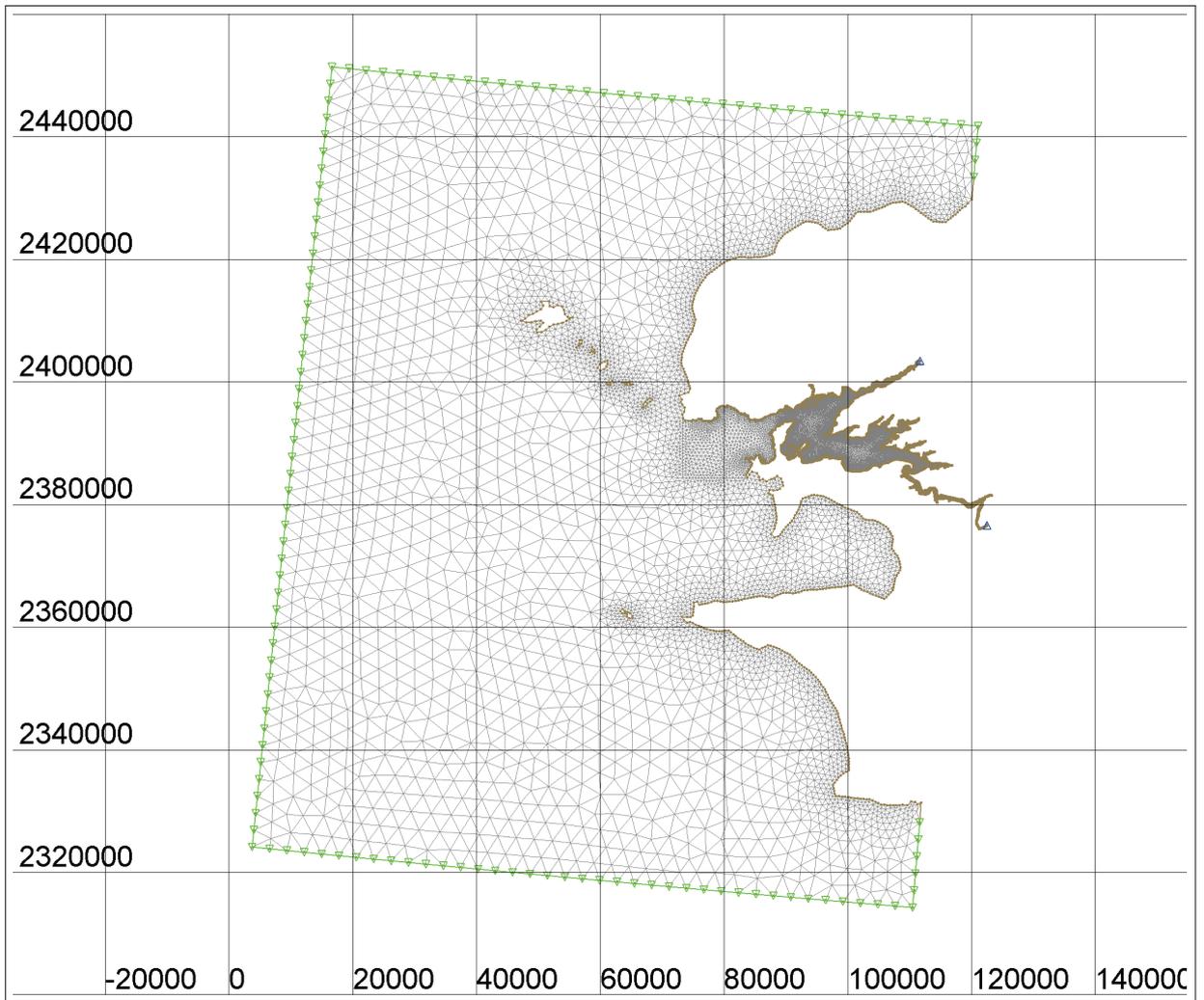
5.1. Conditions de simulation

Le modèle numérique de circulation et de transport sédimentaire est appliqué au domaine de la mer d'Iroise qui s'étend de 5°613 W à 4°186 W et de 47°645 N à 48°795 N (figure 5.1). L'attention étant surtout portée sur la rade de Brest, le maillage en éléments

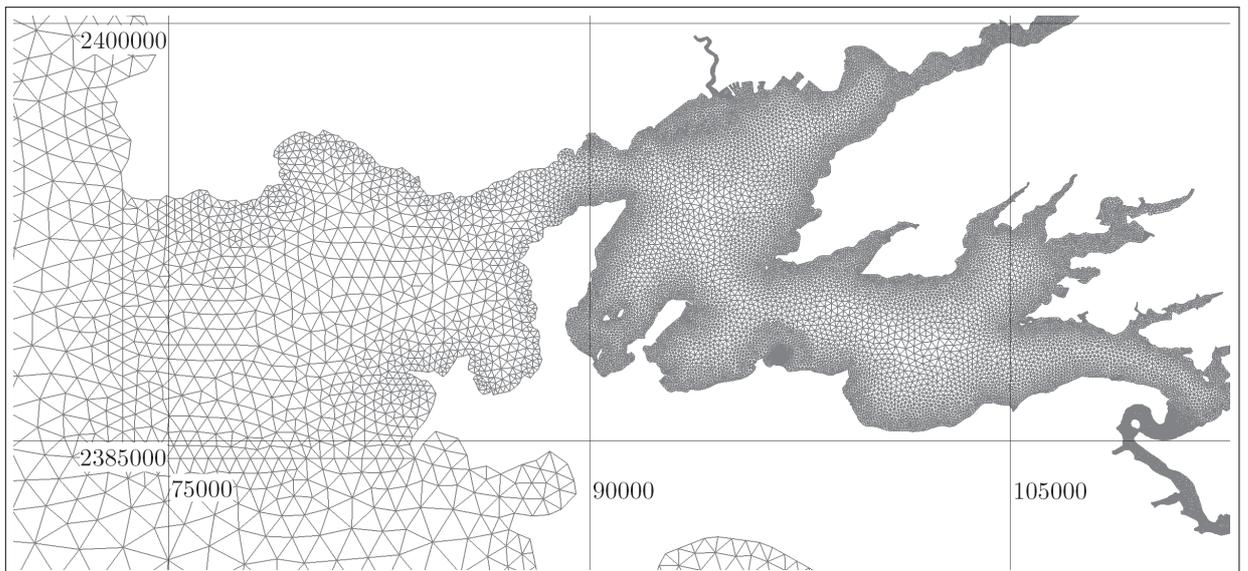
finis triangulaires possède une résolution lâche de 3 km à l'extérieur et une résolution détaillée entre 250 et 15 m dans la rade. Au total ce maillage compte 25818 nœuds et 46740 éléments. Le pas de temps du module hydrodynamique est de 10 s, alors que celui du module de transport sédimentaire est porté à 1 min. Ce choix arbitraire résulte d'un compromis entre durée et précision du calcul. Pour 10 jours de simulation sur un ordinateur personnel (un seul processeur *Pentium 4*), le calcul dure environ 24 heures pour TELEMAC-2D et 10 heures pour SISYPHE. Le nombre de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), défini comme le nombre de mailles de taille dx traversées par une particule sur un pas de temps dt , est strictement inférieur à 1 avec TELEMAC-2D et inférieur à 2,5 avec SISYPHE. Néanmoins, la précision sur le calcul du transport des sédiments en suspension est toujours supérieure à 10^{-8} .

La bathymétrie est interpolée linéairement par triangulation à partir des données du SHOM. En mer d'Iroise, le fond est supposé non-déformé (à micro-échelle) avec un paramètre de rugosité z_0 fixé à 3,5 mm (e.g., *Guillou, 2007; Muller, 2008*). Dans la rade de Brest et ses abords proches, c'est-à-dire à l'est de la pointe Saint-Mathieu et au nord de la pointe de Pen Hir, l'atlas des données sédimentaires de *Le Berre (1999)* a été numérisé et une distribution granulométrique spécifique est imposée aux différentes unités sédimentologiques identifiées (tableau 5.1). Ce choix arbitraire est basé sur les échantillons sédimentaires prélevés de 1980 à 1982 par B. Fichaut (comm. pers.) et, plus récemment, collectés et compilés par *Guillou et al. (2010)*. Les distributions granulométriques sélectionnées correspondent à une moyenne des distributions dans chaque unité sédimentologique, en veillant à ce qu'elle soit cohérente d'une zone géographique à l'autre. Cette configuration *abiotique* du substrat est représentative d'une période avant 1995, lorsque la densité des crépidules était encore faible (*Guérin, 2004*). Selon les scénarios, les particules sédimentaires de diamètre $d_i = 25 \mu\text{m}$ sont considérées comme des silts non-cohésifs ou des vases cohésives. Dans le second cas, les contraintes critiques d'érosion des vases pures et des mélanges cohésifs (fraction de vases comprise 30 et 70 %) sont prises arbitrairement égales à $0,1 \text{ N/m}^2$ et $0,2 \text{ N/m}^2$, respectivement. Les simulations en situation *post-invasion* ou *fortement crépidulée* (après 2000) consistent à superposer les bancs de crépidules sur les fonds sédimentaires *abiotiques*, modifiant alors la rugosité z_0 (figure 5.2) et le cisaillement de peau τ' , et activer la filtration des vases *minérales* (initialement présentes sur le fond) transformées en vases *biodéposées* dont la contrainte critique d'érosion est prise égale à $0,4 \text{ N/m}^2$. Les épaisseurs de la couche active et du substratum sont prises égales à $2,5 \times d_{50}$ et 100 m, respectivement.

Aux 130 points répartis régulièrement tous les 3 km le long de la frontière océanique du domaine de calcul, l'élévation de la surface libre est reconstituée à partir des harmoniques fournies par le SHOM. Une rampe d'une demi-journée permet d'introduire progressivement le forçage de la marée depuis la situation de repos. Les gradients horizontaux de



(a) domaine étendu à la mer d'Iroise

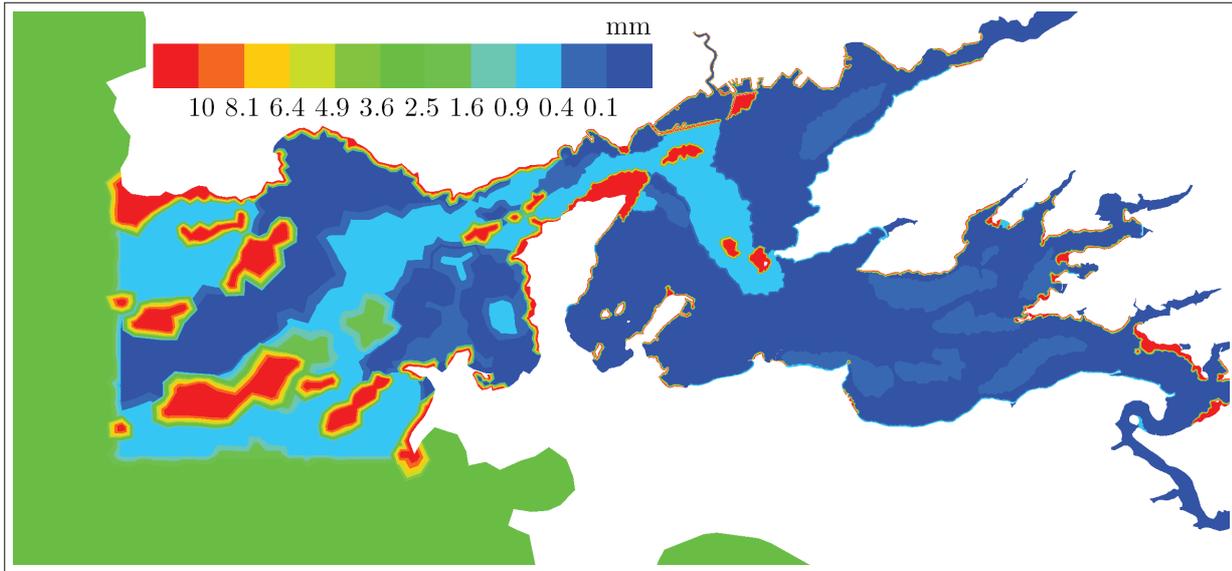


(b) zoom sur la rade de Brest et ses abords

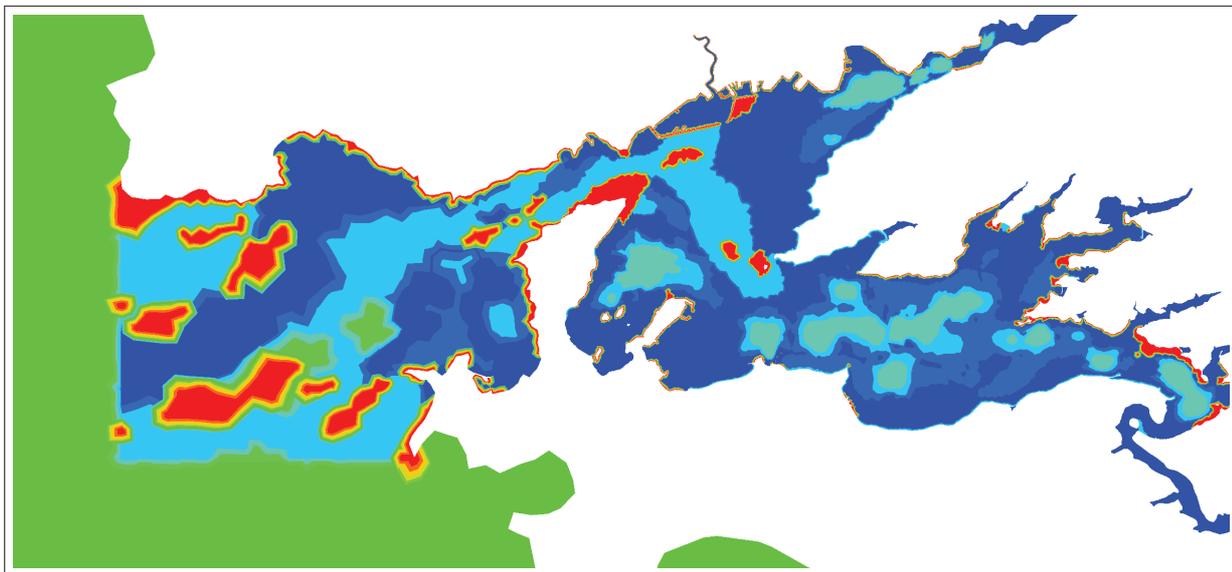
Figure 5.1 – Maillage du domaine de calcul référencé dans un système de coordonnées cartésiennes en mètres (Lambert 2 étendu).

salinité sont (dans un premier temps) négligés, la densité du fluide est uniformément et constamment égale à 1026 kg/m^3 (discussion en fin de chapitre). Initialement, la concentration de sédiments en suspension est nulle en tout point de la rade. Les apports fluviaux de sédiments fins en suspension sont schématisés par une classe de vase de diamètre $d_i = 6 \text{ }\mu\text{m}$. Les débits solides de l'Aulne et de l'Elorn sont fixés à leur valeur moyenne annuelle, respectivement 240 et 60 g/s , soit une concentration de 10 mg/l pour des débits de 24 et $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Les fichiers paramètres et les routines FORTRAN sont présentés en annexe B.



(a) substrat *abiotique*



(b) substrat *crépidulé*

Figure 5.2 – Répartition spatiale du paramètre de rugosité z_0 (a) sur un substrat *abiotique* ($z_0 = d_{50}/12$) et (b) sur une substrat *crépidulé* (z_0 suit l'équation 4.4).

Tableau 5.1 – Pourcentages initiaux des 12 classes de sédiments dans les 23 unités sédimentologiques (figure 2.12).

Unité sédimento.	Classe granulo.											
	silts/vases 25 μm	sables très fins 75 μm	sables fins 140 μm 240 μm		sables moyens 350 μm 450 μm		sables grossiers 650 μm 900 μm		sables très grossiers 1,5 mm	graviers 11 mm	cailloutis 3,75 cm	roches 27,75 cm
Roches	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100
Cailloutis	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
Cailloutis et sédiments grossiers	0	0	0	0	0	0	10	5	5	35	45	0
Cailloutis et sédiments grossiers envasés	10	10	10	5	0	0	10	5	5	35	10	0
Graviers hétérogènes sableux	0	0	0	0	0	5	15	10	25	35	10	0
Graviers propres	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0
Graviers biogènes	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0
Graviers biogènes envasés	20	0	0	0	0	0	0	0	0	80	0	0
Sédiments grossiers	0	0	5	5	5	5	10	15	15	35	5	0
Sédiments grossiers envasés	20	5	5	5	5	5	10	5	15	25	0	0
Sables graveleux calcaire	0	0	0	0	5	5	10	5	30	45	0	0
Sables grossiers biogènes	0	0	15	15	5	5	15	5	25	15	0	0
Sables 1	0	0	0	5	10	20	30	20	15	0	0	0
Sables fins biogènes	0	0	25	15	15	15	20	10	0	0	0	0
Sables 2	5	15	25	25	5	5	15	5	0	0	0	0
Sables fins	0	0	50	50	0	0	0	0	0	0	0	0
Sables envasés	30	20	30	10	0	0	10	0	0	0	0	0
Vases sableuses	65	15	15	5	0	0	0	0	0	0	0	0
Vases graveleuses	50	10	10	0	0	0	0	0	0	20	10	0
Vases	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Maërl vivant sur vases	30	5	5	0	0	0	0	0	0	40	20	0
Maërl vivant de Poulmic	30	5	5	0	0	0	0	0	0	40	20	0
Maërl vivant sur vases sableuses	20	10	10	0	0	0	0	0	0	40	20	0

5.2. Validation hydrodynamique

Les prédictions du modèle sont évaluées localement par rapport aux mesures brutes (considérées sans erreur) sur la base de deux métriques :

1) le carré du coefficient de corrélation linéaire $r = \frac{\sigma_{mp}}{\sigma_m \sigma_p}$, où $\sigma_{mp} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (m(t) - \bar{m}) \cdot (p(t) - \bar{p})$ désigne la covariance entre les variables mesurées (m) et prédites (p), et $\sigma_m = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (m(t) - \bar{m})^2}$, $\sigma_p = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (p(t) - \bar{p})^2}$ leur écart-type ;

2) le score d'aptitude de Brier (*Brier Skill Score*) $BSS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (p(t) - m(t))^2}{\sum_{t=1}^n (\bar{m} - m(t))^2}$. Le modèle est considéré comme excellent quand le score tend vers 1 et mauvais quand celui-ci tend vers 0 (voire négatif). En complément du coefficient de corrélation qui indique les erreurs de phase, le score d'aptitude de Brier nous renseigne sur les erreurs d'amplitude.

Les comparaisons synoptiques sont, quant à elles, subjectives.

5.2.1. Niveau de la surface libre

Des mesures marégraphiques sont réalisées en continu par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) aux ports du Conquet (48°360 N, 4°783 W) et de Brest (48°383 N, 4°498 W), respectivement, en partenariat avec le Conseil Général du Finistère et la Marine Nationale. Les données sont diffusées sur le site internet du Réseau de rEFérence des observations MARégraphiques (REFMAR, <http://refmar.shom.fr/>).

La figure 5.3 confronte les prédictions du modèle et les mesures du niveau de la surface libre aux marégraphes du Conquet et de Brest, du 1^{er} avril au 30 avril 2006 (4320 mesures), et à la station S2 lors de la campagne TRAVIES 1, du 12 au 18 avril 2006 (294 mesures). Les prédictions du modèle sont satisfaisantes (tableau 5.2). Les signaux prédits et mesurés sont en phase à Brest et en S2, tandis qu'au Conquet le modèle fait débiter le jusant entre 20 et 30 minutes en avance par rapport aux mesures (la période de flot est en phase). Cette différence peut s'expliquer par l'influence des conditions limites imposées au nord du domaine (relativement proche) et/ou une résolution lâche du modèle (3 km) dans cette zone. Les (faibles) différences d'amplitude entre les mesures et les prédictions (aux trois stations) résultent du fait que le modèle ne prenne pas en compte les fluctuations de la surface libre à basse-fréquence (liées aux fluctuations de la pression atmosphérique) présentées à la figure 5.4.

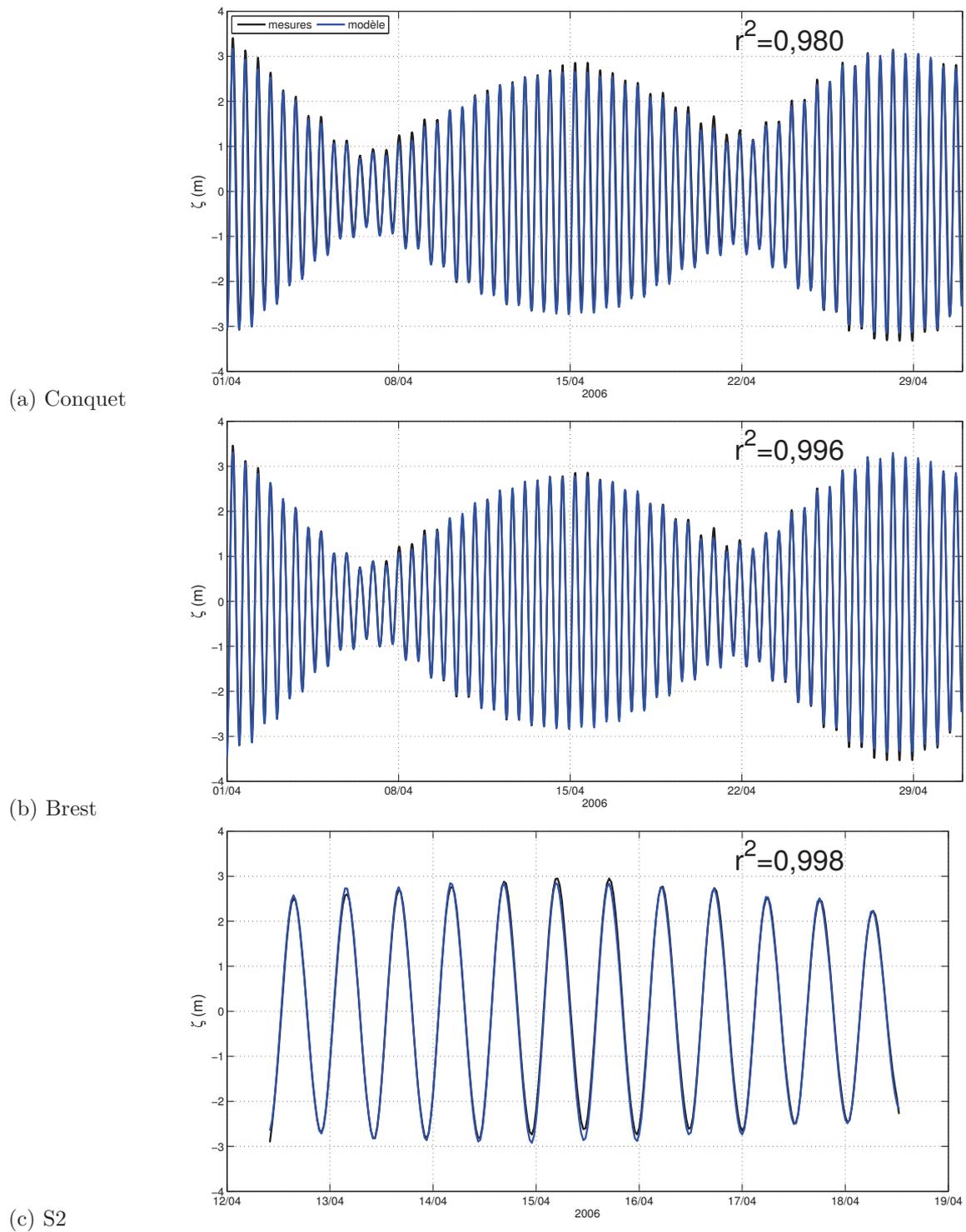


Figure 5.3 – Confrontation entre les mesures (noir) et les prédictions (bleu) du niveau de la surface libre aux marégraphes (a) du Conquet et (b) de Brest, du 1^{er} avril au 30 avril 2006 et (c) à la station S2 lors de la campagne TRAVIES 1, du 12 au 18 avril 2006. Le coefficient de corrélation r^2 entre les mesures et les prédictions est indiqué.

Tableau 5.2 – Évaluation des prédictions du modèle par rapport aux mesures de hauteur d'eau.

Station \ Métrique	r^2	BSS
Le Conquet	0,980	0,971
Brest	0,996	0,995
S2	0,998	0,996

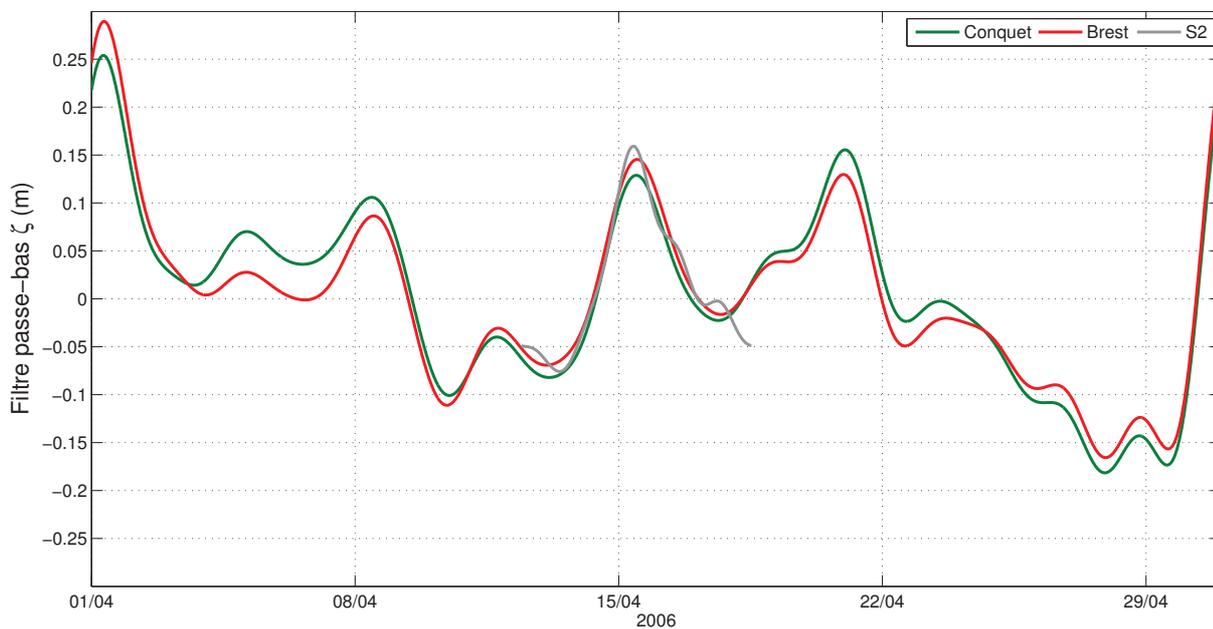


Figure 5.4 – Application d'un filtre passe-bas (avec une fréquence de coupure de 48 h) aux variations de la surface libre observées aux marégraphes du Conquet et de Brest et à la station S2, en avril 2006.

5.2.2. Courants synoptiques

La figure 5.5 confronte les prédictions du modèle de grande emprise avec la carte de répartition spatiale de l'intensité maximale des courants de marée intégrés sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coef. 95) produite par le SHOM. Hormis des différences probablement liées à la résolution du maillage dans les zones de forts courants à l'ouest de Ouessant, dans le passage du Fromveur et à l'aplomb de la chaussée de Sein, les prédictions du modèle en mer d'Iroise s'accordent avec les résultats numériques du SHOM.

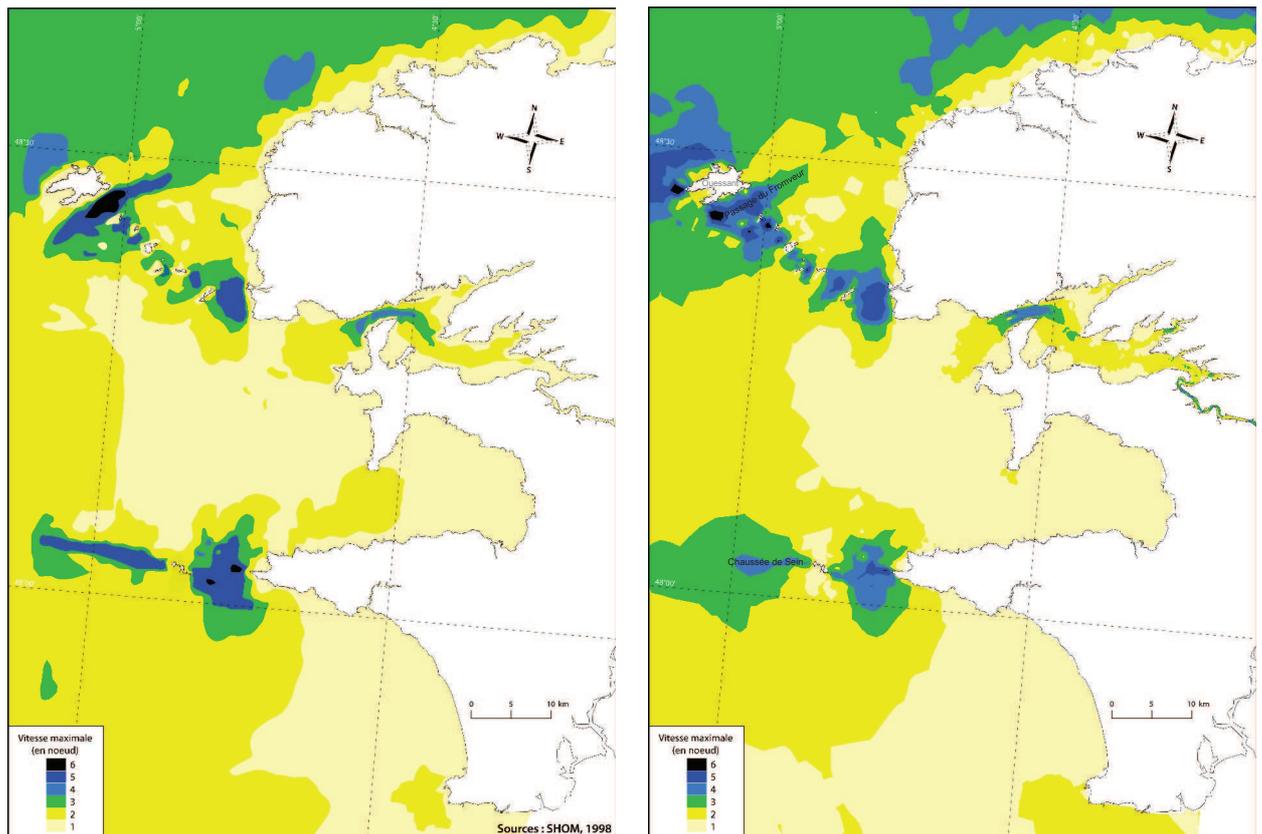


Figure 5.5 – Répartition spatiale de l'intensité maximale des courants de marée intégrés sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coef. 95) selon le SHOM dans *Le Berre* (1999) (à gauche) et prédit par le modèle (à droite).

La figure 5.6 confronte aux abords de la rade les prédictions du modèle avec les ellipses de courants au cours d'une marée de vive-eau moyenne (coef. 95) produites par le SHOM. Des différences de direction et d'intensité sont observées à l'ouest du goulet, avec une tendance à la sous-estimation des courants de jusant. Néanmoins dans la rade, le modèle est en accord avec les prédictions du SHOM.

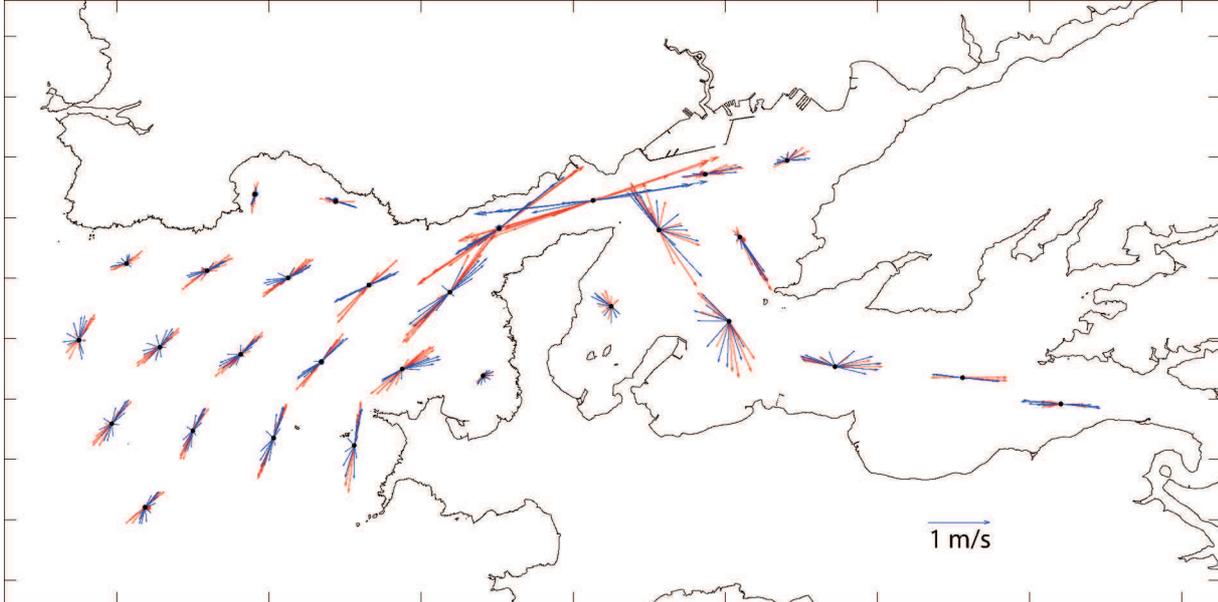


Figure 5.6 – Ellipses de courants prédites par le SHOM (rouge) et par le présent modèle (bleu), au cours d'une marée de vive-eau moyenne (coef. 95).

La figure 5.7 confronte les prédictions du modèle avec les débits résiduels sur différentes sections de la rade calculés par *Park* (1977) à partir des vitesses de surface fournies par l'ouvrage (n°555) du SHOM « Courant de marée en rade de Brest » publié en 1974. Dans notre cas, le débit instantané pour une ligne verticale résulte du produit de la hauteur d'eau par la vitesse moyenne sur la verticale $D_i = h \times \bar{U}$, tandis que *Park* (1977) suppose que la variation verticale des vitesses suit une loi parabolique, de sorte que $D_i = \int_0^\eta U(z) dz = \int_0^\eta U_\eta \cdot \left(\frac{z}{\eta}\right)^{0,3} dz$, où η est la cote de la surface libre. Le débit instantané pour une coupe s'exprime $D = \int_0^L D_i dL$, où L est la largeur d'une coupe. Le débit résiduel pour une verticale est l'intégrale entre deux basses mers successives $D_r = \int_{1BM}^{2BM} D_i(t) dt$. Malgré la différence d'hypothèse sur la forme du profil vertical des vitesses et les erreurs potentielles sur le positionnement des points, les prédictions du modèle sont en accord avec les estimations de *Park* (1977). Une quantité plus importante d'eau entre dans la rade par le sud du goulet, à l'inverse davantage d'eau est évacuée par le nord. Le tourbillon anticyclonique dans le bassin central induit une circulation résiduelle marquée par un flux net dirigé vers la sortie de la rade du côté ouest et un flux net dirigé vers l'intérieur du côté est. Le tourbillon cyclonique dans le bassin sud-est favorise les flux entrants sur la rive sud et les flux sortants sur la rive nord. La vidange de l'Elorn est privilégiée sur les rives, tandis le chenal présente une composante résiduelle vers l'amont.

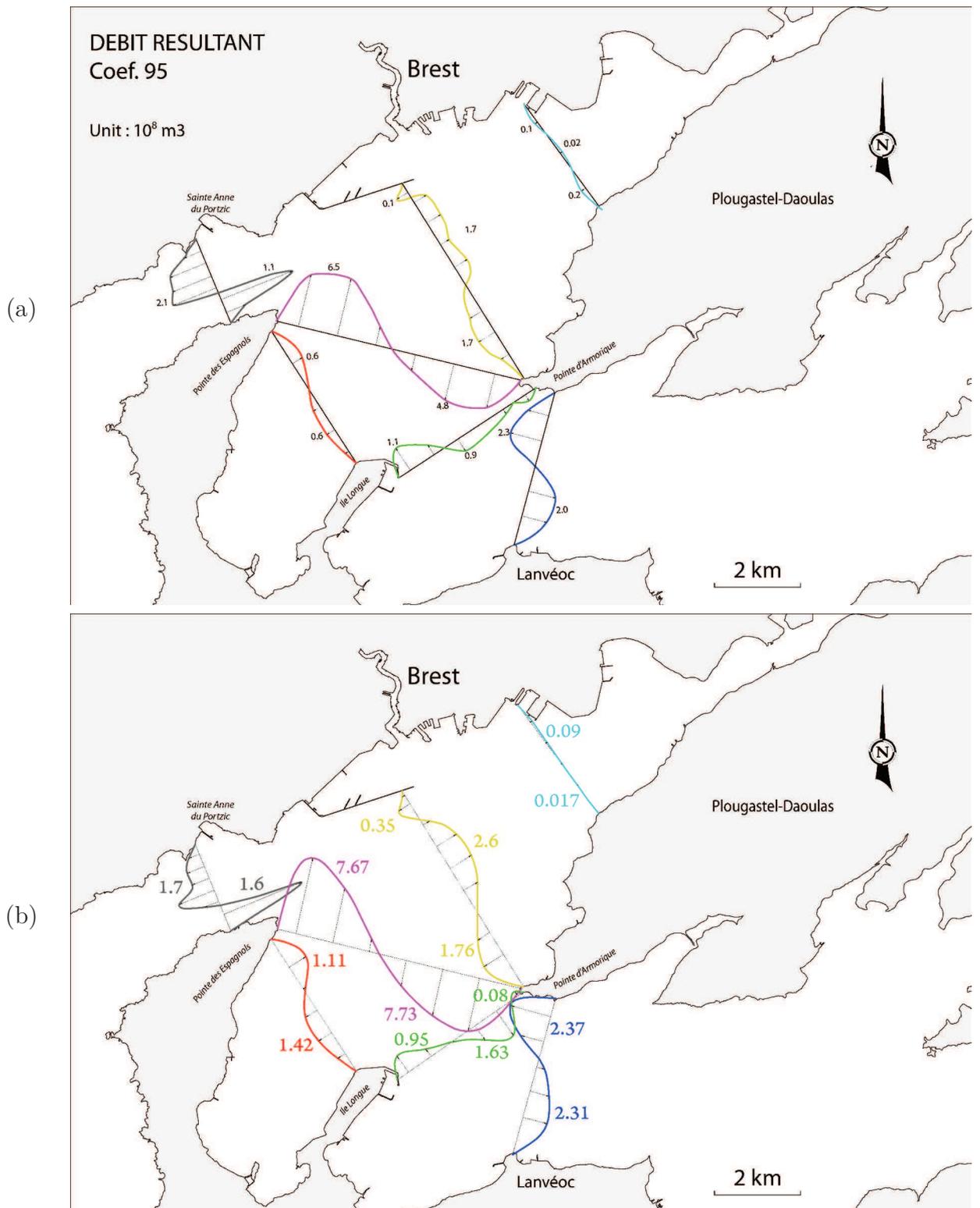


Figure 5.7 – Débits résiduels sur différentes sections de la rade (a) estimés par *Park* (1977) et (b) prédits par le modèle, au cours d'une marée de vive-eau moyenne (coef. 95).

5.2.3. Courants au point fixe

5.2.3.a. Confrontation modèle/mesures

Pour rappel, le profil vertical local de vitesse est supposé logarithmique $U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$. La vitesse intégrée sur la vertical s'exprime $\bar{U} = \frac{u_*}{\kappa} [\ln\left(\frac{h}{z_0}\right) - 1]$. La vitesse à la cote z peut donc s'exprimer en fonction de la vitesse intégrée sur la verticale (prédite par le modèle) suivant l'expression $U(z) = \bar{U} \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(h/z_0) - 1}$.

Les prédictions de courant sont confrontées aux mesures à quatre stations réparties dans la rade (figure 5.8, tableau 5.3). Les stations 1027 et 1031, situées au centre-ouest de la rade, correspondent aux stations du SHOM dont les mesures ont été acquises au début des années 1990, à l'aide de courantomètres à rotor fixés à plusieurs niveaux sur des lignes de mouillage. La station S3, située dans la bassin sud-est de la rade, a été déployée par le LEMAR, lors de la campagne EPIES 2 de septembre 2005. Elle comporte un courantomètre électromagnétique *S4DW* (InterOcean) mesurant la vitesse du courant à 50 cm au-dessus d'un substrat vaseux, avec une fréquence de 2 Hz. La station IL, située au centre de la rade (entre l'Île Longue et l'Île Ronde), a été déployée (à mon initiative) à l'occasion des travaux pratiques des étudiants en Master Physique Marine de l'UBO. La plate-forme benthique présente en particulier un courantomètre acoustique *ADV Vector* (Nortek) mesurant la vitesse du courant à 30 cm au-dessus du fond, avec une fréquence de 64 Hz.

La figure 5.9 présente la confrontation entre prédictions et mesures de courant (vitesse et direction) à une hauteur donnée. Le modèle reproduit bien l'asymétrie des vitesses et la direction des courants giratoires au centre de la rade. Aux stations 1027 et 1031, les vitesses du courant de flot sont supérieures aux vitesses du courant de jusant, tandis qu'à la station IL, le jusant domine sur le flot. À la station S3, les mesures de courant ne présentent pas d'asymétrie entre flot et jusant, contrairement au modèle qui surestime alors la vitesse du courant de flot en moyenne de 15 %. L'embase du courantomètre *S4DW* est susceptible de modifier l'écoulement, les mesures en S3 peuvent donc être douteuse. La confrontation entre les prédictions du modèle et les mesures de vitesse du courant à tous les niveaux est résumée au tableau 5.4.

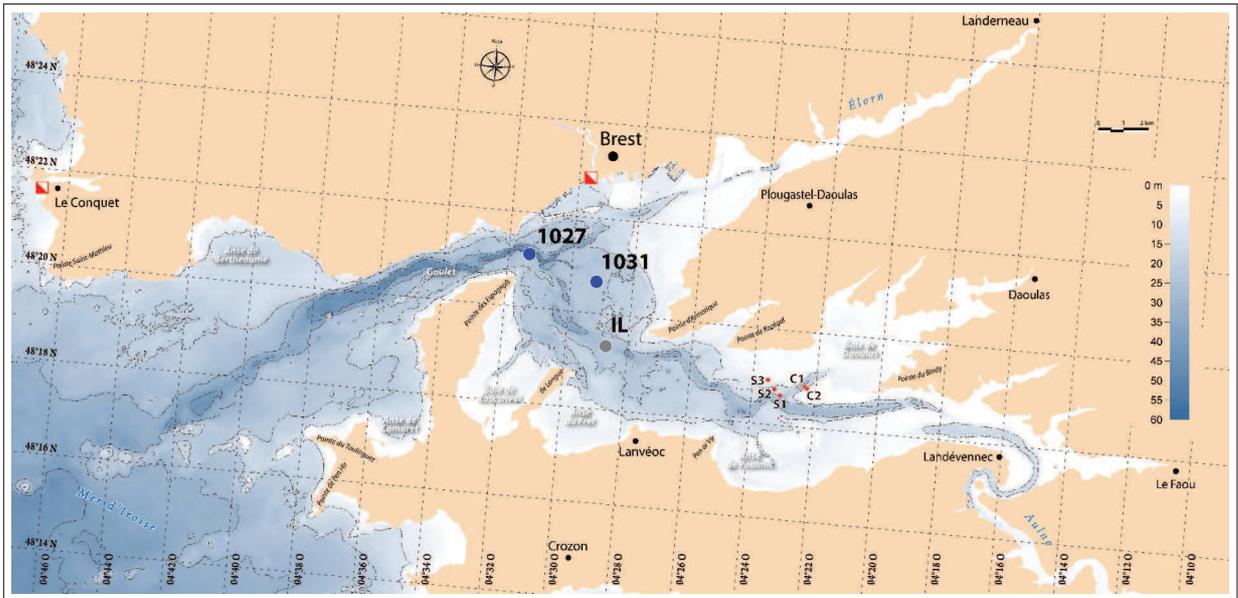


Figure 5.8 – Localisation des stations de mesures marégraphiques et courantologiques étudiées.

Tableau 5.3 – Caractéristiques des mesures de courant pour la validation du modèle hydrodynamique. Les acronymes ss et af (dans la rubrique Position) désignent respectivement “sous la surface” (immersion) et “au-dessus du fond”.

Station	Coordonnées	Profondeur moyenne (m)	Position (m)	Période	Nombre de mesures
1027	48°351 N, 4°525 W	45	19 à 1 ss	22 mars au 16 avril 1994	34550
1031	48°343 N, 4°488 W	25	17 à 1 ss	23 au 29 juin 1994	7776
S3	48°314 N, 4°395 W	7,5	0,5 af	19 au 24 septembre 2005	366
IL	48°321 N, 4°481 W	34	0,3 af	26 au 28 septembre 2012	107

Tableau 5.4 – Évaluation des prédictions du modèle par rapport aux mesures de vitesse du courant.

Station	Métrique	r^2	BSS
1027		0,918	0,865
1031		0,879	0,846
S3		0,791	0,282
IL		0,756	0,414

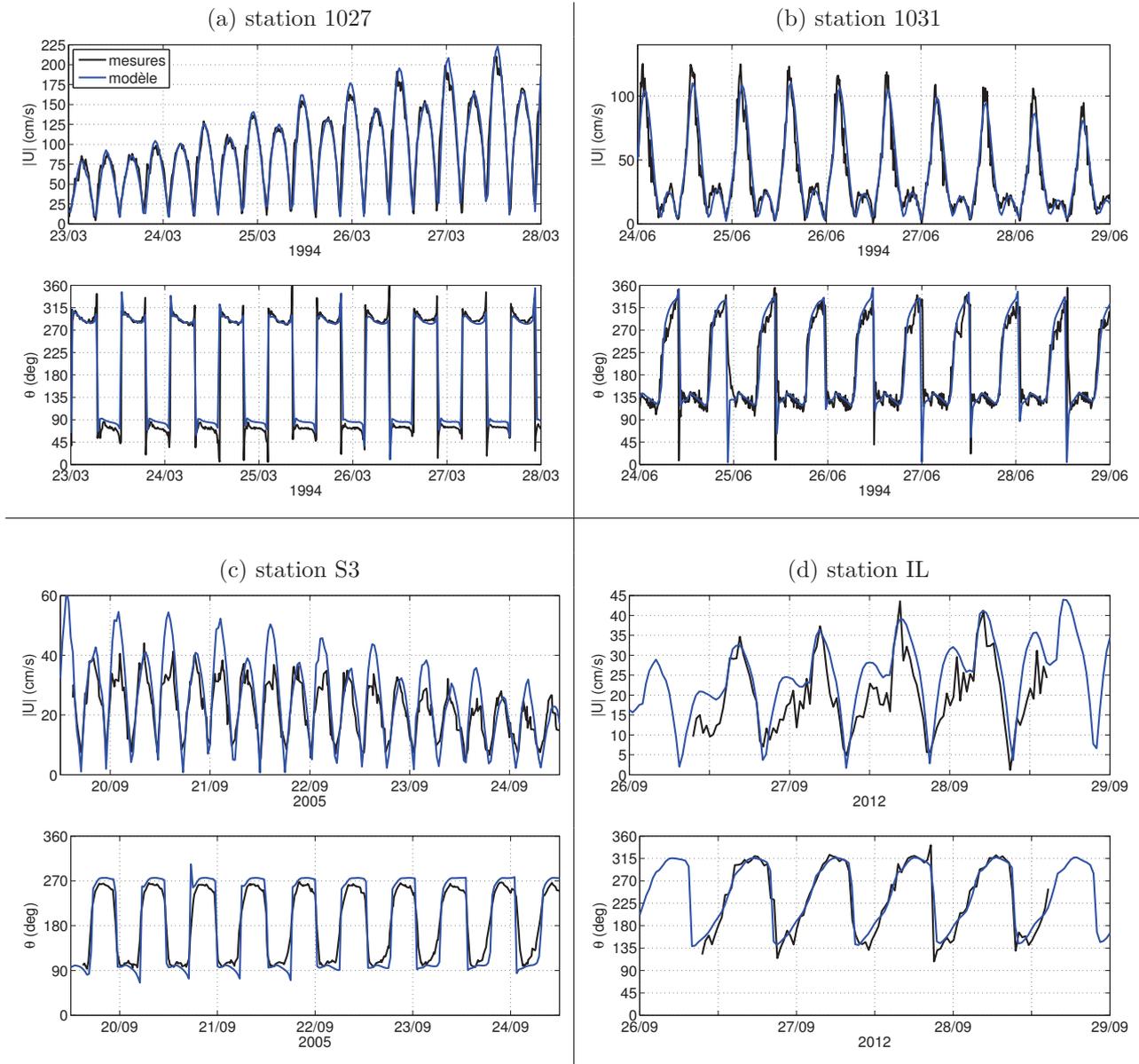


Figure 5.9 – Comparaison de la vitesse U (en cm/s) et de la direction par rapport au nord θ (en deg) mesurée (noir) et prédite (bleu), (a) à 11 m d’immersion à la station 1027, (b) à 9 m d’immersion à la station 1031, (c) à 40 cm au-dessus du fond à la station S3, et (d) à 30 cm au-dessus du fond à la station IL.

5.2.3.b. Sensibilité aux paramètres de rugosité et de dispersion

Afin de valider le choix des paramètres de rugosité ($z_0 = d_{50}/12$) et de dispersion ($K_l = 6 h u_*$, $K_t = 0,6 h u_*$), une série de scénarios a été réalisée (tableau 5.5). Les valeurs de rugosité testées correspondent (1) à la valeur constante adoptée pour la mer d'Iroise par *Guillou* (2007) et *Muller* (2008), (2) à l'expression de la rugosité de grain selon *Van Rijn* (1982), et (3) à l'expression de la rugosité de forme des figures sédimentaires (rides, méga-rides et dunes) selon *Van Rijn* (2007). Les valeurs de coefficient de dispersion testées correspondent (4) à l'approche de *Salomon et Le Hir* (1981) qui, conformément aux travaux de *Fisher* (1973), ont introduit les effets liés aux irrégularités de la côte en multipliant les coefficients de *Elder* (1959) par un facteur 3, (5) à la viscosité moléculaire, (6) à la valeur préconisée par défaut dans le logiciel SISYPHE, et (7) à la valeur admise par *Thouvenin* (1981) dans le cadre d'une étude sur la dispersion des effluents dans la rade de Brest. Les prédictions des scénarios de simulation sont présentées au cours d'une marée de vive-eau moyenne (coef. 95) aux stations 1027, 1031, S3 et IL.

Tableau 5.5 – Paramètres étudiés dans l'étude de sensibilité du modèle hydrodynamique. Les cases vides indiquent que les paramètres ont la même valeur que dans le modèle de référence.

Scénario	z_0	K_l, K_t
(1)	3,5 mm	-
(2)	$d_{90}/10$	-
(3)	fn(rides,...)	-
(4)	-	$\times 3$
(5)	-	$10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
(6)	-	$10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
(7)	-	$5 \text{ m}^2/\text{s}$

Le tableau 5.6 présente les valeurs de rugosité z_0 aux quatre stations selon les différents scénarios. En moyenne (aux quatre stations), la rugosité du modèle de référence est respectivement 7, 5 et 10 fois inférieure aux rugosités des scénarios (1), (2) et (3). La figure 5.10 confronte les prédictions de courant (vitesse et direction) aux quatre stations. À la station 1027, les prédictions de courant sont similaires entre les différents scénarios, les différences relatives de vitesse en pointe de flot étant inférieures à 4 %. À la station 1031, les scénarios (1) à (3) prédisent une vitesse en pointe de flot inférieure de 5 à 10 % aux prédictions du scénario de référence, s'éloignant ainsi des valeurs mesurées (figure 5.9.b). Le scénario (3) prédit un retard de phase de la renverse jusant/flot d'une demi-heure par rapport au scénario de référence, qui n'est pas justifié au regard des mesures (figure 5.9.b). À la station S3, le scénario (1) prédit des vitesses de flot et de jusant inférieures de 20 % aux prédictions du scénario de référence, n'améliorant pas le défaut

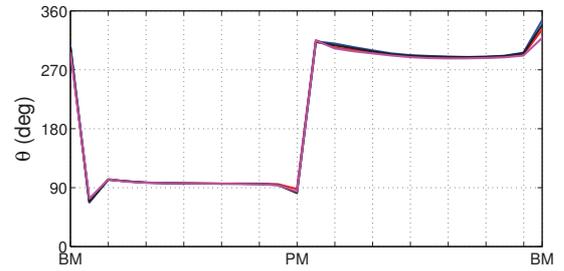
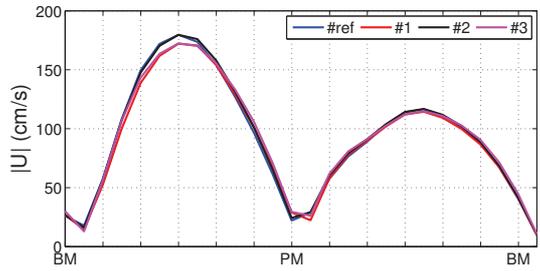
de symétrie flot/jusant et dégradant les prédictions correctes au jusant (figure 5.9.c). À la station IL, le scénario (2) prédit des vitesses de flot et de jusant 15 % inférieures aux prédictions du scénario de référence, améliorant les prédictions de flot mais dégradant au même niveau les prédictions de jusant (figure 5.9.d). Le scénario de référence est donc localement le meilleur pour prédire les courants, parmi les paramétrisations ‘classiques’ de rugosité testées. En particulier, les formes de fond telles que les rides (hauteur typique : $10-100 \times d_{50}$) ou les mégarides et dunes (hauteur typique : $100-10000 \times d_{50}$) (Sleath, 1984) ne sont pas remarquables en rade de Brest (J. Grall, comm. pers.), certainement en raison du caractère instationnaire des courants et/ou de la part importante des sédiments cohésifs sur le fond.

Tableau 5.6 – Valeur de rugosité z_0 (en mm) aux stations 1027, 1031, S3 et IL, selon les différents scénarios de test. Dans le cas du scénario (3), la valeur de rugosité est la moyenne simulée au cours d’une marée de vive-eau (coef. 95).

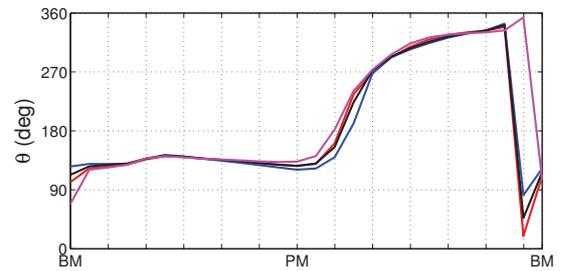
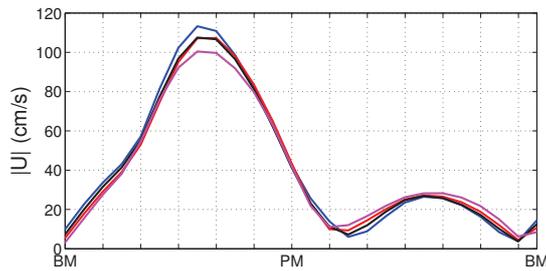
Station \ Scénario	1027 (cailloutis)	1031 (cailloutis et séd. grossiers)	S3 (maërl sur vase)	IL (sédiments grossiers)
ref.	1,2	0,8	0,3	0,4
(1)	3,5	3,5	3,5	3,5
(2)	3,8	3,2	2,2	1,8
(3)	9,1	2,0	2,1	8,9

La figure 5.11 confronte les prédictions de courant (vitesse et direction) aux quatre stations selon les scénarios (4) à (7). Hormis à la station IL où le scénario (7) prédit une vitesse en pointe de jusant inférieure (de 5 %) aux prédictions du scénario de référence (s’éloignant des mesures, figure 5.9.d), les prédictions du modèle en termes de courant ne sont pas sensibles localement aux paramétrisations des coefficients de dispersion testées. Ce résultat est à mettre en relation avec l’importance relative de la diffusion numérique dont l’ordre de grandeur ($U \cdot dx/2$ avec dx la résolution du maillage, comm. J.M. Hervouet) est de $100 \text{ m}^2/\text{s}$ aux quatre stations.

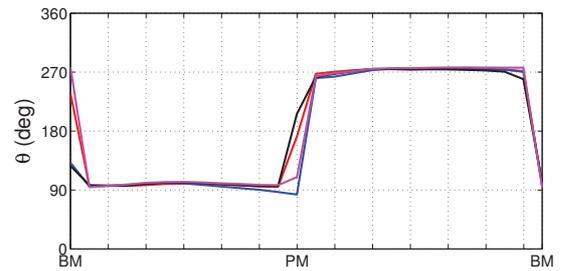
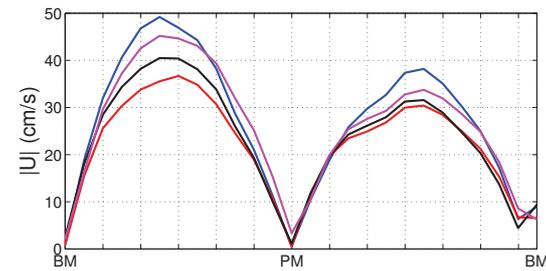
(a) station 1027



(b) station 1031



(c) station S3



(d) station IL

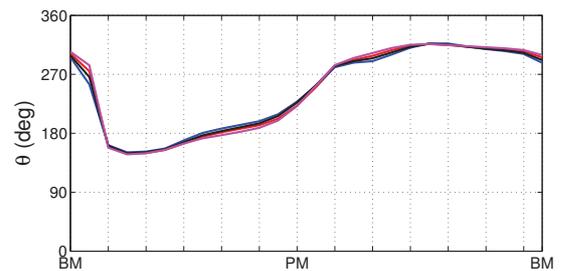
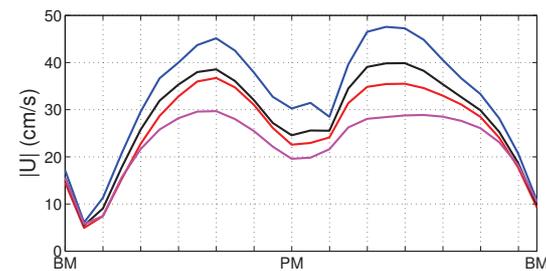
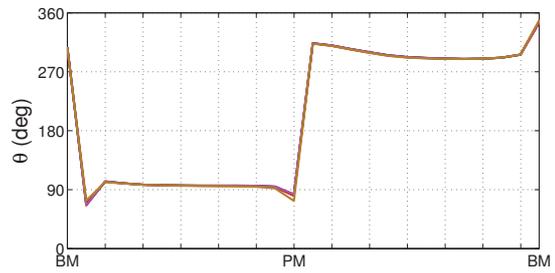
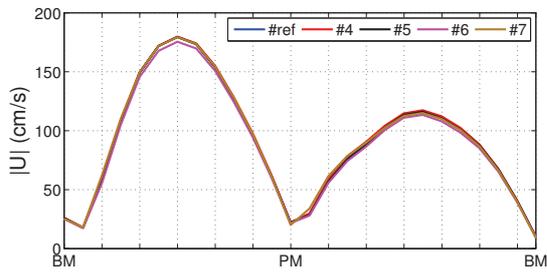
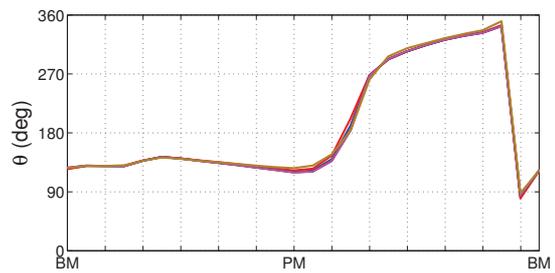
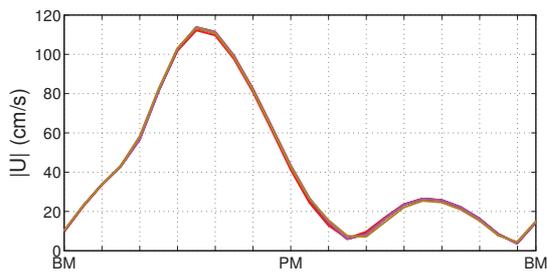


Figure 5.10 – Comparaison de la vitesse (à gauche, en cm/s) et de la direction (à droite, en deg) prédite par les scénarios (1) à (3) du tableau 5.5, au cours d'une marée de vive-eau moyenne (coef. 95), (a) à 11 m d'immersion à la station 1027, (b) à 9 m d'immersion à la station 1031, (c) à 40 cm au-dessus du fond à la station S3, et (d) à 30 cm au-dessus du fond à la station IL.

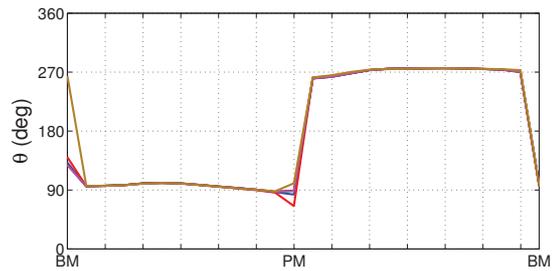
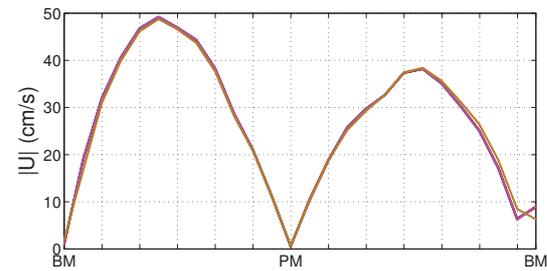
(a) station 1027



(b) station 1031



(c) station S3



(d) station IL

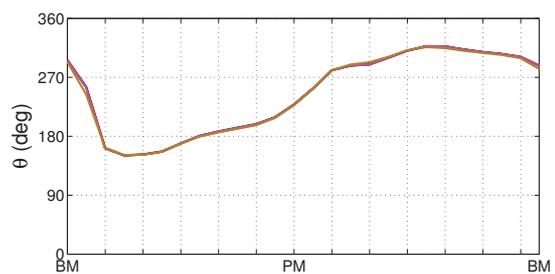
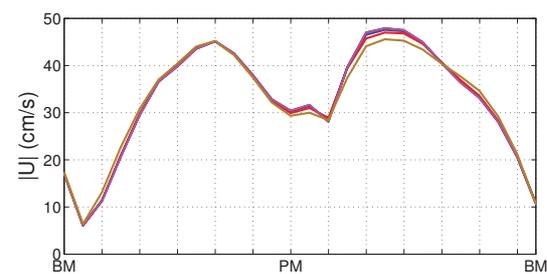


Figure 5.11 – Comparaison de la vitesse (à gauche, en cm/s) et de la direction (à droite, en deg) prédite par les scénarios (4) à (7) du tableau 5.5, au cours d’une marée de vive-eau moyenne (coef. 95), (a) à 11 m d’immersion à la station 1027, (b) à 9 m d’immersion à la station 1031, (c) à 40 cm au-dessus du fond à la station S3, et (d) à 30 cm au-dessus du fond à la station IL.

5.3. Application en configuration de substrat *abiotique*

5.3.1. Courants

La confrontation des prédictions avec les observations étant satisfaisante, les résultats du modèle sont étendus à l'ensemble du domaine de la rade de Brest et ses abords (figure 5.12). On retrouve la circulation des courants décrite par *Salomon et Breton* (1991). Au flot, le jet venant du goulet alimente un tourbillon anticyclonique qui s'étend au centre de la rade et alimente un tourbillon cyclonique dans le bassin adjacent entre la pointe de l'Armorique et Lanvéoc. Un troisième tourbillon anticyclonique s'enroule autour de la pointe de Pen ar Vir dans l'anse de Poulmic. En condition de vive-eau moyenne (coef. 95), les vitesses atteignent 1 m/s au centre de la rade, au droit de la pointe de l'Armorique, et dans l'Aulne au niveau de Landévennec. À pleine mer, les tourbillons subsistent et les vitesses du courant peuvent dépasser 0,7 m/s, localement au nord de l'Île Longue et au sud de la pointe de l'Armorique. Au jusant, la vidange du chenal principal est accompagnée de contre-courants sur les rives créant des paires de tourbillons localisés entre la pointe de l'Armorique et Lanvéoc, dans le bassin central, et à la sortie du goulet dans l'anse de Bertheaume et l'anse de Camaret. Les vitesses du courant au centre de la rade sont de l'ordre de 0,7 m/s, et elles atteignent 2 m/s dans le goulet. À basse mer, les courants de vidange persistants dans les chenaux de l'Aulne et de Daoulas ont une vitesse de 0,5 m/s, réduite à 0,3 m/s au centre de la rade, et réaugmentée à 0,5 m/s dans le goulet. Les contre-courants le long de Lanvéoc-Pen ar Vir ont une vitesse de 0,4 m/s, et dans le goulet le long de la pointe des Espagnols, la vitesse du courant de retour atteint 0,6 m/s.

5.3.2. Conditions hydrodynamiques du transport sédimentaire

Avant de traiter la complexité du transport sédimentaire, il semble important de caractériser préalablement les conditions hydrodynamiques qui déterminent les processus d'érosion et de dépôt des sédiments. La valeur de la contrainte de cisaillement (frottement) sur le fond détermine la taille des sédiments de fond potentiellement mobilisables et donne une indication sur l'intensité du flux turbulent ascendant (diffusion) qui contrebalance le flux de sédimentation descendant. Dans la suite, sont successivement décrits, la contrainte de cisaillement fournie par le modèle TELEMAC, le potentiel de mobilisation des sédiments de fond, et la capacité du fluide turbulent à maintenir les particules en suspension.

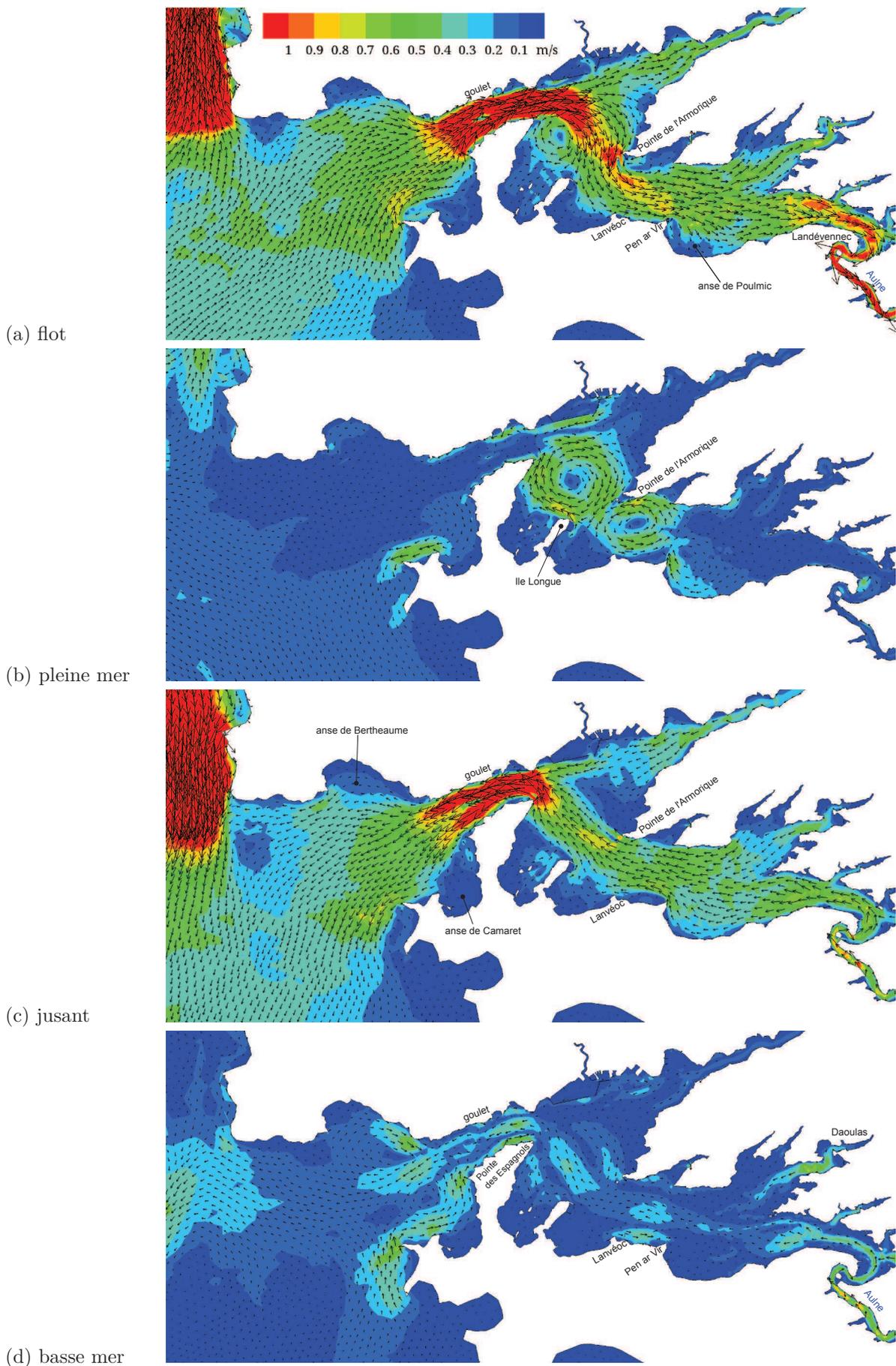


Figure 5.12 – Évolution des courants de marée intégrés sur la verticale en condition de vive-eau moyenne (coef. 95). Les phases de la marée correspondent aux points de courant dans le goulet et aux extremums de hauteur d'eau au marégraphe de Brest.

5.3.2.a. Frottement de fond

La figure 5.13 présente la répartition spatiale de la contrainte de cisaillement τ_0 ($= \tau'$ car pas de forme de fond) maximale au cours d'un cycle de marées de vive-eau, moyenne, et de morte-eau. Des différences importantes sont observées en fonction du coefficient de marée. Les contraintes les plus importantes, à l'ouest du goulet, sont de l'ordre de 15 N/m^2 en vive-eau et de 5 N/m^2 en morte-eau. Autour de l'Île Ronde, la valeur passe de 10 à 1 N/m^2 selon le coefficient de marée. Des maxima locaux sont observés au droit des pointes du Toulinguet, des Espagnols, de l'Armorique, de l'Île Longue, de Pen ar Vir et du polder de Brest. Au sud de la pointe de Rozégat, à l'ouest de la baie de Daoulas et à l'embouchure de l'Aulne, l'augmentation de l'intensité du cisaillement est liée à la présence de maërl. Dans l'Aulne, le resserrement de la section d'écoulement au flot induit une augmentation importante des courants moyens et de la contrainte sur le fond.

5.3.2.b. Mobilité des sédiments de fond

La figure 5.14 présente le diamètre maximal des sédiments de fond mobilisables, déterminé d'après l'équation 4.13, au cours de marées de vive-eau, moyenne, et de morte-eau. Les contraintes exercées par les courants de vive-eau sont susceptibles de mettre en mouvement des graviers ($d > 5 \text{ mm}$) dans le goulet, des graviers et des sables très grossiers ($2 \text{ mm} < d < 4 \text{ mm}$) dans le bassin central, et des sables grossiers ($d > 500 \mu\text{m}$) dans les chenaux de l'Aulne, de Daoulas et de l'Elorn. En condition de marée moyenne, seuls les sables très grossiers sont susceptibles d'être mis en mouvement dans le bassin central, et essentiellement les sables fins ($d < 300 \mu\text{m}$) dans le chenal du bassin sud-est. En condition de morte-eau, seuls les sables grossiers ($d < 1 \text{ mm}$) sont susceptibles d'être mis en mouvement dans le bassin central, et essentiellement les silts ($d < 25 \mu\text{m}$) dans le chenal du bassin sud-est. La figure 5.15 compare le diamètre médian des sédiments de fond (d'après la figure 2.12 associée au tableau 5.1) et le diamètre maximal des sédiments mobilisables, au cours de marées de vive-eau, moyenne, et de morte-eau. En période de vive-eau, plus de la moitié de la couverture sédimentaire de la rade est susceptible d'être mise en mouvement, en particulier sur le pourtour du bassin central et dans les chenaux. En période de morte-eau, l'intensité des courants sur la bordure orientale du tourbillon anticyclonique au centre de la rade n'est plus assez forte pour mobiliser des sédiments de fond, néanmoins, des sédiments sont toujours susceptibles d'être mis en mouvement sur le talus de la baie de Roscanvel et localement dans les chenaux de l'Elorn, du bassin sud-est, de Daoulas et de l'Aulne. L'équilibre des fonds sédimentaires relève aussi de processus de masquage et/ou pavage, qu'il est naturellement nécessaire de prendre en compte dans la modélisation du transport sédimentaire.

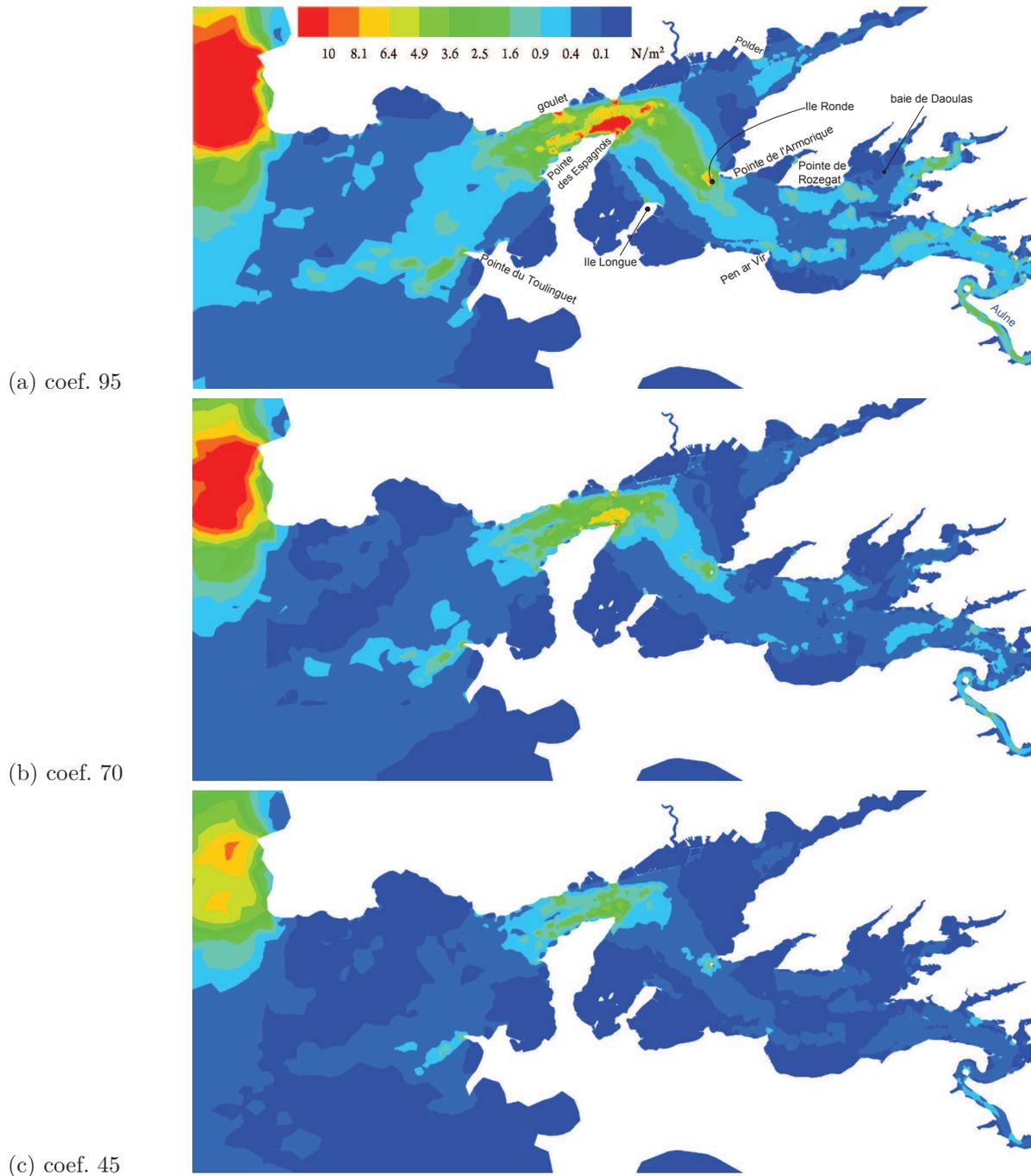


Figure 5.13 – Répartition spatiale de la contrainte de cisaillement de fond maximale au cours de marées (a) de vive-eau (coef. 95), (b) moyenne (coef. 70), et (c) de morte-eau (coef. 45).

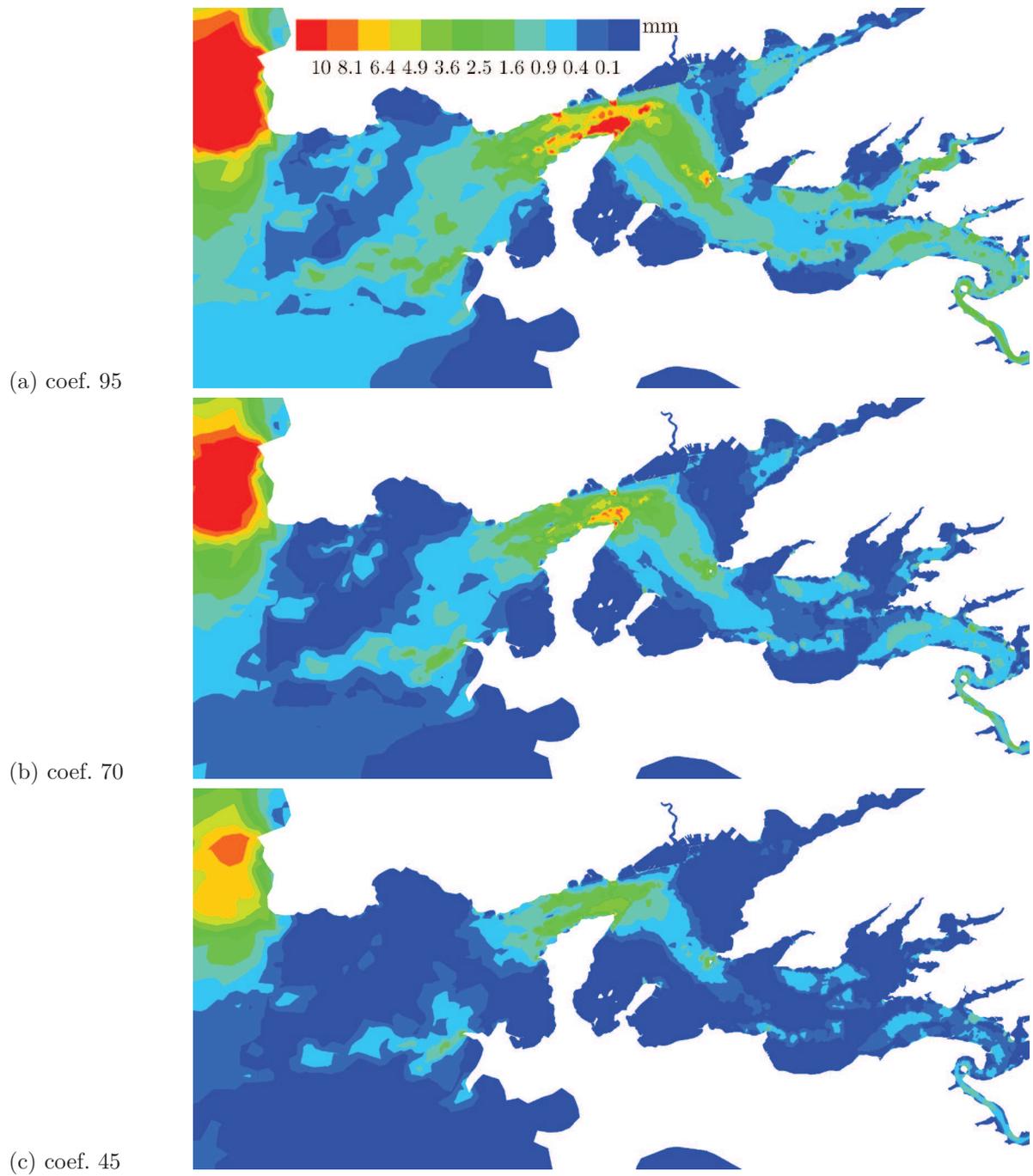


Figure 5.14 – Diamètre maximal des sédiments de fond mobilisables (en mm), au cours de marées (a) de vive-eau (coef. 95), (b) moyenne (coef. 70), et (c) de morte-eau (coef. 45).

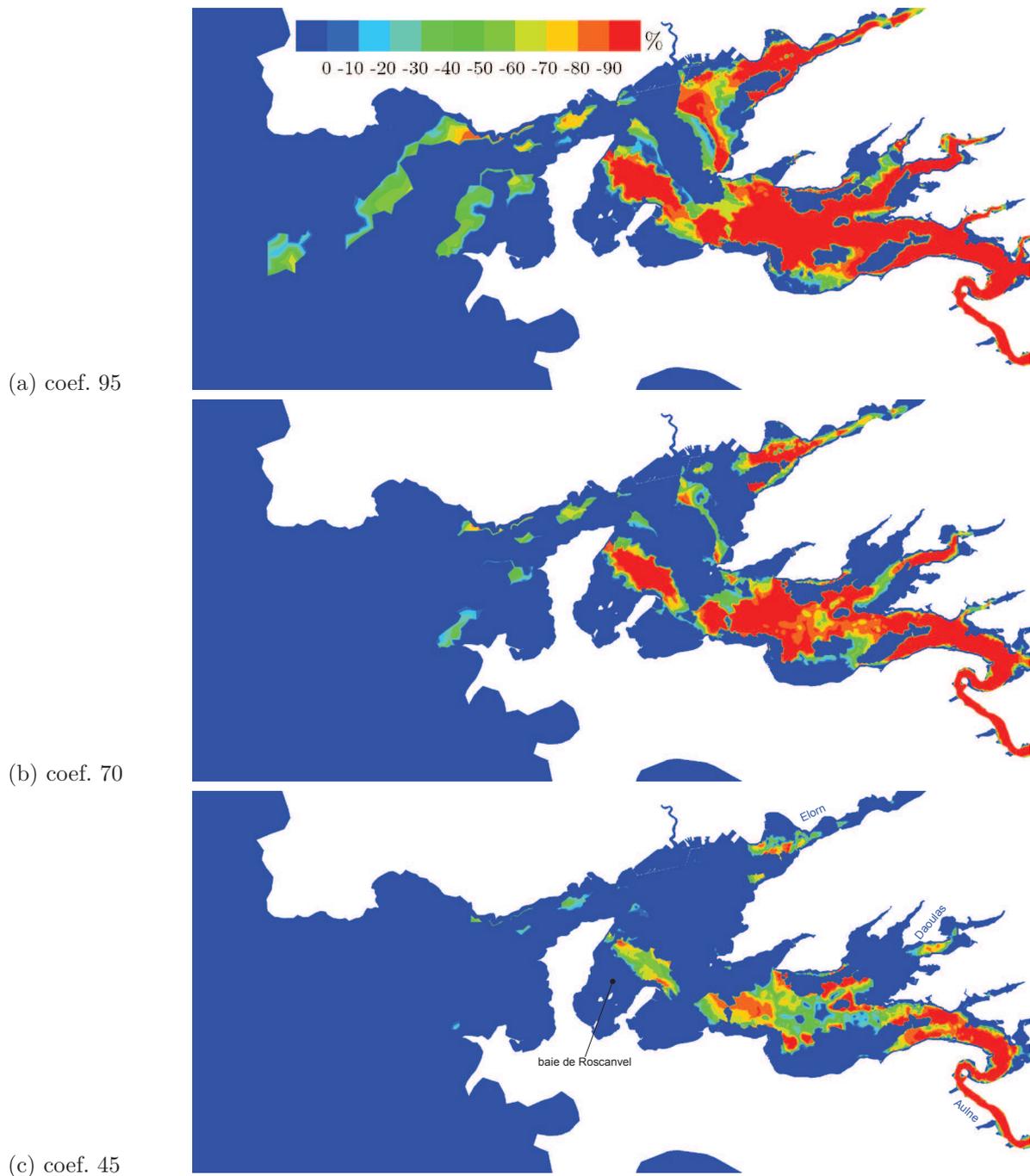


Figure 5.15 – Différence relative (en %) entre le diamètre médian des sédiments présents sur le fond et le diamètre maximal des sédiments de fond mobilisables, au cours de marées (a) de vive-eau (coef. 95), (b) moyenne (coef. 70), et (c) de morte-eau (coef. 45).

5.3.2.c. Occurrence des sédiments en suspension

Pour qu'une particule sédimentaire reste en suspension, sa vitesse de chute doit être inférieure à la vitesse de frottement $u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ (e.g., *Engelund*, 1965; *Bagnold*, 1966; *Van Rijn*, 1984; *Fredsøe et Deigaard*, 1992). On peut donc exprimer une vitesse de chute critique, égale à la vitesse de frottement maximale au cours d'un cycle de marée (figure 5.13). Le diamètre maximal des grains en suspension est alors calculé à partir de l'équation 4.2. La figure 5.16 présente le diamètre maximal des sédiments en suspension au cours d'un cycle de marées de vive-eau, moyenne, et de morte-eau. Les sables grossiers ($d > 500 \mu\text{m}$) ne peuvent être maintenus en suspension que dans le goulet et au nord de l'île Ronde. Les sables moyens ($d > 300 \mu\text{m}$) peuvent être présents dans la colonne d'eau le long de l'axe nord-ouest/sud-est au centre de la rade, au sud-ouest de la pointe du Toulinguet et ponctuellement dans l'Aulne. Les sables fins ($d > 100 \mu\text{m}$) sont eux potentiellement transportés en suspension dans une grande partie de la rade, même en condition de morte-eau. Cette dernière observation n'est pas vérifiée sur le terrain et souligne l'importance de prendre en compte la disponibilité des sédiments de fond et le processus d'advection dans la modélisation du transport sédimentaire.

5.3.3. Transports sédimentaires

Le transport sédimentaire est étudié sur la base d'une simulation entre le 10 et le 20 avril 2006, période de la campagne de mesures TRAVIES 1, durant laquelle le cycle de marée moyenne (coef. 71) du 18 Avril de 0 h 30 à 13 h (TU) est sélectionné. Il s'agit d'une période de déchet entre une vive-eau (coef. 88) et une morte-eau (coef. 39). Le cycle de marée étudié arrive au huitième jour de la simulation. Les prédictions du modèle sédimentaire n'ont pas fait l'objet d'une validation, mais les ordres de grandeur des concentrations de sédiments en suspension du SAUM (figure 2.10), de la bouée SOMLIT située à l'entrée de la rade (<http://somlit-db.epoc.u-bordeaux1.fr/bdd.php>), et de *Chapalain et Thouzeau* (2007) (bien que sujettes à caution) permettent d'évaluer le réalisme des prédictions du modèle.

5.3.3.a. Concentrations de sédiments en suspension

La figure 5.17 montre les prédictions de concentration intégrée sur la verticale maximale au cours du cycle de marée moyenne des quatre classes sédimentaires considérées les plus fines. Seules quelques zones de la rade de Brest et de ses abords présentent une mobilisation significative de sables : au large de la côte du Minou à la sortie du goulet, au droit de la pointe des Espagnols à l'entrée du goulet, à la pointe de l'Armorique près de l'île Ronde, autour de la pointe de Lanvéoc, sur chaque talus entre les pointes de Rozégat

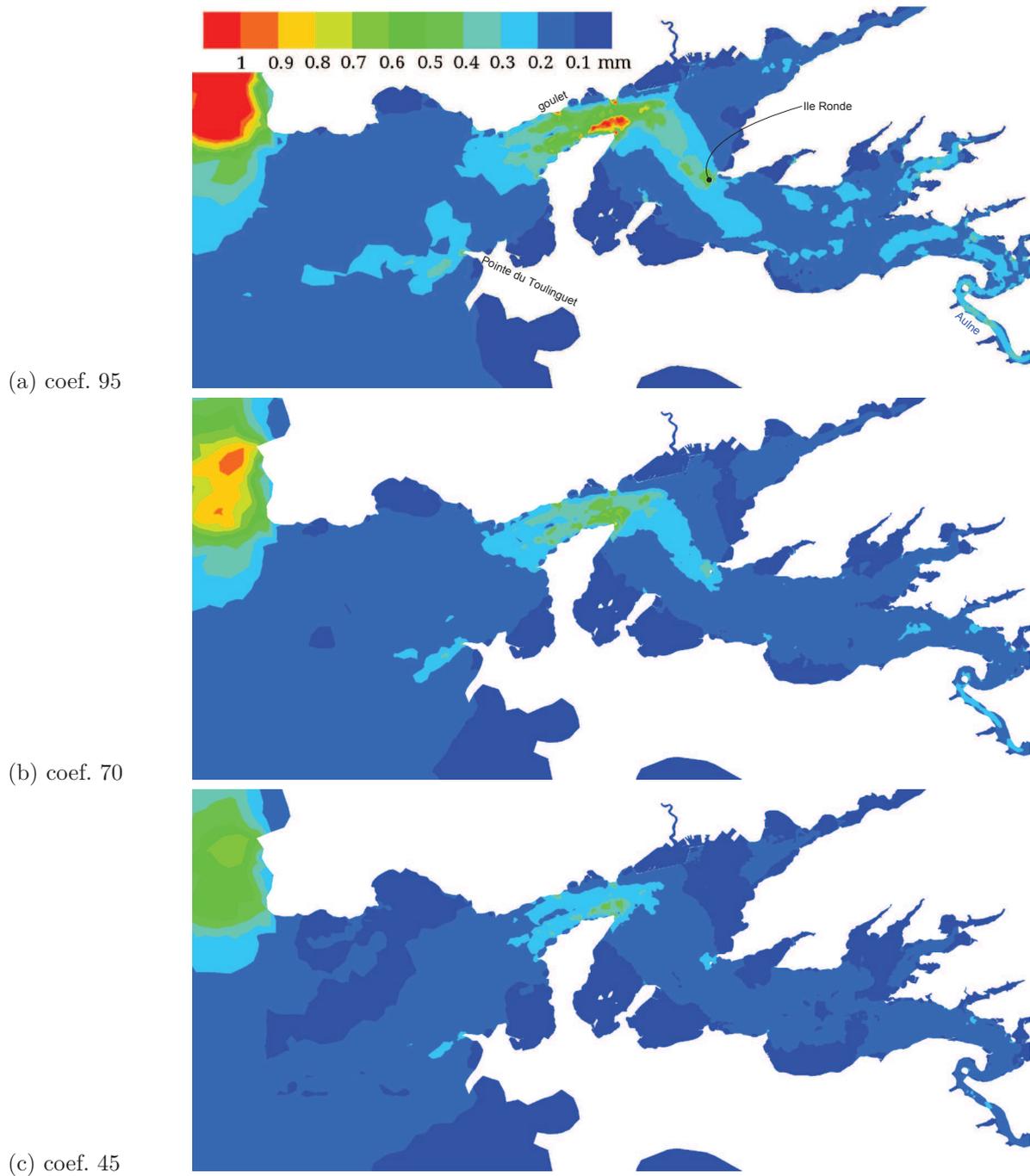


Figure 5.16 – Diamètre maximal des sédiments (en mm) maintenus en suspension au cours de marées (a) de vive-eau (coef. 95), (b) moyenne (coef. 70), et (c) de morte-eau (coef. 45).

et Pen ar Vir, et autour de la flèche de Landévennec à l'embouchure de l'Aulne. La classe de vase représente en général plus de 95 % de la matière en suspension dans la rade.

La figure 5.18 présente l'évolution des concentrations de vase en suspension dans la rade et ses abords au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. Dans la branche nord-est, les remises en suspension ont lieu localement au droit du Polder avec des concentrations pouvant atteindre 23 mg/l, et devant la digue de Keralliou sur la rive sud de l'embouchure de l'Elorn. Plus en amont, dans le coude du Dreff, les concentrations peuvent atteindre 30 mg/l en pointe de flot. Dans l'anse de l'Auberlac'h, des remises en suspension importantes sont prédites au niveau du sillon avec des concentrations de 50 mg/l dans l'étroit chenal. Ce résultat est à considérer avec prudence car une cartographie récente des habitats intertidaux (*Larzillière et Hily, 2008*) présente dans cette zone une couverture de roches et de blocs recouverts d'algues. Dans la baie de Daoulas, les vases sont principalement mises en suspension dans le chenal entre les deux bancs de maërl, et la concentration peut atteindre localement 20 mg/l. À l'embouchure de la rivière de Daoulas, la concentration dépasse 50 mg/l en pointe de flot. Dans l'Aulne, en amont de Landévennec, la concentration est toujours supérieure à 25 mg/l et peut atteindre 150 mg/l. Au jusant, les eaux turbides de l'Aulne sont advectées en aval jusqu'à l'embouchure du Camfrout où le banc du Capelan, témoin d'un ancien méandre de l'Aulne (*Vacher, 1919*), agit comme un filtre et précipite le dépôt des vases. Dans cette zone d'environ 2 km de long, les vases sont remises en suspension au cours du flot suivant. À la pointe de Pen ar Vir, les remises en suspension en pointe de courant génèrent des concentrations pouvant atteindre localement 40 mg/l. Celles-ci diffusent dans l'anse de Poulmic au flot et vers Lanvéoc au jusant. Les concentrations dans l'anse du Fret et la baie de Roscanvel sont toujours inférieures à 0,5 mg/l. Au centre de la rade, les concentrations peuvent atteindre 0,7 mg/l entre la pointe des Espagnols et l'Île Ronde, 1 mg/l entre l'Île Ronde et l'Île Longue, et 1,5 mg/l devant Lanvéoc, ce qui est raisonnablement en accord avec les estimations du SAUM. Il y a davantage de vases en suspension en pointe de flot qu'en pointe de jusant. Ce résultat est dû, d'une part à la capacité érosive des courants plus importante à marée montante, et d'autre part au fait que le courant de flot giratoire conduit les particules fines vers la sortie du goulet.

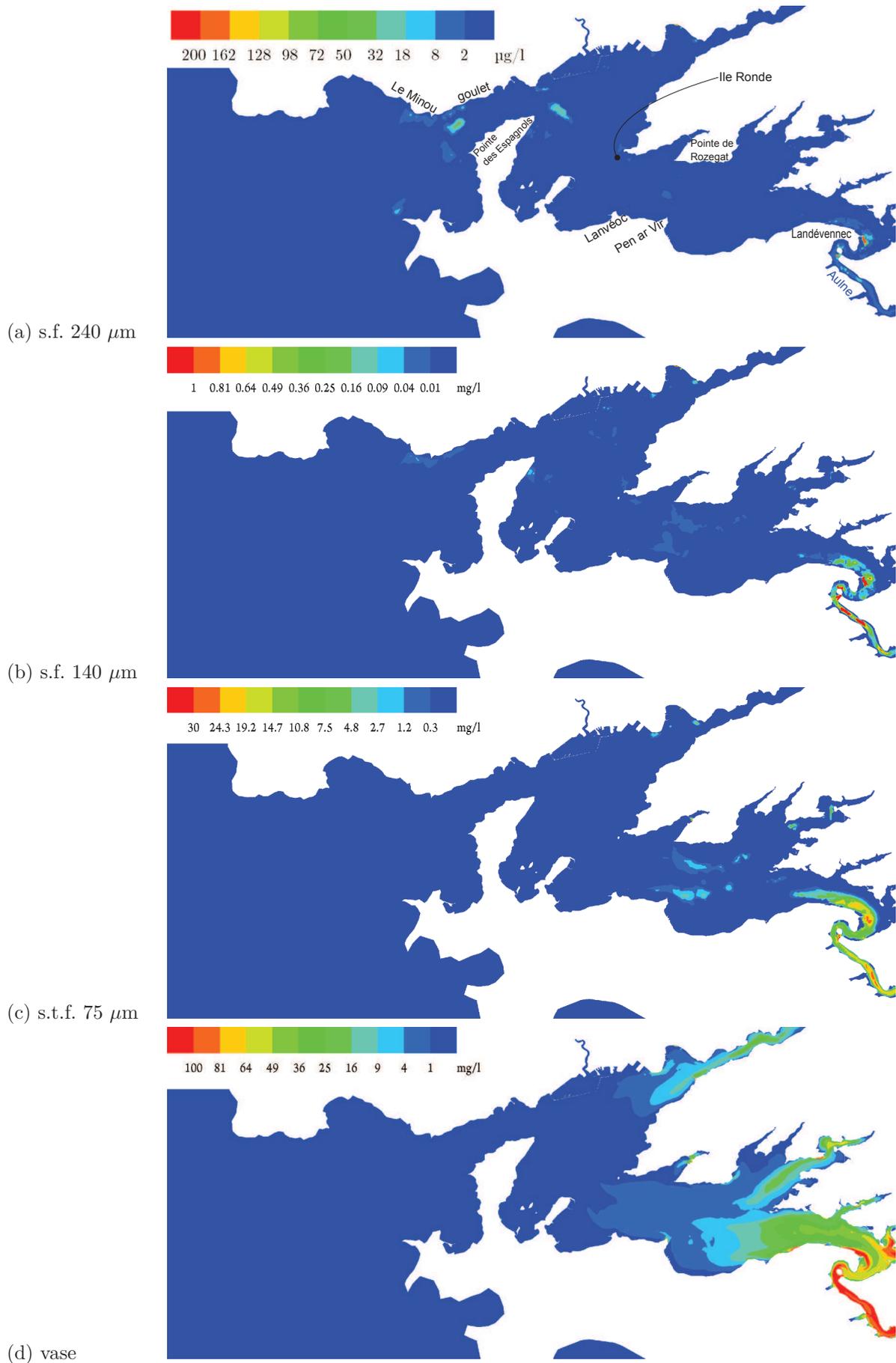


Figure 5.17 – Concentration intégrée sur la verticale maximale au cours du cycle de marée moyenne de (a) sable fin ($d=240 \mu\text{m}$), (b) sable fin ($d=140 \mu\text{m}$), (c) sable très fin ($d=75 \mu\text{m}$), et (d) vase ($d=25 \mu\text{m}$).

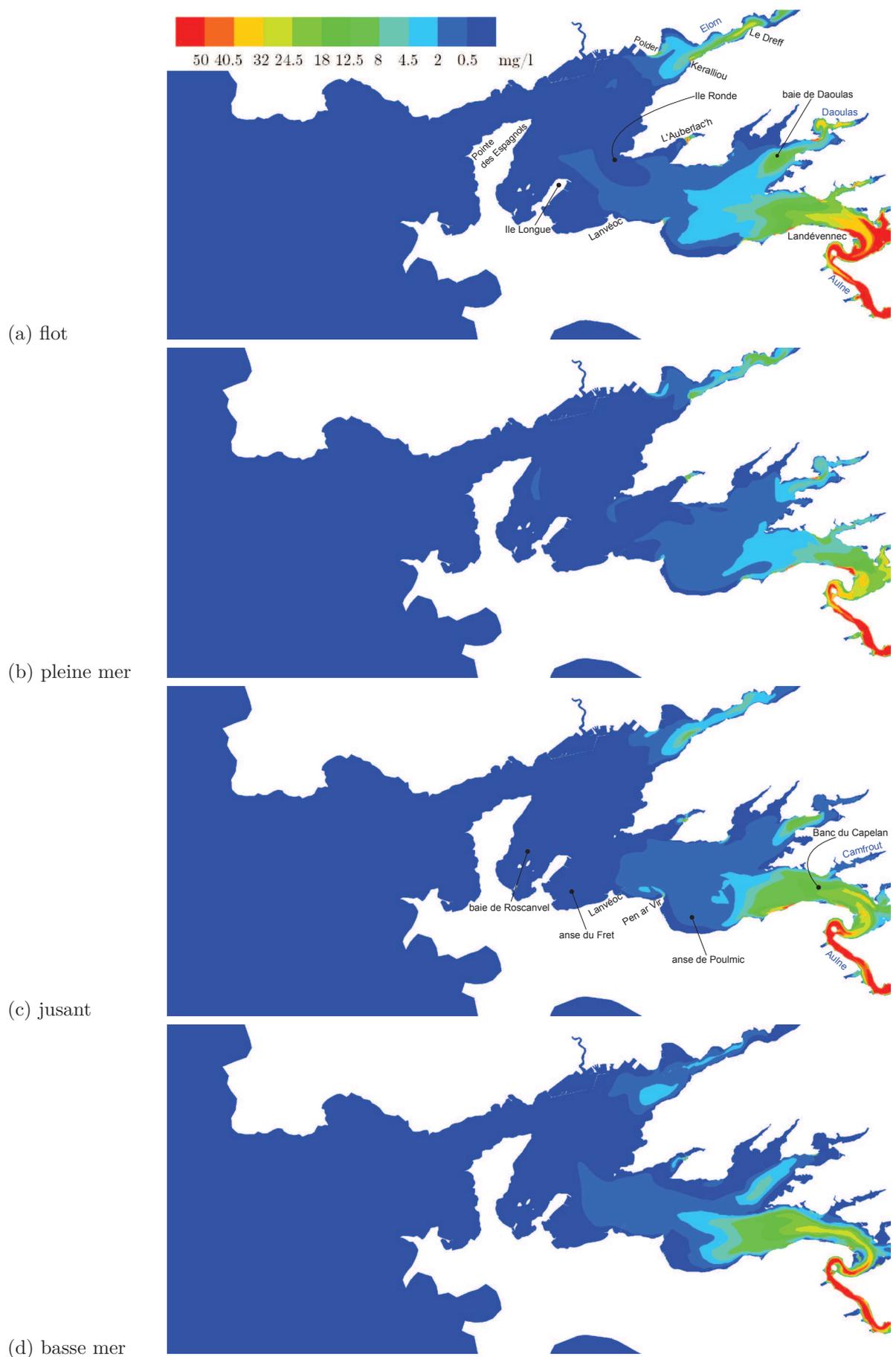


Figure 5.18 – Évolution des concentrations de vases en suspension (en mg/l) prédites au cours d'une marée moyenne. Les phases de la marée correspondent aux pointes de courant dans le goulet et aux extremums de hauteur d'eau au marégraphe de Brest.

5.3.3.b. Taux de transport en suspension

La figure 5.19 présente les taux de transport de vase en suspension à partir des prédictions de hauteur d'eau, de courant et de concentration de vase en suspension intégrés sur la verticale au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. L'intensité du transport est plus importante dans les chenaux en pointe de courant. À pleine mer, les zones principales de transport de vase en suspension sont situées sur les rives de l'Aulne où la vidange a déjà démarré et à la zone de fermeture des tourbillons devant la pointe des Espagnols, sous la pointe de l'Armorique (au niveau de l'Île Ronde) et juste à l'ouest de Pen ar Vir. À basse mer, les vases sont principalement transportées dans le chenal de l'Aulne et à l'est de Pen ar Vir du fait des contre-courants de Lanvéoc.

Les directions du transport des masses d'eau et des vases en suspension sont généralement identiques aux pointes de courant, sauf à proximité de la côte. Aux étales de courant, la renverse des flux sédimentaires est plus précoce que celle des courants à proximité de la côte, et au contraire dans les chenaux, les vases en suspension conservent leur direction plus longtemps que les masses d'eau (figure 5.20). À l'ouest de la baie de Daoulas, le long de la pointe de Rozégat, les contre-courants qui agissent durant le flot, favorisent le retournement précoce des flux de vase vers l'aval. Au contraire, à l'est de la baie de Daoulas, une différence d'environ 30° entre les directions du transport des masses d'eau et des vases en suspension retarde le début de la vidange des vases en suspension. De même, à pleine mer, le transport de vases est dirigé vers l'anse du Moulin Blanc alors que les courants ont déjà tourné vers l'ouest. La trajectoire des vases en suspension est tourbillonnaire (sens anti-horaire) dans la baie de Roscanvel alors que la vidange des masses d'eau (vers le nord-est) a déjà commencé autour de l'Île des Morts. Dans le chenal nord de l'embouchure de l'Aulne, le transport de vase est encore orienté vers l'amont tandis que les courants ont déjà largement effectué leur rotation vers l'aval. À basse mer, la direction du transport sédimentaire est en avance d'une demi-heure par rapport celle des courants au sud de Rozégat et dans le chenal nord de l'Aulne. De même, la renverse des flux sédimentaires devancent celles des courants le long de la côte est de l'anse de Poulmic. Ces différences entre les directions des masses d'eau et des vases en suspension illustrent l'importance du processus de diffusion près des côtes et aux étales de courant, alors que l'advection domine largement au centre du bassin, lors des pointes de courant.

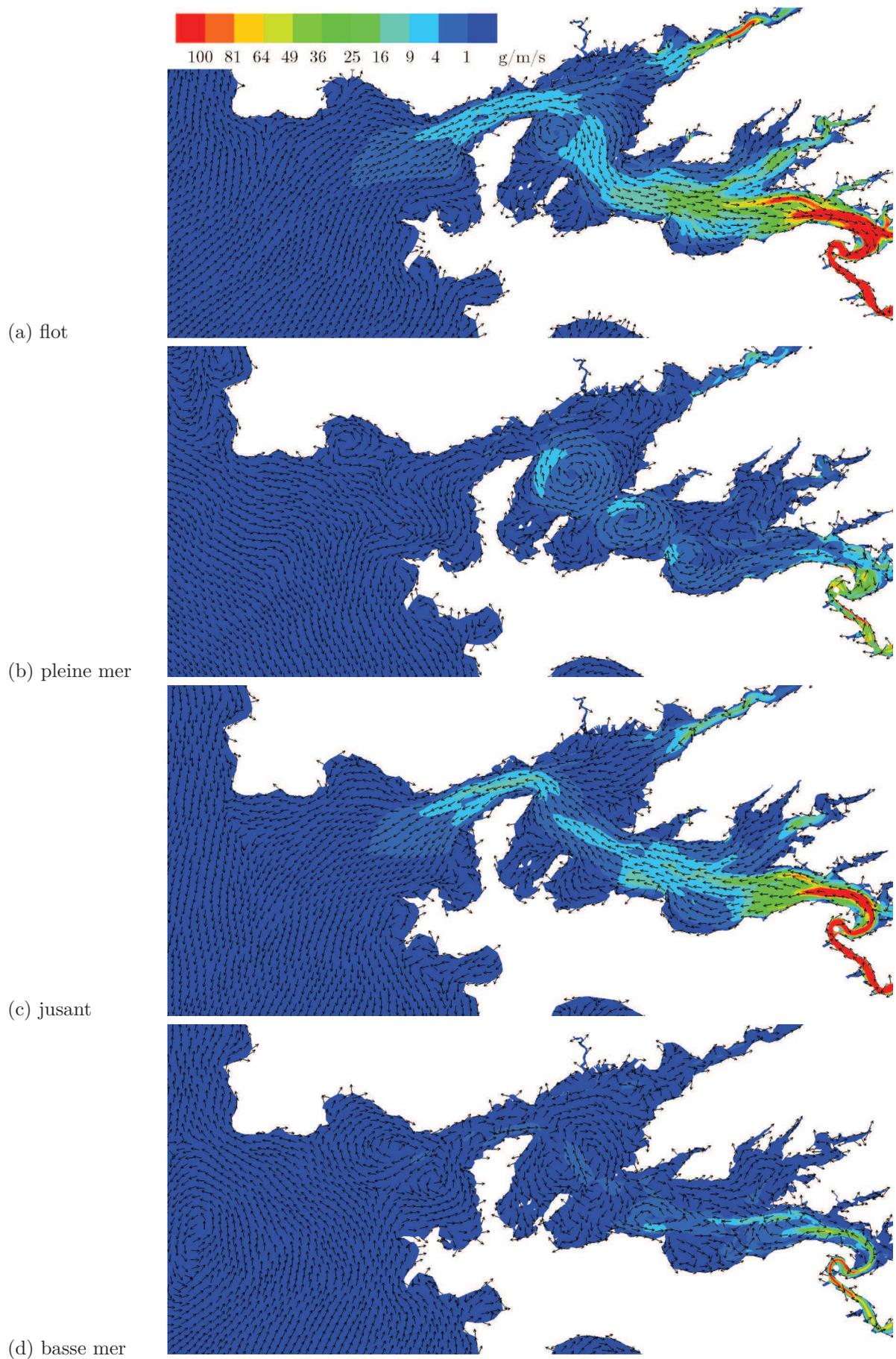


Figure 5.19 – Évolution du taux de transport de vase en suspension (en g/m/s) prédit au cours d'une marée moyenne.

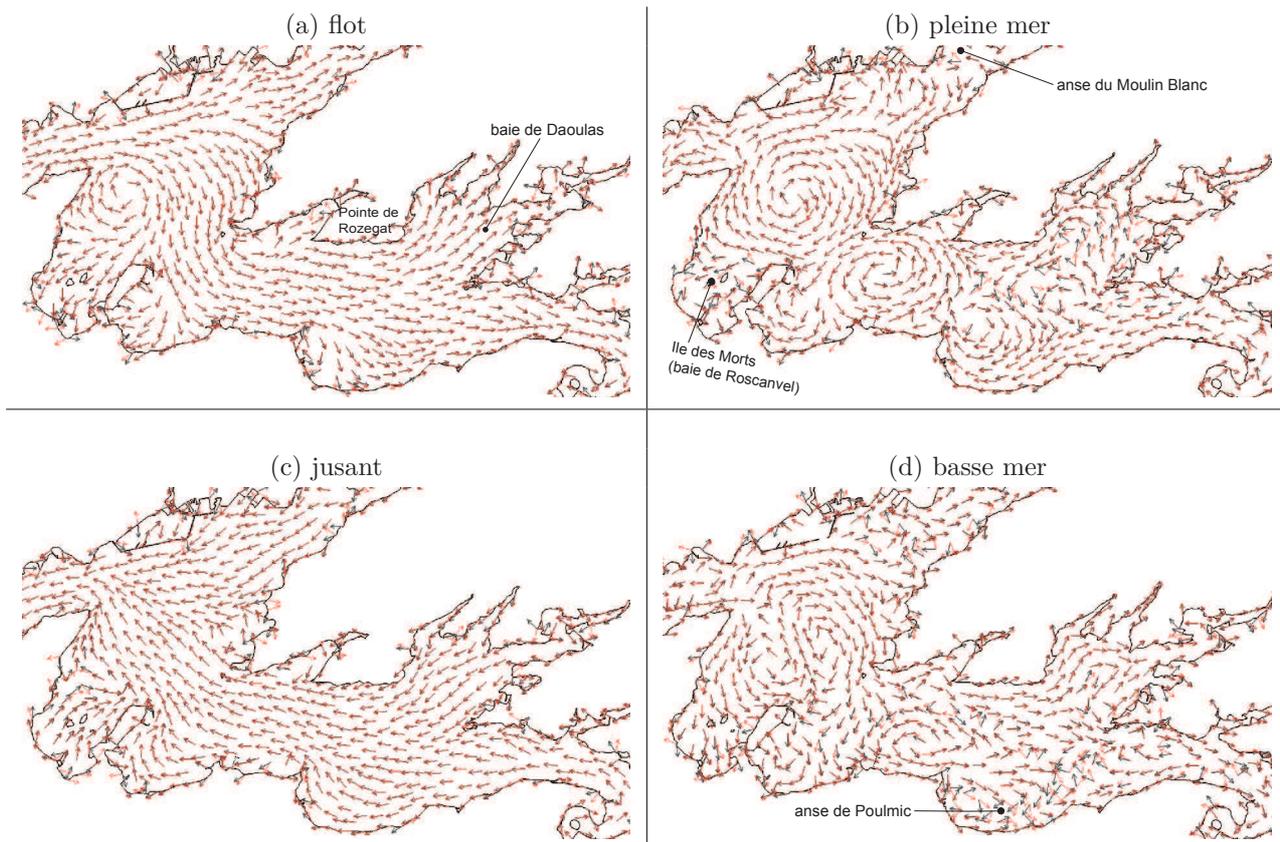


Figure 5.20 – Vecteurs normalisés indiquant les directions du transport des masses d'eau (en noir) et des vases en suspension (en rouge), au cours d'une marée moyenne.

La figure 5.21 présente les flux résiduels de sédiments en suspension intégrés sur la verticale sur un cycle de marée de vive-eau en phase décroissante (coef. 83), condition de marée similaire aux estimations de *Le Mut* (1977) (figure 2.11), mais avec des débits fluviaux faibles. Au nord de la rade, les flux résiduels de sédiments en suspension selon *Le Mut* sont dirigés vers l'amont avec des valeurs comprises entre 200 et 440 kg/m. Les valeurs prédites dans cette zone ne dépassent pas 90 kg/m. À l'embouchure de l'Elorn, au niveau du Relecq-Kerhuon, le flux résiduel de *Le Mut* est dirigé vers l'aval avec une valeur de 120 kg/m ; le modèle prédit une dérive vers l'aval sur la rive nord et vers l'amont sur la rive sud, avec des valeurs comprises entre 90 et 360 kg/m. Au nord de l'Île Longue, le flux résiduel est dirigé vers la sortie de la rade avec une valeur de 2350 kg/m selon *Le Mut* et seulement 220 kg/m d'après le modèle. Au sud de la pointe de l'Armorique, le flux est aussi dirigé vers le goulet avec une intensité de 840 kg/m d'après les estimations de 1977 contre 290 kg/m selon le présent modèle. Une dérive vers l'aval est observée et prédite au nord de Lanvéoc et dans le bassin sud-est. Les valeurs de *Le Mut* sont égales à 910 et 420 kg/m respectivement, tandis que le modèle prédit des valeurs inférieures à 360 kg/m. À l'embouchure de l'Aulne, les estimations de *Le Mut* indiquent un flux orienté vers l'amont avec une intensité de 140 kg/m. Le modèle présente dans cette zone une variabilité spatiale importante. Le flux net vers l'amont varie de + 80 kg/m sur la rive sud à - 1500 kg/m en moins de 300 m selon la perpendiculaire de l'axe du chenal. La comparaison du modèle avec les estimations de *Le Mut* est hasardeuse car la position des stations est imprécise et aucune information sur la méthode d'échantillonnage (e.g., nature des instruments, hauteur et fréquence d'acquisition) n'est connue. Cependant, cette confrontation permet d'éliminer les scénarios où la cohésion des vases est plus importante. Par exemple, considérer que la contrainte critique d'érosion des sédiments cohésifs (vases et mélanges sablo-vaseux) est uniformément égale à 0,2 N/m², induit une diminution d'environ 80 % des flux sédimentaires au centre de la rade, ce qui va à l'encontre des ordres de grandeur estimés par *Le Mut*.

5.3.3.c. Comparaison des taux de transport en suspension et en charriage

La figure 5.22 compare les prédictions du taux de transport en suspension et en charriage, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. La région privilégiée de transport par charriage est située dans le goulet et à l'entrée de la rade où dominent sur le fond des sédiments non-cohésifs. Trois-quarts des fonds de la rade présentent une proportion significative de sédiments fins généralement cohésifs dont le mode de transport est exclusivement en suspension. Dans le goulet, les taux de transport par charriage ont une intensité maximale de 80 g/m/s contre 9 g/m/s au même endroit pour les flux en suspension. Dans la rade, le transport en suspension domine largement, avec des maxima

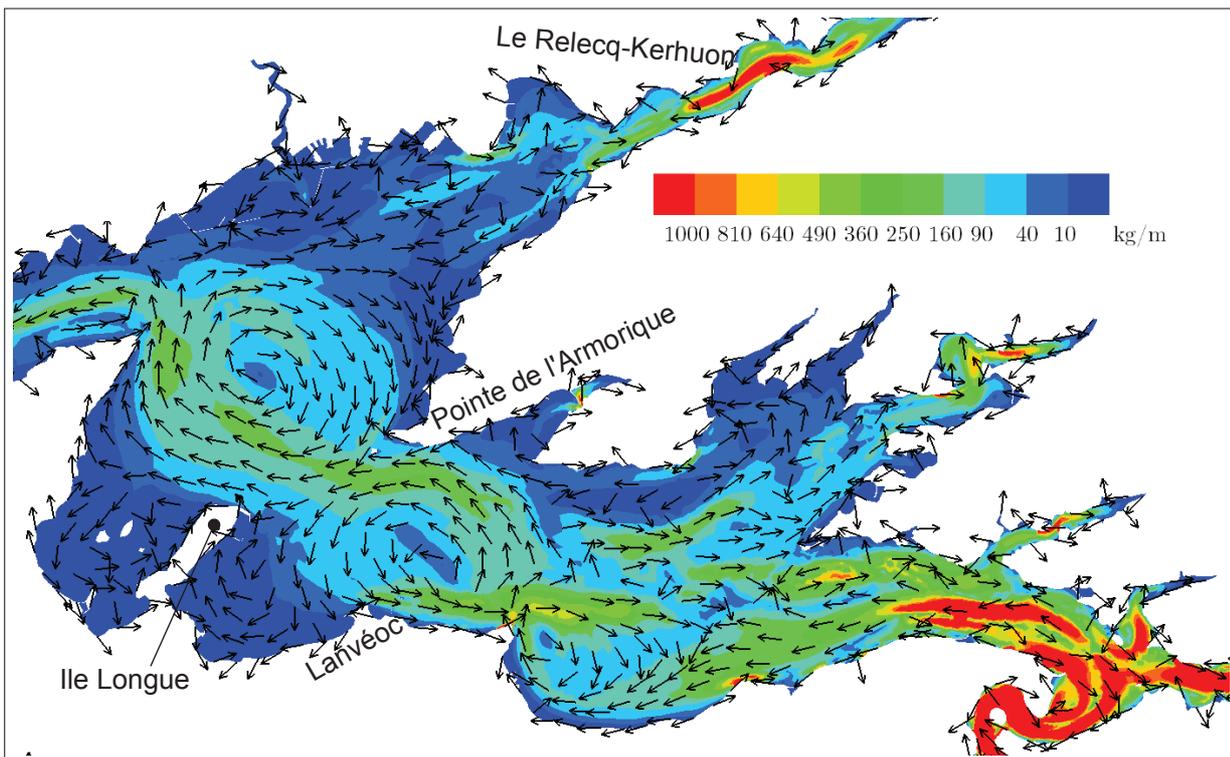
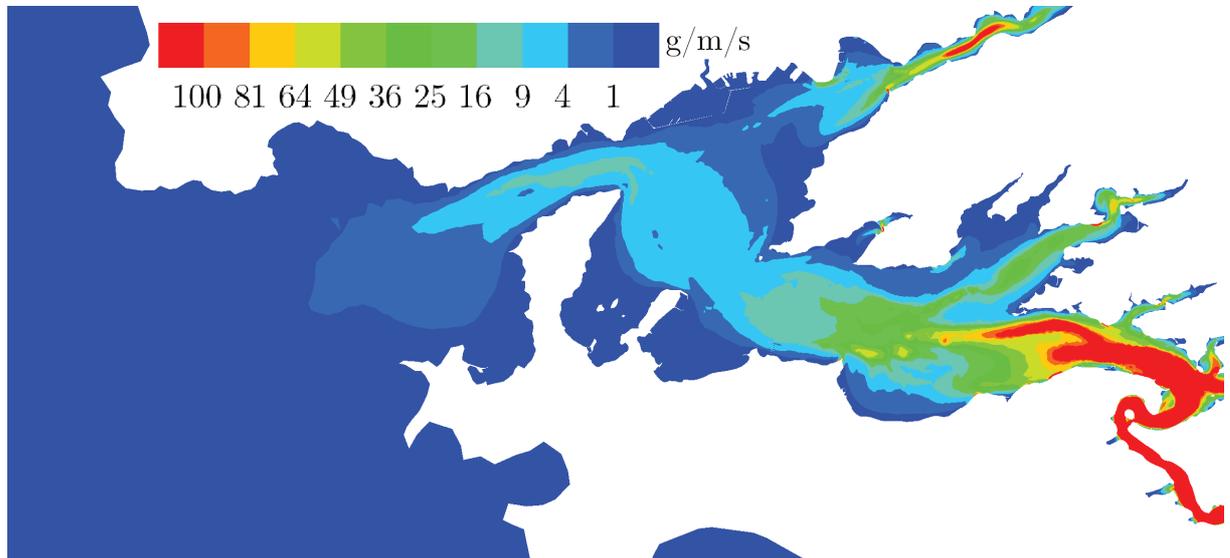


Figure 5.21 – Flux résiduels de sédiments en suspension (par unité de largeur) prédits au cours d'une marée de vive-eau (coef. 83).

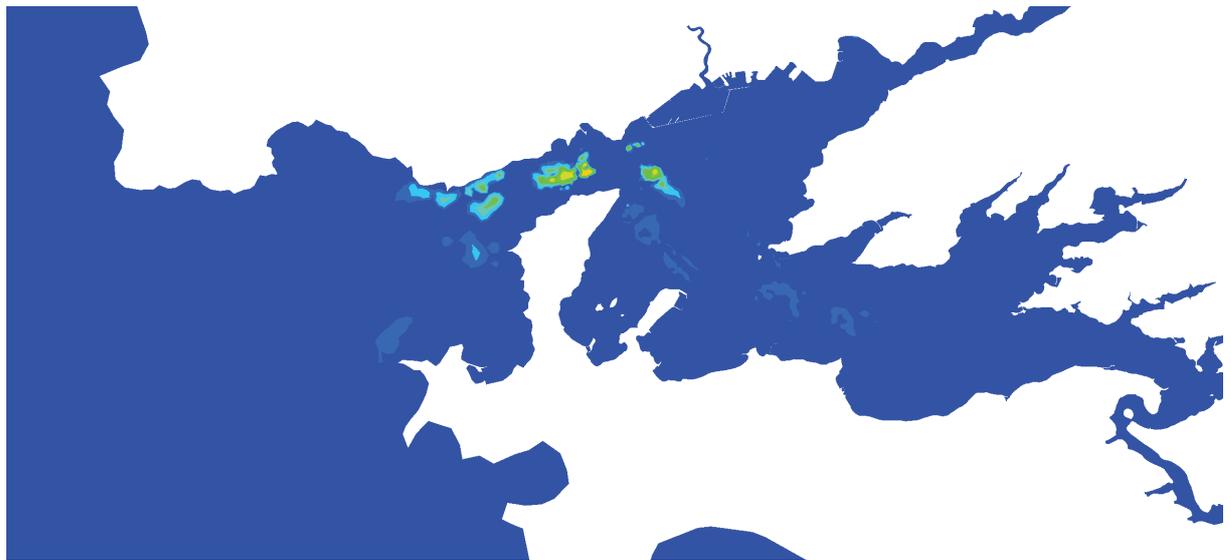
de 1 kg/m/s dans l'Aulne et une moyenne de 84 g/m/s contre 40 mg/m/s pour les flux charriés.

5.3.3.d. Étude de sensibilité aux caractéristiques des sédiments de fond

Un test de sensibilité des prédictions de concentration de sédiments en suspension vis à vis des caractéristiques des sédiments de fond (taille et comportement) est évalué à basse mer, lorsque l'extension du nuage de sédiments en suspension est maximale. La figure 5.23 compare la concentration de sédiments en suspension totale intégrée sur la verticale à basse mer du cycle de marée moyenne sélectionné selon le modèle de référence, avec les prédictions du modèle sans prise en compte (1) du comportement mixte des mélanges sablo-vaseux, (2) du comportement cohésif des silts assimilés à des vases, et (3) du masquage/exposition des sédiments hétérométriques. Dans le cas de base où le tri sélectif des sédiments relève uniquement de leur taille, une quantité irréaliste de sables très fins ($d = 75 \mu\text{m}$) est mis en suspension dans le goulet au niveau de la pointe du Dellec, et la concentration totale de sédiments en suspension (intégrée sur la verticale) à l'embouchure de l'Aulne (au niveau du Bindy) est comprise entre 10 et 60 mg/l (figure 5.23.d), alors que les mesures du SAUM au fond et en surface ne dépassent pas 15 mg/l (cf. chapitre 1, figure 2.10). De plus, la couche superficielle du lit est rapidement épuisée en sédiments fins à l'embouchure de l'Elorn et sur les banquettes du bassin sud (non figuré). La prise en



(a) Taux de transport en suspension



(b) Taux de transport en charriage

Figure 5.22 – Taux de transport sédimentaire maximal au cours du cycle de marée moyenne (a) en suspension et (b) en charriage.

compte du masquage permet, par la présence des cailloutis, de corriger les concentrations irréalistes dans le goulet, et au niveau des bancs de maërl sur le pourtour de la rade, de limiter les remises en suspension de sables fins et de silts conduisant à un pavage du lit. *In fine*, l'extension des nuages de sédiments est donc fortement restreinte, sauf pour les silts en amont de l'Elorn, du fait de la diminution de la rugosité de fond en aval due aux dépôts de fines à l'embouchure. Considérer la classe de silts comme une vase, induit une diminution du transport sédimentaire dans l'Aulne et dans l'Elorn, car la contrainte critique d'érosion est supérieure. Au contraire, davantage de sédiments s'étendent au centre de la rade du fait de l'inertie des particules fines en suspension lors des étales de courant. Les courants tourbillonnaires qui se développent au flot et subsistent à pleine mer, conduisent des sédiments fins originaires du fond de la rade vers la sortie du goulet. Les sables contribuent au maximum pour moitié dans le transport en suspension localement au large du Minou, derrière la pointe des Espagnols, à la pointe de l'Armorique au niveau de l'île Ronde, au droit de l'île Longue, sur chaque pente entre Pen ar Vir et Rozégat, dans le coude de l'anse de Daoulas, et dans l'estuaire de l'Aulne du côté de Landévennec. L'essentiel (> 95 %) de la matière en suspension résulte du transport des vases qui a cours préférentiellement dans les chenaux. Enfin, la prise en compte du régime cohésif des sables lorsque la proportion de vase est supérieure à 30 %, diminue de moitié l'intensité du transport en suspension prédit au centre de la rade. Dans les secteurs de maërl et de vases graveleuses, où la contrainte critique d'érosion du mélange cohésif est égale à $0,2 \text{ N/m}^2$, les flux sédimentaires sont réduits en moyenne à 20 % de la valeur obtenue précédemment. La sophistication du modèle en termes d'interaction sur le fond des sédiments de taille et de comportement différents, conduit donc à des résultats qui vont dans le sens des mesures synoptiques du SAUM (1980).

5.3.4. Tendances d'évolution du lit sédimentaire

Les valeurs d'évolution de la bathymétrie et de la granulométrie des sédiments de fond calculées par le modèle à l'issue du cycle de marée moyenne en période de déchet sélectionné, sont présentées ci-dessous comme indicateurs du déséquilibre entre les données morpho-sédimentologiques existantes (conditions initiales du modèle) et le forçage hydrodynamique (dominé par la marée). Les valeurs absolues ne sont pas vérifiées, et le lecteur ne doit pas tenter d'extrapoler les évolutions sur des périodes plus longues. La méthode et les paramètres nécessaires à la validation du modèle en termes d'évolution du fond sont discutés au chapitre 6.

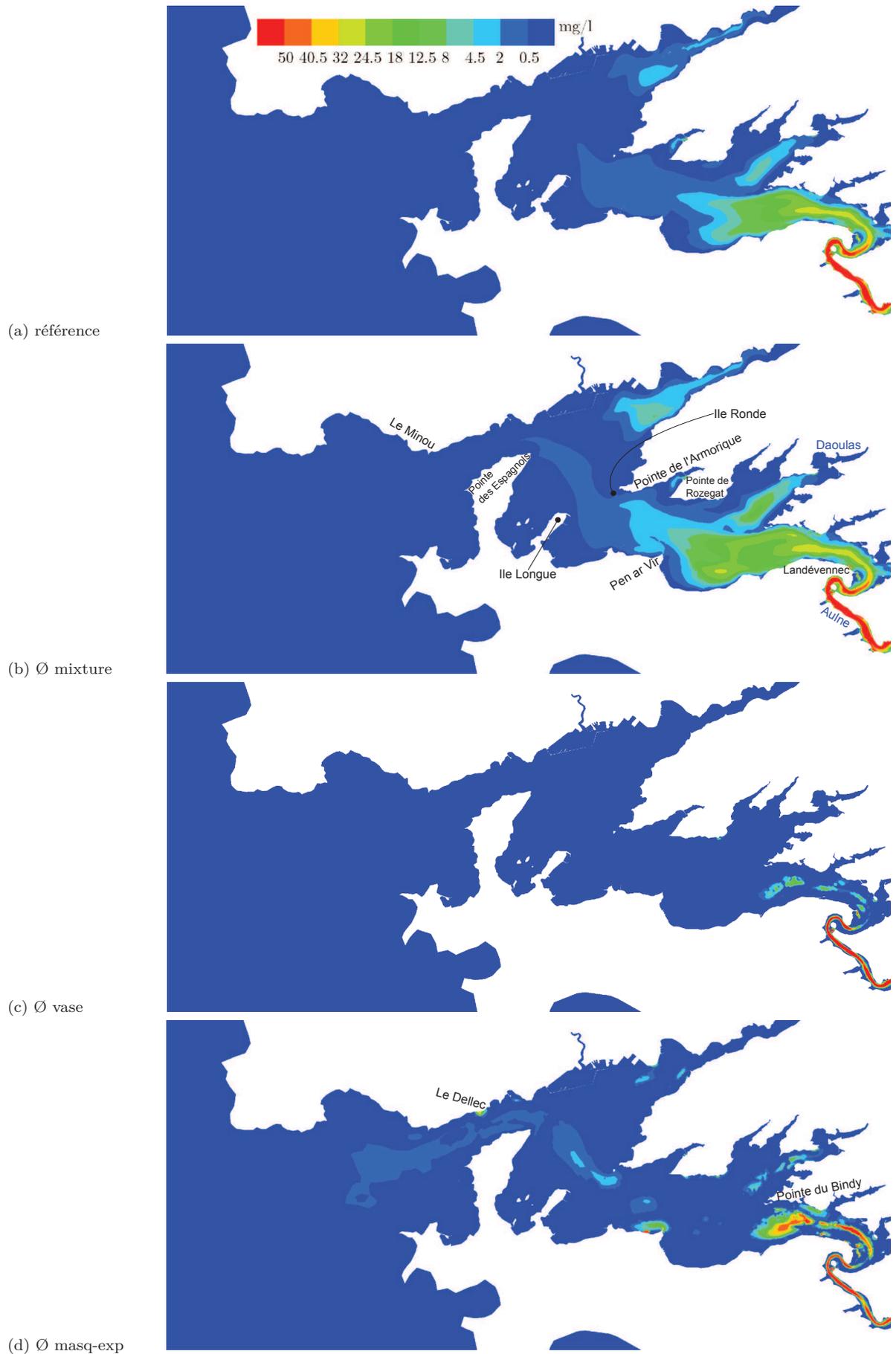


Figure 5.23 – Concentration de sédiments en suspension (intégrée sur la verticale) à basse mer du cycle de marée moyenne considéré, selon (a) le modèle de référence, et sans prendre en compte successivement (b) le comportement mixte des mélanges sablo-vaseux, (c) le comportement cohésif des silts assimilés à des vases, et (c) le masquage/exposition des sédiments hétérométriques.

5.3.4.a. Évolution de la cote du fond

La figure 5.24 présente l'évolution du fond ΔZ_f due au transport sédimentaire en suspension et par charriage, à l'issue du cycle de marée sélectionné. Du fait du transport en suspension, 0,1 mm de sédiment se dépose en moyenne dans la rade et ses abords. Certaines zones sont en érosion ; le substrat du chenal de l'Aulne est érodé de 3 mm en moyenne et jusqu'à 1,3 cm au niveau du coude de l'estuaire entre Landévennec et le Faou. D'autres zones sont érodées jusqu'à 4 mm, notamment au niveau de Rosmellec dans l'anse de Daoulas, entre le Passage et le Relecq-Kerhuon dans l'Elorn, et du côté ouest du Polder. Par comparaison, le transport par charriage induit une évolution de la cote du fond jusqu'à ± 2 mm à l'est du goulet. Dans cette zone de transition entre graviers et cailloutis, les grains de sable sont érodés sur la pente et s'accumulent dans la zone de plus grande profondeur. Dans la rade, les réajustements bathymétriques ne dépassent pas $30 \mu\text{m}$.

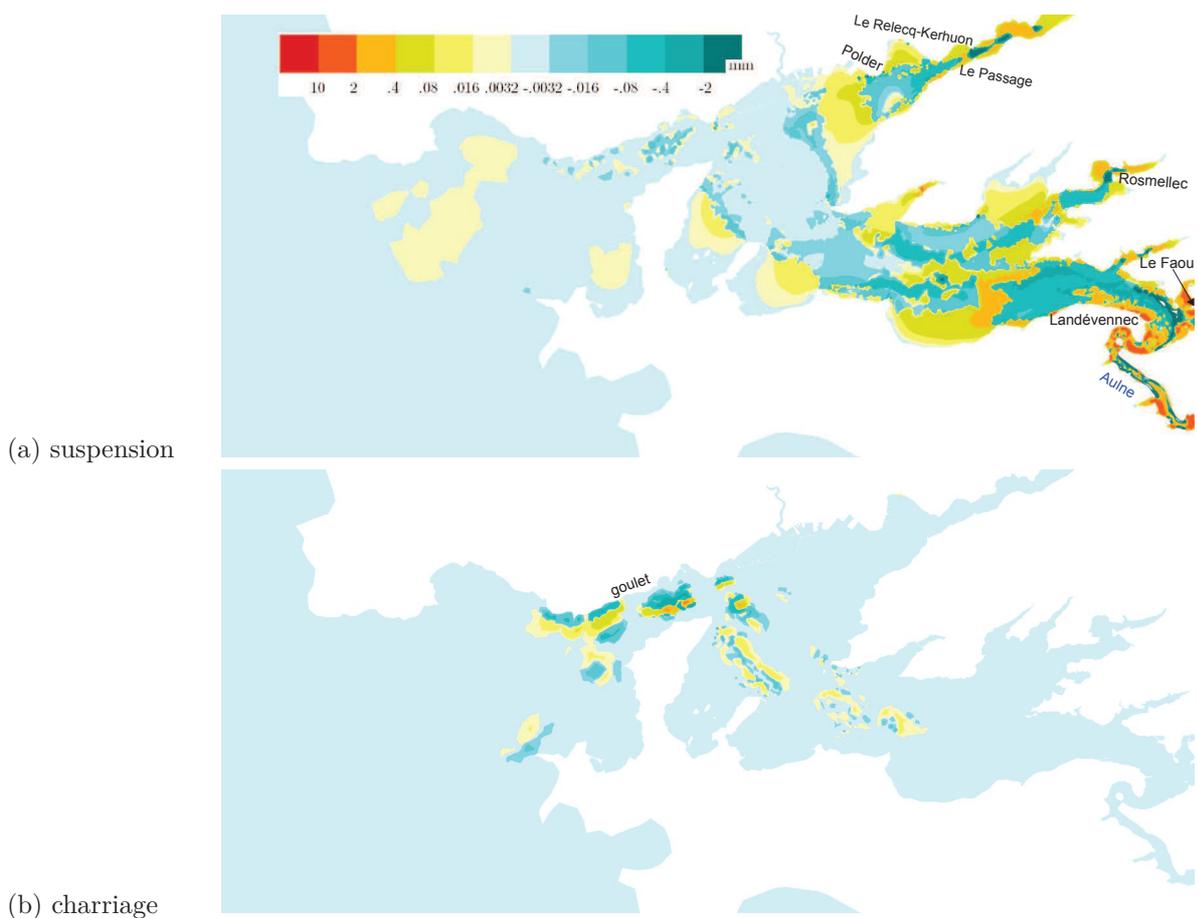


Figure 5.24 – Évolution de la hauteur du fond (en mm) due au transport (a) en suspension et (b) par charriage, à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné.

5.3.4.b. Évolution de la granulométrie du fond

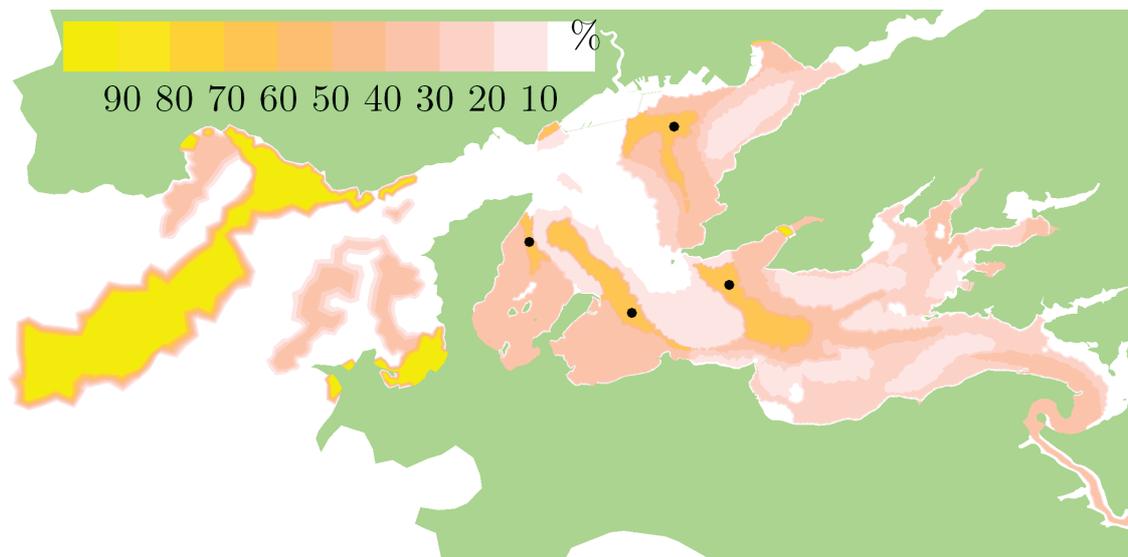
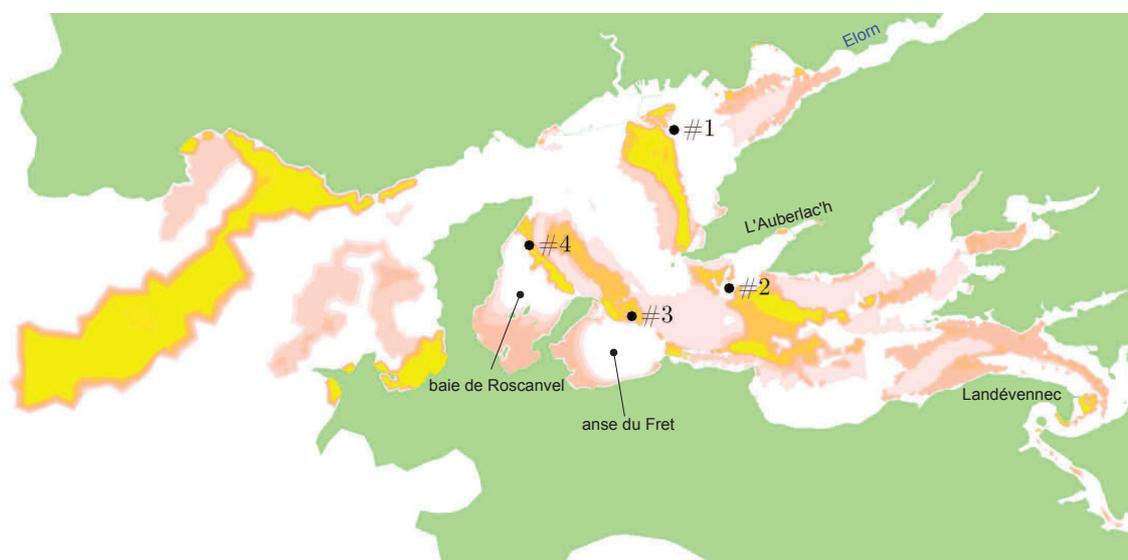
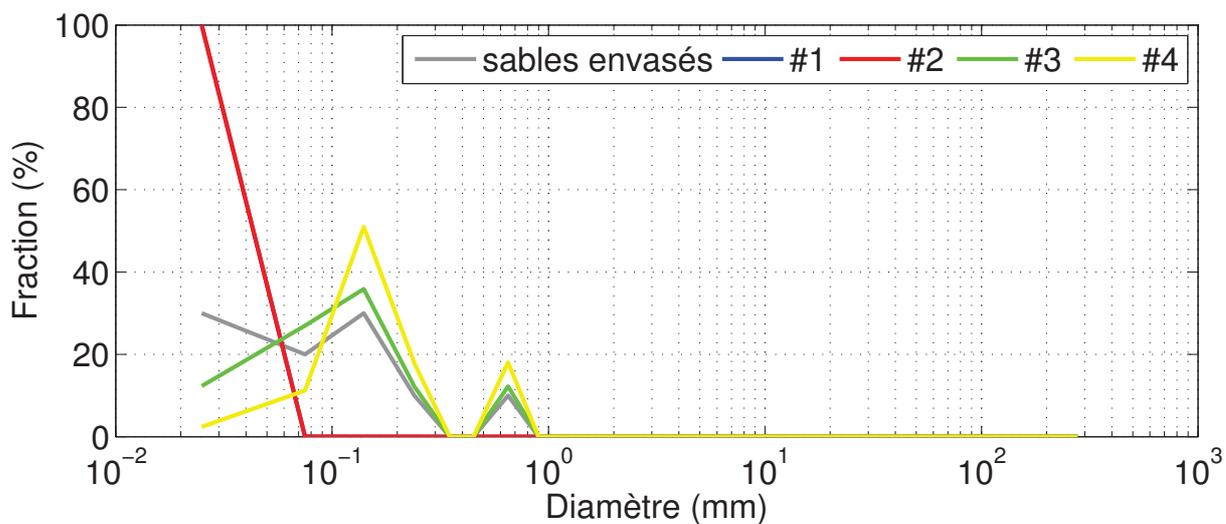
La figure 5.25.b présente la fraction de sables fins ($d \leq 240 \mu\text{m}$) dans la couche superficielle du lit sédimentaire, à l'issue du cycle de marée sélectionné. Par rapport à la composition initiale du substrat (figure 5.25.a), les sables se concentrent davantage sur les talus du pourtour des deux principaux tourbillons de flot. La distribution granulométrique extraite en quatre points situés initialement sur un substrat de « sables envasés » (figure 5.25.c) montre les différences d'évolution de la nature des fonds sableux, selon la position dans le bassin central. Les sites à l'embouchure de l'Elorn et de l'Auberlac'h subissent un net envasement, tandis que les sites devant l'anse du Fret et la baie de Roscanvel s'appauvrissent en vase et tendent vers une composition bimodale de sables fins ($140 \mu\text{m}$) et de sables grossiers ($650 \mu\text{m}$). À l'embouchure de l'Aulne, localement au niveau de la flèche de Landévennec, les sables affleurent lors des pointes de courant. Aux abords de la rade, peu de différences sont observées par rapport à la composition initiale du substrat.

La figure 5.26.a présente la fraction de vase dans la couche superficielle du lit sédimentaire en rade de Brest, à l'issue du cycle de marée sélectionné. Par rapport à la situation initiale (figure 2.12), la couverture sédimentaire est presque exclusivement composée de vase dans les anses, sur le banc du Corbeau à l'embouchure de l'Elorn, et dans le prolongement du chenal de l'Aulne dans le bassin sud-est. Dans ce dernier, la variabilité temporelle de la composition sédimentaire superficielle est relativement importante. La figure 5.26.b présente l'évolution au cours du cycle de marée sélectionné de la fraction de vase dans la couche active le long d'un transect de 6,5 km suivant le chenal de l'Aulne dans le bassin sud-est. La fraction de vase est maximale (100 %) une heure et demie après la basse mer, et décroît brutalement en pointe de flot (BM+3) pour atteindre de 75 à 20 % des sédiments selon la position sur le transect (figure 5.26.c) ; le reste des sédiments étant des sables fins. Un second maximum de concentration de vase sur le fond a lieu deux heures et demie à trois heures après la pleine mer, des points #5 à #11, avant de décroître au moment de la pointe de courant de jusant.

5.3.5. Conclusion partielle

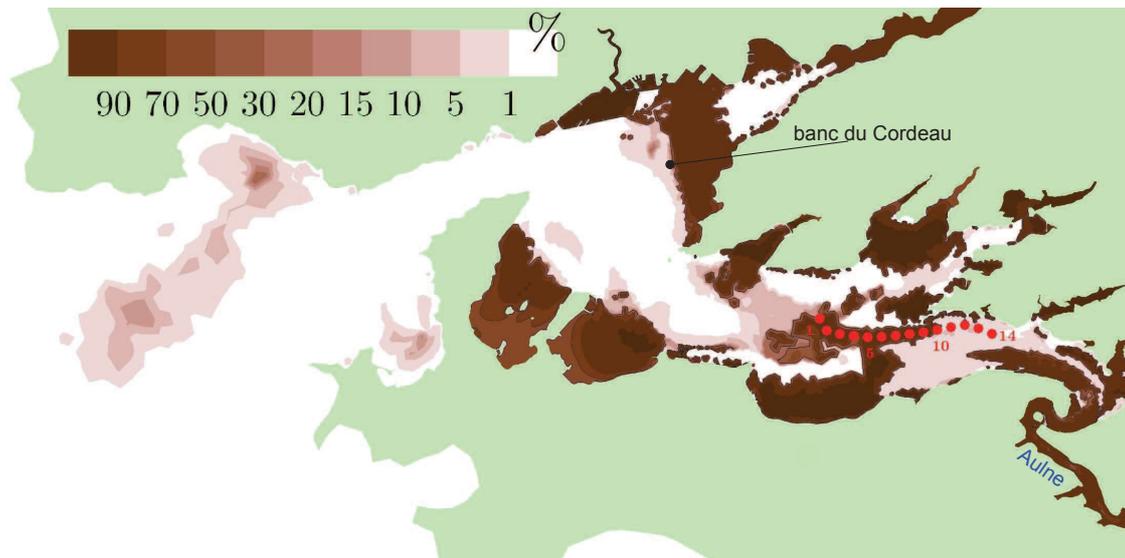
Il existe généralement un équilibre entre vitesse du courant, contrainte de cisaillement au fond et taille des sédiments (non-cohésifs) sur le fond. Un substrat grossier atténue localement la vitesse du courant mais augmente le frottement, ce qui est susceptible de mettre en mouvement des sédiments relativement grossiers. Cette interaction hydro-sédimentaire est enrayée dans le cas d'un mélange de sédiments hétérométriques. Le flux d'érosion dépend alors aussi de la disponibilité relative de chaque classe sédimentaire et du degré d'exposition des grains mobilisables par rapport aux larges sédiments im-

mobiles. La simulation en configuration de substrat *abiotique*, qui prend en compte le processus de masquage/exposition, a permis de décrire les aires de mobilité des sédiments de fond (particulièrement hétérogènes) en rade de Brest. La complexité du substrat de la rade réside aussi dans la présence d'argile qui confèrent à la vase (mélange d'argile et de silt) des propriétés cohésives. Les flux d'érosion dépendent alors de la nature plus ou moins cohésive des mélanges de sables et de vases. Les sédiments cohésifs ne sont transportés qu'en suspension. La simulation en configuration de substrat *abiotique* a montré en rade que i) le mode de transport en suspension domine largement sur le mode de transport par charriage, ii) l'essentiel (> 95 %) de la matière en suspension est constitué de vases dont le transport (l'advection) a lieu principalement dans les chenaux, et iii) le caractère mixte des sédiments joue un rôle primordial sur les concentrations de sédiments en suspension. Les fonds sableux sont relativement stables en condition de marée moyenne, ils se comportent comme une couche tampon pour les vases (en particulier sur le pourtour du bassin central et à l'embouchure de l'Aulne). Paradoxalement, le modèle prédit davantage de vase en suspension au centre de la rade en pointe de flot qu'en pointe de jusant, ce qui s'explique par la plus grande capacité érosive des courants à marée montante et par le fait que les courants de flot sont giratoires conduisant les particules fines vers la sortie de la rade. Le schéma de circulation sédimentaire sera précisé dans la suite avec l'application de la technique de marquage des sédiments. Enfin, les résultats du modèle en termes d'évolution du fond soulignent un déséquilibre entre forçage hydrodynamique et caractéristiques des sédiments de fond, remettant en question l'état de l'art des connaissances morpho-sédimentologiques en rade de Brest (voir discussion au chapitre 6).

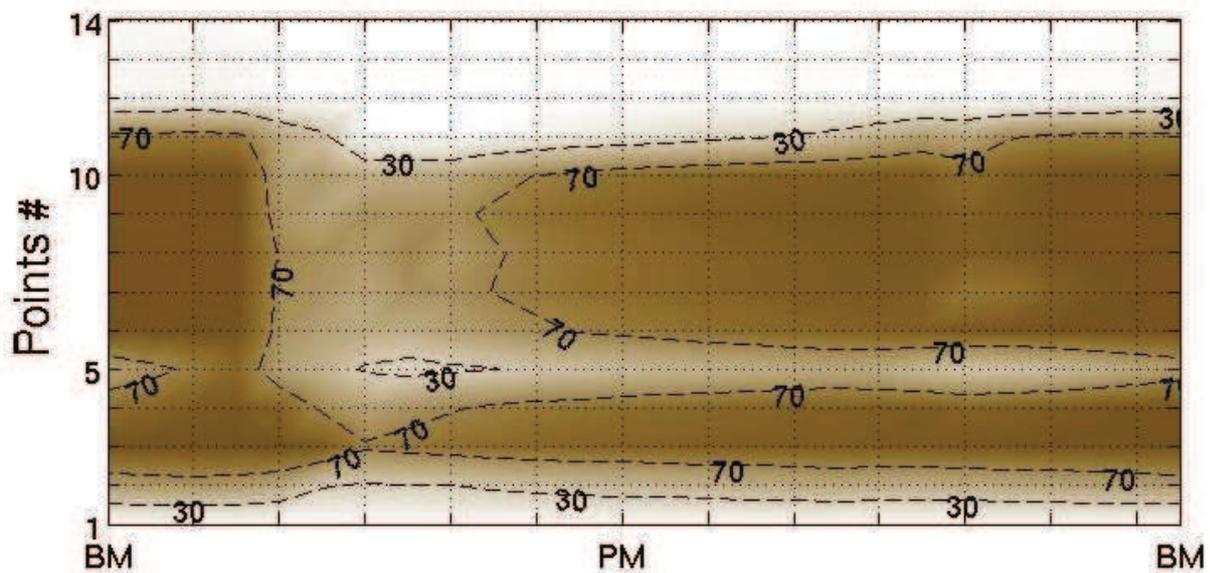
(a) Fraction de sables fins (75, 140 et 240 μm), à l'instant initial(b) Fraction de sables fins (75, 140 et 240 μm), à l'issue du cycle de marée sélectionné

(c) extraction points (à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné)

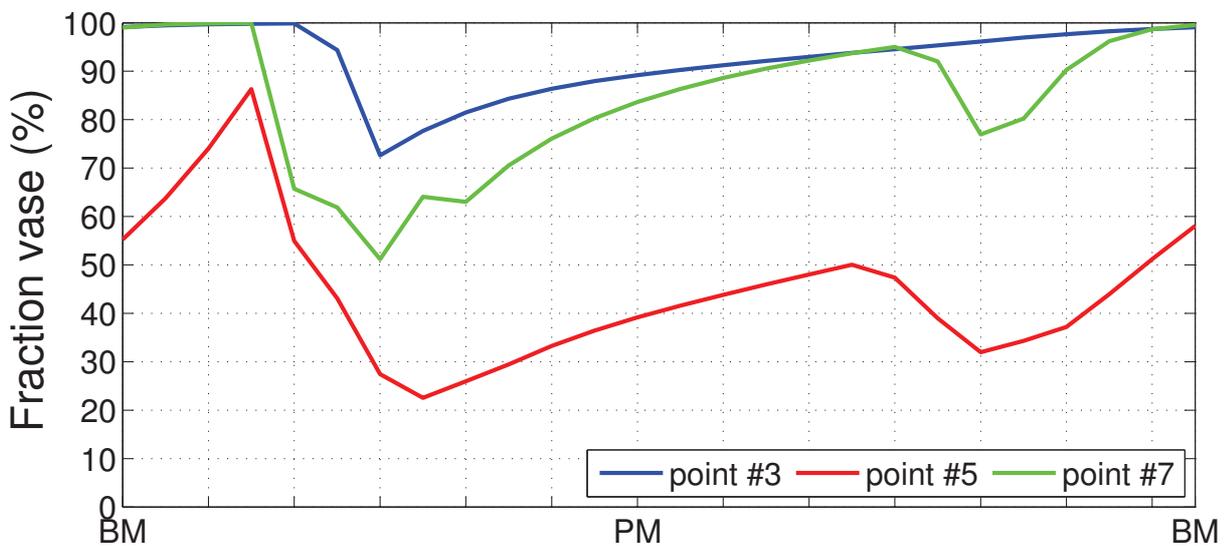
Figure 5.25 – Fraction (en %) de sables dans la couche superficielle du lit sédimentaire.



(a) rade de Brest, à l'issue du cycle de marée moyenne (basse mer)



(b) transect points #1 à #14 (en rouge sur a.), au cours du cycle de marée moyenne



(c) extraction points #3, #5 et #7, au cours du cycle de marée moyenne

Figure 5.26 – Fraction (en %) de vase dans la couche superficielle du lit sédimentaire.

5.4. Application en configuration de substrat *crépidulé*

Les résultats du modèle *abiotique* présentés ci-dessus ne prennent pas en compte les effets des crépidules. Dans la suite, la répartition des densités de crépidules en 2000 (figure 2.13, chapitre 2) est intégrée sur le fond. Avant d'étudier la réponse sédimentaire de la rade à l'invasion (rapide) des crépidules, les prédictions du modèle hydrodynamique en présence de macro-rugosités sont confrontées aux mesures au voisinage du fond en différentes stations colonisées à des degrés divers par les crépidules (décrite au chapitre 3). L'impact hydro-sédimentaire des crépidules est évalué localement et à l'échelle de la rade, par comparaison entre les résultats des modèles *abiotique* et *crépidulé*. L'importance relative entre processus physique (rugosité) et biologique (filtration-biodéposition) est estimée par comparaison entre les résultats des sous-modèles « crépidules mortes » et « crépidules vivantes ».

5.4.1. Courants

5.4.1.a. Analyse aux sites expérimentaux

- **Campagne TRAVIES 1**

La figure 5.27 confronte les prédictions de courant avec et sans prise en compte des crépidules, par rapport aux mesures de la campagne TRAVIES 1 d'avril 2006. À la station S1 où la densité de crépidules dépasse 1500 ind/m², le modèle « crépidules » surestime la vitesse de 12 % en moyenne par rapport au signal mesuré. Par comparaison, le modèle « abiotique » prédit des vitesses 49 % supérieures aux mesures. Les mesures indiquent que la renverse jusant-flot a lieu deux heures avant la basse mer, très probablement due aux effets de stratification et de circulation estuarienne associée (cf. chapitre 3), alors que les modèles « abiotique » et « crépidules » prédisent un signal de courant en quadrature avec le signal de hauteur d'eau. À la station S2 où la densité de crépidules est inférieure à 50 ind/m², le modèle « crépidules » surestime la vitesse de 23 % en moyenne par rapport au signal mesuré. Par comparaison, le modèle « abiotique » prédit des vitesses 28 % supérieures aux mesures. Les mesures indiquent que la renverse jusant-flot a lieu une heure avant la basse mer, alors que les modèles « abiotique » et « crépidules » prédisent un signal de courant en quadrature avec le signal de hauteur d'eau. Le score d'aptitude de Brier (BSS) est négatif pour les deux scénarios. La paramétrisation des crépidules en tant que macro-rugosités améliore malgré tout localement les prédictions de vitesse du courant moyen, en dépit d'un déphasage de la renverse jusant-flot attribuée aux processus baroclines en milieu estuarien.

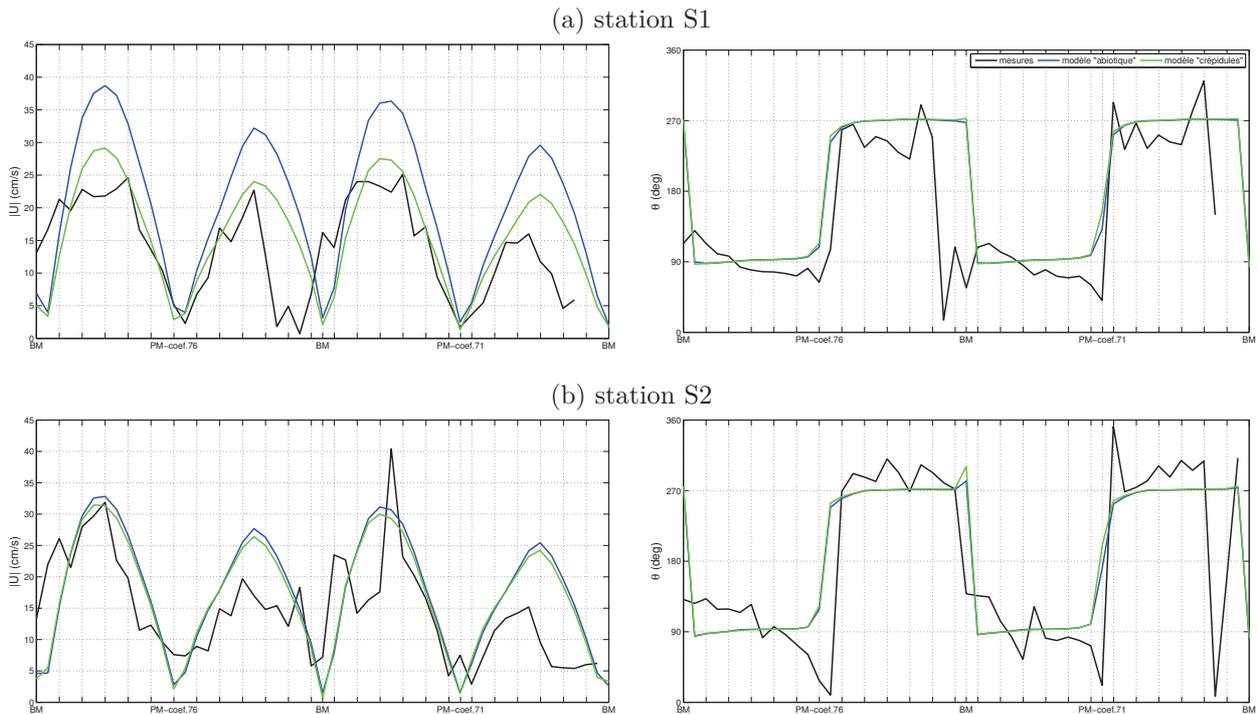


Figure 5.27 – Vitesse (cm/s) et direction (deg) du courant moyen à 40 cm au-dessus du fond aux stations (a) S1 et (b) S2, d’après les mesures (noir) et les prédictions des modèles « abiotique » (bleu) et « crépidules » (vert), au cours de deux cycles de marée moyenne (coef. 76 et 71, du 17 au 18 avril 2006) extraits de la campagne TRAVIES 1.

• Campagne CREP

La figure 5.28 confronte les prédictions de courant avec et sans prise en compte des crépidules, par rapport aux mesures de la campagne CREP d’avril 2012. Les prédictions du modèle sont en phase avec le signal mesuré ; les renverses de courant ont lieu à pleine mer et basse mer. À la station C1 où la densité de crépidules est d’environ 1500 ind/m^2 , le modèle « crépidules » sous-estime en moyenne la vitesse mesurée de seulement 1 % alors que le modèle « abiotique » la surestime de 37 %. À la station C2 où la densité de crépidules ne dépasse pas 50 ind/m^2 , le modèle « crépidules » surestime la vitesse mesurée de 13 % contre 47 % par le modèle « abiotique ». Le tableau 5.7 récapitule les différences d’aptitude entre les deux scénarios. Intégrer la rugosité des crépidules permet donc une meilleure prédiction des courants à la sortie de la baie de Daoulas.

5.4.1.b. Analyse à l’échelle de la rade

Les prédictions de courant du modèle « crépidules » sont comparées aux prédictions du modèle « abiotique », en particulier dans le bassin sud-est (figure 5.29), au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU). En pointe de flot, la diminution de 10 à 20 % de la vitesse du courant au-dessus et dans le

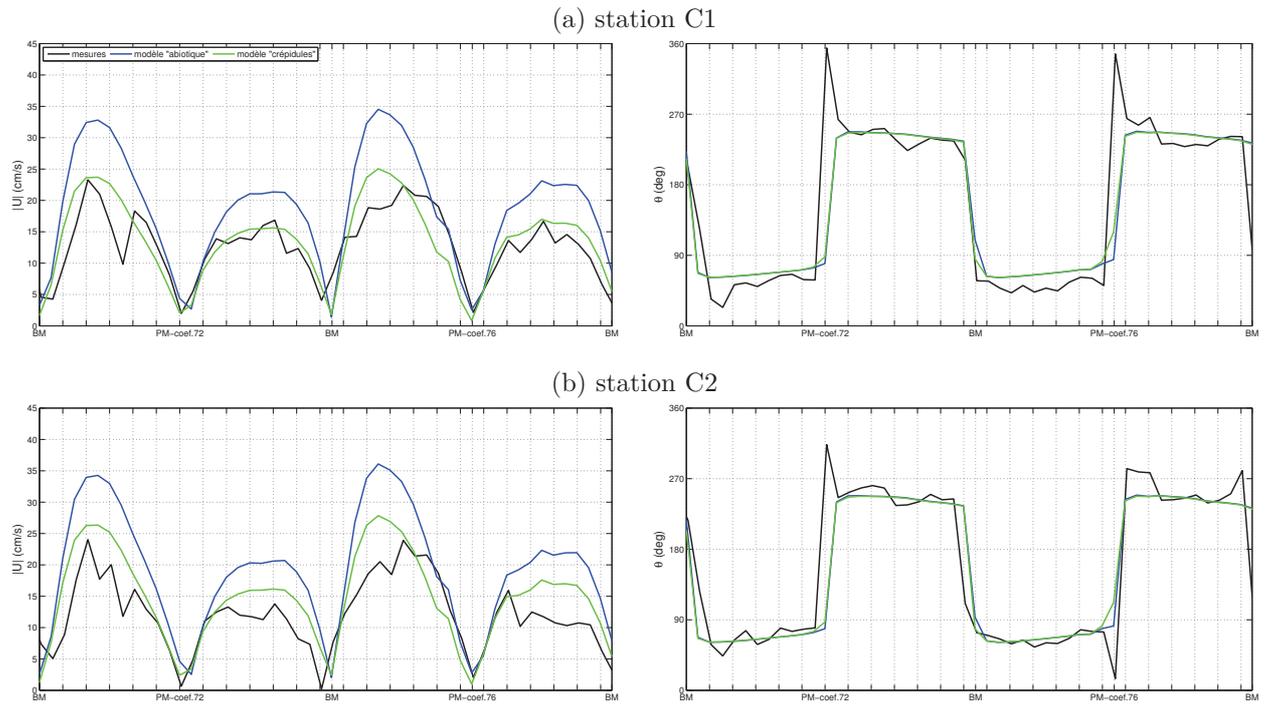


Figure 5.28 – Vitesse (cm/s) et direction (deg) du courant moyen à 30 cm au-dessus du fond aux stations (a) C1 et (b) C2, d’après les mesures (noir) et les prédictions des modèles « abiotique » (bleu) et « crépidules » (vert), au cours de deux cycles de marée moyenne (coef.72 et 76, du 18 au 19 avril 2012) extraits de la campagne CREP.

Tableau 5.7 – Évaluation des prédictions du modèle « crépidules » par rapport aux mesures de vitesse du courant, lors de la campagne CREP d’avril 2012. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux prédictions du modèle « abiotique ».

Station \ Métrique	r^2	BSS
C1	0.7294 (0.7313)	0.6749 (-0.5981)
C2	0.7647 (0.7710)	0.5430 (-0.8568)

sillage des bancs de crépidules, est contrebalancée par une augmentation du même ordre de grandeur sur les rives des pointes de Rozégat, du Bindy et de Pen ar Vir. Le centre du tourbillon anticyclonique derrière la pointe de Pen ar Vir est décalé de 200 m vers le sud-est. En pointe de jusant, la vitesse du courant est augmentée de 5 à 10 % au milieu du chenal de la baie de Daoulas, mais réduite du même ordre de grandeur sur les rives au nord-ouest et au sud-est. Les vitesses du courant derrière la pointe de Pen ar Vir sont augmentées en moyenne de 20 %, et le centre du tourbillon cyclonique est décalé de 200 m vers l'ouest. Aux étales de courants, les différences absolues ne sont pas significatives. Au centre et à l'extérieur de la rade, les différences relatives de vitesse du courant prédite entre les modèles « crépidules » et « abiotique » ne dépassent pas 5 %.

5.4.2. Contraintes de cisaillement de fond

5.4.2.a. Contraintes de cisaillement totale

- **Analyse aux sites expérimentaux**

- **Campagne TRAVIES 1** : La figure 5.30 confronte les prédictions de vitesse de frottement ($u_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$) avec et sans prise en compte des crépidules, par rapport aux mesures de la campagne TRAVIES 1 d'avril 2006. À la station S1 où la densité de crépidules est d'environ 1500 ind/m², le modèle « crépidules » surestime en moyenne la vitesse de frottement de 17 % par rapport au signal mesuré. Par comparaison, le modèle « abiotique » prédit des vitesses de frottement 34 % inférieures aux mesures. À la station S2 où la densité de crépidules ne dépasse pas 50 ind/m², le modèle « crépidules » surestime la vitesse de frottement de 28 % par rapport au signal mesuré. Par comparaison, le modèle « abiotique » prédit des vitesses 18 % inférieures aux mesures. Les valeurs observées en S2 en pointe de flot sont mieux reproduites par le modèle « crépidules », contrairement au jusant où le modèle « abiotique » est plus performant (voir discussion ci-dessous).

- **Campagne CREP** : La figure 5.31 confronte les prédictions de vitesse de frottement avec et sans prise en compte des crépidules, par rapport aux mesures de la campagne CREP d'avril 2012 (moyenne des trois méthodes *COV*, *ECT* et *ID*). À la station C1 où la densité de crépidules est d'environ 1500 ind/m², le modèle « crépidules » surestime en moyenne la vitesse de frottement de seulement 2 % alors que le modèle « abiotique » la sous-estime de 39 %. À la station C2 où la densité de crépidules ne dépasse pas 50 ind/m², le modèle « crépidules » surestime la vitesse de frottement de 22 % (12 % si les mesures proviennent uniquement de la méthode *ECT*), alors que le modèle « abiotique » la sous-estime de 26 % (32 % si uniquement méthode *ECT*). Le tableau 5.8 récapitule les différences d'aptitude entre les deux scénarios.

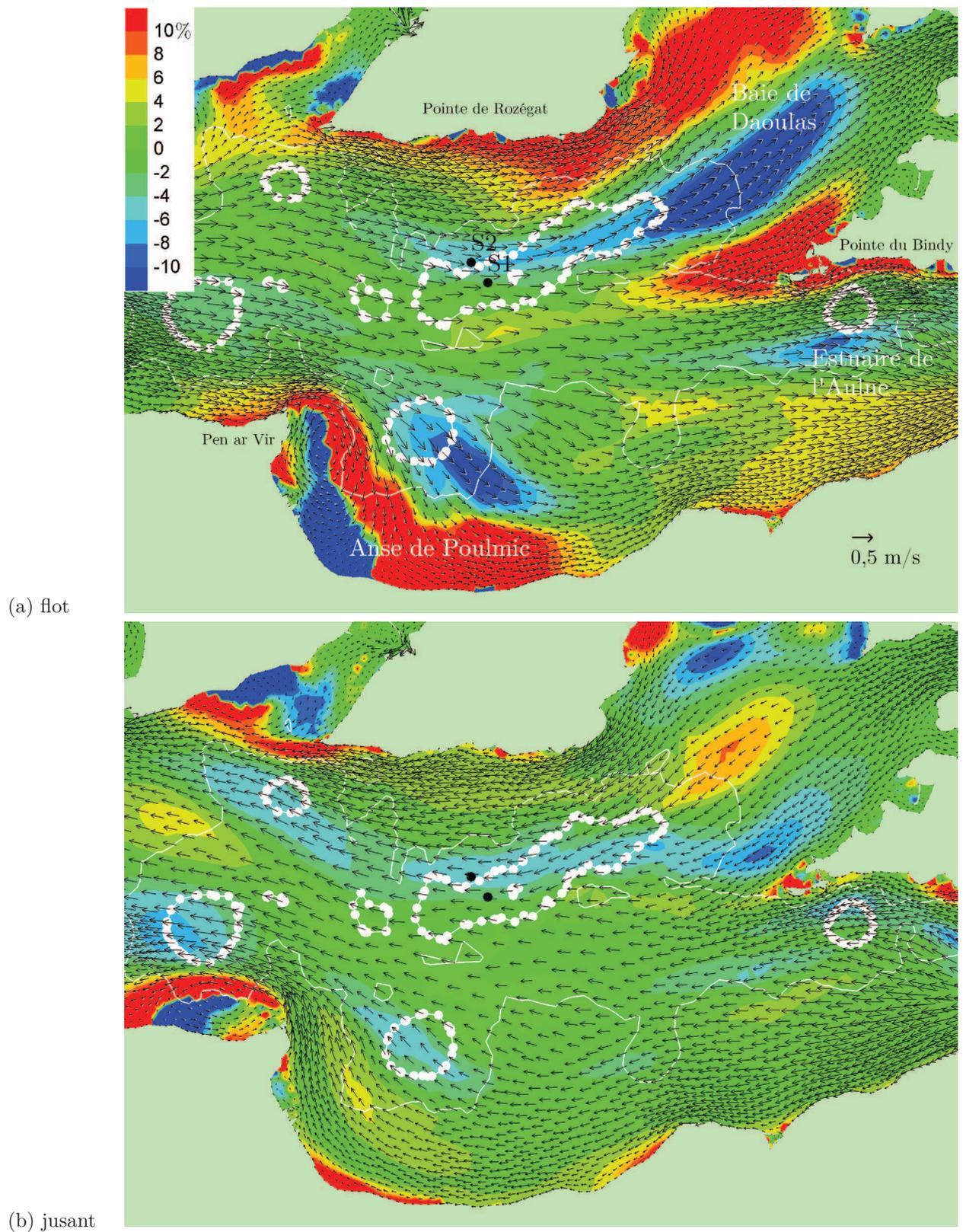


Figure 5.29 – Différence relative (en %) entre les prédictions de courant des modèles « crépidules » (flèches noires) et « abiotique » (flèches grises), aux points de courant (a) de flot et (b) de jusant, du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006. Les bancs de crépidules sont rappelés avec les isolignes de densité 60 et 70 ind/m².

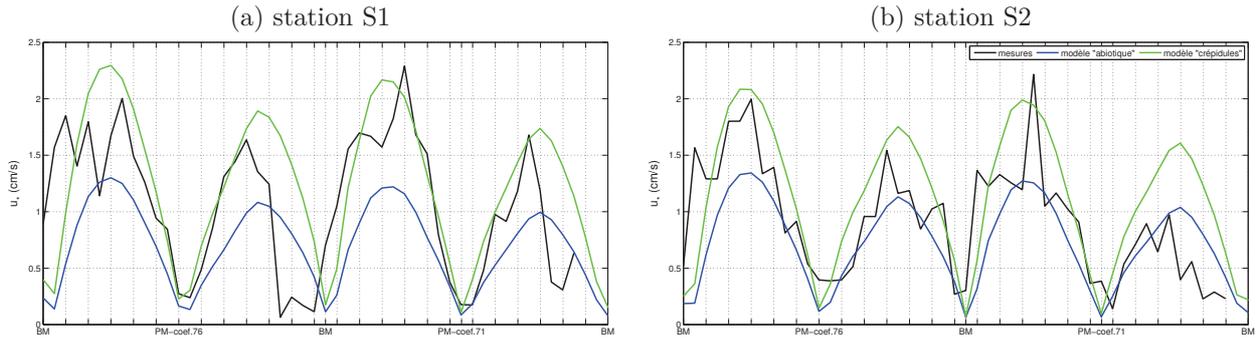


Figure 5.30 – Vitesse de frottement sur le fond (en cm/s) aux stations (a) S1 et (b) S2, d’après les mesures (noir) et les prédictions des modèles « abiotique » (bleu) et « crépidules » (vert), au cours de deux cycles de marée moyenne (coef. 76 et 71, du 17 au 18 avril 2006) extraits de la campagne TRAVIES 1.

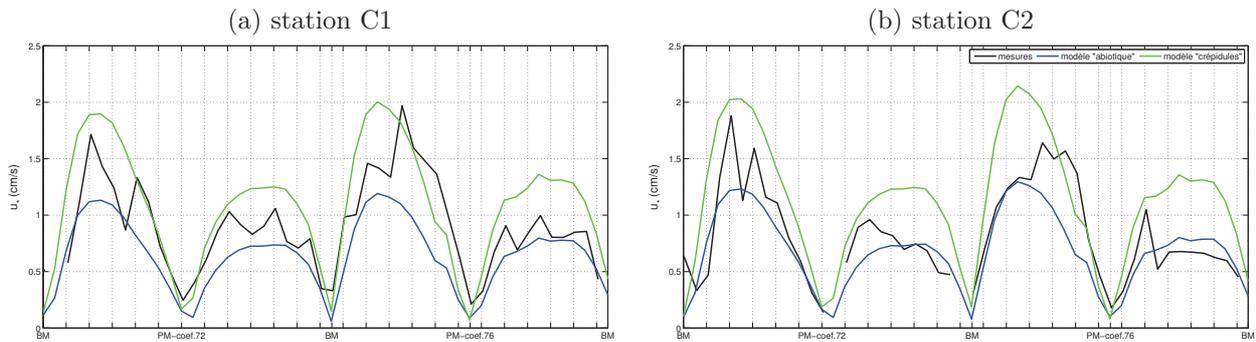


Figure 5.31 – Vitesse de frottement sur le fond (en cm/s) aux stations (a) C1 et (b) C2, d’après les mesures (noir) et les prédictions des modèles « abiotique » (bleu) et « crépidules » (vert), au cours de deux cycles de marée moyenne (coef.72 et 76, du 18 au 19 avril 2012) extraits de la campagne CREP.

Tableau 5.8 – Évaluation des prédictions du modèle « crépidules » par rapport aux mesures de vitesse de frottement, lors de la campagne CREP d’avril 2012. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux prédictions du modèle « abiotique ».

Station \ Métrique	r^2	BSS
C1	0.6749 (0.6971)	0.5448 (0.0748)
C2	0.6697 (0.6953)	0.2642 (0.2611)

Comme lors de la campagne TRAVIES 1 d'avril 2006, la vitesse de frottement est surestimée par le modèle « crépidules » d'environ 20 % aux stations S2/C2. Dans cette zone, la vitesse du courant moyen est aussi surestimée par rapport aux mesures, de 13 % en avril 2012 (station C2) à 23 % en avril 2006 (station S2). Cette différence entre modèle et mesures principalement au jusant est probablement liée au fait que de nombreuses algues rouges soient accrochées sur le fond dans la baie de Daoulas, et que le modèle ne prenne pas en compte leur effet sur la rugosité de fond. De plus, l'interpolation des densités de crépidules est effectuée sur un maillage dont la taille est comprise entre 150 et 250 m dans cette zone, ce qui est du même ordre de grandeur que la distance entre les stations. Les valeurs de densité de crépidules extraites du modèle sont de 310 ind/m² en S2, 650 ind/m² en C2, 1090 ind/m² en C1, et 1400 ind/m² en S1. La rugosité est donc 50 à 100 fois supérieure, respectivement en C2 et S2, lorsque les crépidules sont prises en compte. La contrainte de cisaillement totale sur le fond est donc exacerbée par rapport à un substrat complètement « abiotique ». Malgré tout, le modèle « crépidules » améliore nettement les prédictions de vitesse de frottement au centre des bancs de crépidules (stations S1/C1).

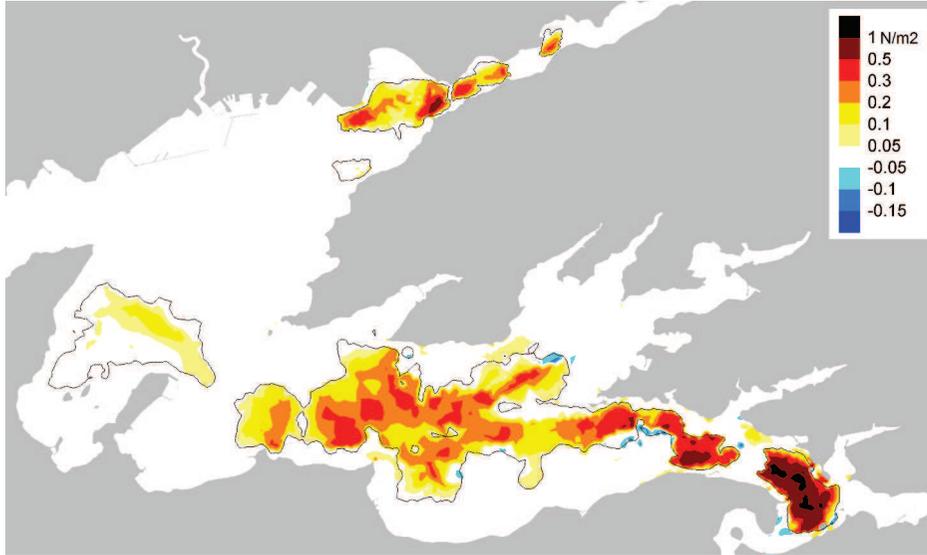
- **Analyse à l'échelle de la rade**

Les prédictions de contrainte de cisaillement totale sur le fond τ_0 du modèle « crépidules » sont comparées aux prédictions du modèle « abiotique », au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006 (figure 5.32). La contrainte de cisaillement totale sur les bancs de crépidules est augmentée d'un facteur allant jusqu'à 2,5 (au niveau des bancs les plus denses), ce qui a pour effet de diminuer la vitesse des courants moyens dans leur sillage. Par suite, τ_0 est réduit dans le sillage des bancs de crépidules. La diminution de 10 à 20 % de la vitesse du courant de flot dans le sillage des bancs de crépidules de la baie de Daoulas (figure 5.29) induit une réduction du frottement de 25 à 35 %, tandis que sur les rives, l'augmentation de la vitesse du courant implique une augmentation du frottement de 20 à 60 %. Malgré un impact relativement faible sur la circulation des courants, les crépidules modifient significativement la répartition spatiale des contraintes sur le fond.

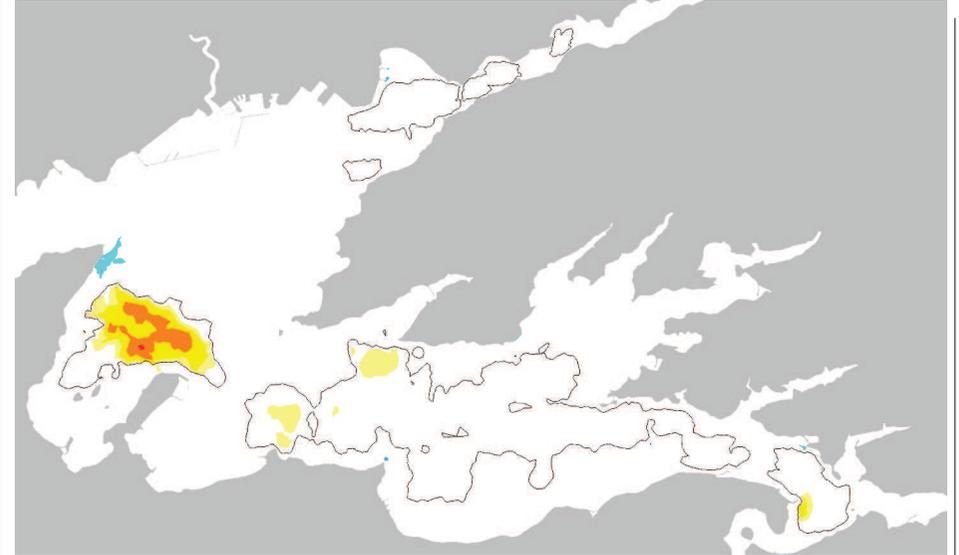
5.4.2.b. Contraintes de cisaillement de peau

Les crépidules ont des effets locaux antagonistes sur la contrainte de cisaillement de fond. Elles augmentent la contrainte de cisaillement totale τ_0 mais diminuent la part du cisaillement de peau τ' (qui s'applique aux sédiments de fond). L'effet combiné peut être illustré figure 5.33. Pour une vitesse de courant moyen donnée, la contrainte de cisaillement de peau (ou effective) est plus importante dans le cas où la densité de crépidules est comprise entre 60 et 720 ind/m² que si le lit de vase-sableuse était nu. Lorsque la densité augmente au-delà de 720 ind/m², la contrainte de cisaillement de peau est nulle.

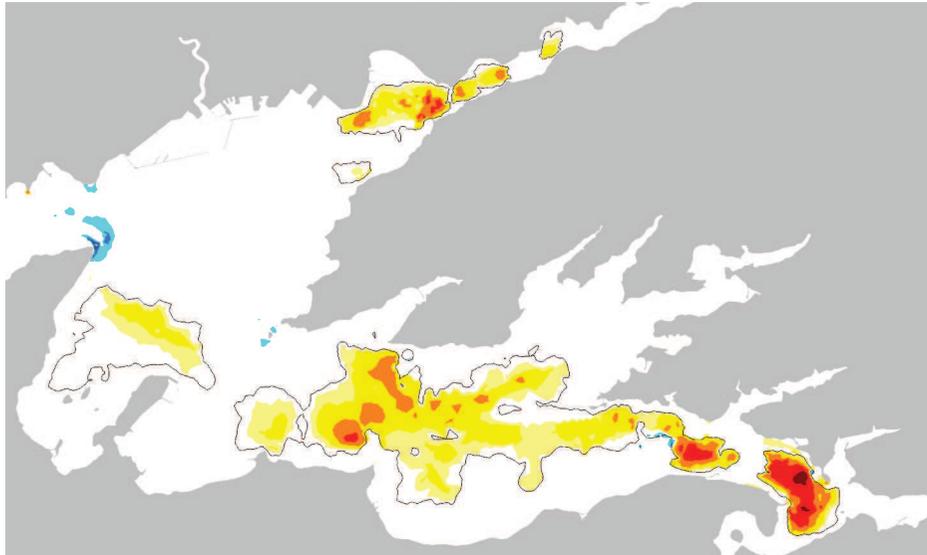
(a) flot



(b) pleine mer



(c) jusant



(d) basse mer

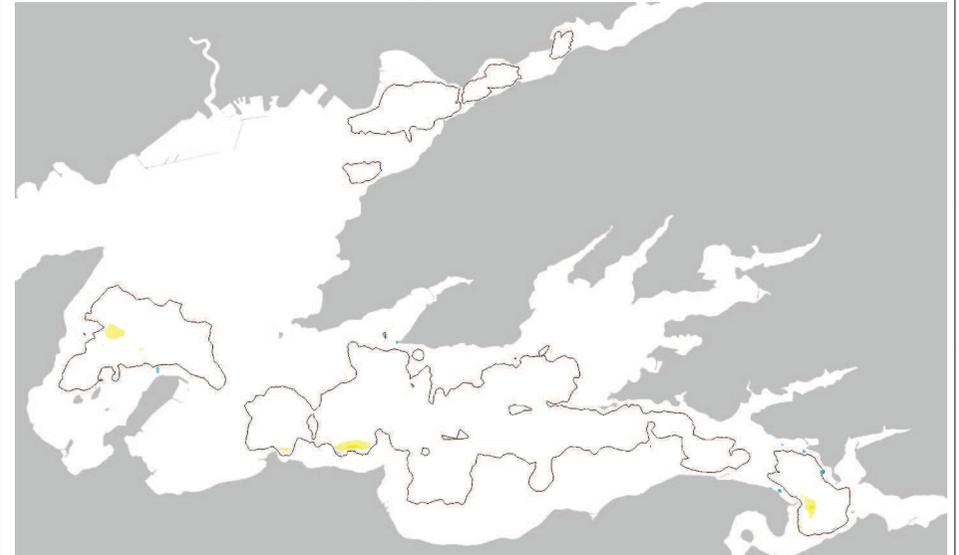


Figure 5.32 – Différence de contrainte de cisaillement totale sur le fond τ_0 entre les prédictions des modèles « crépidules » et « abiotique », au cours d'une marée moyenne. La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec l'isoligne 60 ind/m².

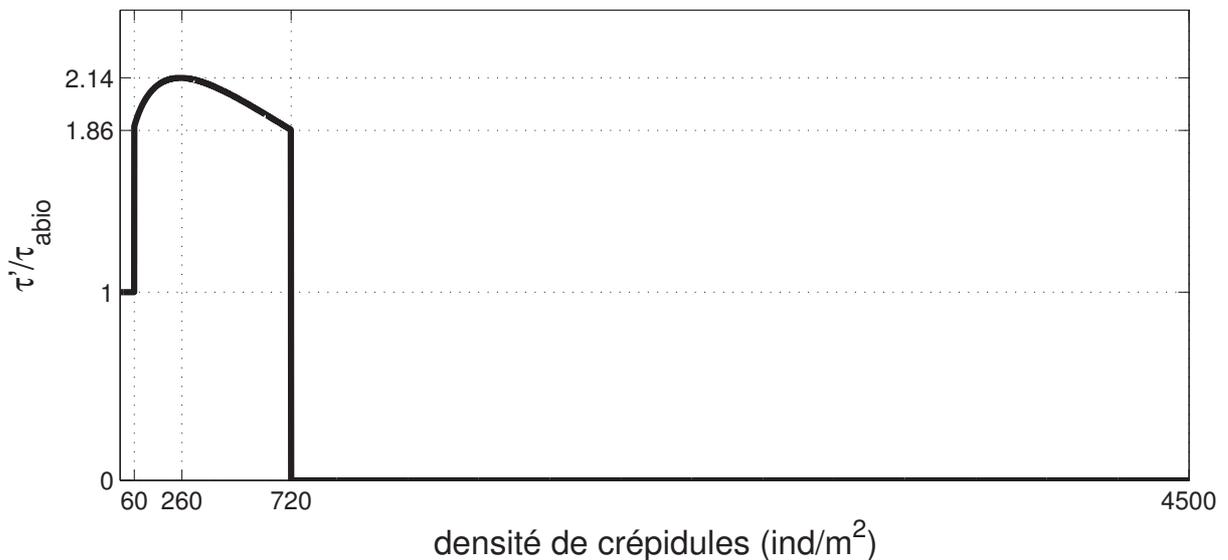


Figure 5.33 – Variation de la contrainte de cisaillement de peau τ' en fonction de la densité de crépidules (ind/m^2), rapportée à la contrainte de cisaillement sur un fond de vase-sableuse nu ($d_{50} = 19 \mu\text{m}$), d'après l'équation 4.5.

L'effet globale des crépidules sur la modification du cisaillement de peau est évalué par comparaison entre les prédictions des modèles « crépidules » et « abiotique » (figure 5.34). Dans le bassin sud-est, les différences sont significatives aux pointes de courant, particulièrement de flot, lors duquel la contrainte de peau est 1,5 à 2 fois plus importante en présence de crépidules éparses. Sur le bord de la baie de Roscanvel, la modification de la contrainte de fond par les crépidules a lieu à pleine mer où les courants giratoires de flot persistent.

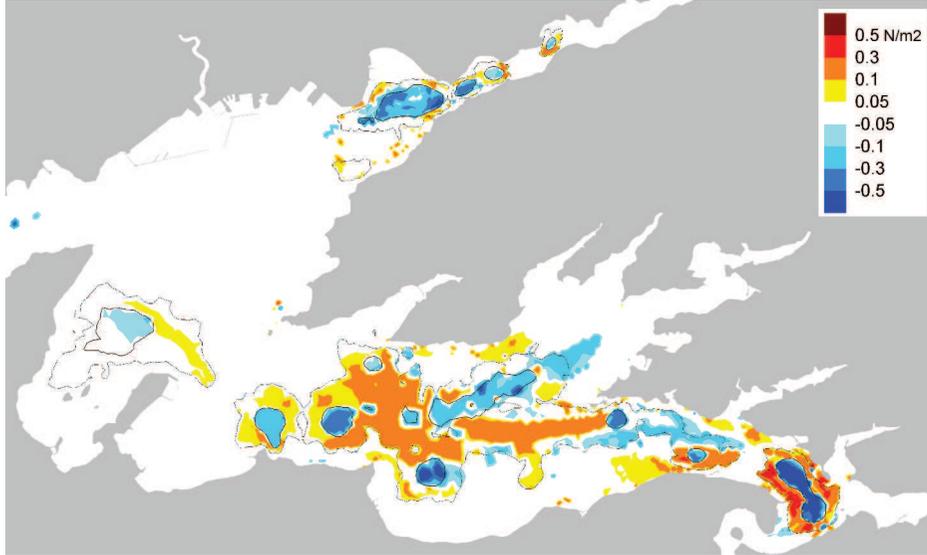
5.4.3. Concentrations de sédiments en suspension

Dans la suite du chapitre, deux modèles sont appliqués en configuration de substrat *crépidulé* : le premier dit « crépidules mortes » ne prend en compte que l'aspect physique des crépidules en termes de rugosité totale et de partition du cisaillement ; le second dit « crépidules vivantes » y ajoute l'activité de filtration-biodéposition.

5.4.3.a. Analyse aux sites expérimentaux

Le rôle physique des crépidules sur la concentration de sédiments en suspension (CSS) est évalué par comparaison entre les prédictions des modèles « crépidules mortes » et « abiotique », aux stations S1 et S2 (figure 5.35). Généralement au flot, la CCS est 1,5 à 2 fois plus importante en S2 qu'en S1, traduisant en partie la supériorité des pointes de courant en S2 par rapport à S1 (figure 5.27). En S2, les pics de CCS sont en phase avec les pointes de courants. En S1, le signal de concentration présente une avance

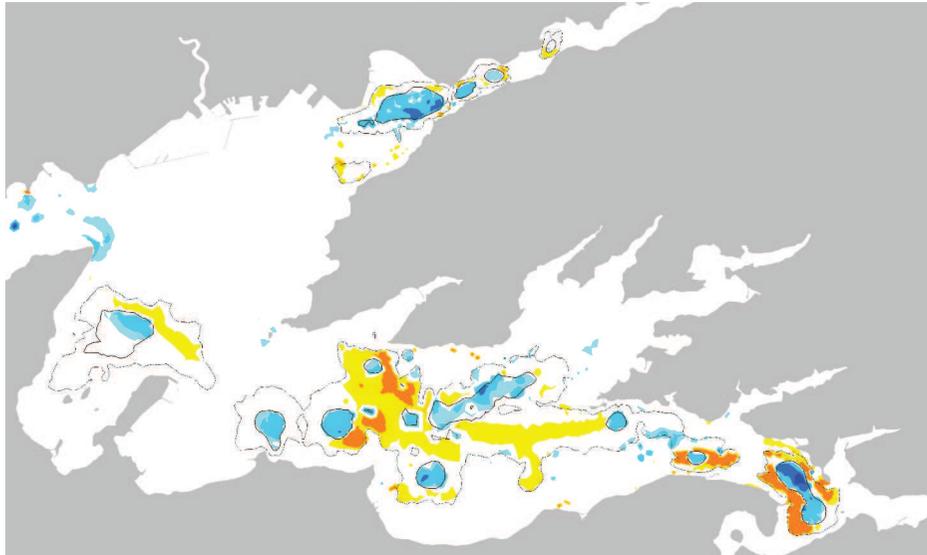
(a) flot



(b) pleine mer



(c) jusant



(d) basse mer

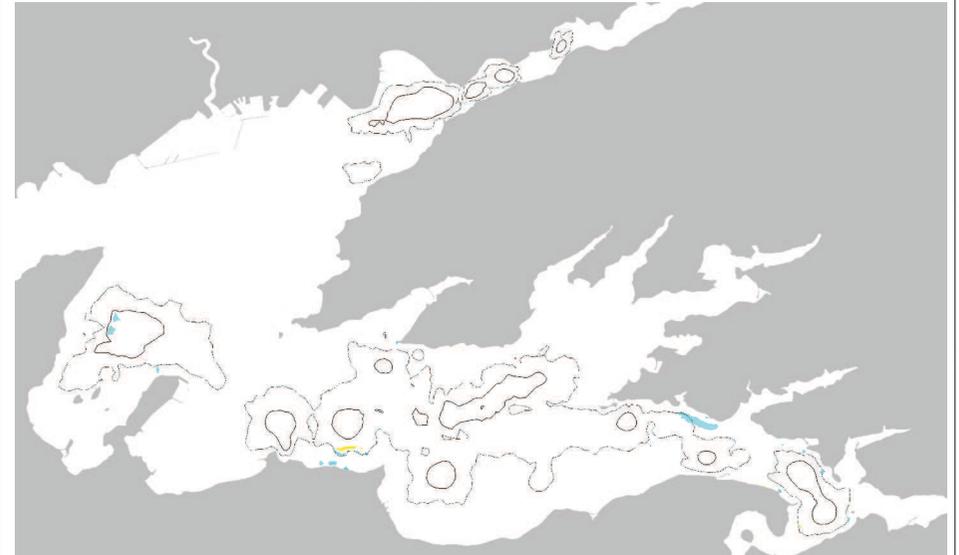


Figure 5.34 – Différence de contrainte de cisaillement de peau entre les prédictions des modèles « crépidules » et « abiotique », au cours d'une marée moyenne. La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec les isolignes 60 et 720 ind/m².

de phase par rapport au courant de flot, d'une heure pour les vases et d'une demi-heure pour les sables très fins. Au jusant, un retard de phase d'une heure est observé sur le signal de concentration (100 % de vase). Bien que le substrat soit initialement le même aux deux stations (vase-sableuse), la MES est davantage composée de sables très fins en S2 qu'en S1, cette dernière présentant une dominante de vase. En absence de crépidule, le signal de CSS est composé à 36 et 62,5 % de sables très fins, respectivement en S1 et S2. La présence de crépidules réduit la part des sables très fins à 4 et 55 %, respectivement en S1 et S2. La concentration totale de sédiment en suspension est augmentée en S2 de 70 % au flot, avec une avance de phase d'une demi-heure par rapport aux courants. Un déphasage supplémentaire est observé en S1 avec un pic centré sur la basse mer dont les valeurs maximales sont 2 fois supérieures aux prédictions du modèle « abiotique ».

Le rôle de l'activité de filtration-biodéposition des crépidules sur les concentrations de MMS est évalué par comparaison entre les prédictions des modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes », aux stations S1 et S2 (figure 5.35). La période entre les pics de concentration de MMS n'est pas modifiée, mais les valeurs de concentration sont globalement diminuées de 20 %. Pour rappel, seules les vases *minérales* sont filtrées par les crépidules et remplacées sur le fond par des vases *biodéposées* qui diffèrent des premières par la valeur de la contrainte critique d'érosion. La diminution des concentrations de sables très fins est due à la modification de la disponibilité en sables dans la couche active du lit.

5.4.3.b. Analyse à l'échelle de la rade

Par rapport aux concentrations de vases en suspension prédites avec le modèle « abiotique » (figure 5.18), les prédictions du modèle « crépidules mortes » sont généralement supérieures en rade et inférieures aux abords de la rade (figure 5.36). L'impact hydrodynamique des crépidules sur les concentrations de sédiments en suspension est renforcé par la modification de la disponibilité des sédiments sur le fond. Il en résulte que les concentrations de vases en suspension sont supérieures de 5 % en moyenne au centre de la rade. Dans l'anse du Moulin Blanc, la concentration du panache de sédiments mis en suspension en pointe de flot (au niveau du Polder) passe de 2-5 mg/l à 10-15 mg/l. Aux abords de la pointe du Bindy, les concentrations en pointe de flot sont de 10 à 25 mg/l, alors qu'elles ne dépassent pas 5 mg/l en configuration de substrat « abiotique ». Néanmoins, localement, dans l'anse de Penfoul, au droit de Landévennec et au fond de l'anse du Fret, les concentrations sont inférieures de 30 à 70 %. Au-dessus du banc de crépidules à l'embouchure de l'Elorn, les concentrations sont diminuées de 10 % au flot à 50 % au jusant. À l'extérieur, les concentrations sont inférieures de 1 à 10 % respectivement du goulet aux pointes de Saint-Mathieu et de Pen Hir. En mer d'Iroise, les concentrations de vases étant très faibles (1 $\mu\text{g/l}$), les différences relatives ne sont pas significatives.

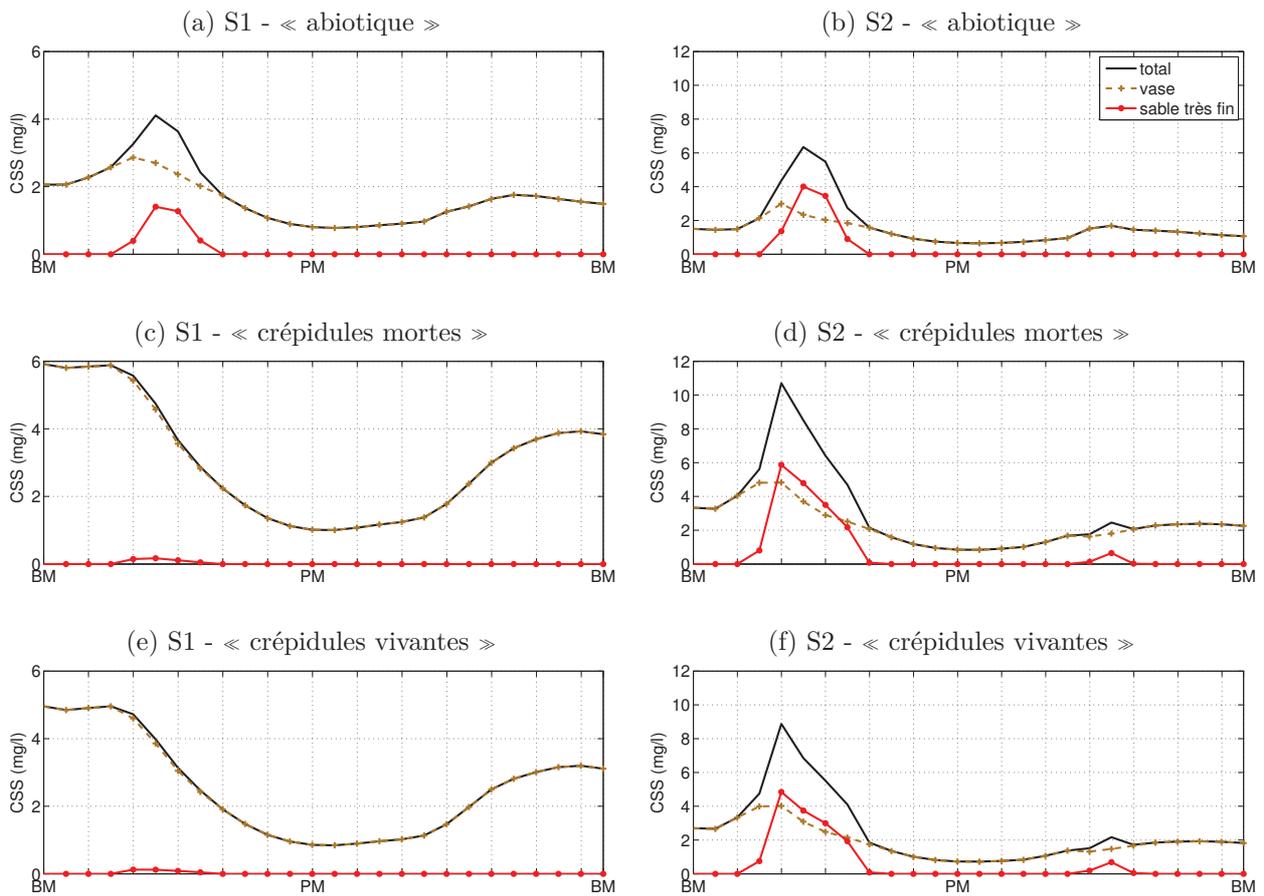


Figure 5.35 – Chronique de la CSS (en mg/l) et de la contribution des différentes classes de sédiments fins, prédites avec les modèles « abiotique », « crépidules mortes » et « crépidules vivantes », au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

La présence physique de crépidules a aussi un effet sur les concentrations de sables en suspension (non figuré). Dans le bassin sud-est, au-dessus des bancs de crépidules éparses, les concentrations de sables en suspension intégrées sur la verticale augmentent de 1 mg/l à environ 3 mg/l, et jusqu'à 5 mg/l au milieu du chenal. Devant la rivière du Camfrou, sur une bande d'environ 1,5 km, la concentration de sables en suspension intégrée sur la verticale atteint 5 mg/l au jusant, alors qu'elle est quasi-nulle sans crépidule. Davantage de sables fins sont remis en suspension au droit de l'Île Longue, mais moins du côté de l'Île Ronde. Dans le goulet, les concentrations de sables très fins sont augmentées en moyenne de 15 à 30 %.

L'activité des crépidules modifie les concentrations de sédiments en suspension dans une grande partie de la rade (figure 5.37). Dans les deux tiers du bassin sud-est (baie de Daoulas et embouchure de l'Aulne) et dans la baie de Roscanvel, les concentrations de vases en suspension (*minérales* et *biodéposées*) sont inférieures de 10 à 20 % par rapport aux prédictions du modèle « crépidules mortes ». Au nord de la pointe de l'Armorique, les concentrations sont supérieures de 40 à 120 %. Cet excès de vases en suspension doit être mis en relation avec une diminution locale de la quantité de vases sur le fond, de 75 à 90 % d'aval en amont de la digue de Keralliou. Dans le bassin sud-est, les concentrations de sables en suspension aux pointes de courant sont réduites de 10 à 15 %. Dans le goulet, les concentrations de sables sont inférieures d'environ 5 % par rapport aux prédictions du modèle « crépidules mortes ».

5.4.4. Tendances d'évolution du lit sédimentaire

5.4.4.a. Analyse aux sites expérimentaux

La figure 5.38 présente les prédictions des modèles « abiotique », « crépidules mortes » et « crépidules vivantes », en termes d'évolution de la hauteur du fond, aux stations S1 et S2, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. Les modèles prédisent une accumulation de sédiments en S1 et une érosion en S2. Dans le cas où les crépidules sont présentes sur le fond, les flux d'érosion sont nuls en S1. À cette station, on observe un dépôt relativement important autour de la basse mer. Dans le cas des « crépidules mortes », une épaisseur de 0,39 mm s'accumule sur le fond (contre 0,015 mm en absence de crépidule). En S2, la phase d'érosion commence une demi-heure après la basse mer et dure 2 h 30 (contre 2 h en absence de crépidule). Ensuite, une phase de dépôt commence (3 h avant la pleine mer) et dure 4 h 30 (contre 5 h 30 en absence de crépidule). Il s'en suit une autre phase d'érosion d'une durée de 2 h 30 (contre 1 h 30 en absence de crépidule). La phase de dépôt autour de la basse mer dure 3 h (contre 3 h 30 en absence de crépidule). Le bilan est négatif en S2, une érosion de 0.3 mm est prédite au cours du cycle de marée (contre 0,15 mm en absence de crépidule). L'activité des crépidules induit

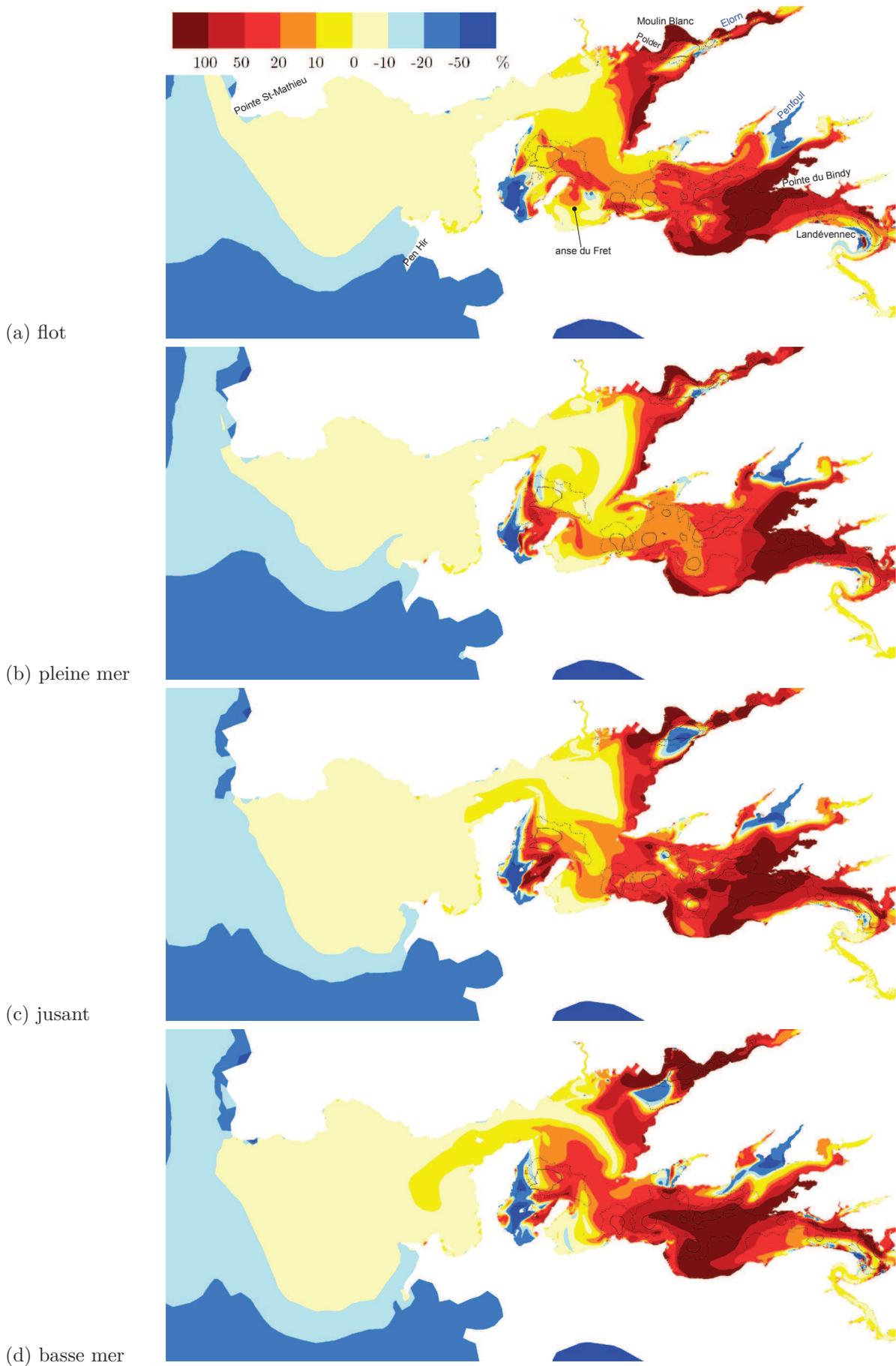


Figure 5.36 – Différence relative (en %) entre la concentration de vases en suspension prédite avec les modèles « crépidules mortes » et « abiotique ». La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec les isolignes 60 et 720 ind/m².

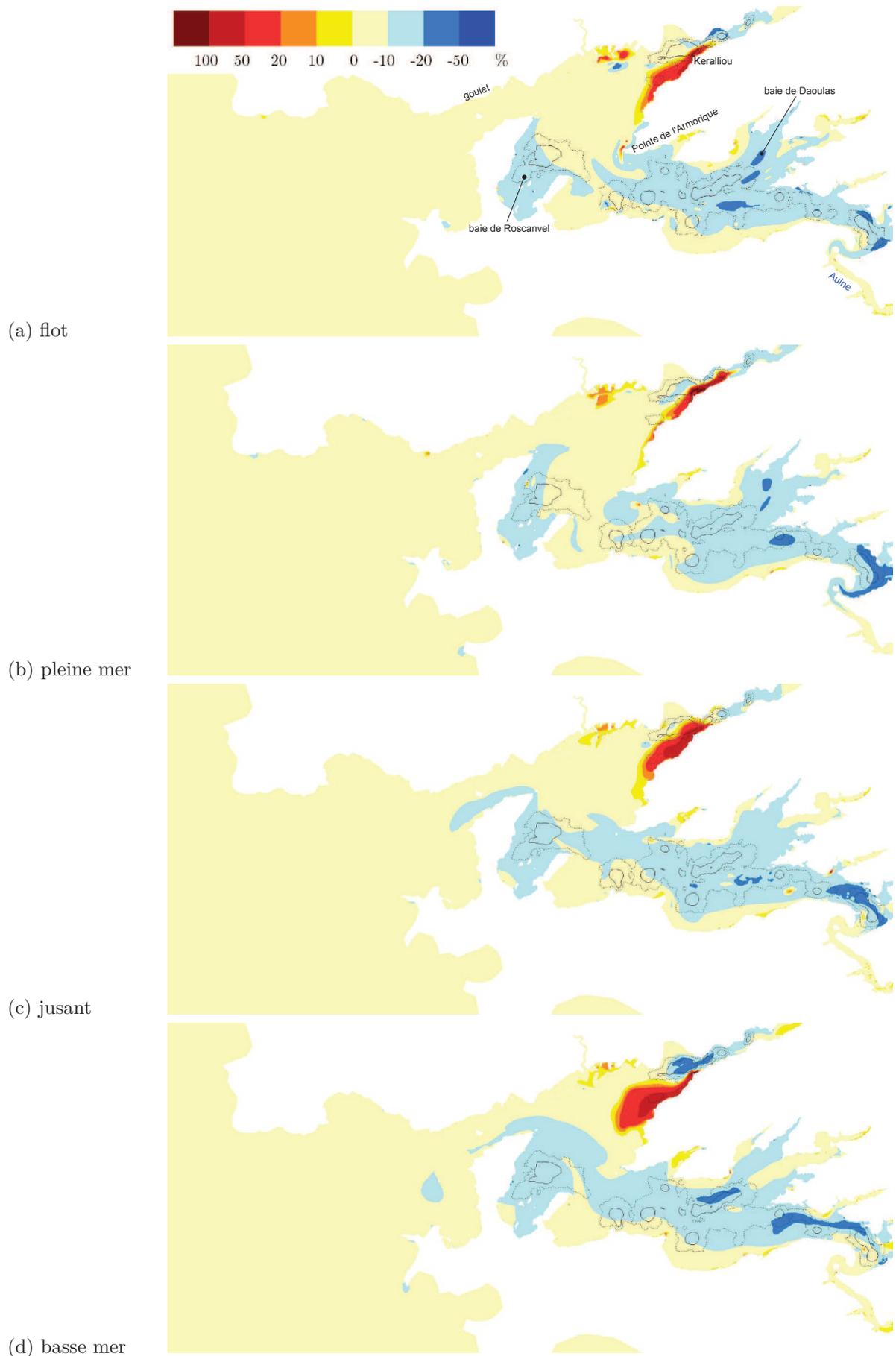


Figure 5.37 – Différence relative de concentration de vases en suspension (en %) entre les prédictions des modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes ». La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec les isolignes 60 et 720 ind/m².

un excès d'accrétion de 5 % en S1 et un défaut d'érosion de 20 % en S2 (figure 5.38). Cette différence d'évolution du fond entre les deux stations, malgré une modification similaire des concentrations de sédiments en suspension, est due à la différence de porosité entre les sédiments sableux et vaseux.

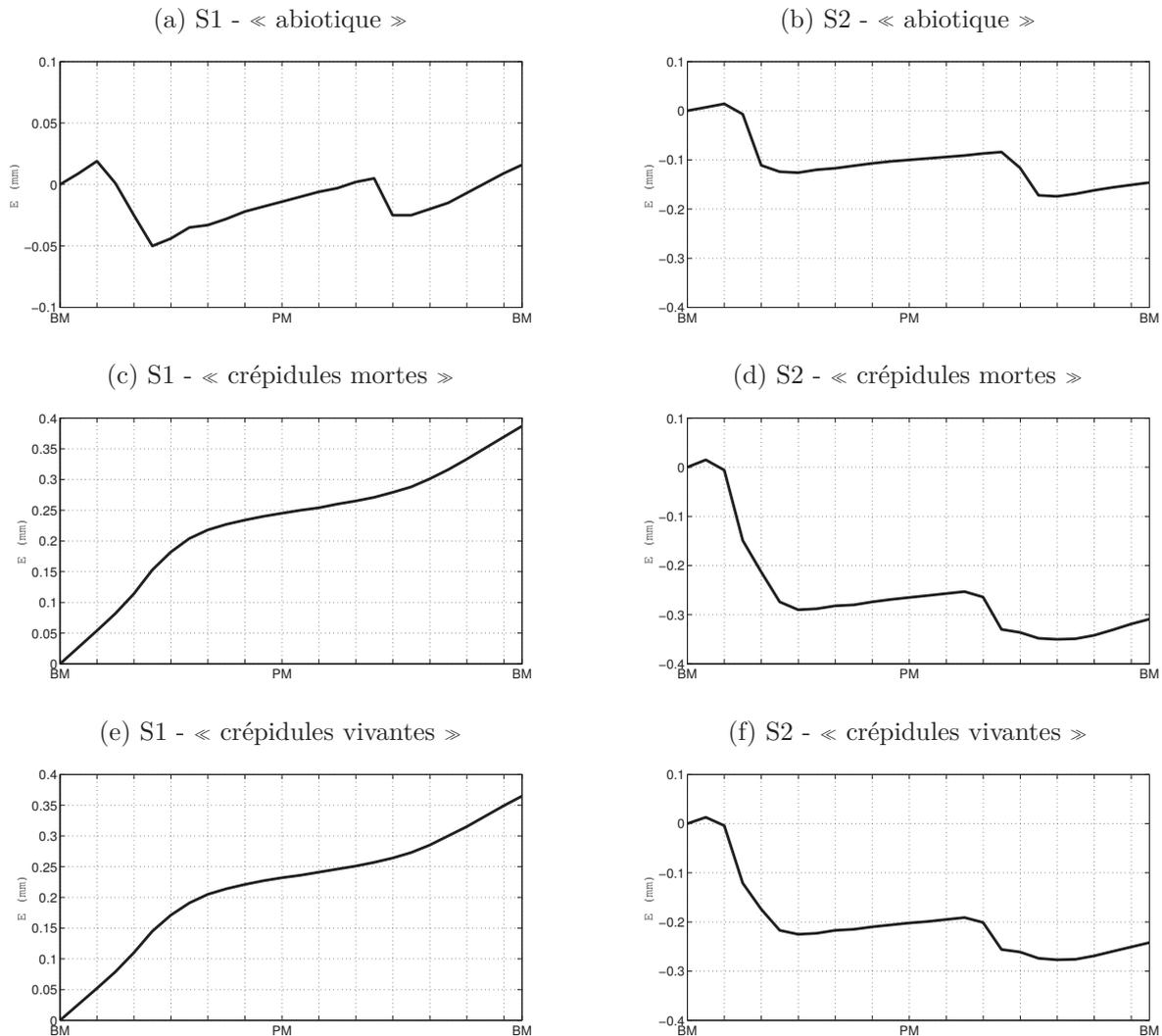


Figure 5.38 – Évolution de la hauteur du fond (en mm) prédite avec les modèles « abiotique », « crépidules mortes » et « crépidules vivantes », aux stations S1 et S2, au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

La figure 5.39 compare les prédictions des modèles « abiotique », « crépidules mortes » et « crépidules vivantes », en termes de teneur en vases de la couche superficielle du lit, aux stations S1 et S2, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. À la station S1, les proportions de vases prédites avec et sans crépidules diffèrent de plus de 40 %. La différence liée à l'activité des crépidules ne dépasse pas 3 % en pointe de flot, bien que la proportion de vase biodéposée corresponde à 10 % des sédiments de fond. À la station S2, le pic des teneurs en vases de la couche active, qui a lieu 2 h après la pleine mer, est diminuée de 5 % par la présence des « crépidules mortes », mais l'activation

de ces dernières (« crépidules vivantes ») augmente globalement la proportion de vases d'environ 7 %, correspondant à la contribution des vases biodéposées.

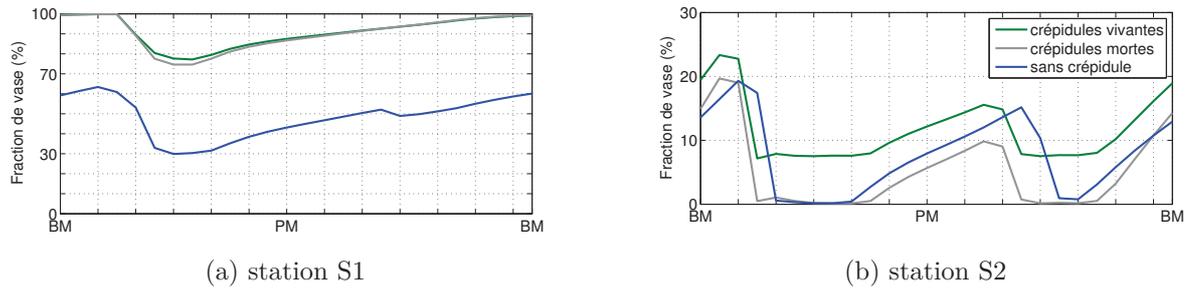


Figure 5.39 – Fraction de vase (en %) dans la couche active du lit sédimentaire prédite par les modèles « crépidules vivantes » (vert), « crépidules mortes » (gris) et « abiotique » (bleu), aux stations (a) S1 et (b) S2, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné. Dans la cas du modèle « crépidules vivantes », la proportion de vase correspond aux contributions des vases minérales et biodéposées.

5.4.4.b. Analyse à l'échelle de la rade

Le rôle physique des crépidules sur l'évolution de la hauteur du fond est évalué par comparaison entre les prédictions des modèles « abiotique » et « crépidules mortes », au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006 (figure 5.40). Les motifs de sédimentation sont modifiés au-dessus des bancs de crépidules. Lorsque la densité de crépidules est supérieure à 720 ind/m^2 , la zone est en accrétion. Dans l'Aulne, du fait des concentrations de MMS relativement importantes (figure 5.18), les taux de dépôt sont plus importants qu'ailleurs dans la rade. Lorsque la densité de crépidules est comprise entre 60 et 720 ind/m^2 , le substrat est davantage érodé (ou moins de sédiments en suspension se déposent). L'excès d'érosion peut atteindre 1 cm à l'extérieur du coude de l'Aulne au niveau de Landévennec (doublement de l'épaisseur de sédiment érodé) et au niveau des resserrements du Passage et du Dreff dans l'Elorn (triplément de l'épaisseur de sédiment érodé). Autour, dans le sillage des bancs de crépidules où la vitesse des courants est réduite, le modèle prédit un excès de dépôt. Selon leur densité, les crépidules peuvent localement transformer une zone d'érosion en zone d'accrétion (ou inversement), et exacerber le dépôt vers les anses et les baies.

La distribution géographique des motifs de sédimentation n'est pas significativement modifiée par l'activité des crépidules. Cependant, des différences quantitatives sont observées entre les prédictions des modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes » (figure 5.41). La filtration s'oppose à l'effet physique des crépidules sur la sédimentation (figure 5.40). Dans l'anse du Moulin Blanc, à l'aval du Polder, à l'ouest de la baie de Daoulas, dans l'anse de Poulmic et dans le coude de l'Aulne maritime, le modèle « crépidules vivantes » prédit un défaut de sédimentation par rapport aux

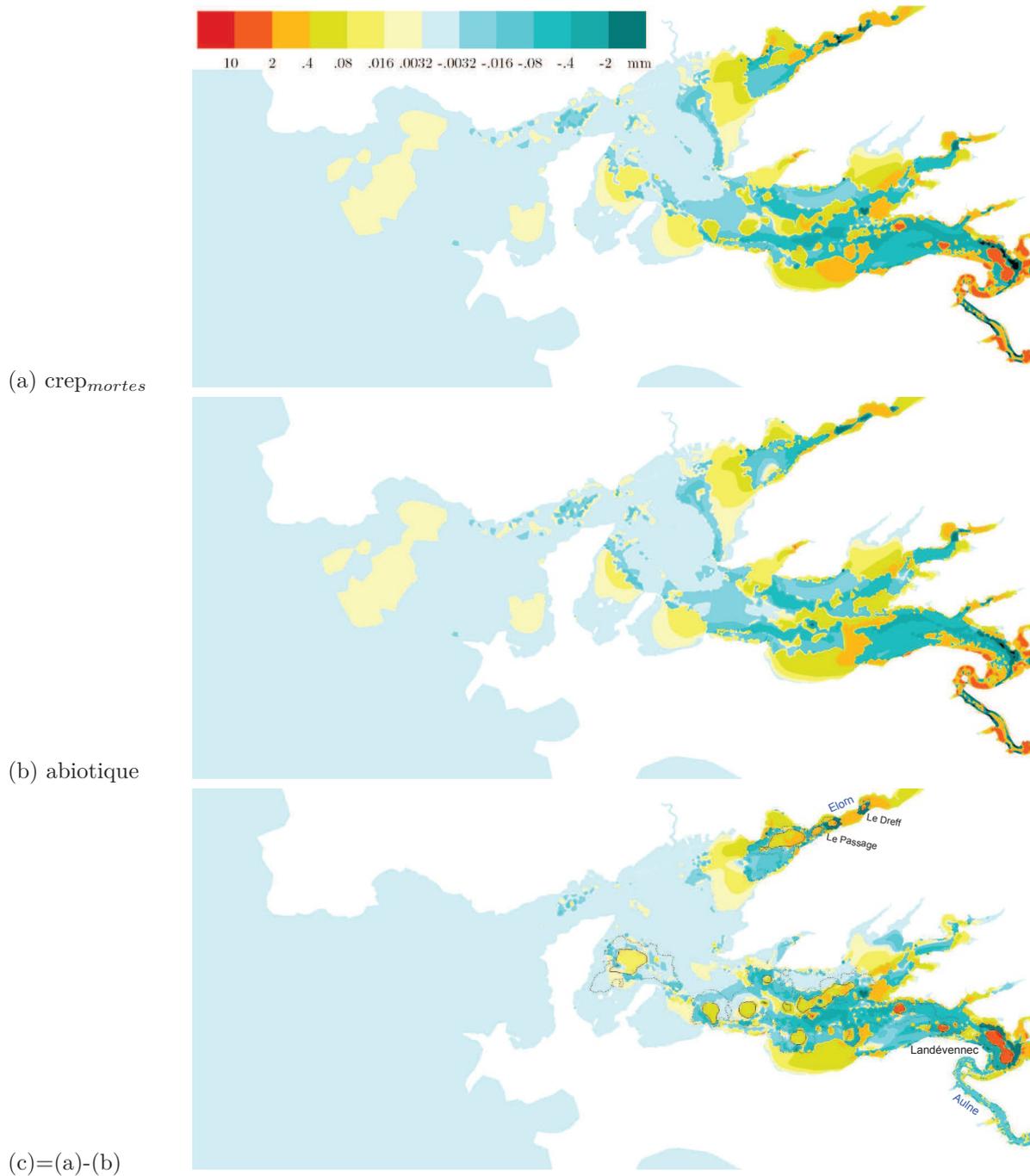


Figure 5.40 – Évolution de la hauteur du fond (en mm) prédit par les modèles (a) « crépidules mortes » et (b) « abiotique », au cours d'une marée moyenne (en phase de déchet). La différence entre les deux scénarios est présentée en (c). La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec les isolignes 60 et 720 ind/m².

prédictions du modèle « crépidules mortes ». À l'inverse, aux embouchures de l'Elorn, de Daoulas et de l'Aulne, l'activité des crépidules favorise la sédimentation.

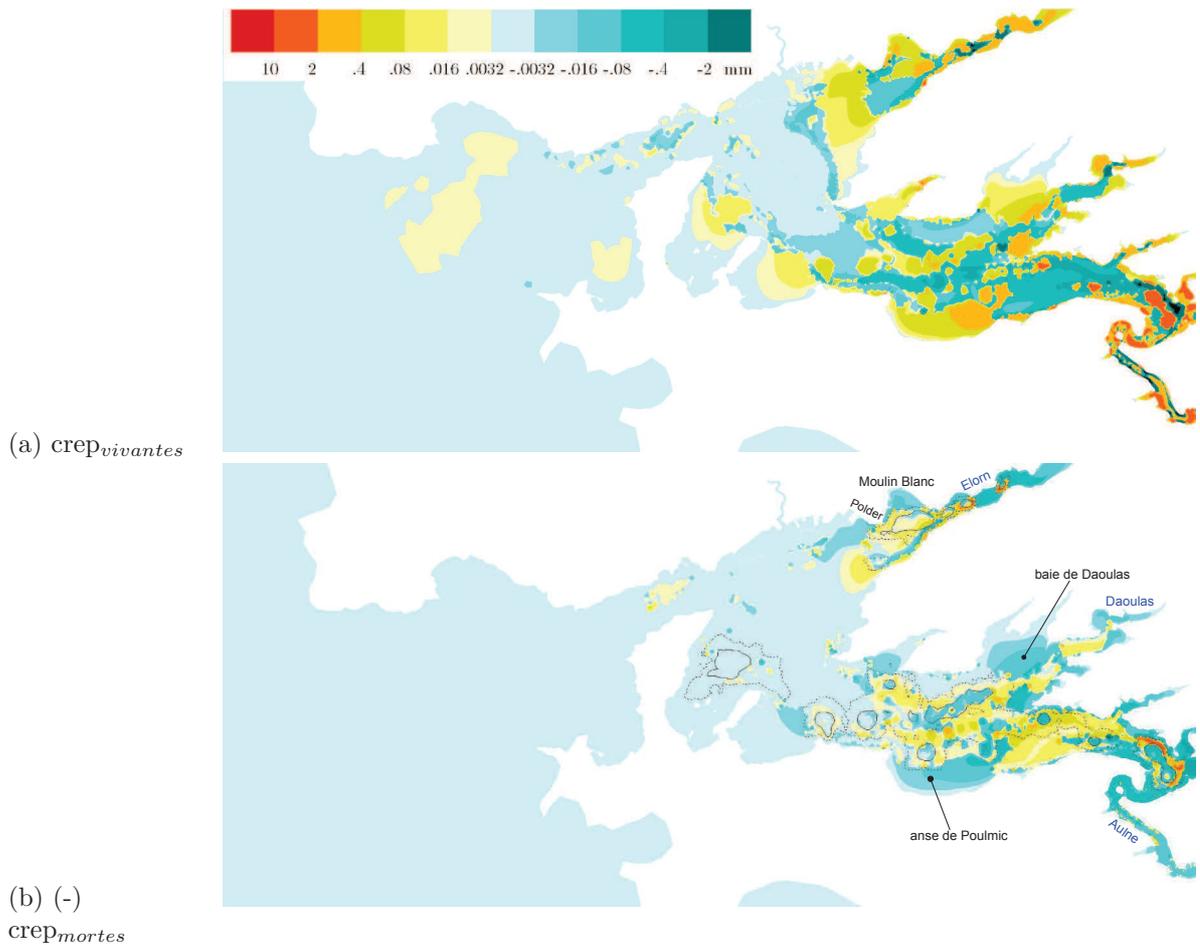


Figure 5.41 – (a) Évolution de la hauteur du fond (en mm) prédit par le modèle « crépidules vivantes » et (b) différence avec les prédictions du modèle « crépidules mortes », au cours d'une marée moyenne. La répartition des bancs de crépidules est rappelée avec les isolignes 60 et 720 ind/m².

La modification de la nature des sédiments superficiels induite par les crépidules est évaluée à travers la différence de proportion de vase dans la couche active du substrat prédite par les modèles « crépidules vivantes » et « abiotique », à l'issue du cycle de marée sélectionné (figure 5.26). Les différences entre les prédictions des modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes » ne sont globalement pas significatives (voir ci-après). À basse mer, l'envasement du lit est complet au sein des bancs de crépidules denses, mais la distribution des vases sur le fond de la rade n'apparaît pas significativement modifiée dans son ensemble. La figure 5.43 compare les variations temporelles de la composition du lit prédites selon les trois modèles le long du transect situé entre le bassin sud-est et l'Aulne (figure 5.26.a). Le rôle physique des crépidules prédomine et induit, pour des densités relativement faibles, une diminution de la proportion des vases dans la couche superficielle du lit en-dessous du seuil critique des 30 %, aux pointes de courant. Dans

cette zone, l'activité de filtration-biodéposition réduit de 5 % les teneurs en vases sur le fond au jusant, mais les augmente du même ordre au flot.

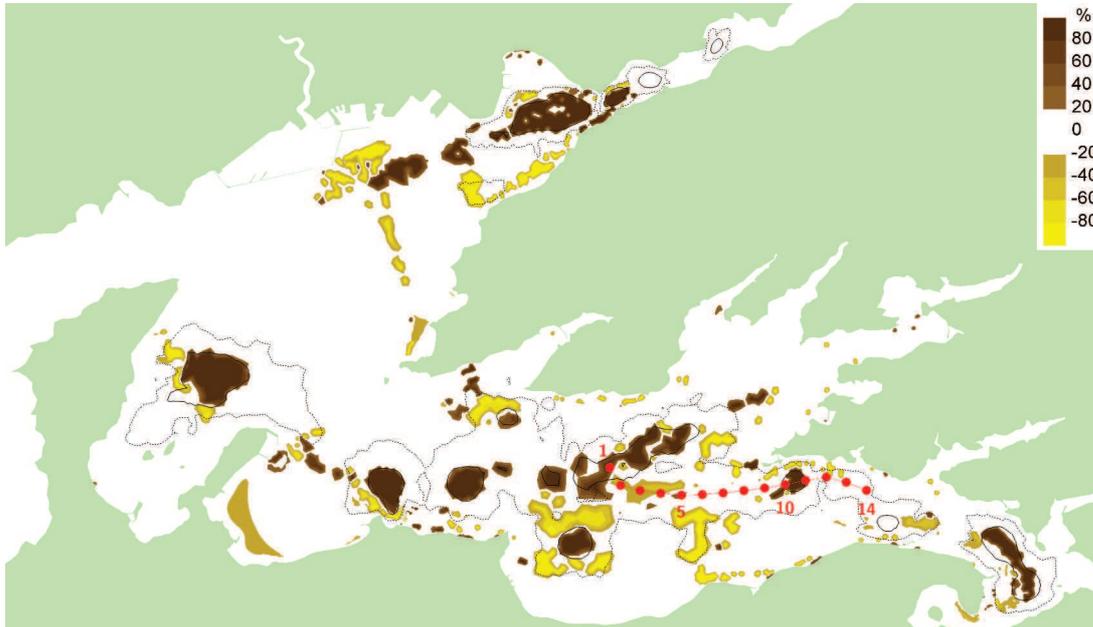


Figure 5.42 – Différence de fraction de vases (en %) dans la couche superficielle du lit sédimentaire entre les modèles « crépidules vivantes » et « abiotique », à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 avril 2006.

5.4.5. Conclusion partielle

Les résultats du modèle montre que l'invasion des crépidules modifient significativement la dynamique sédimentaire en rade de Brest. Les chaînes de coquilles de crépidules (assimilées à des cylindres) agissent d'abord sur l'hydrodynamique : des densités moyennes de crépidules (entre 60 et 720 ind/m²) augmentent localement le frottement sur le fond et par suite les remises en suspension d'un facteur 1 à 5 par rapport aux prédictions en configuration de substrat *abiotique*, mais réduisent les vitesses du courant dans leur sillage et favorisent ainsi à distance le dépôt de sédiments fins ; tandis que des densités fortes (> 720 ind/m²) induisent localement un masquage des sédiments de fond et une accumulation de sédiments fins pouvant atteindre, à l'embouchure de l'Aulne, 2 à 10 mm sur un seul cycle de marée moyenne. L'activité biologique de filtration-biodéposition joue un rôle secondaire par rapport l'impact hydrodynamique des macrorugosités ; dans les deux tiers du bassin sud-est, les concentrations de vases en suspension sont réduites de 10 à 20 %, et sur le fond, elles n'augmentent que d'environ 5 %. L'interprétation de ces résultats est détaillée au chapitre 6.

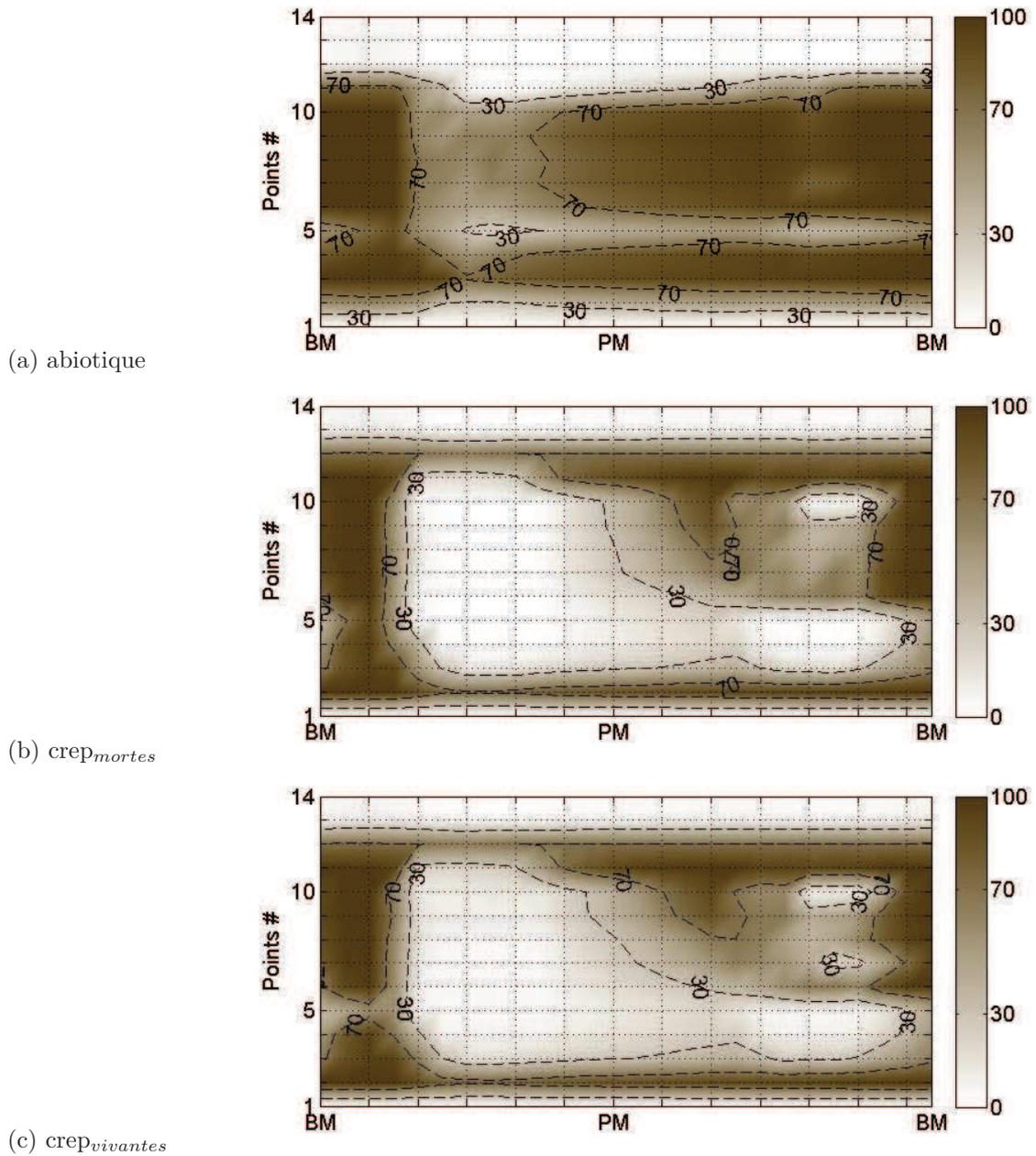


Figure 5.43 – Fraction (en %) de vases dans la couche superficielle du lit sédimentaire le long du transect #1-#14 (figure 5.26.a), d’après les modèles (a) « abiotique », (b) « crépidules mortes » et (c) « crépidules vivantes », au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 avril 2006.

5.5. Bilan des échanges sédimentaires

La description de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire en rade de Brest est complétée ci-dessous par la description du cheminement des sédiments (principalement en suspension) et par un bilan des échanges sédimentaires en rade de Brest. La technique originale de marquage des sédiments (ici la vase) est appliquée lors de la simulation de référence (du 10 au 20 avril 2006). Le domaine de calcul est divisé arbitrairement en 10 compartiments selon un critère d'ordre topographique (figure 5.44). L'impact des crépidules sur les transferts sédimentaires est souligné. Comme pour les évolutions du fond, les valeurs absolues des flux nets (sur un cycle de marée en période de déchet) ne sont pas approuvées. Leur évocation permet davantage d'évaluer la contribution relative des différents sous-bassins de la rade en tant que source ou puits de sédiments plutôt que de tirer une analyse quantitative du bilan sédimentaire. Ces valeurs, du moins, ne doivent pas être extrapolées à des échelles de temps plus longues.

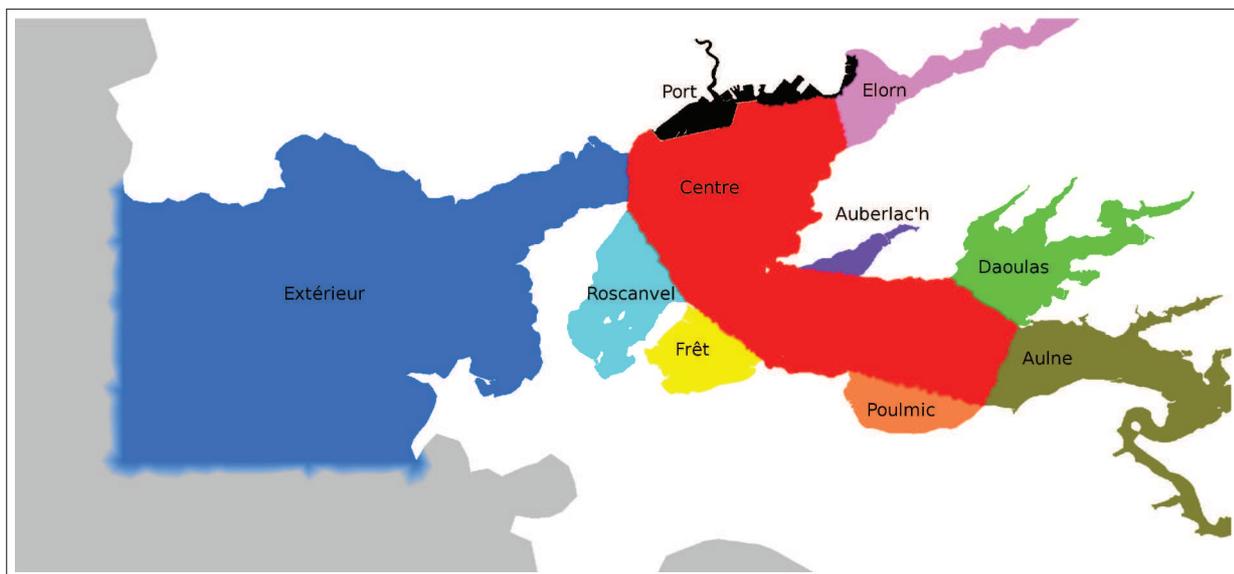


Figure 5.44 – Compartiments géographiques définis par rapport à la concavité du trait de côte.

5.5.1. Transferts dans la masse d'eau

5.5.1.a. Origine de la suspension aux sites expérimentaux

Le marquage des sédiments (initialement présents sur le fond dans chaque compartiment de la rade) permet d'évaluer leurs contributions respectives aux concentrations locales en suspension (figure 5.45). L'influence de l'Aulne est plus marquée à la station S1 qu'à la station S2. En effet, 20 % (25 % avec modèle « abiotique ») du signal de vase en S1 provient de l'Aulne, contre 12,5 % (15 % avec modèle « abiotique ») en S2. La

contribution de la baie de Daoulas est généralement inférieure à 10 % et n'est pas significativement influencée par les crépidules. La figure 5.46 illustre la position des nuages de vase en suspension issus des compartiments Aulne, Daoulas et Poulmic, à basse mer du cycle de marée moyenne sélectionné.

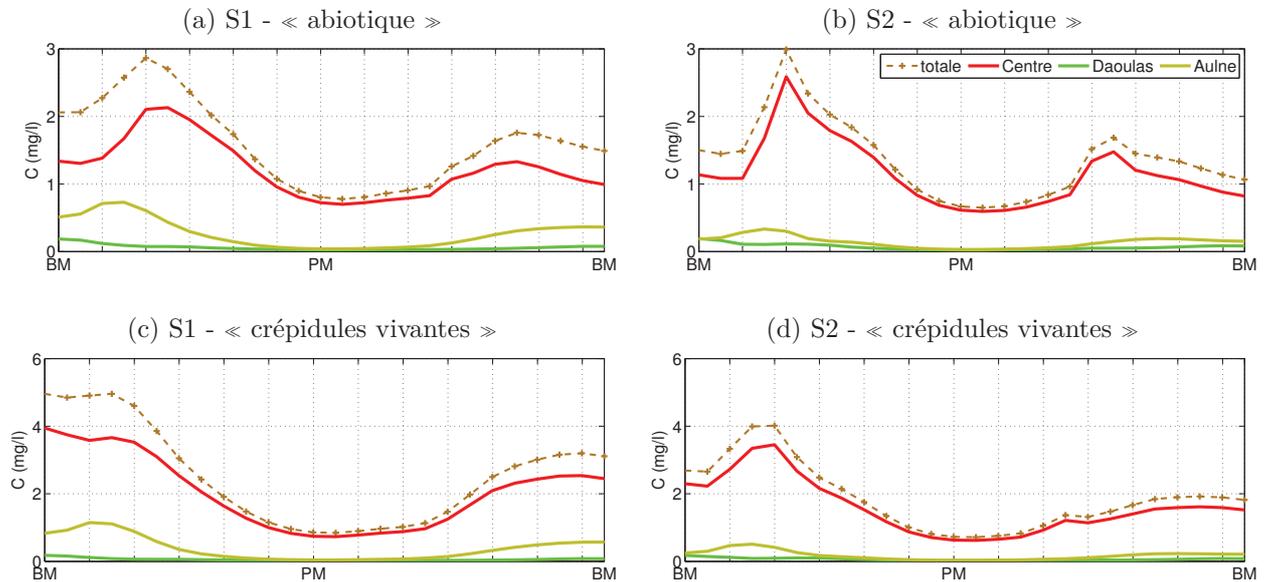


Figure 5.45 – Contribution des différents compartiments au signal de concentration de vases en suspension, prédit avec les modèles « abiotique » et « crépidules vivantes », aux stations S1 et S2, au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

5.5.1.b. Cheminement des sédiments marqués

Le cycle de marée étudié arrive au huitième jour de la simulation, les nuages de vases marquées se sont dispersés autour des compartiments d'origine (figure 5.47). Le patch central est le plus dynamique. Au flot, il remonte 5 km en amont de l'estuaire de l'Elorn, 8 km dans le chenal de la baie de Daoulas, et 13 km dans l'estuaire de l'Aulne. Il occupe l'anse de Poulmic, mais entre à peine dans l'anse du Fret et la baie de Roscanvel. Au jusant, les vases en suspension sont exportées de la rade et s'étendent dans les anses de Bertheaume et de Camaret. La vase du port de Brest est seulement érodée autour du Polder. Au flot, elle est dispersée sur 5 km dans l'anse du Moulin Blanc, tandis qu'au jusant, le nuage de vase s'écoule le long de la digue est du port de Brest et 3 tonnes sortent de la rade. L'excursion de la vase en suspension issue de l'estuaire de l'Elorn est seulement de 2 km vers l'ouest, ce compartiment est donc relativement confiné. La vase originaire de l'Auberlac'h demeure à proximité du sillon où elle est mise en suspension. La vidange de la baie de Daoulas court le long de la pointe de Rozégat, tandis qu'au flot suivant, le nuage de vase est repoussé dans le chenal nord de l'Aulne. Il en résulte un

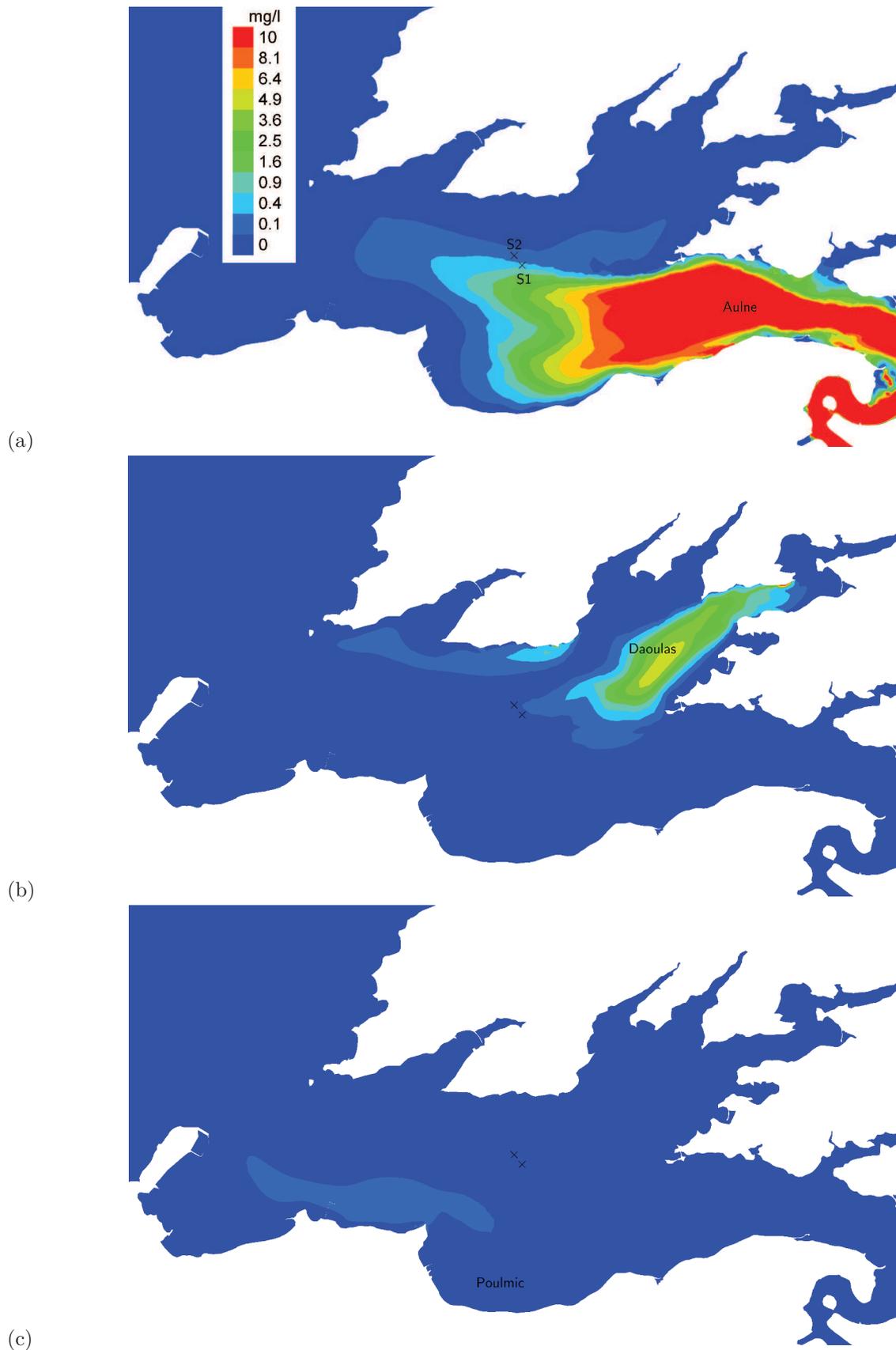


Figure 5.46 – Concentration de vases en suspension issues des compartiments (a) Aulne, (b) Daoulas, et (c) Poulmic, à basse mer du cycle de marée étudié.

nuage avec deux branches bifurquant devant la baie de Daoulas. Au nord-ouest de la baie de Daoulas, la trajectoire des vases en suspension contourne les anses du Moulin Neuf et de Penfoul. L'excursion du nuage de vase issue de l'Aulne atteint 8 km à basse mer. Au cours du flot, le panache est dispersé sur les rives est de la baie de Daoulas et de l'anse de Poulmic. Un nuage de vase originaire de la pointe de Pen Ar Vir pénètre au flot dans l'anse de Poulmic avec un mouvement giratoire anticyclonique, et en ressort au jusant dans un tourbillon cyclonique. En condition de marée moyenne, aucune vase n'est mise en suspension dans l'anse du Fret. Dans la baie de Roscanvel, une faible quantité de vase est érodée à la fin du flot due à la rémanence du tourbillon central anticyclonique, 7 tonnes sort dans le goulet dont 90 % est réintroduit au flot suivant.

Une comparaison entre les prédictions des modèles « abiotique » et « crépidules vivantes » a été réalisée (non figurée). Les crépidules modifient la distribution des vases en suspension : 1) le nuage de vases issues du port de Brest est plus étalé, 2) les vases originaires de la région Centre remontent plus en amont dans l'anse de Daoulas et dans l'Aulne, *a contrario* elles restent bloquées plus en aval dans l'Elorn, 3) davantage de vases de Poulmic sont exportées dans le bassin central, 4) le nuage de Daoulas est repoussé sur la rive de Rozégat, 5) moins de vases sont exportées au travers du goulet. Sur ce dernier point, les modèles « abiotique » et « crépidules vivantes » prédisent un export de vases en suspension respectivement de 160 et 146 tonnes, au cours du jusant du cycle de marée moyenne sélectionné. Cette différence est équivalente à une diminution des exportations d'environ 10 % due à la présence des crépidules.

5.5.1.c. Flux résiduels

La figure 5.48 présente les flux résiduels de vases en suspension le long de différentes sections de la rade, sur le cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006. La direction des flux résiduels s'accorde avec l'allure générale des trajectoires des vases en suspension. L'anse de Poulmic, la baie de Daoulas et l'estuaire de l'Aulne sont les principaux puits de vases en suspension. Les flux résiduels dans le goulet sont dirigés vers la sortie dans les 2/3 supérieurs du tronçon, et l'export net de vase en suspension est de 16,5 tonnes, soit 11 % des exportations de vases au cours du jusant (le reste étant réintroduit au cours du flot suivant).

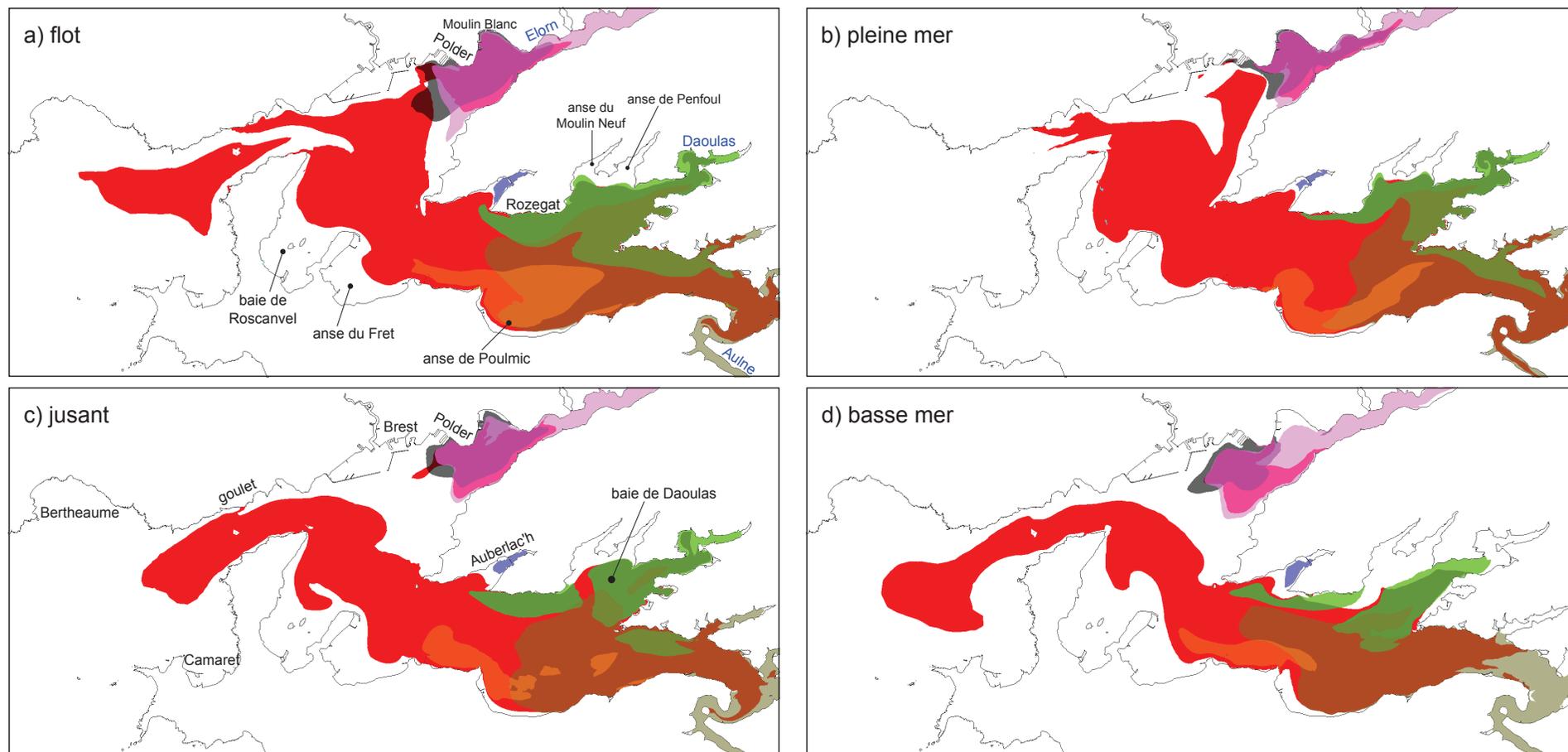


Figure 5.47 – Évolution du nuage de vases marquées par compartiment d'origine (isobande $100 \mu\text{g}/\text{l}$), prédit par le modèle « crépidules vivantes », au cours du cycle de marée moyenne étudié.

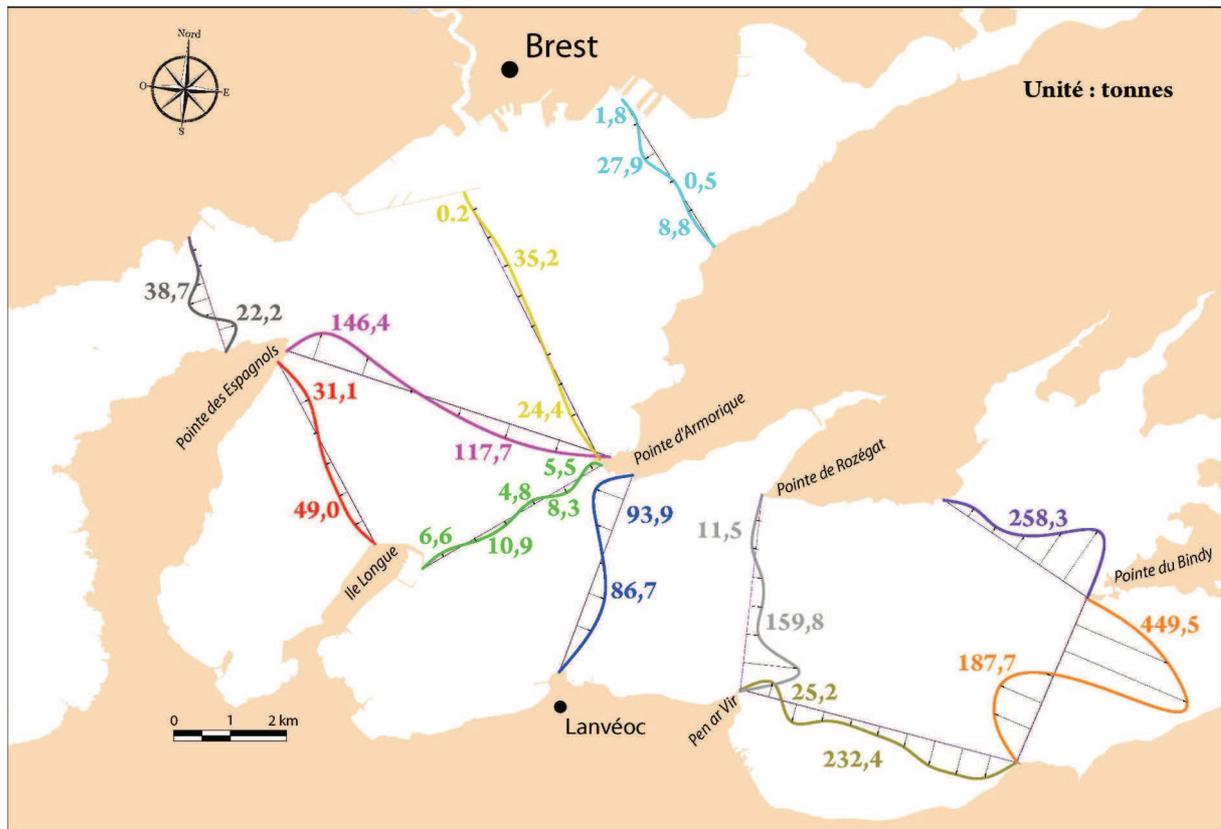


Figure 5.48 – Flux résiduels de vases en suspension prédites par le modèle « crépidules vivantes » le long de différentes sections de la rade, sur le cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

5.5.2. Transferts sur le fond

À l'issue du cycle de marée sélectionné, 3000 tonnes de vases (dont 200 tonnes de biodépôts) se déposent sur le fond de la rade et de ses abords, ce qui revient en moyenne à 270 mg/m^2 (figure 5.49). À l'extérieur de la rade, 43 tonnes se déposent principalement dans les anses de Bertheaume et de Camaret. Dans la rade, seulement 13 et 16 tonnes se déposent dans la baie de Roscanvel et l'anse du Fret, avec des zones de dépôt privilégiées au milieu de la frontière des échancrures, entourées de zones d'érosion. Dans l'anse de Poulmic, 270 tonnes de vase se déposent, principalement du côté est. Dans l'estuaire de l'Aulne, l'érosion dans le chenal est contrebalancée par une accumulation sur les rives et dans les bancs de crépidules denses, ce qui aboutit à un dépôt de 2200 tonnes de vase. Dans la baie de Daoulas, 270 tonnes de vase se déposent, essentiellement autour des bancs de maërl et derrière la pointe du Bindy. Plus en amont dans le chenal principal de Daoulas, la vase est érodée à l'intérieur du méandre mais s'agrège sur les vasières de la frange littorale. Dans l'anse de l'Auberlac'h, les 48 tonnes de vase déposées se répartissent de part et d'autre du sillon où les particules sont remises en suspension. Bien que la vase sédimente dans l'anse du Moulin Blanc (au flot) et en aval du Polder (au jusant), le bilan de vase minérale est négatif dans l'estuaire de l'Elorn (-24 tonnes), mais la contribution des biodépôts (à hauteur de 31 tonnes) aboutit à un bilan global de vase de 7 tonnes dans ce compartiment. Les différences par rapport aux flux résiduels de vases en suspension (figure 5.48) sont imputées aux flux d'érosion/dépôt à l'intérieur de chaque compartiment.

Par rapport à la configuration « abiotique », les dépôts de vases à l'extérieur de la rade (en particulier dans les anses de Bertheaume et de Camaret) sont réduits d'environ 10 %. Néanmoins, une fine couche de vases biodéposées (10 mg/m^2) sédimente à l'exutoire du goulet. Dans la rade, les dépôts de vases sont doublés au sein des bancs de crépidules denses et dans leur sillage (anse du Moulin Blanc et baies de Daoulas et de Roscanvel). Dans les bancs de crépidules éparses du bassin sud-est, autour de Landévennec et au droit du Polder, davantage de vases sont érodées et/ou moins se déposent. Le compartiment Centre ne capte plus que 4 % des vases déposées, contre 10 % en configuration « abiotique ». Le compartiment Elorn devient un faible puits de vases (0,2 % des dépôts totaux) du fait de la production des biodépôts, mais reste déficitaire en vases minérales (-24 et -66 tonnes d'après les modèles « crépidules vivantes » et « abiotique », respectivement). Les anses de l'Auberlac'h et du Fret ne sont, quant à elles, pas significativement influencées par la présence de crépidules, et l'estuaire de l'Aulne capte toujours globalement 70 % des dépôts.

L'origine du dépôt de vases dans la rade est due principalement à la sédimentation des vases originaires de l'Aulne à hauteur de 58 % (contre 66 % avec le modèle « abiotique ») et du compartiment Centre à hauteur de 32 % (contre 25 % avec le modèle « abiotique »). Bien que leur contribution au bilan sédimentaire global soit relativement

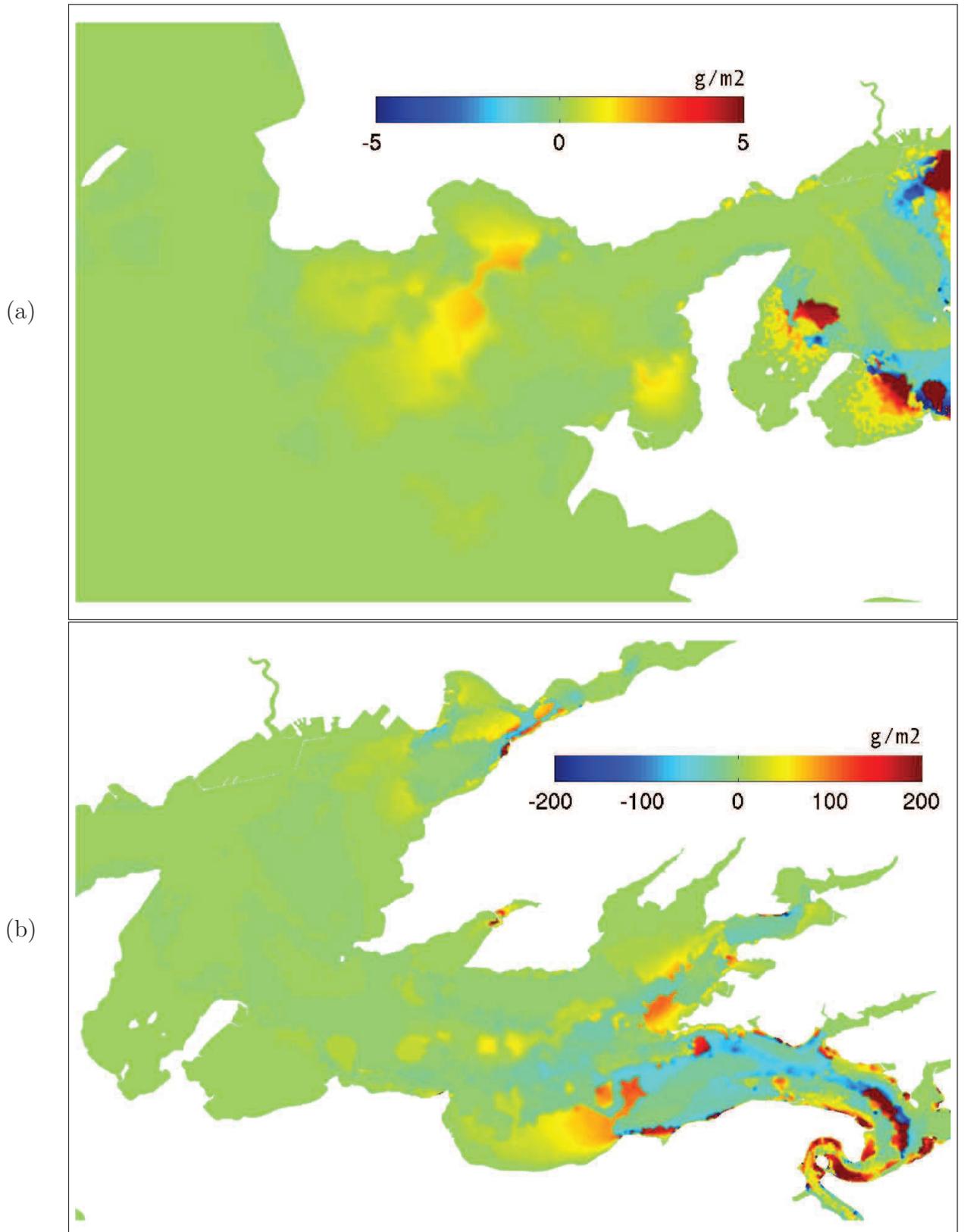


Figure 5.49 – Dépôt net de vases (en g/m^2) prédit par le modèle « crépidules vivantes » (a) à l'extérieur et (b) à l'intérieur de la rade, à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné.

faible (6 %), les dépôts originaires du Port ont fait l'objet d'un suivi car ils sont susceptibles d'être contaminés (figure 5.50). À l'issue des 10 jours de simulation correspondant à la période de la campagne TRAVIES 1 (du 10 au 20 avril 2006), 1440 tonnes de vases portuaires sont dispersées sur les fonds de la rade, principalement dans l'anse du Moulin Blanc et dans le chenal de l'Elorn de part et d'autre du Polder où elles sont érodées. Par comparaison, le modèle « abiotique » prédit un déversement de 430 tonnes, soit 30 % des quantités prédites en présence de crépidules.

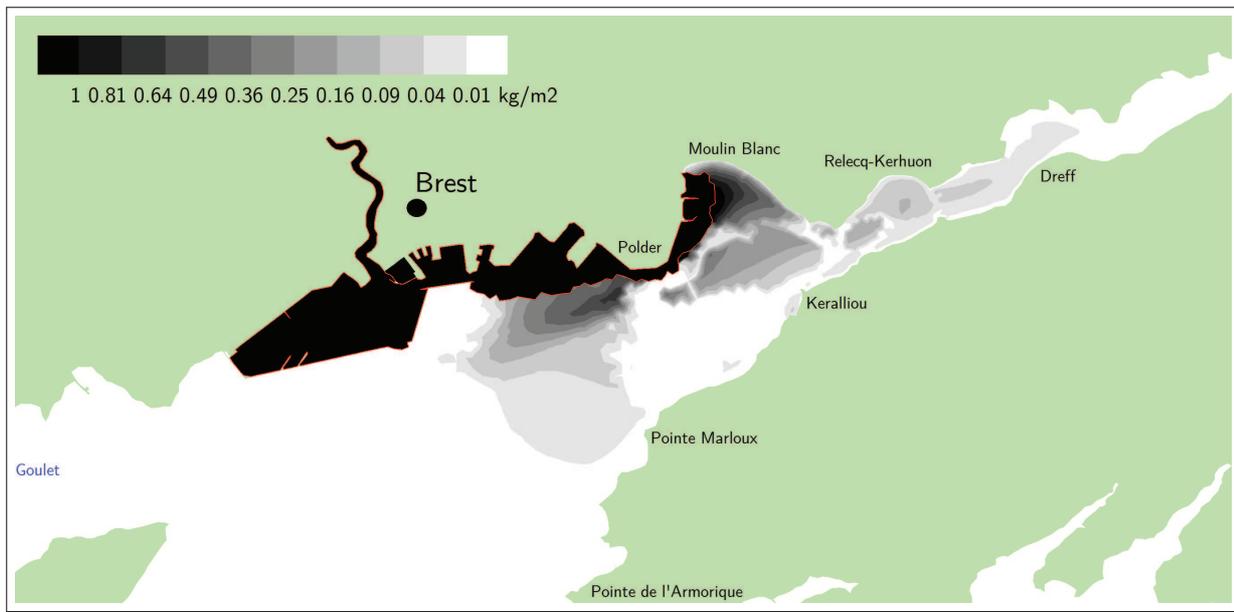


Figure 5.50 – Dépôt de vases portuaires (en kg/m^2) prédit par le modèle « crépidules vivantes », à l'issue des 10 jours de simulation entre le 10 et le 20 avril 2006. Le contour rouge délimite la compartiment d'origine des vases portuaires.

5.6. Discussion sur la prise en compte des apports d'eau douce

Le modèle considère, jusqu'ici, que les courants convectifs dus aux gradients de salinité sont négligeables face à ceux engendrés par la marée; la densité du fluide est uniformément et constamment égale à $1026 \text{ kg}/\text{m}^3$. Cette hypothèse souvent retenue pour l'application de modèles bidimensionnels horizontaux en estuaires partiellement stratifiés (e.g., *Capo*, 2006; *Brown*, 2007; *Benaouda*, 2008; *Van*, 2012), nécessitent d'être vérifiées. La salinité est étudiée sur la base d'une simulation entre le 10 et 20 avril 2006 (période de la campagne de mesures TRAVIES 1), faisant suite à une pré-simulation de 40 jours. Les crues ne sont pas simulées, les débits d'eau douce de l'Aulne et de l'Elorn sont fixés respectivement à 8 et $2 \text{ m}^3/\text{s}$, d'après les valeurs de débits en étiage mesurées par la DREAL Bretagne.

5.6.1. Salinité en rade de Brest

Malgré une période d'initiation supérieure à 3 cycles de lunaison, les prédictions de salinité n'atteignent pas un état stationnaire, elles continuent de décroître d'environ 0,15 psu par jour au centre de la rade. La figure 5.51 présente les champs de salinité (homogène sur la verticale), au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006. Le modèle reproduit les trois grandes régions décrites par *Pommepuy et al.* (1979) : les deux premières étant les branches nord-est et sud-est dont le caractère estuarien résulte des apports fluviaux de l'Elorn et de l'Aulne, la troisième (le centre de la rade) constituant une zone de mélange et d'échanges entre les eaux estuariennes et marines. L'évacuation de l'eau douce a lieu préférentiellement sur les rives sud des deux estuaires, tandis que la pénétration des eaux marines plus salées se fait davantage par les chenaux au nord. Les prédictions locales de salinité subissent un redressement pour confronter les fluctuations aux mesures de surface à la bouée MAREL-Iroise située à l'entrée du goulet, et aux valeurs moyennées sur la verticale aux stations S1 et S2 (figure 5.52). L'amplitude et la fréquence du signal de salinité sont raisonnablement reproduites aux trois stations.

5.6.2. Réévaluation des variables-clés

5.6.2.a. Courants

Bien que les gradients horizontaux de salinité prédits ne soient pas validés par des mesures synoptiques, une étude de sensibilité des prédictions de courant à la prise en compte des apports d'eau douce a été réalisée. Les figures 5.53 et 5.54 confrontent les courants prédits avec et sans prise en compte des apports d'eau douce, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006. En pointe de flot, des contre-courants émanent le long de la digue est du port de Brest et de la pointe d'Illien. À pleine mer, 1) les vitesses des courants de vidange qui courent le long du port de Brest sont augmentées de 10 %, 2) les courants continuent de remonter dans le chenal de l'Elorn, tandis que sur les rives la vidange est exacerbée, 3) les vitesses des courants dirigés vers l'ouest derrière Pen ar Vir sont doublées, 4) les vitesses des courants de vidange le long de la pointe de Rozégat sont augmentées de 20 %, 5) les vitesses des courants le long de la rive sud de l'embouchure de l'Aulne sont augmentées de 40 %, tandis qu'elles sont diminuées de moitié au milieu du chenal. En pointe de jusant, 1) les courants sont dirigés vers le nord-ouest sur près d'1,5 km devant Illien (alors qu'ils suivent la vidange vers l'ouest-sud-ouest, sans prise en compte de l'eau douce), 2) les vitesses du courant peuvent être doublées le long des rives de l'embouchure de l'Elorn, et s'annuler au milieu du chenal, 3) les courants autour de la pointe du Bindy sont infléchis vers l'ouest (prédominance de la vidange de

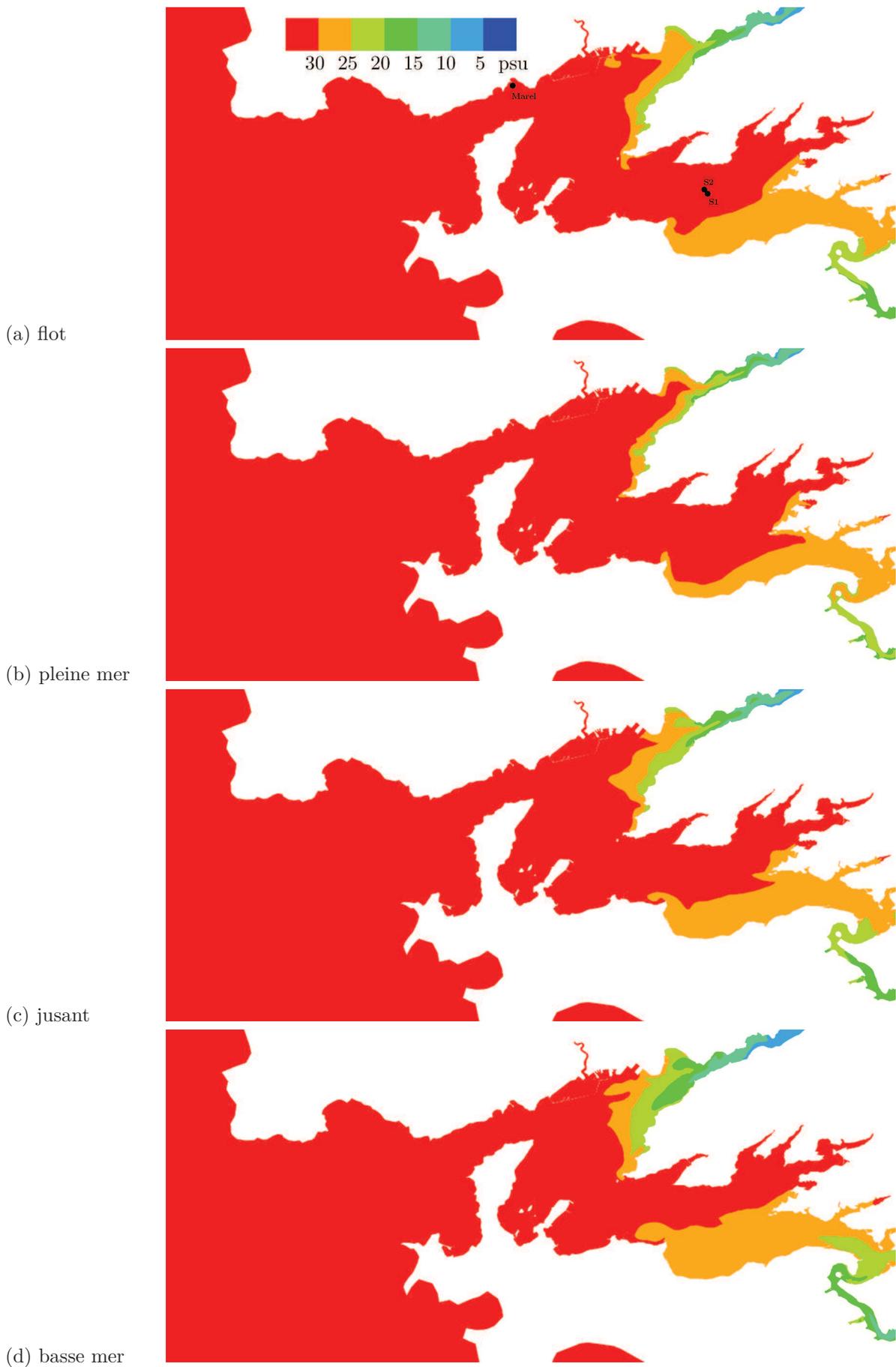


Figure 5.51 – Salinité (en *psu*) dans le champ horizontal prédite à différentes phases d'une marée moyenne (coef. 71) sélectionnée le 18 avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

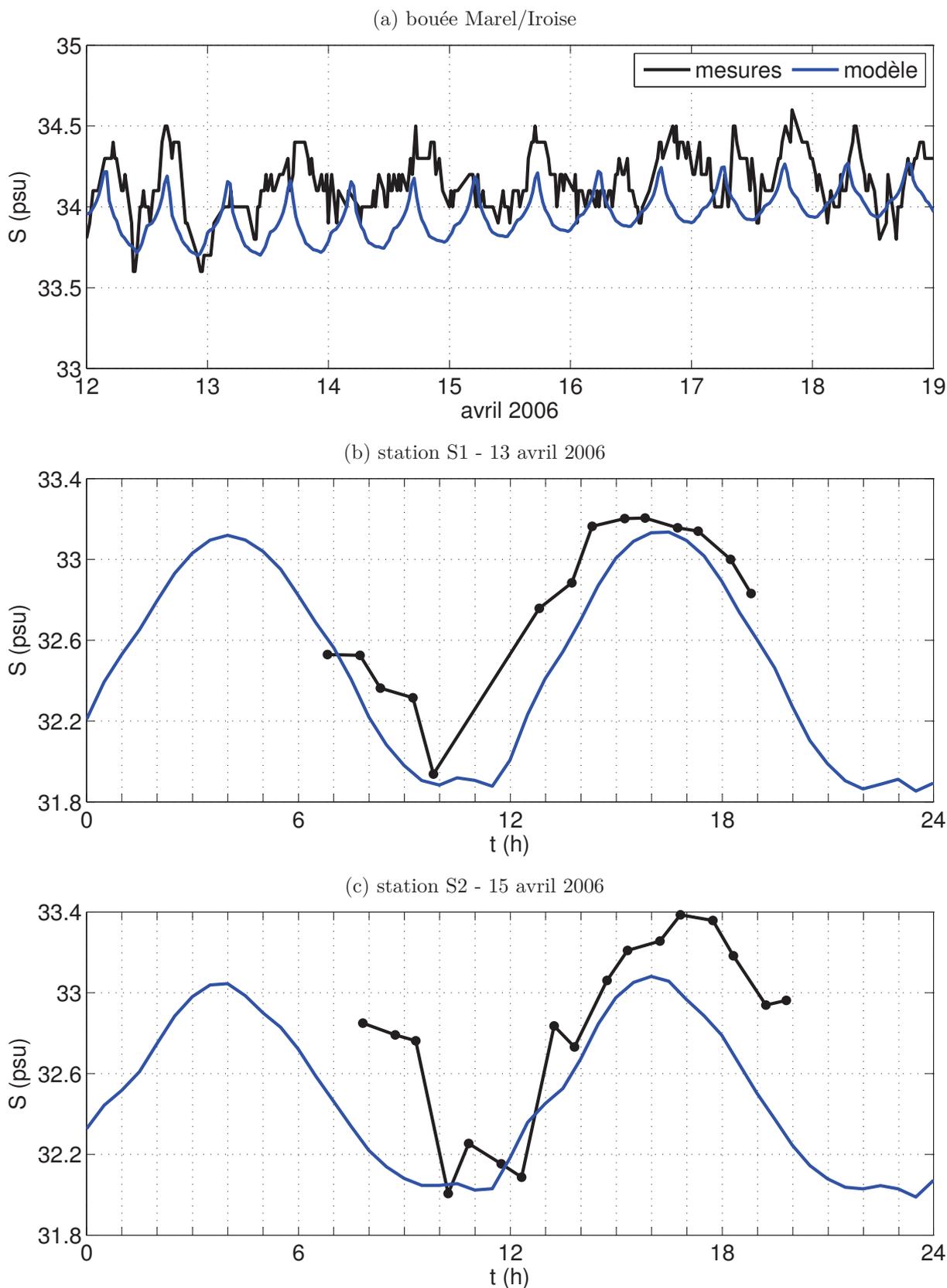


Figure 5.52 – Comparaison entre les prédictions du modèle et les mesures de salinité à la bouée MAREL-Iroise ($48^{\circ}3580$ N, $4^{\circ}5515$ W; source : IFREMER/CNRS-INSU/UBO-IUEM via <http://www-iuem.univ-brest.fr/observatoire>), et aux stations S1 et S2 (G. Thouzeau, comm. pers.), lors de la campagne TRAVIES 1 d'avril 2006 (Chapalain et Thouzeau, 2007). La localisation des stations est présentée figure 5.51

l'Aulne sur celle de Daoulas), 4) les vitesses sont augmentées d'environ 20 % sur les rives de l'Aulne, mais diminuées presque de moitié dans le chenal du bassin sud-est. À basse mer, 1) dans le bassin nord, les courants continuent d'être dirigés vers l'aval sur les rives mais remontent dans le chenal de l'Elorn, 2) la renverse des courants est moins marquée le long de la pointe de Rozégat, mais exacerbée le long de la pointe du Bindy dans la baie de Daoulas, 3) les courants continuent de remonter dans le chenal de l'Aulne, 4) la vitesse des courants de retour le long de Lanvéoc-Pen ar Vir est diminuée de 25 %. En résumé, les différences de courant liées aux gradients de salinité ont lieu principalement sur les rives des estuaires, et aux étales de courants. La circulation dans la rade n'est pas généralement modifiée.

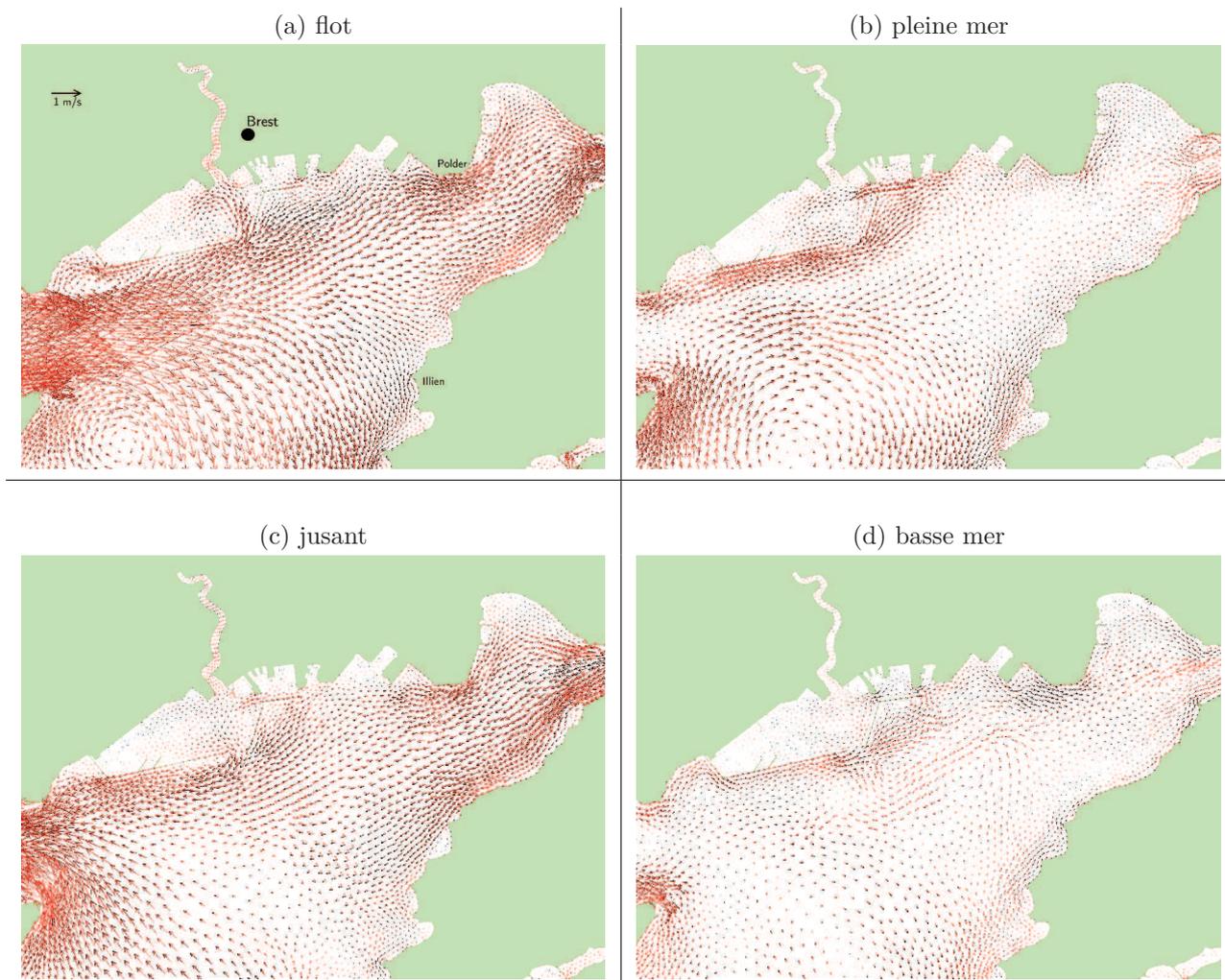


Figure 5.53 – Courants intégrés sur la verticale (en m/s) prédits avec (rouge) et sans (noir) prise en compte des apports d'eau douce, au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

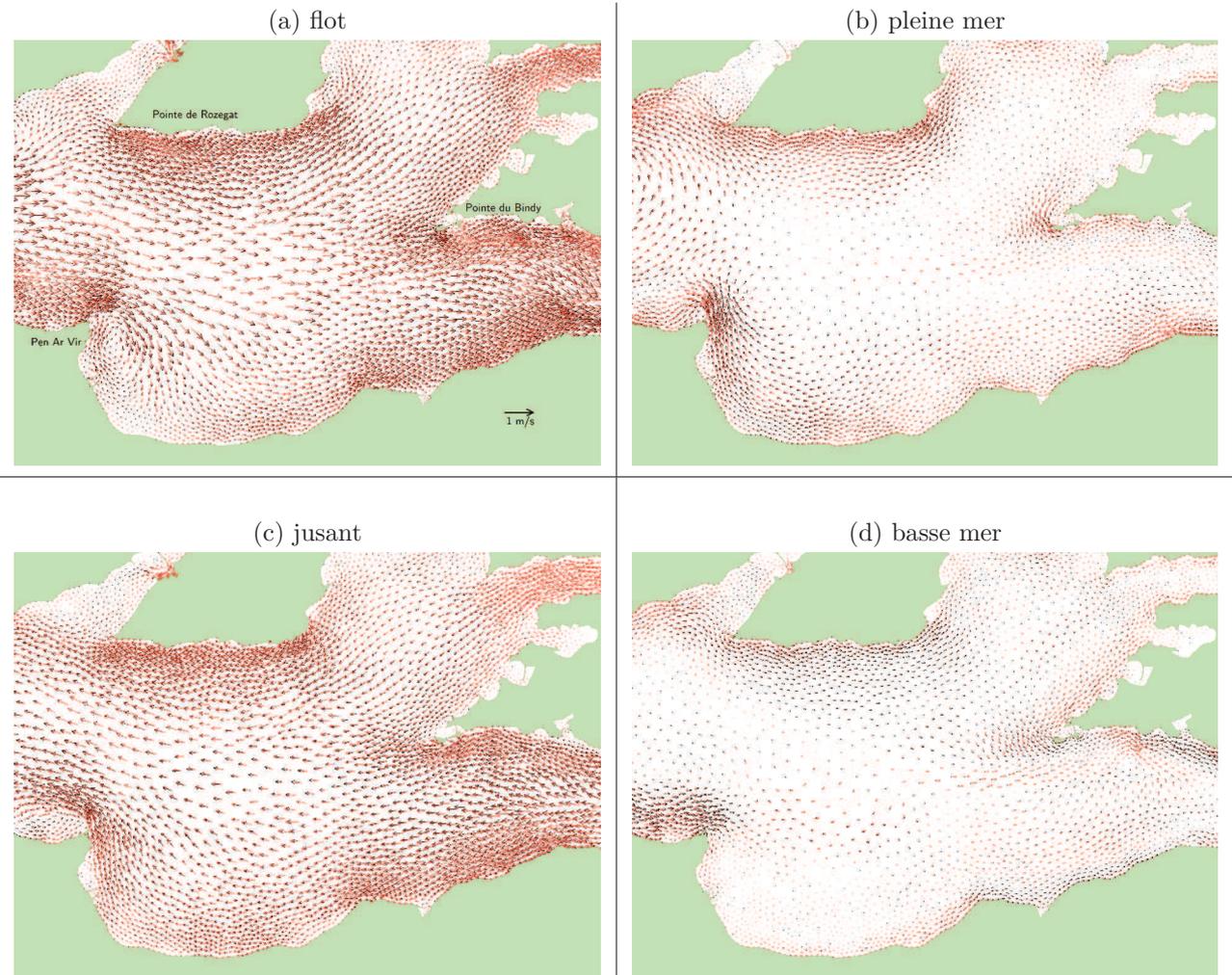


Figure 5.54 – Courants intégrés sur la verticale (en m/s) prédits avec (rouge) et sans (noir) prise en compte des apports d'eau douce, au cours du cycle de marée moyenne (coef. 71) sélectionné le 18 Avril 2006 de 0 h 30 à 13 h (TU).

5.6.2.b. Concentrations de vases en suspension

La figure 5.55 présente les différences de concentrations de vases en suspension entre les prédictions des modèles avec et sans prise en compte des apports d'eau douce, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006. Par rapport à la situation sans eau douce, les concentrations sont plus faibles de 5 à 25 % à l'embouchure de l'Aulne et à l'est de la baie de Daoulas, tandis qu'elles sont supérieures sur la rive sud, derrière la pointe de Pen ar Vir, et jusque dans l'anse du Fret. À l'embouchure de l'Elorn, au flot, les concentrations de vases en suspension sont inférieures d'environ 15 % au milieu du chenal, supérieures d'environ 30 % dans l'anse du Moulin Blanc derrière le Polder, et inférieures d'environ 25 % sur la rive sud. Au jusant, le noyau de vases en suspension est situé environ 1500 m plus en aval sur la rive sud. La prise en compte des apports d'eau douce a un impact non négligeable sur les concentrations de vases en suspension, néanmoins largement inférieur globalement aux effets de la prise en compte sur le fond de l'hétérogénéité des sédiments et des crépidules.

5.6.2.c. Évolution de la hauteur du fond

La figure 5.56 présente les différences d'évolutions de la hauteur du fond entre les prédictions des modèles avec et sans prise en compte des apports d'eau douce, à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006. Par rapport à la situation sans eau douce (figure 5.41.a), 2 à 5 fois plus de sédiments se déposent sur les rives de l'embouchure de l'Elorn en aval du Polder (notamment à l'est du port de Brest). À l'est de l'anse du Fret, les dépôts sédimentaires sont aussi multipliés par 2 à 5. Davantage de sédiments se déposent en aval de la pointe du Bindy, mais moins au centre de la baie de Daoulas. À l'extérieur de la rade, les dépôts sont circonscrits dans les anses de Bertheaume et de Camaret. La prise en compte des apports d'eau douce favorise donc les dépôts plus en aval dans la rade, mais restreint les exportations au travers du goulet.

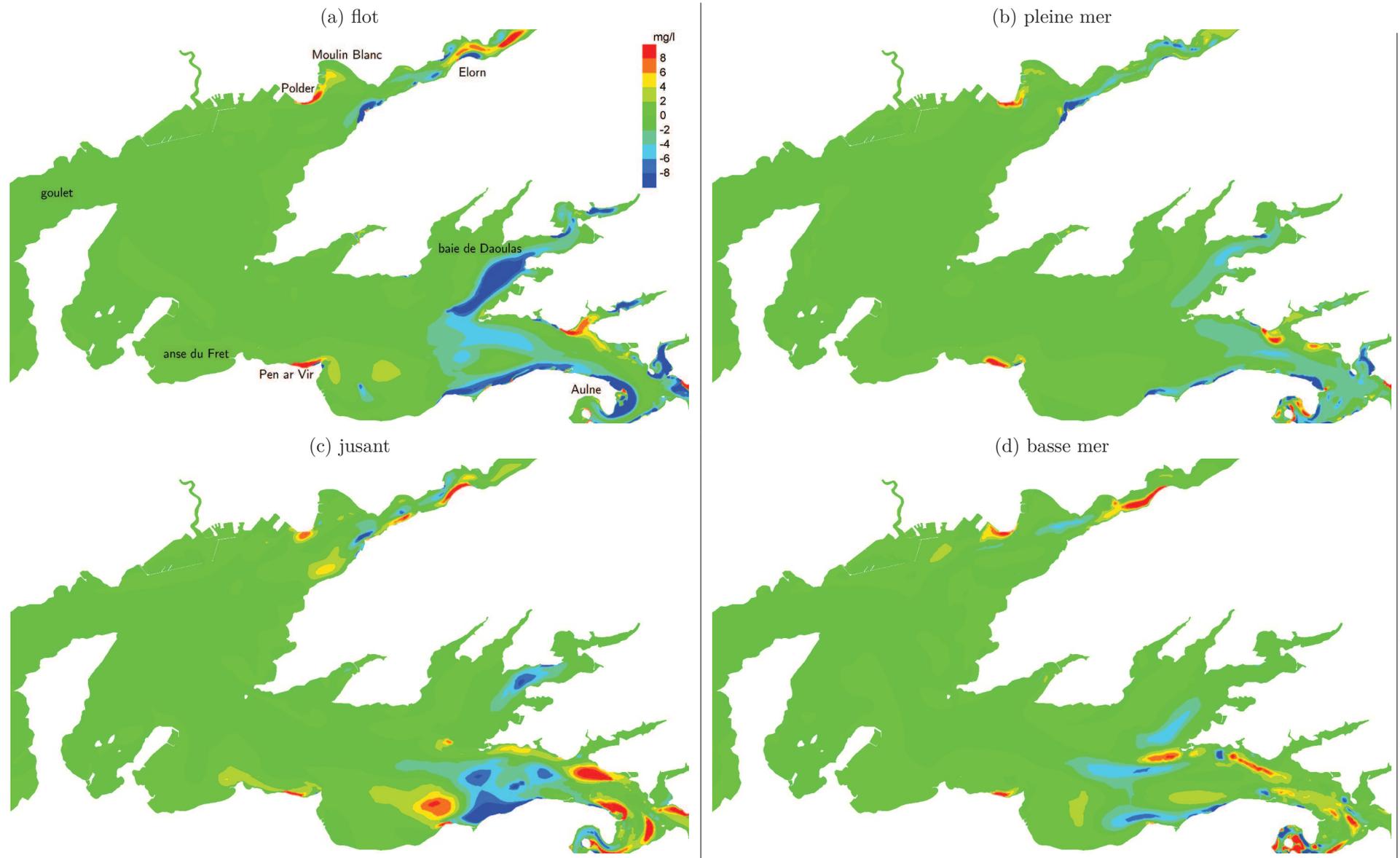


Figure 5.55 – Différences de concentrations de vases en suspension intégrées sur la verticale (en mg/l) entre les prédictions des modèles avec et sans prise en compte des apports d'eau douce, au cours du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006.

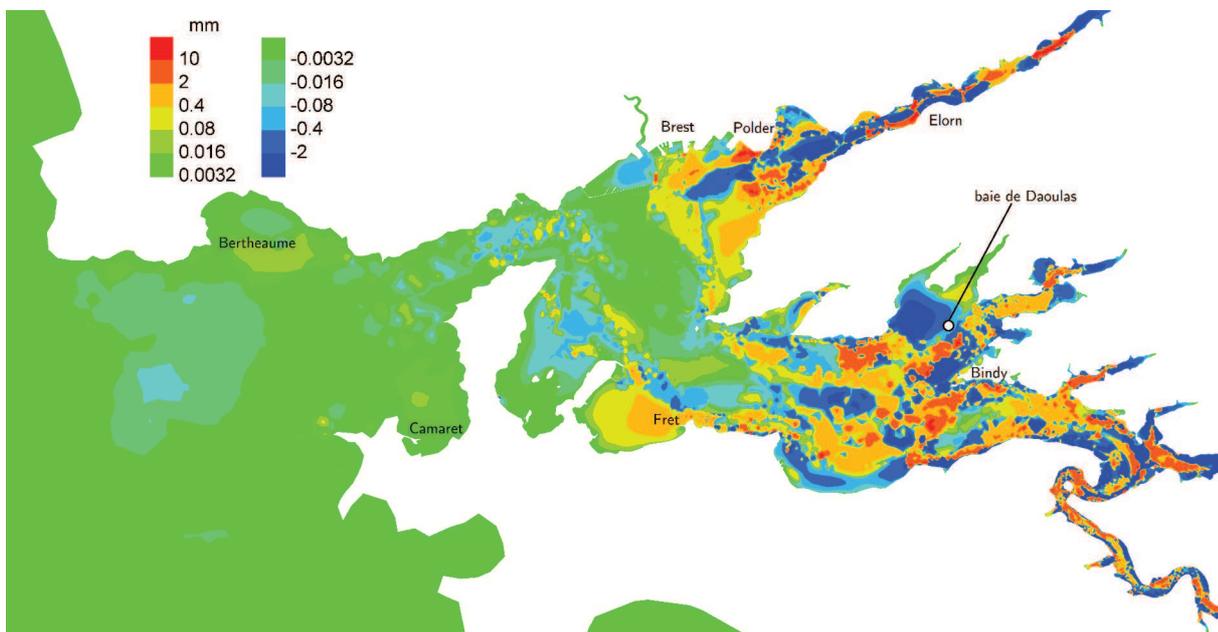


Figure 5.56 – Différences d'évolutions de la hauteur du fond entre les prédictions des modèles avec et sans prise en compte des apports d'eau douce, à l'issue du cycle de marée moyenne sélectionné le 18 Avril 2006.

Chapitre 6

Conclusion

Ce chapitre vise successivement à analyser la portée des résultats, évoquer les limites de la démarche, et suggérer des perspectives de recherche et d'application.

6.1. Apports des résultats

Cette étude décrit principalement la mise en œuvre d'un modèle numérique contribuant à l'étude de la dynamique sédimentaire dans l'écosystème de la rade de Brest. Cette modélisation, basée sur le logiciel TELEMAC, intègre des processus hydrodynamiques, sédimentaires et biologiques. Le module hydrodynamique TELEMAC-2D résout l'écoulement de marée en prenant en compte les diverses rugosités des sédiments de fond et des chaînes de crépidules. Une démarche de validation des fluctuations de la hauteur d'eau, des courants et du frottement de fond, a été entreprise par rapport aux mesures à point fixe. Le module sédimentaire SISYPHE aborde les flux d'érosion/dépôt sur le fond et le transport de plusieurs classes de sédiment par charriage ou en suspension. Le traitement des interactions entre sédiments non-cohésifs et cohésifs en termes de flux d'érosion a été étendu à un panel de sédiments de tailles, de natures et d'origines différentes. Des développements ont été faits pour intégrer la présence physique et l'activité biologique des crépidules : i) partition des cisaillements de forme et de peau, ii) filtration-transformation-déposition de particules fines en suspension. La description originale des classes sédimentaires selon un critère géographique en entrée du modèle permet de marquer les sédiments et ainsi de suivre leur cheminement sans l'utilisation coûteuse (en temps de calcul) d'un modèle à particules lagrangiennes. L'application du modèle permet à la fois de produire des résultats synoptiques (à l'échelle de la rade) sur le mouvement des masses d'eau et des sédiments sous l'influence de la marée, et de décomposer une série de processus pour mieux comprendre les observations locales. Dans la suite, ces

résultats sont discutés par rapport à l'état des connaissances sur le sujet et utilisés pour répondre aux questions scientifiques développées en introduction.

6.1.1. Flux sédimentaires dans un système côtier semi-fermé

L'analyse des résultats du modèle en rade de Brest a permis d'identifier la suspension comme le mode de transport sédimentaire dominant, de décrire la distribution, la nature et l'origine des sédiments en suspension, de quantifier les taux de sédimentation, et d'évaluer les échanges au sein de la rade et avec la mer d'Iroise. Le modèle montre que l'intensité et la direction des flux horizontaux varient de façon significative au cours d'un cycle de marée et en fonction du coefficient de marée. La dominance des courants de flot s'accompagne de charges turbides plus importantes, et la caractéristique giratoire des courants de flot conduit les vases en suspension vers la sortie de la rade. L'essentiel des sédiments exportés du goulet au jusant est réintroduit en rade au flot suivant, rappelant ce qu'a évoqué *Delmas* (1981) au sujet des échanges de sels nutritifs entre la rade de Brest et la mer d'Iroise. L'application de la technique de marquage des sédiments indique l'existence d'un transit entre les compartiments Centre et Aulne relativement important dans le bilan des échanges sédimentaires, contrairement aux résultats de *Savoie* (2001) sur la matière organique particulaire (d'origine phytoplanctonique) qui montrent qu'il n'existe pas (hors période de crue) de continuum entre les estuaires, la rade (et la mer d'Iroise). Cette différence de cheminement entre matière minérale et organique peut s'expliquer par des différences de vitesse de chute : les particules organiques adsorbées sur les sédiments forment des floes qui sédimentent plus rapidement que les particules élémentaires (*Hedges et Keil*, 1999). Les remises en suspension de sédiments à l'embouchure des estuaires joueraient alors un rôle de tampon sur le transfert de la matière organique vers le large. Cette remarque nous amène à discuter de l'importance des interactions entre le fond et la colonne d'eau.

6.1.2. Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond

L'analyse des résultats du modèle en rade de Brest a montré que l'hétérogénéité (taille et type) des sédiments influencent (tout autant) significativement les flux d'érosion et donc les quantités transportées de chaque type de sédiment, rappelant certaines conclusions de *Guillou* (2007) sur les sédiments hétéro-métriques en Manche et de *Waeles* (2005) sur les sédiments mixtes en baie de Seine. La distribution granulométrique des sédiments de fond influence la propagation de la marée, les flux sédimentaires charriés et en suspension. Le processus de masquage/exposition réduit globalement les concentrations de sédiments en suspension, soulignant l'effet protecteur des cailloutis dans le goulet et des débris de maërl sur le pourtour de la rade. Les interactions entre sédiments non-cohésifs et cohésifs réduisent aussi globalement les concentrations de sédiments en suspension, met-

tant en avant le rôle tampon des sables en limite du centre de la rade sur le transit des vases venant du fond de la rade. L'analyse des résultats du modèle en termes d'évolution du fond soulignent un certain déséquilibre entre forçage hydrodynamique et caractéristiques des sédiments de fond, rappelant que l'initialisation des sédiments de fond dans le cas d'un milieu sédimentaire hétérogène est un point critique du modèle. La fréquence, le recouvrement et la résolution verticale des échantillons de sédiments ne permettent pas en général de fournir un état initial complètement réaliste pour les modèles. Même avec des techniques d'interpolation évoluées, telle que la méthode couplant une Analyse Factorielle Sphérique (AFS) et une série de krigeages présentée par *Guillou* (2007) en Manche et mer d'Iroise, le modélisateur ne peut se soustraire à la nécessité de disposer d'un nombre suffisant d'échantillons dans les zones à forts gradients sédimentaires. Certains auteurs proposent de laisser le modèle auto-organiser les sédiments sur le fond à partir d'un état initial arbitraire : *Waeles* (2005) place un stock de vase en amont d'un champ de sable, *van Kessel et al.* (2007) prescrivent une concentration uniforme dans la colonne d'eau, tandis que *van der Wegen et al.* (2011) répartissent uniformément les différentes classes de sables et des vases dans le lit. La durée de telles pré-simulations est de l'ordre de plusieurs mois à quelques années selon la complexité de l'environnement. En augmentant l'hétérogénéité du substrat, les espèces benthiques modifient le couplage entre l'hydrodynamique et le sédiment, comme il est illustré ci-dessous.

6.1.3. Impacts hydro-sédimentaires d'une espèce invasive

L'analyse des résultats du modèle permet d'évaluer l'importance relative des processus physiques et biogéochimiques induits par l'invasion de crépidules sur la dynamique sédimentaire en rade de Brest. L'augmentation locale de la rugosité du fond réduit la vitesse du courant dans le sillage des bancs, ce qui favorise le dépôt des sédiments en suspension. Selon leur densité, les crépidules déstabilisent ou stabilisent localement les sédiments de fond : des densités moyennes augmentent le frottement de fond et donc les remises en suspension, tandis que des densités fortes induisent un masquage des sédiments de fond duquel peut résulter une accumulation significative de sédiments fins. Cette tendance sédimentaire en lien avec l'invasion de crépidules a été observée localement dans d'autres environnements côtiers français (*Hamon*, 2003). Néanmoins, à l'échelle d'un estuaire ou d'une baie, la modification des champs de courant et des motifs d'érosion/dépôt dépend de la taille et de l'organisation des patchs de macro-rugosités (e.g., *Luhar et Nepf*, 2013). L'impact des crépidules est donc *a priori* spécifique à chaque environnement colonisé. D'autre part, à la question « jusqu'à quel point les résultats de cette recherche peuvent-ils être généralisés à d'autres populations semblables ? » cette thèse tend à confirmer les conclusions de *Le Hir et al.* (2007) sur l'échec du regroupement des espèces de macrofaune par critère morphologique ou fonctionnel pour caractériser leur impact sur

la dynamique sédimentaire. L'analyse des résultats du modèle a montré que l'activité biologique de filtration-biodéposition des crépidules joue un rôle secondaire par rapport leur impact hydrodynamique (par rugosité), ce qui ne semble pas le cas pour les moules qui filtrent davantage et produisent des biodépôts relativement légers et peu cohésifs (*Widdows et Brinsley, 2002*). La démarche de modélisation présentée peut être reprise pour d'autres applications, mais les paramètres du modèle doivent être choisis avec attention selon l'environnement d'étude et le type d'espèce.

6.2. Limites de la démarche

Le modèle de transport des particules dissoutes (sel) et en suspension (sédiments) n'a pas été proprement validé. Les résultats du modèles en termes d'évolution du fond n'ont pas du tout fait l'objet d'une appréciation objective, faute de mesures aux échelles de temps considérées. Bien que la nécessité d'augmenter la fréquence et la densité d'échantillonnage aurait pu être anticipée, les difficultés à obtenir des données fiables et représentatives, et les différences de réponse des instruments de mesure (indirecte) de la turbidité en fonction de l'hétérogénéité du matériel en suspension constituent un domaine actif de recherche (e.g., *Sherwood et al., 2012; Boss et al., 2012*).

La durée de simulation de référence (un cycle morte-eau/vive-eau) est trop courte. Comme l'a montré *Waeles (2005)* en baie de Seine, une période d'initialisation (de plusieurs mois) est nécessaire pour se soustraire à l'influence des conditions initiales, en particulier du lit sédimentaire.

L'approche de modélisation bidimensionnelle horizontale n'est valable qu'en condition d'étiage. Les apports fluviaux de sédiments fins ayant principalement lieu lors des crues (*Bassoulet, 1979*), l'établissement d'un bilan saisonnier des échanges sédimentaires nécessite préalablement que le modèle hydrodynamique soit capable de représenter l'écoulement tridimensionnelle dans les estuaires due à la stratification verticale en salinité (et éventuellement en température).

Le forçage météorologique et l'action des vagues ont été négligés. *Berthois et Auffret (1969b)* avançaient que l'action des vagues ne constituait qu'un « appoint localisé » de sédiments en suspension sur la frange littorale. *Fichaut (1989)* rapporte que les vagues, bien que de faible longueur d'onde, sont responsables du tri élaboré et du faible envasement des sédiments au sommet des talus abrupts qui limitent le centre rade, parfois à plus d'un kilomètre de la côte. Lors d'un coup de vent de secteur sud-ouest, il n'est pas rare que la prise d'eau d'Océanopolis (localisée dans le chenal de l'Elorn) soit fermée car la turbidité est trop élevée (source BMO). Les travaux de modélisation conduits au LGCE (*Guillou et al., 2006; Ancelin et al., 2009; Petton, 2010*) ont permis de mettre en évidence

les zones susceptibles de subir des déplacements significatifs de matériaux (fins et grossiers) par charriage et en suspension due à l'agitation des vagues sur le fond. Une modélisation couplée atmosphère-vagues-courant-sédiment (3D) mériterait d'être précisée en rade de Brest.

6.3. Perspectives de recherche et d'application

Outre les travaux restant à réaliser en rade de Brest exposés ci-dessus, cette thèse fait émerger des perspectives de recherche concernant les mesures et la modélisation.

La campagne de mesures menée en avril 2012, n'a pas permis de lever le doute sur les raisons de l'opposition de phase entre les mesures directes par échantillonnage de la matière en suspension et les mesures indirectes de turbidité souligné par *Chapalain et Thouzeau (2007)*. Une méthode d'étalonnage des instruments de mesure de turbidité en milieu sédimentaire hétérogène par inter-comparaison des réponses acoustiques, optiques et infra-rouges nécessite préalablement de comprendre les capacités d'absorption/transmission/réflexion des particules sableuses et vaseuses (souvent) agrégées. Un tel cadre méthodologique n'existe pas à l'heure actuelle.

Les résultats du modèle ont montré que l'activité biologique de filtration-biodéposition des crépidules réduit les concentrations de vases en suspension de 10 à 20 % (dans les deux tiers du bassin sud-est), ce qui peut avoir une influence sur la productivité primaire. Cette remarque nous amène à penser que les crépidules adaptent leur environnement hydro-sédimentaire pour favoriser leur alimentation. Un réel couplage entre hydro-sédimentaire et dynamique des populations permettrait de simuler la boucle des rétroactions, d'identifier éventuellement un ou plusieurs état(s) d'équilibre, et de mieux comprendre le mécanisme d'invasion (ou de régression) d'une espèce ingénieure. Une étude récente menée par A. Carlier d'IFREMER montre une régression importante du stock et de la vitalité des crépidules en rade de Brest depuis les années 2000, suscitant des hypothèses sur l'importance relative de la contribution des facteurs physiques et biogéochimiques dans la régulation de l'espèce.

Plus généralement, les perspectives de cette thèse s'inscrivent dans une démarche d'exploitation de la modélisation pour des problématiques environnementales. La constitution d'un cadre uniformisant les indicateurs physiques de la qualité du niveau marin (e.g., temps de résidence, turbidité) permettra de comparer les capacités de résilience de différents systèmes côtiers et de quantifier dans le temps l'importance des modifications naturelles et anthropiques, afin d'évaluer objectivement les politiques mises en œuvre pour préserver le bon état écologique des mers.

Références bibliographiques

- ACTIMAR (2013), Projet de développement du port de Brest — Étude d'incidence sur la qualité de l'eau, l'agitation et les équilibres sédimentaires : Étude par modélisation des incidences du projet, *Rapport technique*, Région Bretagne, version provisoire.
- Ancelin, A., B. Kieffer, et G. Chapalain (2009), Étude des interactions entre vagues, spartines et sédiments sur les estrans de la rade de Brest, *Rapport technique*, CETMEF.
- Apitz, S. (2012), Conceptualizing the role of sediment in sustaining ecosystem services : Sediment-ecosystem regional assessment (secora), *Science of The Total Environment*, 415, 9–30.
- Arya, S. (1975), A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on the Arctic pack ice, *Journal of Geophysical Research*, 80, 3447–3454.
- Ashida, K., et M. Mishiue (1973), Studies on bed load transport rate in alluvial streams, JSCE.
- Auffret, G. (1981), Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I.
- Bagnold, R. (1966), An approach to the sediment transport problem for general physics, *Rapport technique*, US Geological Survey.
- Barbier, E., E. Koch, B. Silliman, S. Hacker, E. Wolanski, J. Primavera, E. Granek, S. Polasky, S. Aswanian, L. Cramer, D. Stoms, C. Kennedy, D. Bael, C. Kappel, G. Perillo, et D. Reed (2008), Coastal ecosystem-based management with nonlinear ecological functions and values, *Science*, 319(5861), 321–323.
- Barenblatt, G. (1953), On the motion of suspended particles in a turbulent flow, *Prikladnaya Matematika i Mekhanika (Applied Mathematics and Mechanics)*, 17(3), 261–274.
- Barillé, L., B. Cognie, P. Beninger, P. Decottignies, et Y. Rincé (2006), Feeding responses of the gastropod *Crepidula fornicata* to changes in seston concentration, *Marine Ecology Progress Series*, 322, 169–178.
- Bass, S., J. Aldridge, I. McCave, et C. Vincent (2002), Phase relationships between fine sediment suspensions and tidal currents in coastal seas, *Journal of Geophysical Research*, 107, 1–14.
- Bassoulet, P. (1979), Étude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (rade de Brest), Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.

- Benaouda, A. (2008), Dynamique saisonnière des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde : modélisation opérationnelle de la réponse aux forçages hydrodynamiques, Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Berthois, L., et G. Auffret (1968), Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 1 : Minéralogie et granulométrie sédimentaires, dans *Cahiers Océanographiques*, vol. XX, pp. 893–920, Service Hydrographique de la Marine.
- Berthois, L., et G. Auffret (1969a), Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 3 : Hydrologie et courantométrie, dans *Cahiers Océanographiques*, vol. XXII, pp. 701–726, Service Hydrographique de la Marine.
- Berthois, L., et G. Auffret (1969b), Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 4 : Étude analytique des apports fluviaux en rade, dans *Cahiers Océanographiques*, vol. XXII, pp. 981–1010, Service Hydrographique de la Marine.
- Beudin, A., G. Chapalain, et N. Guillou (2012), Dynamique des sédiments fins en rade de brest impactée par le gastéropode invasif *Crepidula fornicata*, 9èmes Journées Scientifiques et Techniques du CETMEF.
- Beudin, A., G. Chapalain, et N. Guillou (2014), Modelling dynamics and exchanges of fine sediments in the bay of brest, *La Houille Blanche*, (6).
- Blanchard, M. (1997), Spread of the slipper limpet *Crepidula fornicata* (L. 1758) in Europe. Current state and consequences, *Scientia Marina*, 61, 109–118.
- Blanchard, M. (2005), Dynamique de la population de crépidule (*Crepidula fornicata*) en Baie du Mont Saint-Michel, *Rapport technique*, Ifremer.
- Blanchard, M. (2009), Fiche de synthèse d'habitat 'Crépidule', *Rapport technique*.
- Bluteau, C., N. Jones, et G. Ivey (2011), Estimating turbulent kinetic energy dissipation using the inertial subrange method in environmental flows, *Limnology and Oceanography : Methods*, 9, 302–321.
- Booij, N., R. Ris, et L. Holthuijsen (1999), A third-generation wave model for coastal regions. 1. Model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649–7666.
- Borsje, B., S. Hulscher, M. De Vries, et G. De Boer (2008), Modeling large-scale cohesive sediment transport affected by small-scale biological activity, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 78, 468–480.
- Boss, E., P. Hill, B. Law, T. Milligan, et C. Sherwood (2012), Flocculation, optics and turbulence in the community sediment transport model system : Application of oasis results, *Rapport technique*, School of Marine Sciences, University of Maine.
- Boussinesq, J. (1877), Essai sur la théorie des eaux courantes, dans *Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences*, pp. 43–47, Imprimerie Nationale, Paris, France.

- Boussinesq, J. (1903), *Théorie analytique de la chaleur, mise en harmonie avec la thermodynamique et avec la théorie mécanique de la lumière*, vol. II.
- Brown, J. (2007), Coastal area modelling : sand transport and morphological change, Thèse de Doctorat, Bangor University.
- Byers, J., K. Cuddington, C. Jones, T. Talley, A. Hastings, J. Lambrinos, J. Crooks, et W. Wilson (2006), Using ecosystem engineers to restore ecological systems, *Trends in Ecology and Evolution*, 21(9), 493–500.
- Capo, S. (2006), Hydrodynamique et dynamique sédimentaire en milieu tropical de mangrove : observations et modélisation de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée, Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Celik, I., et W. Rodi (1984), A deposition entrainment model for suspended sediment transport, *Rapport technique*, Universitat Karlsruhe.
- Celik, I., et W. Rodi (1988), Modelling suspended sediment transport in non-equilibrium situations, *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(10), 1157–1191.
- Chapalain, G., et L. Thais (2000), Tide, turbulence and suspended sediment modelling in the eastern english channel, *Journal of Coastal Engineering*, 41, 295–316.
- Chapalain, G., et G. Thouzeau (2007), Rôle des structures biogènes sur l'hydrodynamisme et les flux sédimentaires dans la couche limite benthique, *Rapport Technique 05/2.20652407*, IFREMER.
- Chauvaud, L. (1998), La coquille Saint-Jacques en rade de Brest : un modèle biologique d'étude des réponses de la faune benthique aux fluctuations de l'environnement, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Chesher, T., et M. Ockenden (1997), *Cohesive Sediments*, chap. Numerical modeling of mud and sand mixtures, pp. 395–406, John Wiley & Sons.
- Cleveland, W. (1979), Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots, *Journal of the American Statistical Association*, 74, 829–836.
- Crooks, J. (2002), Characterizing ecosystem-level consequences of biological invasions : the role of ecosystem engineers, *Oikos*, 97(2), 153–166.
- De Vriend, H., M. Capobianco, T. Chesher, H. De Swart, B. Latteux, et M. Stive (1993), Approaches to long-term modelling of coastal morphology : a review, *Coastal Engineering*, 21, 225–269.
- Delmas, R. (1981), Étude de l'évolution saisonnière des sels nutritifs dans la rade de Brest en fonction des apports fluviaux et des échanges avec l'Iroise, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Doak, D., J. Estes, B. Halpern, U. Jacob, D. Lindberg, J. Lovvorna, D. Monson, M. Tinker, T. Williams, J. Wootton, I. Carroll, M. Emmerson, F. Micheli, et M. Novak (2008), Understanding and predicting ecological dynamics : are major surprises inevitable?, *Ecology*, 89, 952–961.

- Dussauze, M., et A. Menesguen (2008), Simulation de l'effet sur l'eutrophisation côtière bretonne de 3 scénarios de réduction des teneurs en nitrate et phosphate de chaque bassin versant breton et de la Loire, *Rapport technique*, IFREMER.
- Dyer, K. (1986), *Coastal and estuarine sediment dynamics*, Wiley-Interscience.
- Dyer, K., M. Christie, et A. Manning (2004), The effects of suspended sediment on turbulence within an estuarine turbidity maximum, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 59(2), 237–248.
- Egiazoff, I. (1965), Calculation of non-uniform sediment concentrations, *Journal of the Hydraulic Division*, 91, 2015–2029.
- Einstein, H. (1950), The bed load function for sediment transportation in open channel flow, *Rapport technique*, US Department of Agriculture.
- Ekman, V. (1905), On the influence of the earth's rotation on ocean-currents, *Arkiv för matematik, astronomi och fysik*, 11(2).
- Elder, J. (1959), Dispersion of marked fluid in turbulent shear flow, *Journal of Fluid Mechanics*, 5, 554–560.
- Engelund, F. (1965), A criterion for the occurrence of suspended load, *La Houille Blanche*, (8).
- Engelund, F., et J. Fredsoe (1976), A sediment transport model for straight alluvial channels, *Nordic Hydrology*, 7(5).
- Erhold, A., M. Blanchard, J. Auffret, et T. Garlan (1998), Conséquences de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France), *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 327, 583–588.
- Exner, F. (1920), Zur physik der dünen, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, 129(2a).
- Exner, F. (1925), Über die wechselwirkung zwischen wasser und geschiebe in flüssen, *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*, 134(2a).
- Fichaut, B. (1984), Réactualisation de la sédimentologie de la rade de Brest, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Fichaut, B. (1989), Morphosédimentologie de la partie occidentale de la rade de Brest, *Norvès*, 144, 377–390.
- Fisher, H. (1973), Longitudinal dispersion and turbulent mixing in open-channel flow, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 5, 59–78.
- Fossati, M. (2013), Dinámica global de sedimentos finos en el río de la plata, Thèse de Doctorat, Facultad de Ingeniería - UdelaR.
- Fredsoe, J., et R. Deigaard (1992), *Mechanics of coastal sediment transport, Advanced Series on Ocean Engineering*, vol. 3, World Scientific.

- Friedrichs, H. (2004), Flow-induced effects of macrozobenthic structures on the near-bed sediment transport, Thèse de Doctorat, Universität Rostock.
- Fugate, D., et C. Friedrichs (2002), Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using adv, obs and listt, *Continental Shelf Research*, 22, 1867–1886.
- Galperin, B., L. Kantha, S. Hassid, et A. Rosati (1988), A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45.
- Garcia, M., et G. Parker (1991), Entrainment of bed sediment into suspension, *Journal of Hydraulic Engineering*, 117, 414–435.
- Grant, W., et O. Madsen (1986), The continental-shelf bottom boundary layer, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 18, 265–305.
- Grant, W., A. Williams, et S. Glenn (1984), Bottom stress estimates and their predictions on the northern california continental shelf during CODE-1 : the importance of wave-current interaction, *Journal of Physical Oceanography*, 14, 506–527.
- Gross, E., S. Chang, et R. Holleman (2011), Preliminary simulations of sediment dynamics in the South San Francisco Bay, *Rapport Technique 639*, San Francisco Estuary Institute.
- Guillou, N. (2007), 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, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Guillou, N., G. Chapalain, et D. Morellato (2006), Modélisation numérique des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires en mer d'iroise, baie de douarnenez et rade de brest, Journées du pôle de calcul intensif pour la mer NYMPHEA.
- Guillou, N., G. Chapalain, et A. Leprêtre (2010), Interpolation spatiale des distributions granulométriques des sédiments de fond, *Rapport technique*, CETMEF.
- Guizien, K. (2006), Modélisation numérique de l'hydrodynamisme et de la suspension sédimentaire induite par l'interaction houle-courant en présence de rugosités d'origine biogène, *Rapport Technique 05/2.20652405*, IFREMER.
- Guérin, L. (2004), La crépidule en rade de Brest : Un modèle biologique d'espèce introduite proliférante en réponse aux fluctuations de l'environnement, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Gutiérrez, J., C. Jones, J. Byers, K. Arkema, K. Berkenbusch, J. Commito, C. Duarte, S. Hacker, I. Hendriks, P. Hogarth, J. Lambrinos, M. Palomo, et C. Wild (2011), 7.04 - physical ecosystem engineers and the functioning of estuaries and coasts, dans *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, édité par E. Wolanski et D. McLusky, pp. 53–81, Academic Press.
- Hamon, D. (2003), La crépidule : identifier les mécanismes de sa prolifération et caractériser ses effets sur le milieu pour envisager sa gestion, *Rapport technique*, Ministère de l'écologie et du développement durable.

- Haslett, S. (2009), *Coastal Systems*, Routledge.
- Heathershaw, A. (1979), The turbulent structure of the bottom boundary layer in a tidal current, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58, 395–430.
- Heathershaw, A., et J. Simpson (1978), The sampling variability of the reynolds stress and its relation to boundary shear stress and drag coefficient measurements, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 6.
- Hedges, J., et R. Keil (1999), Organic geochemical perspectives on estuarine processes : sorption reactions and consequences, *Marine Chemistry*, 65, 55–65.
- Hervouet, J.-M. (2002), Telemac modeling system : an overview, *Hydrological processes*, 14, 2209–2210.
- 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.
- Hily, C. (1989), La mégafaune benthique de la rade de Brest : pré-échantillonnage par vidéo sous-marine, *Cahier de Biologie Marine*, 30, 433–454.
- Hirano, M. (1971), River bed degradation with armouring, dans *Transactions of the Japan Society of Civil Engineers*, vol. 3, pp. 194–195.
- Hunter, J., et C. Hearn (1987), Lateral and vertical variations in the wind-driven circulation in long, shallow lakes, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C12), 13,106–13,114.
- Huntley, D. (1988), A modified inertial dissipation method for estimating seabed stresses at low reynolds numbers, with application to wave/current boundary layer measurements, *Journal of Physical Oceanography*, 18, 339–346.
- Huybrechts, N., C. Villaret, et J.-M. Hervouet (2010), Comparison between 2D and 3D modelling : application to the dune evolution, dans *Riverflow*, édité par Dittrich, Koll, Aberle, et Geisenhainer, pp. 887–893.
- Jones, C., J. Gutiérrez, J. Byers, J. Crooks, J. Lambrinos, et T. Talley (2010), A framework for understanding physical ecosystem engineering by organisms, *Oikos*, 119, 1862–1869.
- Karleskind, P. (2004), Modélisation de l'écosystème de la rade de Brest, Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Kim, S.-C., K. Friedrichs, J.-Y. Maa, et L. Wright (2000), Estimating bottom stress in tidal boundary layer from acoustic doppler velocimeter data, *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 126(6).
- Laruelle, G., P. Regnier, O. Ragueneau, M. Kempa, B. Moriceau, S. N. Longphuir, A. Leynaert, G. Thouzeau, et L. Chauvaud (2009), Benthic-pelagic coupling and the seasonal silica cycle in the bay of Brest (France) : new insights from a coupled physical-biological model, *Marine Ecology Processes*, 385, 15–32.

- Larzillière, A., et C. Hily (2008), Cartographie des habitats intertidaux du site Natura 2000 “Rade de Brest – Estuaire de l’Aulne” : Un exemple d’application de la nouvelle typologie EUNIS pour la cartographie Natura 2000 des habitats marins.
- Le Berre, H. (1999), Mise au point de méthodes d’analyse et de représentation des interactions complexes en milieu littoral, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Le Hir, P., M. Breton, et J. L’Yavanc (1987), Amélioration de la salubrité des eaux conchycoles de l’estuaire de l’Elorn et du nord de la rade de Brest. Étude du milieu marin, *Rapport technique*, IFREMER.
- Le Hir, P., Y. Monbet, et F. Orvain (2007), Sediment erodability in sediment transport modeling : can we account for biota effects ?, *Continental Shelf Research*, *27*, 1116–1142.
- Le Hir, P., F. Cayocca, et B. Waeles (2011), Dynamics of sand and mud mixtures : A multiprocess-based modelling strategy, *Continental Shelf Research*, *31*, 135–149.
- Le Mut, C. (1977), Étude des sédiments en suspension en rade de Brest, Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Lepesqueur, J., G. Chapalain, N. Guillou, et C. Villaret (2009), Quantification des flux sédimentaires dans la rade de brest et ses abords, 31èmes Journées de l’Hydraulique de la SHF : Morphodynamique et gestion des sédiments dans les estuaires, les baies et les deltas.
- Lettau, H. (1969), Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description, *Journal of Applied Meteorology*, *8*, 828–832.
- Lewin, R. (1987), Ecological invasions offer opportunities, *Science*, *238*, 752–753.
- Lohrman, A., R. Cabrera, G. Gelfenbaum, et J. Haines (1995), Direct measurements of reynolds stress with an acoustic doppler velocimeter, dans *Proceeding IEEE 5th Working Conference on Current Measurement*, pp. 205–365.
- Luhar, M., et H. Nepf (2013), From the blade scale to the reach scale : A characterization of aquatic vegetative drag, *Advances in Water Resources*, *51*, 305–316.
- Lumborg, U., T. Andersen, et M. Pejrup (2006), The effect of *Hydrobia ulvae* and microphytobenthos on cohesive sediment dynamics on an intertidal mudflat described by means of numerical modelling, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *68*, 208–220.
- Lumley, J. (1978), Two-phase and non-newtonian flows, *Topics in Applied physics*, *12*, 289–324.
- L’Yavanc, J. (1984), Étude hydrologique de l’estuaire de l’Elorn, *Rapport technique*, IFREMER.
- MacDonald, R. (2000), Modelling the mean velocity profile in the urban canopy layer, *Boundary-Layer Meteorology*, *97*, 25–45.
- MacDonald, R., R. Griffiths, et D. Hall (1998), An improved method for the estimation of the surface roughness of obstacle arrays, *Atmospheric Environment*, *32*, 1857–1864.

- Manac'h, N. (1995), La biodéposition de la crépidule *Crepidula fornicata*. Impact sur l'écosystème de la rade de Brest, Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Marshall, J. (1971), Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agricultural Meteorology*, 8, 269–292.
- Menesguen, A., et P. Cugier (2006), A new numerical technique for tracking chemical species in a multisource, coastal ecosystem applied to nitrogen causing ulva blooms in the bay of Brest (France), *Limnology Oceanography*, 51, 591–601.
- Meyer-Peter, E., et R. Müller (1948), Formulae for bed-load transport, IARH Congress.
- Migniot, C. (1989), Tassement et rhéologie des vases, *La Houille Blanche*, 1, 11–29.
- Mitchener, H., et H. Torfs (1996), Erosion of mud/sand mixture, *Coastal Engineering*, 29, 1–25.
- Monbet, Y., et P. Bassoulet (1989), Bilan des connaissances océanographiques en rade de Brest, *Rapport technique*, CEA/IPSN.
- Moulin, F., K. Guizen, G. Thouzeau, G. Chapalain, K. Mülleners, et C. Bourg (2007), Impact of an invasive species, *Crepidula fornicata*, on the hydrodynamic and transport properties of the benthic boundary layer, *Aquatic Living resources*, 15, 15–31.
- Muller, E. (2008), Étude de la circulation résiduelle lagrangienne en mer d'Iroise, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Nepf, H. (2012), Hydrodynamics of vegetated channels, *Journal of Hydraulic Research*, 50(3), 262–279.
- Nicolle, A. (2009), Réalisation d'un modèle 3D de courants de marée dans la rade de Brest, *Rapport technique*, SHOM.
- Nikuradse, J. (1932), Laws of turbulent flow in smooth pipes (english translation), *Rapport technique*, NACA (1966).
- Orvain, F., P. Le Hir, P.-G. Sauriau, et S. Lefebvre (2012), Modelling the effects of macrofauna on sediment transport and bed elevation : Application over a cross-shore mudflat profile and model validation, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 108, 64–75.
- Paarlberg, A., M. Knaapen, M. De Vries, S. Hulscher, et Z. Wang (2005), Biological influences on morphology and bed composition of an intertidal flat, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64, 577–590.
- Panagiotopoulos, I., G. Voulgaris, et M. Collins (1997), The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds, *Journal of Coastal Engineering*, 32, 19–43.
- Park, Y. (1977), Étude de l'évolution du courant de marée en rade de Brest, Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Partheniades, E. (1965), Erosion and deposition of cohesive soils, *Journal of the Hydraulic Division*, 91, 105–139.

- Pawlowicz, R., B. Beardsley, et S. Lentz (2002), Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using T-TIDE, *Computers and Geosciences*, 28, 929–937.
- Peltier, E., J. Duplex, B. Latteux, P. Pechon, et P. Chausson (1991), Finite element model for bed-load transport and morphological evolution, dans *Computer Modelling in Ocean Engineering*, vol. 91, édité par A. et al., pp. 227–233, A.A. Balkema.
- Petton, S. (2010), Étude des processus hydrodynamiques et hydro-sédimentaires affectant un estran de type marais salé de la rade de Brest (anse de Penfoul) colonisé par l'espèce invasive spartine (*Spartina alterniflora* Loisel), Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Polyakov, V., M. Nearing, et M. Shipitalo (2004), Tracking sediment redistribution in a small watershed : implications for agro-landscape evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1275–1291.
- Pommepuy, M., F. Manaud, Y. Monbet, G. Allen, J. Salomon, P. Gentien, et J. L'Yavanc (1979), Étude océanographique appliquée au SAUM de la rade de Brest, dans *Les côtes atlantiques d'Europe, évolution, aménagement, protection*.
- Pope, N., J. Widdows, et M. Brinsley (2006), Estimation of bed shear stress using the turbulent kinetic energy approach—a comparison of annular flume and field data, *Continental Shelf Research*, 26(8), 959–970.
- Pope, S. (2000), *Turbulent Flows*, Cambridge University Press.
- Pritchard, D. W. (1967), What is an estuary : Physical viewpoint, dans *Estuaries*, édité par G. Lauf, pp. 3–5, American Association for the Advancement of Science.
- Puls, W., T. Pohlman, et J. Sondermann (1997), Suspended Particulate Matter in the Southern North Sea : Application of a Numerical Model to Extend NERC North Sea Project Data Interpretation, *German Journal of Hydrography*, 49, 307–327.
- Raupach, M. (1992), Drag and drag partition on rough surfaces, *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 375–395.
- Reynolds, O. (1895), On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 186.
- Rouse, H. (1937), Nomogram for the settling velocity of spheres, *Rapport technique*, National Research Council, Washington, D.C.
- Saint-Venant, A. (1871), Théorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit, *Compte-Rendu à l'Académie des Sciences de Paris*, 73, 147–154.
- Salomon, J., et M. Breton (1991), *Numerical study of the dispersive capacity of the Bay of Brest, France, towards dissolved substances*, A.A. Balkema.
- Salomon, J., et P. Le Hir (1981), Étude de l'estuaire de la Seine. Modélisation des phénomènes physiques, *Rapport technique*, IFREMER.
- Salomon, J., M. Breton, et P. Lazure (1996), Un modèle tridimensionnel de la rade de Brest, *Rapport technique*, IFREMER.

- Sanford, L. (2008), Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation, and armoring, *Computers & Geosciences*, 34, 1263–1283.
- SAUM (1980), Schéma d’Aptitude et d’Utilisation de la Mer : rade de Brest, *Rapport technique*, CNEXO - DDE.
- Savoie, N. (2001), Origine et transfert de la matière organique particulaire dans les écosystèmes littoraux macrotidaux, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Schlichting, H. (1936), A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces, *NACA Technical Memorandum*, 823(7), 1–34.
- Seillé, B. (2006), Previmer – Élaboration et validation de MARS 2D, *Rapport technique*, ACTIMAR.
- Shao, Y., et Y. Yang (2005), A scheme for drag partition over rough surfaces, *Atmospheric Environment*, 39, 7351–7361.
- Shao, Y., et Y. Yang (2008), A theory for drag partition over rough surfaces, *Journal of Geophysical Research*, 113(F02S05).
- Sherwood, C., P. Dickhudt, M. Martini, E. Montgomery, et E. Boss (2012), Profile measurements and data from the 2011 Optics, Acoustics, and Stress In Situ (OASIS) project at the Martha’s Vineyard Coastal Observatory, *Rapport technique*, U.S. Geological Survey.
- Shields, A. (1936), Anwendung der ahnlichkeits-mechanik und der turbulenz-forschung auf die geschiebebewegung, *Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26.
- SHOM (1994), *Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc’h*.
- Sleath, J. (1984), *Sea Bed Mechanics*, John Wileys and Sons.
- Smith, J., et S. McLean (1977), Spatially averaged flow over a wavy surface, *Journal of Geophysical Research*, 82, 1735–1746.
- Soulsby, R. (1980), Selecting record length and digitization rate for near-bed turbulence measurements, *Journal of Physical Oceanography*, 10.
- Soulsby, R. (1983), Chapter 5 the bottom boundary layer of shelf seas, dans *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*, Elsevier Oceanography Series, vol. 35, édité par B. Johns, pp. 189 – 266, Elsevier.
- Soulsby, R. (1997), *Dynamics of marine sands*, Thomas Telford.
- Soulsby, R., et B. Wainwright (1987), A criterion for the effect of suspended sediment on near bottom velocity profiles, *Journal of Hydraulic Research*, 25(3), 341–355.
- Soulsby, R., et R. Whitehouse (1997), Threshold of sediment motion in coastal environments, dans *Proceeding Pacific Coasts and Ports*, vol. 1, pp. 149–154.

- Southard, J. (2006), *Mixed-size sediments*, chap. 14, Massachusetts Institute of Technology.
- Souza, A., et A. Lane (2013), Effects of freshwater inflow on sediment transport, *Journal of Operational Oceanography*, 6, 27–31.
- Stapelton, K., et D. Huntley (1995), Seabed stress determination using the inertial dissipation method and the turbulent kinetic energy method, *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 807–815.
- Stokes, G. (1851), On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulum, *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 9, 8–106.
- Taylor, G. (1938), The spectrum of turbulence, dans *Proceeding of the Royal Society*, vol. 164, pp. 476–490.
- Taylor, G. (1954), The dispersion of matter in turbulent flow through a pipe, *Proceedings of the Royal Society A*, 223, 446–468.
- Teeter, A. (1986), *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, vol. 14, chap. Vertical transport in fine-grained suspension and newly-deposited sediment, pp. 170–191, Springer-Verlag.
- Temmerman, S., T. Bouma, G. Govers, Z. Wang, M. D. Vries, et P. Herman (2005), Impact of vegetation on flow routing and sedimentation patterns : three-dimensional modeling for a tidal marsh, *Journal of Geophysical Research*, 110(F04019), 1–18.
- Tennekes, H., et J. Lumley (1972), *A First Course in Turbulence*, MIT Press.
- Thompson, C., C. Amos, T. Jones, et J. Chaplin (2003), The manifestation of fluid-transmitted bed shear stress in a smooth annular flume—a comparison of methods, *Journal of Coastal Research*, 19(4), 1094–1103.
- Thompson, K. (1987), Time dependant boundary conditions for hyperbolic systems, *Journal of Computational Physics*, 68, 1–24.
- Thompson, K. (1990), Time-dependent boundary conditions for hyperbolic systems, *Journal of Computational Physics*, 89, 439–461.
- Thouvenin, B. (1981), Étude de la dispersion d’effluents urbains dans le domaine littoral. Application aux effluents de la rade de Brest, Mémoire de Master, Université de Bretagne Occidentale.
- Troadec, P., et R. Le Goff (1997), *Contrat de Baie de la rade de Brest*, Communauté Urbaine de Brest.
- Troadec, S. L. (1992), Estimation de la consommation chez la crépidule (*Crepidula fornicata*), Mémoire de Master, IUT de Brest.
- Unesco (1981), *Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater 1980, Unesco technical papers in marine science*, vol. 38.
- Vacher, A. (1919), La rade de Brest et ses abords, *Annales de Géographie*, 28(153), 177–207.

- Van, L. (2012), Modélisation du transport des sédiments mixtes sable-vase et application à la morphodynamique de l'estuaire de la Gironde, Thèse de Doctorat, Université Paris-Est.
- van der Wegen, M., A. Dastgheib, B. Jaffe, et D. Roelvink (2011), Bed composition generation for morphodynamic modeling : case study of San Pablo in California, USA, *Ocean Dynamics*, *61*, 173–186.
- van Kessel, T., H. Winterwerp, B. van Prooijen, M. van Ledden, et W. Borst (2007), Modelling the seasonal dynamics of spm with a simple algorithm for the buffering of fines in a sandy seabed, dans *Proceedings INTERCOH'07*, pp. 124–134.
- Van Ledden, M. (2001), Modelling of sand-mud mixtures, part II : A process-based sand-mud model, *Rapport technique*, Delft Hydraulics.
- Van Ledden, M. (2002), A process-based sand-mud model, dans *Proceedings in Marine Science*, vol. 5, édité par J. Winterwerp et C. Kranenburg, pp. 577–594, Elsevier.
- Van Ledden, M., W. Van Kesteren, et J. Winterwerp (2004), A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures, *Continental Shelf Research*, *24*, 1–11.
- Van Leeuwen, B., D. Augustijn, B. Van Wesenbeeck, S. Hulscher, et M. De Vries (2010), Modeling the influence of a young mussel bed on fine sediment dynamics on an intertidal flat in the Wadden sea, *Ecological Engineering*, *36*, 145–153.
- Van Rijn, L. (1982), Equivalent roughness of alluvial bed, *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, *118*(10).
- Van Rijn, L. (1984), Sediment Transport, Part ii : Suspended Load Transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, *110*(11), 1613–1641.
- Van Rijn, L. (2007), Unified view of sediment transport by currents and waves. III : Graded Beds, *Journal of Hydraulic Engineering*, *133*(7), 761–775.
- Verney, R., J.-C. Brun-Cottan, R. Lafite, J. Deloffre, et J. Taylor (2006), Tidally-induced shear stress variability above intertidal mudflats. Case of the macrotidal Seine estuary, *Estuaries and Coasts*, *29*, 653–664.
- Villaret, C. (2003), Modélisation du transport sédimentaire en granulométrie étendue : étude bibliographique, *Rapport technique*, EDF R&D.
- Villaret, C., N. Huybrechts, A. Davies, et O. Way (2011), Effect of bed roughness prediction on morphodynamic modelling : Application to the Dee estuary (UK) and to the Gironde estuary (France), dans *Proceedings of the 34th IAHR World Congress*, pp. 1149–1156.
- Voulgaris, G., et S. Meyers (2004), Temporal variability of hydrodynamics, sediment concentration and sediment settling velocity in a tidal creek, *Continental Shelf Research*, *22*, 1835–1856.
- Voulgaris, G., et J. Trowbridge (1998), Evaluation of the acoustic doppler velocimeter (ADV) for turbulence measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *15*, 272–289.

- Waeles, B. (2005), Modélisation morphodynamique de l'embouchure de la seine, Thèse de Doctorat, Université de Caen.
- Waeles, B., P. Le Hir, P. Lesueur, et N. Delsinne (2007), Modelling sand/mud transport and morphodynamics in the seine river mouth (France) : an attempt using process-based approach, *Hydrobiologia*, 588, 69–82.
- Weinstein, M., R. Baird, D. Conover, M. Gross, Z. Keulartz, D. Loomis, Z. Naveh, S. Peterson, D. Reed, E. Roe, R. Swanson, J. Swart, J. Teal, R. Turner, et H. van der Windt (2007), Managing coastal resources in the 21st century, *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5, 43–48.
- Wiberg, P., et J. Nelson (1992), Unidirectional flow over asymmetric and symmetric ripples, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C8), 12,745–12,761.
- Widdows, J., et M. Brinsley (2002), Impact of biotic and abiotic processes on sediment dynamics and the consequences to the structure and functioning of the intertidal zone, *Journal of Sea Research*, 48, 143–156.
- Williams, S., et E. Grosholz (2008), The invasive species challenge in estuarine and coastal environments : Marrying management and science, *Estuaries and Coasts*, 31(1), 3–20.
- Winterwerp, J., et W. Van Kesteren (2004), *Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment*, *Developments in sedimentology*, vol. 56.
- Wood, R., et J. Widdows (2002), A model of sediment transport over an intertidal transect, comparing the influences of biological and physical factors, *Limnology Oceanography*, 47, 848–855.
- Wooding, R., E. Bradley, et J. Marshall (1973), Drag due to regular arrays of roughness elements of varying geometry, *Boundary-Layer Meteorology*, 5, 285–308.

Annexes

A. Estimation du frottement sur le fond

D'après *Reynolds* (1895), la vitesse instantanée peut s'écrire comme la somme de deux composantes, moyenne et fluctuante ($u = U + u'$, $v = V + v'$, $w = W + w'$). Ici, la moyenne est effectuée sur une salve de mesures (ou *burst*) de l'ordre de 10 min. Dans le cas d'un écoulement non-stratifié, homogène horizontalement et stationnaire, un profil logarithmique des vitesses moyennes est observé dans la couche de fond où la contrainte de cisaillement est quasi-constante τ_0 ($= \rho u_*^2$). La zone logarithmique fait la transition entre la sous-couche visqueuse très proche de la paroi et la couche limite externe (*Tennekes et Lumley*, 1972). En pratique, le frottement peut être estimé soit à partir du moment d'ordre 1 (méthode *LOG*) ou du moment d'ordre 2 (méthodes *COV* et *ECT*), soit à partir des caractéristiques spectrales du signal de chaque salve (méthode *ID*).

- **Méthode dite « du profil LOGarithmique » (*LOG*)**

En faisant l'hypothèse d'un écoulement turbulent homogène avec cisaillement constant $\partial U/\partial z = u_*/\kappa z$, le profil vertical local de vitesse s'exprime par l'équation de von Kármán-Prandtl :

$$|U(z)| = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{A.0.1})$$

où $|U(z)| = \sqrt{U(z)^2 + V(z)^2}$ est la vitesse moyenne mesurée à la cote z au-dessus du fond, u_* est la vitesse de frottement, κ est la constante de von Kármán égale à 0,4 et z_0 est le paramètre de rugosité. Les variables u_* et z_0 sont estimées à partir de la méthode des moindres carrés à condition de pouvoir obtenir une bonne corrélation entre les mesures de $|U(z)|$ et le profil vertical logarithmique (équation A.0.1). Dans le cas d'un nombre limité d'observations sur la vertical (faible degré de liberté), il peut être nécessaire de fixer le paramètre z_0 . De plus, cette méthode est tributaire de l'incertitude sur l'évaluation de la distance par rapport au fond, ce qui est critique lorsque le substrat est mobile et/ou présente des macro-rugosités.

- **Méthode dite « de COVariance » (*COV*)**

Dans le cas d'un écoulement turbulent, le cisaillement sur le fond τ_0 est pris égal à la contrainte de Reynolds $\tau = \rho(-\langle u'w' \rangle)$ proche du fond (e.g., *Heathershaw et Simpson*, 1978), $u_* = \sqrt{-\langle u'w' \rangle}$. Contrairement à la méthode *LOG*, la méthode *COV* n'est pas dépendante de z et peut être réalisée à partir d'un seul point de mesures. D'après *Voulgaris et Trowbridge* (1998), c'est un estimateur sans biais (inf 1 %) de la contrainte de cisaillement sur le fond. Néanmoins, cette méthode est sensible à l'inclinaison du courantomètre. Un écart d'alignement d'un degré (en absence de vagues) peut créer une erreur d'estimation de 2,7 % sur la vitesse de frottement (*Heathershaw*, 1979).

- **Méthode dite « d'Énergie Cinétique Turbulente » (*ECT*)**

À partir de modèles de turbulence, des relations ont été établies entre énergie cinétique turbulente $ECT = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ et contrainte de cisaillement sur le fond (e.g., *Galperin et al.*, 1988). En analysant un large éventail de données haute fréquence de courants de marée, *Soulsby* (1983) ont montré que le ratio entre contrainte de cisaillement et énergie cinétique turbulente dans la couche de fond est constant, de sorte que $\tau = C_1 ECT$ avec $C_1 \approx 0,20$. Un ratio de 0,19 est généralement adopté (e.g., *Stapelton et Huntley*, 1995; *Thompson et al.*, 2003; *Dyer et al.*, 2004; *Pope et al.*, 2006). Comme la méthode *COV*, la méthode *ECT* est basée sur les fluctuations de vitesse et n'est pas tributaire de la hauteur z , mais elle nécessite de connaître la constante numérique C_1 .

- **Méthode dite « Inertio-Dissipative » (*ID*)**

Dans la couche de fond logarithmique, *Tennekes et Lumley* (1972) suppose un équilibre entre production P et dissipation ϵ d'énergie cinétique, de sorte que :

$$-P + \epsilon = \overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} + \epsilon = 0 \quad (\text{A.0.1})$$

En considérant que $-\overline{u'w'} = u_*^2$ (méthode *COV*) et $\partial U / \partial z = u_* / \kappa z$ (méthode *LOG*), alors :

$$u_* = (\epsilon \kappa z)^{1/3} \quad (\text{A.0.2})$$

De façon statistique, la fluctuation des vitesses instantanées passe d'un mode à basse fréquence (lors de la production de structures tourbillonnaires) vers un mode à haute fréquence (avant la dissipation de ces dernières sous forme de chaleur) dans un

domaine dit « inertiel ». Dans ce domaine inertiel de dissipation, le spectre fréquentiel peut être exprimé par la relation :

$$E_i(k) = \alpha_i C \epsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (\text{A.0.3})$$

où $E_i(k)$ est la densité spectral de la i^{th} composante des vitesses au nombre d'onde k , C est la constante de Kolmogorov égale à 1,5 et α_i est la constante de Kolmogorov dépendante de la composante des vitesses utilisée pour calculer $E_i(k)$. Pour une turbulence localement isotrope, $\alpha_u = 18/55$ et $\alpha_v = \alpha_w = \frac{4}{3}\alpha_u$ (Pope, 2000). Il en résulte que :

$$u_* = (\kappa z)^{1/3} \left(\frac{E_i(k) k^{5/3}}{\alpha_i} \right) \quad (\text{A.0.4})$$

La méthode a été appliquée à la composante verticale des vitesses w , moins sensible au bruit Doppler en raison de la géométrie de l'ADV (Lohrman et al., 1995). Une correspondance entre fréquence temporelle f et nombre d'onde k a été appliquée en utilisant l'hypothèse de la turbulence « gelée » de Taylor (1938), de sorte que : $kE_w(k) = fE_w(f)$, avec $k = 2\pi f/U$. Il en résulte :

$$u_* = \left(\frac{2\pi \kappa z}{U} \right)^{1/3} \left(\frac{E_w(f) f^{5/3}}{\alpha_w} \right)^{1/2} \quad (\text{A.0.5})$$

Le domaine inertiel est compris entre $3/\kappa z$ et $1/(10\eta)$ où η est la micro-échelle de Kolmogorov définie par $\eta = (\nu^3/\epsilon)^{1/4}$ (Bluteau et al., 2011) (figure A.0.1).

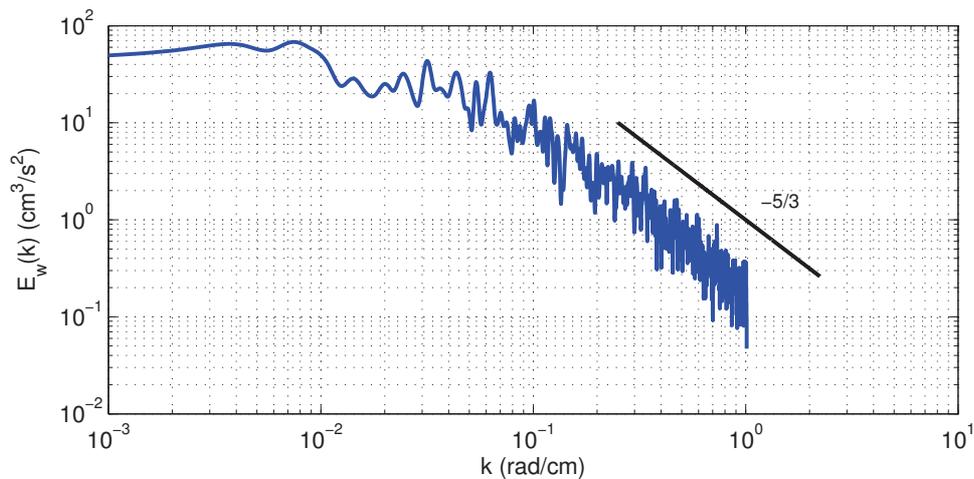


Figure A.0.1 – Exemple de spectre de la composante verticale des vitesses E_w (en cm^3/s^2) (bleu) en fonction du nombre d'onde k (en rad/cm), en C1 lors de la campagne CREP d'avril 2012. Le domaine inertiel est figuré par la droite de pente $-5/3$ (noir).

Cette méthode peut poser problème proche du fond, lorsque la séparation entre micro- et macro-échelles n'est pas nette. *Huntley* (1988) propose une correction pour $z \inf z_c$:

$$u_* = \left(\frac{\hat{u}_*^3 R_c \nu}{\kappa z} \right)^{1/4} \quad (\text{A.0.6})$$

où z_c est la hauteur critique en deçà de laquelle le nombre de Reynolds $R = \kappa u_* z / \nu$ est inférieur au nombre de Reynolds critique pour assurer une séparation nette entre production et dissipation R_c (de l'ordre de 3000). Le symbole $\hat{}$ indique la valeur avant correction.

B. Paramétrisations de TELEMAC (v6.0)

B.1. Fichiers paramètres

B.1.a. TELEMAC-2D

```

TITLE = 'T2D avec prise en compte des apports d'eau douce'
RELEASE = 'V6P0'

/EQUATIONS
LAW OF BOTTOM FRICTION = 5                                formule de Nikuradse
FRICTION COEFFICIENT = 0.105                             valeur initiale de ks (z0 = 3,5 mm)

CORIOLIS = YES
CORIOLIS COEFFICIENT = 1.0857E-4

TURBULENCE MODEL = 2                                     formule de Elder
NON-DIMENSIONAL DISPERSION COEFFICIENTS = 6. ; 0.6     valeurs par défaut

NUMBER OF TRACERS = 1                                    sel
DENSITY EFFECTS = YES
MEAN TEMPERATURE = 13.5

/EQUATIONS, BOUNDARY CONDITIONS
OPTION FOR LIQUID BOUNDARIES = 2 ; 1 ; 1                Iroise ; Aulne ; Elorn
PRESCRIBED FLOWRATES = 0.0 ; 8.0 ; 2.0
PRESCRIBED TRACERS VALUES = 35 ; 0.0 ; 0.0

/EQUATIONS, INITIAL CONDITIONS
INITIAL ELEVATION = 0.0
INITIAL CONDITIONS = 'CONSTANT ELEVATION'
INITIAL VALUES OF TRACERS = 35

/NUMERICAL PARAMETERS
TIME STEP = 10                                           pas de temps de calcul 10 secondes
NUMBER OF TIME STEPS = 86400                             période de simulation 10 jours
INITIAL TIME SET TO ZERO = YES

TIDAL FLATS = YES

```

OPTION FOR THE TREATMENT OF TIDAL FLATS = 1
 TREATMENT OF NEGATIVE DEPTHS = 2

MASS-LUMPING ON H = 1.
 FREE SURFACE GRADIENT COMPATIBILITY = 0.9
 SUPG OPTION = 0; 0
 TREATMENT OF THE LINEAR SYSTEM = 2
 CONTINUITY CORRECTION = YES

SOLVER ACCURACY = 1.E-4
 ACCURACY FOR DIFFUSION OF TRACERS = 1.E-6
 MAXIMUM NUMBER OF ITERATIONS FOR SOLVER = 100

limitation des flux (nécessite les points suivants)

/INPUT-OUTPUT, FILES
 FORTRAN FILE = 'travies06crep_initSAL.f'
 GEOMETRY FILE = 'Iroisemengantcormor.geo'
 NAMES OF TRACERS = 'SALINITY KG/M3 '
 BOUNDARY CONDITIONS FILE = 'Iroisemengantcormor.cli'
 RESULTS FILE = 'tr06crep_iSAL_fdeb.res'

équation d'onde
 correction des vitesses pour respecter l'équation de continuité

/INPUT-OUTPUT, GRAPHICS AND LISTING
 LISTING PRINTOUT PERIOD = 8640

VARIABLES FOR GRAPHIC PRINTOUTS = 'U,V,US,H,S,T1,D,W'

sortie sur écran (ou fichier log) une fois par jour
 vitesse du courant selon x et y, vitesse de frottement, hauteur d'eau, variation de la surface libre, salinité, diffusion, rugosité résultats du calcul toutes les demi-heures

GRAPHIC PRINTOUT PERIOD = 180

&FIN

B.1.b. SISYPHE

TITLE = 'SIS suspension avec crépidules'
 RELEASE = 'V6P0'

/EQUATIONS
 LAW OF BOTTOM FRICTION = 5
 FRICTION COEFFICIENT = 0.105
 RATIO BETWEEN SKIN FRICTION AND MEAN DIAMETER = 2.5
 SKIN FRICTION CORRECTION = 3

$k_s = 2,5 d_{50}$
 prise en compte des crépidules dans le calcul de la rugosité et de la partition du cisaillement (cf. paramètre ICR dans fichier FORTRAN)

/NUMERICAL PARAMETERS
 STARTING TIME OF THE HYDROGRAM = 0
 TIDE PERIOD = 864000
 NUMBER OF TIDES OR FLOODS = 1
 NUMBER OF SUB-ITERATIONS = 30
 MINIMAL VALUE OF THE WATER HEIGHT = 0.1
 OPTION FOR THE TREATMENT OF NON ERODABLE BEDS = 4

période de simulation 10 jours

pas de temps de calcul 1 minute

FINITE VOLUMES = YES
 CRITICAL EVOLUTION RATIO = 0.1

minimisation du débit solide (associée au point suivant)

rapport maximum entre les évolutions du fond et la hauteur d'eau admissible

/SEDIMENT TRANSPORT

BED LOAD = NO
SUSPENSION = YES
NUMBER OF SIZE-CLASSES OF BED MATERIAL = 14
CONSTANT ACTIVE LAYER THICKNESS = NO

REFERENCE CONCENTRATION FORMULA = 300

OPTION FOR THE DISPERSION = 2
WATER DENSITY = 1026.

/INPUT-OUTPUT, FILES
GEOMETRY FILE = './Iroisemengantcormor.geo'
BOUNDARY CONDITIONS FILE = './Iroisemengantcormor.cli'
FORTRAN FILE = 'master_.f'
STEADY CASE = NO
HYDRODYNAMIC FILE = './tr06crep.iSAL_fdeb.res'
RESULTS FILE = 'master_130314.res'

/INPUT-OUTPUT, GRAPHICS AND LISTING
LISTING PRINTOUT PERIOD = 48

NUMBER OF PRIVATE ARRAYS = 3
VARIABLES FOR GRAPHIC PRINTOUTS =
'U,V,H,TOB,CS1,CS2,CS3,CS4,CS13,CS14,1A*,E,MMUD1,MMUD13,MBIO'

MASS CONCENTRATION = YES
GRAPHIC PRINTOUT PERIOD = 1

&FIN

dépend de la distribution granulométrique (cf. $ELAY0 = 2.5D0*ACLADM$ dans fichier FORTRAN)
formule de Smith & Mc Lean pour le flux d'érosion et formule de Van Rijn pour modifier de la contrainte critique d'érosion avec masquage/exposition (cf. paramètre ICQ dans fichier FORTRAN)
formule de Elder (idem TELEMAC-2D)

sortie sur écran (ou fichier log) une fois par jour

vitesse du courant selon x et y, hauteur d'eau, frottement, concentration en suspension des classes 1 (silt/vase), 2 (sable très fin), 3 (sable fin 1) et 4 (sable fin 2), 13 (vase fluviatile), 14 (biodépôt), fraction de toutes les classes sur le fond, masse de vases (1, 13) et biodépôt dans le lit

résultats du calcul toutes les demi-heures

B.2. Routines FORTRAN

B.2.a. TELEMAC-2D

Les sous-programmes de TELEMAC-2D qui ont fait l'objet d'une addition/modification sont : `friction_calc.f` et `bord.f`. Dans la suite, seules les parties modifiées/ajoutées sont présentées (sinon annexe trop longue). Les annotations surlignées indiquent (cf. commande UNIX *diff*) : 1) les lignes qui font l'objet d'une modification dans le fichier source, 2) si c'est un ajout (a) ou un changement (c), et 3) les lignes relatives aux modifications dans le nouveau sous-programme.

1) Le calcul de la rugosité (`friction_calc.f`) requiert quatre fichiers texte qui attribuent respectivement à chaque point du maillage : (190) l'appartenance à la rade

(1 :intérieur/0 :extérieur), (290) l'unité sédimentologique (similaire au précédent), (390) le diamètre médian, et (490) la densité de crépidules :

75a77,81

```
> INTEGER K
> DOUBLE PRECISION RADE(25818),UNITES(25818),CREPDENSITY(25818)
> DOUBLE PRECISION D50(23)
> DOUBLE PRECISION KSGRAIN,KSCREP
```

140,142c146,185

```
< DO I = N_START, N_END
< CF%R(I) = 2.DO/(LOG( 11.DO*HC%R(I)/CHESTR%R(I))/KARMAN )**2
< ENDDO
---
> OPEN(190,FILE='../rade.dat',STATUS='old')
> OPEN(290,FILE='../FONDiroise.dat',STATUS='old')
> OPEN(390,FILE='../d50.dat',STATUS='old')
> OPEN(490,FILE='../crepdensity.dat',STATUS='old')
>
> DO K = 1,23
> READ(390,*) D50(K)
> ENDDO
>
> DO I = N_START, N_END
>
> READ(190,*) RADE(I)
>
> READ(290,*) UNITES(I)
>
> KSGRAIN=2.5*D50(UNITES(I))
>
> READ(490,*) CREPDENSITY(I)
> IF(CREPDENSITY(I).GE.720) THEN
> KSCREP = 0.045D0
> ELSE
> KSCREP=30.DO*0.2035D0*0.032D0*0.032D0*0.05D0*CREPDENSITY(I)/5.DO
> ENDF
>
> IF(RADE(I).EQ.0.DO) THEN
> CHESTR%R(I)=0.105D0
> ELSE
> CHESTR%R(I)=KSGRAIN
> IF(CREPDENSITY(I).GE.60.DO) THEN
> CHESTR%R(I)=KSCREP
> ENDF
```

```

> ENDF
>
> CF%R(I)=2.DO/(LOG((30.DO/EXP(1.DO))*HC%R(I)/CHESTR%R(I))/KARMAN)**2
>
> ENDDO
> REWIND(190)
> REWIND(290)
> REWIND(390)
> REWIND(490)

```

2) Le niveau de la surface libre prescrit aux nœuds de la frontière maritime (bord.f) résulte d'une interpolation temporelle des prédictions du logiciel de marée PREDIT (SHOM) données toutes les 10 minutes :

101c102,105

```

< INTEGER K,MSK8,IFRLIQ,YADEB(300),IERR,ITRAC
---
> LOGICAL DEJA
> DATA DEJA /.FALSE./
>
> INTEGER K,MSK8,IFRLIQ,YADEB(300),IERR,ITRAC,I,J,IL1,IL2,IPTFRL

```

103a108,112

```

> DOUBLE PRECISION TL1,TL2,TETA,TOL
> DOUBLE PRECISION TIME(1441)
> DOUBLE PRECISION INFICH(1441,131)
>
> DATA TOL /1.D-3/

```

108a118,119

```

> SAVE DEJA,INFICH
>

```

121c131,139

```
< C BOUCLE SUR TOUS LES POINTS FRONTIERE
---
> C LECTURE FICHER 'SL'
>   IF(.NOT.DEJA) THEN
>     OPEN(590,FILE='../SL.txt',STATUS='old')
>     DO I=1,1441
>       READ(590,*) TIME(I),(INFICH(I,J), J=1,131)
>     ENDDO
>     CLOSE(590)
>     DEJA = .TRUE.
>     ENDIF
```

123c141

```
<     DO 5 K=1,NPTFR
---
> C BOUCLE EN TEMPS
```

125c143,146

```
< C COTE IMPOSEE AVEC VALEUR DONNEE DANS LE FICHER CAS (NCOTE<>0)
---
>     IL1=1
>     IL2=2
>     TL1=TIME(1)
>     TL2=TIME(2)
```

127c148,151

```
<     IF(LIHBOR(K).EQ.KENT) THEN
---
> 100 IF(TEMPS.GE.TL1-TOL.AND.TEMPS.LE.TL2+TOL) THEN
>     TETA=(TEMPS-TL1)/(TL2-TL1)
> C
> C BOUCLE SUR TOUS LES POINTS FRONTIERE
```

129c153,154

```

<      IFRLIQ=NUMLIQ(K)
---
>      IPTFRL=1
>      DO 5 K=1,NPTFR

```

131,142c156

```

<      IF(STA_DIS_CURVES(IFRLIQ).EQ.1) THEN
<      Z = STA_DIS_CUR(IFRLIQ,FLUX_BOUNDARIES(IFRLIQ),
< *          PTS_CURVES(IFRLIQ),QZ,NFRLIQ,
< *          ZF(NBOR(K))+H/R(NBOR(K)))
<      HBOR(K) = MAX( 0.DO , Z-ZF(NBOR(K)) )
<      H/R(NBOR(K))=HBOR(K)
<      ELSEIF(NCOTE.GT.0.OR.NOMIMP(1:1).NE.' ') THEN
<      Z = SL(IFRLIQ,NBOR(K))
<      HBOR(K) = MAX( 0.DO , Z-ZF(NBOR(K)) )
<      H/R(NBOR(K))=HBOR(K)
< !      ELSE HBOR TAKEN IN BOUNDARY CONDITIONS FILE
<      ENDIF
---
> C      COTE IMPOSEE AVEC VALEUR DONNEE DANS LE FICHIER 'SL'

```

143a158,163

```

>      IF(LIHBOR(K).EQ.KENT) THEN
>      Z=MIN(TEMPS/43200.DO,1.DO)*((1.DO-TETA)*INFICH(IL1,IPTFRL)/100.DO
> * +TETA*INFICH(IL2,IPTFRL)/100.DO)
>      HBOR(K)=MAX(0.DO,Z-ZF(NBOR(K)))
>      IPTFRL=IPTFRL + 1
>      H/R(NBOR(K))=HBOR(K)

```

274a295,313

```

>      ELSE
>      DO J=1,1441-1
>      IF(TEMPS.GE.TIME(J)-TOL.AND.TEMPS.LE.TIME(J+1)+TOL) THEN
>      TL1=TIME(J)
>      TL2=TIME(J+1)
>      IL1=J
>      IL2=J+1
>      GO TO 100
>      ENDIF
>      ENDDO
>      IL1=IL2
>      IL2=IL2+1

```

```

>     IF(IL2.GT.1441) THEN
>     STOP
>     ENDIF
>     TL1=TIME(IL1)
>     TL2=TIME(IL2)
>     GO TO 100
>     ENDIF

```

B.2.b. SISYPHE

Les sous-programmes de SISYPHE qui ont fait l'objet d'une addition/modification sont : `module_ab.f`, `declarations_sisyphe.f`, `allblo.f`, `lecdon_sisyphe.f`, `conlit.f`, `init_compo.f`, `mean_grain_size.f`, `tob_sisyphe.f`, `bedload_main.f`, `bedload_formula.f`, `bedload_di.f`, `suspension_computation.f`, `suspension_depot.f`, `suspension_erosion.f`, `suspension_smith.f`, `sisyphe.f`, `layer.f`, `nomvar_sisyphe.f`. Ces derniers sont listés dans la suite et les différences avec le code source sont indiquées comme précédemment pour TELEMAC-2D (commande *diff*).

- 1) De nouvelles constantes sont définies dans un nouveau module :

```

C          ++++++
C          MODULE AB
C          ++++++

INTEGER IAB
INTEGER, PARAMETER :: PrVert = 12 ! 1: uniform, 2: Rouse, 12: uniform for mud and Rouse for sand, 3: exponential
INTEGER, PARAMETER :: NBREPOINTS = 25818 ! number of nodes
DOUBLE PRECISION, PARAMETER :: GAMMA0 = 2.4E-3 ! erosion constants of Smith and McLean (1977)
DOUBLE PRECISION, PARAMETER :: ALPHA0 = 26.3
DOUBLE PRECISION PVASE(NBREPOINTS),PBIO(NBREPOINTS) ! proportion of mud and biodeposit
DOUBLE PRECISION CLING(NBREPOINTS),VASEING(NBREPOINTS) ! quantity of mud ingested by crepidula
DOUBLE PRECISION, PARAMETER ::TCRCOH=0.1D0, TCRNOCOH=0.2D0 ! critical bed shear stress for erosion (in cohesive and
DOUBLE PRECISION, PARAMETER ::TCRCOHvf=0.1D0, TCRNOCOHvf=0.2D0
DOUBLE PRECISION, PARAMETER ::TCRBIO=0.4D0 ! critical bed shear stress of biodeposit estimated from Tancre (2011)
SAVE
END MODULE AB

```

- 2) Le nombre de classe sédimentaire est étendu de 10 à 20 : `NSICLM = 20` dans le module `declarations_sisyphe.f`, `BLO%MAXBLOCK = 256` dans la routine `allblo.f`, et `IF(NSICLA.GT.20) THEN` dans la routine `lecdon_sisyphe.f`.

- 3) Imposition d'une concentration de "vase fluviatile" (classe 13) aux débouchés des rivières, dans la routine `conlit.f` :

139,140c139,143

```
<          IRANK=I+(IFRLIQ-1)*NSICLA
<          CBOR%ADR(I)%P%R(K) = CBOR_CLASSE(IRANK)
---
>          IF(I.EQ.13) THEN
>              CBOR%ADR(I)%P%R(K) = 0.01D0/2650.D0
>          ELSE
>              CBOR%ADR(I)%P%R(K) = 0.D0
>          ENDIF
```

4) Définition de la composition initiale du lit sédimentaire, dans la routine `init_compo.f`. La distribution granulométrique de chaque unité sédimentaire est lue dans le fichier `granulo_reduced.dat`, et la distribution géographique des unités sédimentaires est lue dans le fichier `FONDIroisenomudatDellec.dat`.

45a46

```
>      USE AB
```

53,54c54,55

```
< C          NPOIN
<      INTEGER, INTENT (INOUT)::NCOUCHES(*)
---
> C
>      INTEGER, INTENT (INOUT)::NCOUCHES(NPOIN)
```

58c59,62

```

<     INTEGER I , J
---
>     INTEGER I , J , K
>     INTEGER RADE(25818),UNITES(25818)
>     DOUBLE PRECISION GRANULO(23,13)
>     DOUBLE PRECISION AVAO(25818,14)

```

62c66,71

```

<     DO J=1,NPOIN
---
>     OPEN(UNIT=190,FILE='../granulo_reduced.dat',STATUS='old')
>     DO K = 1,23
>     READ(190,*) (GRANULO(K,I),I=1,12)
>     GRANULO(K,13)=0. ! vase fluviatile
>     ENDDO
>     CLOSE(190)

```

64c73,87

```

< C     BY DEFAULT : UNIFORM BED COMPOSITION
---
>     OPEN(UNIT=90,FILE='../rade.dat',STATUS='old')
>     OPEN(UNIT=290,FILE='../FONDroisenomudatDellec.dat',STATUS='old')
>     DO J = 1,NPOIN
>     READ(90,*) RADE(J)
>     READ(290,*) UNITES(J)
>     DO I = 1,13
>     AVAO(J,I)=RADE(J)*GRANULO(UNITES(J),I)/100.
>     ENDDO
>     IF(RADE(J).EQ.0) THEN
>     AVAO(J,12)=1.
>     ENDIF
>     AVAO(J,14)=0. ! no biodeposit initially
>     ENDDO
>     CLOSE(90)
>     CLOSE(290)

```

66,70c89,98

```

<     NCOUCHES(J) = 1
<     DO I = 1, NSICLA
<         AVAIL(J,1,I) = AVAO(I)
<         AVAIL(J,2,I) = AVAO(I)
<     ENDDO

```

```

---
> DO J = 1,NPOIN
> NCOUCHES(J) = 2
> ES(J,1) = ELAY%R(J)
> ES(J,2) = ZF%R(J)-ZR%R(J)-ES(J,1)
> PVASE(J) = AVAO(J,1)+AVAO(J,13)
> PBIO(J) = AVAO(J,14)
> DO I = 1,NSICLA
> AVAIL(J,1,I) = AVAO(J,I)
> AVAIL(J,2,I) = AVAO(J,I)
> ENDDO

```

5) On calcul le diamètre médian (d_{50}) dans la routine `mean_grain_size.f` (par défaut c'est le diamètre moyen) :

48c48,51

```

< C-----
---
> LOGICAL DEJACAL
> DOUBLE PRECISION PCUMUL(14)
> DOUBLE PRECISION DGRAIN(14)
> DOUBLE PRECISION DISPOG(14)

```

50c53

```

< C UNLADM IS NEEDED FOR HUNZIKER
---
> C-----

```

53,64c56,78

```

< ACLADM%R(J) = 0.DO
< UNLADM%R(J) = 0.DO
< IF(NSICLA.GT.1) THEN
< DO I=1,NSICLA
< IF(AVAIL(J,1,I).GT.0.DO) THEN
< ACLADM%R(J) = ACLADM%R(J) + FDM(I)*AVAIL(J,1,I)

```

```

<         UNLADM%R(J) = UNLADM%R(J) + FDM(I)*AVAIL(J,2,I)
<     ENDIF
<     ENDDO
<     ENDIF
<     IF(ACLADM%R(J).LE.0.DO) ACLADM%R(J) = FDM(1)
<     IF(UNLADM%R(J).LE.0.DO) UNLADM%R(J) = ACLADM%R(J)
---
>
>     DGRAIN(1)=0.
>     DGRAIN(2)=FDM(13) ! vase fluviatile
>     DGRAIN(3)=FDM(1)
>     DGRAIN(4:14)=FDM(2:12)
>
>     DISPOG(1)=0.
>     DISPOG(2)=AVAIL(J,1,13)
>     DISPOG(3)=AVAIL(J,1,1)+AVAIL(J,1,14)
>     DISPOG(4:14)=AVAIL(J,1,2:12)
>
>     PCUMUL(:)=0.DO
>     DEJACAL=.FALSE.
>
>     DO I = 2,14
>     PCUMUL(I)=PCUMUL(I-1)+DISPOG(I)
>     IF(PCUMUL(I).GE.0.5DO .AND. DEJACAL.EQ..FALSE.) THEN
>     ACLADM%R(J)=DGRAIN(I-1)+(0.5DO-PCUMUL(I-1))
>     &  /(PCUMUL(I)-PCUMUL(I-1))*(DGRAIN(I)-DGRAIN(I-1))
>     DEJACAL=.TRUE.
>     ENDIF
>     ENDDO

```

6) La contrainte de cisaillement “de peau” est modifiée au sein des bancs de crépidules, dans la routine `tob_sisyphus.f`. Le fichier texte `crepdensity.dat` indique la densité de crépidules à chaque nœud du maillage.

86a87,89

```

>     LOGICAL DEJALU
>     DATA DEJALU /.FALSE./
>

```

88a92,97

```

> DOUBLE PRECISION RADE(25818),DENSCREP(25818)
> DOUBLE PRECISION KSCREP
> DOUBLE PRECISION ABBETA(25818),ABLAMBDA,FACTEUR
> INTRINSIC EXP
>
> SAVE DEJALU,RADE,DENSCREP

```

99a107,119

```

> C
> IF(.NOT.DEJALU) THEN
> OPEN(390,FILE='../rade.dat',STATUS='old')
> OPEN(490,FILE='../crepdensity.dat',STATUS='old')
> DO I =1,NPOIN
> READ(390,*) RADE(I)
> READ(490,*) DENSCREP(I)
> ENDDO
> DEJALU=.TRUE.
> CLOSE(390)
> CLOSE(490)
> ENDDIF
> C

```

134c154

```

< C mode Sisyphe seul: on change la valeur du CHESTR seulement si KFROT =1 ou 0
---
> C BIOTA ROUGHNESS --> KS=FN(KSP,KSCREP)

```

136,137c156

```

< IF(KFROT.EQ.1.OR.KFROT.EQ.0)
< * CALL OS('X=Y', X=CHESTR, Y=KS)
---
> IF(ICR.EQ.3 .OR. ICR.EQ.4) THEN

```

138a158,179

```

> DO I=1,NPOIN
> c
> IF(DENSCREP(I).GE.720) THEN

```

```

> KSCREP=0.045D0
> ELSE
> KSCREP=30.D0*0.2035D0*0.032D0*0.032D0*0.05D0*DENS CREP(I)/5.D0
> ENDDIF
> c
> IF(RADE(I).EQ.0.D0) THEN
> KS%R(I)=0.105D0
> ELSE
> KS%R(I)=KSP%R(I)
> IF(DENS CREP(I).GE.60.D0) THEN
> KS%R(I)=KSCREP
> ENDDIF
> ENDDIF
>
> ENDDO
>
> ELSEIF(ICR.EQ.5) THEN
> CALL OS('X=Y ', X=KS, Y=KSP)
> ENDDIF

```

166a208

```

> CALL OS('X=Y ', X=CHESTR, Y=KS)

```

179c221,222

```

< IF (CODE(1:8).EQ.'TELEMAC'.OR.KFROT.GE.2.OR.KFROT.LE.4) THEN
---
> ! IF (CODE(1:7).EQ.'TELEMAC'.OR.KFROT.GE.2.OR.KFROT.LE.4) THEN
> IF (KFROT.GE.2 .AND. KFROT.LE.4) THEN

```

194c238

```

< IF(ICR.EQ.0) THEN
---
> IF(ICR.EQ.0 .OR. ICR.EQ.4 .OR. ICR.EQ.5) THEN

```

218c263,282

```

< ENDDO
---

```

```

> ENDDO
> ELSEIF(ICR.EQ.3) THEN
> DO I= 1, NPOIN
> IF((CF%R(I) > ZERO).AND.(HN%R(I).GT.KSP%R(I))
> * .AND. (DENSCREP(I).LT.720.DO)) THEN
> HCLIP = MAX(HN%R(I),KSP%R(I))
> FACTEUR = 30.DO/EXP(1.DO)
> A = 2.5DO*LOG(FACTEUR*HCLIP/ KSP%R(I))
> C =2.DO/A**2
> ABBETA(I) = CF%R(I)/C ! Raupach (1992)
> ABLAMBDA = 0.032DO*0.05DO*DENSCREP(I)/5 ! 5 crepidula per pile (H=3.2cm et s=5cm)
> IF(ABBETA(I).GE.1.DO .AND. DENSCREP(I).GE.60.DO) THEN
> MU%R(I) = 1.DO/(1.DO+ABBETA(I)*ABLAMBDA)
> ELSE
> MU%R(I) = 1.DO
> ENDIF
> ELSE
> MU%R(I) = 0.DO
> ENDIF
> ENDDO

```

7) Le calcul du charriage est annulé en régime “cohésif”, dans la routine `bedload_main.f` :

71a72

```

> USE AB

```

125c126

```

< INTEGER :: I
---
> INTEGER :: I,J

```

165a167,175

```

> C
> CAB

```

```

> DO J=1,NPOIN
>   IF(PVASE(J).GE.0.3D0) THEN
>     QSCL_C%ADR(I)%P%R(J) = 0.D0
>   ENDIF
> ENDDO
> CAB
>

```

8) Addition d'une formule de charriage, dans la routine `bedload_formula.f` :

165a166,207

```

> ! ===== !
> ! IV(111) - FORMULE MEYER-PETER + MASQ-EXP !
> !           SELON ASHIDA & MISHIUE MODIFIE !
> ! ===== !
> ELSEIF(ICF == 111) THEN
>
>   CALL BEDLOAD_MPEAM
> & (ACLADM,NPOIN, XMVS, XMVE, DENS, DM, GRAV, VCE, T1, TETAP, QSC)
>
>   DO I=1,NPOIN
>     QSC%R(I)=XKV*QSC%R(I)*AVA(I)
>   ENDDO
>   ALPHA = -3.D0      ! ?
>
> ! ===== !
> ! IV(110) - FORMULE MEYER-PETER + EQ MOB !
> !                                           !
> ! ===== !
> ELSEIF(ICF == 110) THEN
>
>   CALL BEDLOAD_EQMOB
> & (ACLADM,NPOIN, XMVS, XMVE, DENS, DM, GRAV, VCE, T1, TETAP, QSC)
>
>   DO I=1,NPOIN
>     QSC%R(I)=XKV*QSC%R(I)*AVA(I)
>   ENDDO
>   ALPHA = -3.D0      ! ?
>
> ! ===== !
> ! IV(100) - FORMULE MEYER-PETER + DI METHOD !
> !                                           !
> ! ===== !
> ELSEIF(ICF == 100) THEN
>
>   CALL BEDLOAD_DI
> & (ACLADM,NPOIN, XMVS, XMVE, DENS, DM, GRAV, VCE, AC, T1, TETAP, QSC)

```

```

>
>      DO I=1,NPOIN
>          QSC%R(I)=XKV*QSC%R(I)*AVA(I)
>      ENDDO
>      ALPHA = -3.DO      ! ?
>

```

[...] avec bedload_di.f retenu ici :

```

!      *****
!      SUBROUTINE BEDLOAD_DI
!      *****
!
!      &(ACLADM,NPOIN, XMVS, XMVE, DENS, DM, GRAV, VCE, AC, ACP, TETAP, QSC)
!
!=====!
!
! 1/ MODULES
! -----
USE INTERFACE_SISYPHE
USE BIEF
IMPLICIT NONE

! 2/ GLOBAL VARIABLES
! -----
TYPE(BIEF_OBJ),   INTENT(IN)      :: ACLADM
INTEGER,          INTENT(IN)      :: NPOIN
DOUBLE PRECISION, INTENT(IN)      :: XMVS, XMVE, DENS, DM, GRAV, VCE
DOUBLE PRECISION, INTENT(IN)      :: AC
TYPE(BIEF_OBJ),   INTENT(INOUT)   :: ACP ! work array T1
TYPE(BIEF_OBJ),   INTENT(INOUT)   :: TETAP ! work array T12
TYPE(BIEF_OBJ),   INTENT(INOUT)   :: QSC

! 3/ LOCAL VARIABLES
! -----
INTEGER           :: I
DOUBLE PRECISION  :: C2
DOUBLE PRECISION  :: KSI

!=====!

CALL OS('X=C      ', X=ACP, C=AC)

!
!
! DI method (cf. Van Rijn, 2007) TAUCRi=(d50/di)*TAUCRi,shields:

DO I = 1,NPOIN
KSI=ACLADM%R(I)/DM
ACP%R(I)=KSI*ACP%R(I)
ENDDO

! Formule de Meyer-Peter:
C2 = 8.DO * SQRT(GRAV*DENS*DM**3)
CALL OS('X=Y-Z    ', X=QSC, Y=TETAP, Z=ACP)

```

```

CALL OS('X=+(Y,C)', X=QSC, Y=QSC , C=0.D0)
CALL OS('X=Y**C ', X=QSC, Y=QSC , C=1.5D0)
CALL OS('X=CX ', X=QSC, C=C2)

```

```

!
!=====!
!
RETURN
END SUBROUTINE BEDLOAD_DI

```

9) Modifications des flux d'érosion/dépôt dus aux mélanges de sédiments mixtes et aux crépidules, dans la routine `suspension_computation.f` :

98a99,100

```

> USE DECLARATIONS_SISYPHE, ONLY: FDM, PRIVE
> USE AB

```

156a159,161

```

>
> LOGICAL DEJALU2
> DATA DEJALU2 /.FALSE./

```

163a169,172

```

> DOUBLE PRECISION TAUPCR(25818)
> DOUBLE PRECISION DENSREP(25818)
> DOUBLE PRECISION ZEROTRUNC
> DATA ZEROTRUNC/1.D-7/

```

164a174,176

```
>
> SAVE DEJALU2,DENSCREP
>
```

174a187,199

```
>
> IF(.NOT.DEJALU2) THEN
> OPEN(590,FILE='../crepdensity.dat')
> DO I =1,NPOIN
> READ(590,*) DENSCREP(I)
> ENDDO
> DEJALU2=.TRUE.
> CLOSE(590)
> ENDDIF
>
> CAB Sediment class indice:
> IAB = ITRA
> CAB
```

187a213,220

```
> CAB On calcule le cisaillement de peau ICI:
> CALL OS('X=CYZ ', X= T4, Y= TOB, Z= MU, C=1.DO)
> CALL OS('X=+(Y,C)', X=T4, Y=T4, C=ZERO)
> !
> ! COMPUTATION OF THE REFERENCE ELEVATION --> ZREF
> ! 3 OPTIONS : ICQ=1: FREDSOE REFERENCE CONC. ZREF = 2.D50
> ! ICQ=2: BIJKER METHOD ZREF= MAX (KSP,KS)
> ! ICQ=3: SMITH & MCLEAN METHOD ZREF= FN (KSP,TAUP,TAUPCR)
189,194c222
< !
< ! TWO OPTIONS : ICQ=1: FREDSOE REFERENCE CONC. ZREF = 2.D50
< ! ICQ=2: BIJKER METHOD ZREF= MAX (KSP,KS)
< !
< !
< ! COMPUTATION OF THE REFERENCE ELEVATION --> ZREF
---
> ! Rq: ICQ=30: masquage-exposition, ICQ=33: mixed sediment, ICQ=300,330,333: me+sm
```

198c226,233

```
<
---
> IF(ICQ.GT.2) THEN
```

```

> DO I = 1,NPOIN
> ! ZREF_SMITH(I)=KSP%R(I)+
> ! & ALPHA0*(MAX(T4%R(I)-TAUPCR,0.DO))/(GRAV*(XMVS-XMVE))
> ZREF%R(I)=KSP%R(I)
> ENDDO
> ENDIF
> CAB

```

258a294,295

```

> ! ***DEPOT***
> !

```

266a304,317

```

>
> CAB : Mud filtration -> deposition flux is modified above crepidula bed
>
> IF(IAB.EQ.1 .OR. IAB.EQ.13) THEN
> DO I = 1, NPOIN
> IF(DENSCREP(I).GE.60.DO .AND. HN%R(I).GT.HMIN) THEN
> FLUDPT%R(I)=FLUDPT%R(I)+
> & (1.E-3)*0.2DO*MIN(DENSCREP(I),2000.DO)/3600.DO ! txfiltr:1l/h/gPS, 1 crépidule:0.2gPS | note: T2%R(I)=1 (v
> ENDF
> ENDDO
> ENDIF
> CAB
> !
> ! ***EROSION***

```

268,275c319,322

```

< ! ++++++
< ! L'érosion est traitée différemment : passer tass en argument
< ! FROTT DE PEAU TAUP --> T4
< !
< CALL OS('X=CYZ ', X= T4, Y= TOB, Z= MU, C=1.DO)
< CALL OS('X=+(Y,C)', X=T4, Y=T4, C=ZERO)
< ! V6P0 changements CV
< IF(.NOT.MIXTE) THEN
---
> ! Independant sediments (sand/mud):
>
> IF(ICQ.LE.30) THEN
>

```

282,284c330

```
< !
< ! this should be included in SUSPENSION_EROSION
< !
---
>
```

286c332

```
<          FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),ELAY%R(I)*AVA(I)/DT*CSF_SABLE)
---
>          FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),ELAY%R(I)*AVA(I)*CSF_SABLE/DT)
```

288,290c334

```
< !
< ! vase pure : new subroutine
< !
---
>
```

292,299c336,344

```
<          CALL SUSPENSION_EROSION_COH (T4,NPOIN,
<      &          XMVE,XMVS,GRAV, VITCE, PARTHENIADES,ZERO, DEBUG,
<      &          FLUER, ES, TOCE_VASE, NCOUCH_TASS, DT, MS_VASE%R,TASS)
< !
<          IF(.NOT.TASS) THEN
<              DO I=1,NPOIN
<                  FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),ELAY%R(I)*CSF_VASE/DT)
<              ENDDO
---
> !          CALL SUSPENSION_EROSION_COH (T4,NPOIN,
> !      &          XMVE,XMVS,GRAV, VITCE, PARTHENIADES,ZERO, DEBUG,
> !      &          FLUER, ES, TOCE_VASE, NCOUCH_TASS, DT, MS_VASE%R,TASS)
>
>          DO I=1,NPOIN
>              IF(T4%R(I).GT.TCRCOH) THEN
>                  FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRCOH)-1.DO)
>              ELSE
>                  FLUER%R(I)=0.DO
```

300a346,348

```
> FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),AVA(I)*ELAY%R(I)*CSF_VASE/DT)
> ENDDO
>
```

302,313c350,428

```
< ! Mixed sediment (sand/mud)
< ELSE
< ! CSF=CSF_VASE ! defini dans sediment mixte
< IF(.NOT.SEDCO) THEN
< IF(DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'SUSPENSION_FLUX_MIXTE'
< CALL SUSPENSION_FLUX_MIXTE(T4,HN,ACLADM,CS,
< & NPOIN,CHARR,XMVE,XMVS,GRAV,HMIN,XWC,
< & ZERO,KARMAN,PARTHENIADES,FLUER,
< & FLUER_VASE,ZREF,AC,CSTAEQ,QS_C,ICQ,DEBUG,
< & AVAIL,NSICLA,ES,TOCE_VASE,NCOUCH_TASS,DT,
< & TOCE_MIXTE%R,MS_SABLE%R,MS_VASE%R)
< IF (DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'END_SUSPENSION_FLUX_MOY'
---
>
> ! Mixed sediment (sand/mud) :
>
> ELSE
>
> IF(.NOT.SEDCO) THEN
>
> CALL SUSPENSION_SMITH(ACLADM,T4,NPOIN,GRAV,XMVE,XMVS,AC,CSTAEQ,ICQ)
> C
> DO I=1,NPOIN
> IF(PBIO(I).LT.0.3) THEN
> IF(PVASE(I).LT.0.3) THEN
> FLUER%R(I)=AVA(I)*CSTAEQ%R(I)*XWC
> ELSE
> IF(PVASE(I).GT.0.7 .AND. T4%R(I).GT.TCRCOH) THEN
> FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRCOH)-1.DO)
> ELSEIF(PVASE(I).LE.0.7 .AND. T4%R(I).GT.TCRNOCOH) THEN
> FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRNOCOH)-1.DO)
> ELSE
> FLUER%R(I)=0.DO
> ENDF
> ENDF
> ELSE ! when there is biodeposit
> FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRBIO)-1.DO)
> FLUER%R(I)=MAX(FLUER%R(I),0.DO)
> ENDF
> FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),AVA(I)*ELAY%R(I)*CSF_SABLE/DT)
> ENDDO
>
> ELSE ! SEDCO
```

```

>
> DO I=1,NPOIN
>   IF(PBIO(I).LT.0.3) THEN
>
>     IF(IAB.EQ.14) THEN ! biodeposit
>       IF(T4%R(I).GT.TCRBIO) THEN
>         FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRBIO)-1.DO)
>       ELSE
>         FLUER%R(I)=0.DO
>       ENDIF
>     ENDIF
>
>   IF(PVASE(I).LT.0.3 .OR. PVASE(I).GT.0.7) THEN
>
>     IF(IAB.EQ.1) THEN ! mud
>     IF(T4%R(I).GT.TCRCOH) THEN
>       FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRCOH)-1.DO)
>     ELSE
>       FLUER%R(I)=0.DO
>     ENDIF
>     ELSEIF(IAB.EQ.13) THEN ! riverine mud
>     IF(T4%R(I).GT.TCRCOHvf) THEN
>       FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRCOHvf)-1.DO)
>     ELSE
>       FLUER%R(I)=0.DO
>     ENDIF
>   ENDIF
>
> ELSE
>
>   IF(IAB.EQ.1) THEN ! mud
>   IF(T4%R(I).GT.TCRNOCOH) THEN
>     FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRNOCOH)-1.DO)
>   ELSE
>     FLUER%R(I)=0.DO
>   ENDIF
>   ELSEIF(IAB.EQ.13) THEN ! riverine mud
>   IF(T4%R(I).GT.TCRNOCOHvf) THEN
>     FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRNOCOHvf)-1.DO)
>   ELSE
>     FLUER%R(I)=0.DO
>   ENDIF
> ENDIF
>
> ENDIF
>
> ELSE ! biodeposit dominate
>   FLUER%R(I)=AVA(I)*PARTHENIADES*((T4%R(I)/TCRBIO)-1.DO)
>   FLUER%R(I)=MAX(FLUER%R(I),0.DO)

```

315c430,433

```

<   IF(SEDCO) CALL OS('X=Y      ',X=FLUER, Y=FLUER_VASE)
---
```

>

```
> FLUER%R(I)=MIN(FLUER%R(I),AVA(I)*ELAY%R(I)*CSF_VASE/DT)
> ENDDO
>
```

317,318c435,436

```
< !
< ! ....end modif mixed sediment
---
> ENDIF
> CAB
```

326a445

```
> CS%R(I)=0.DO
```

455a575

```
> ! WRITE(*,*)'APRES:',CST%R(I),CTILD%R(I),CS%R(I),I
```

456a577,587

```
> CST%R(I)=MAX(CST%R(I),0.DO)
>
> CAB: Ingestion of muds
> IF(IAB.EQ.1 .OR. IAB.EQ.13) THEN
> IF(DENSCREP(I).GE.60.DO .AND. HN%R(I).GT.HMIN) THEN
> CLING(I)=(1.E-3)*0.2DO*MIN(DENSCREP(I),2000.DO)/3600.DO ! T2=1
> FLUDPT%R(I)=FLUDPT%R(I)-CLING(I)
> VASEING(I)=VASEING(I)+CLING(I)*CST%R(I) ! flux ingéré [...]
> ENDIF
> ENDIF
> CAB
```

471a603,616

```

>
>
> DO I=1,NPOIN
> IF(FLUDP%R(I).LT.0.DO) THEN
>   WRITE(*,*) 'FLUX DE DEPOT NEGATIF APRES CVDFTR ='
>   STOP
> ELSEIF(FLUER%R(I).LT.0.DO) THEN
>   WRITE(*,*) 'FLUX D'EROSION NEGATIF APRES CVDFTR ='
>   STOP
> ENDIF
> ENDDO
>
> CAB---EVOLUTION---
>

```

473,475c618,625

```

< CALL SUSPENSION_EVOL(ZFCL_S, FLUDP, FLUER,DT,
< * NPOIN,CSF_SABLE, XMVS,T3,MS_SABLE%R,
< * SEDCO,CONC_VASE,NCOUCH_TASS)
---
> ! CALL SUSPENSION_EVOL(ZFCL_S, FLUDP, FLUER,DT,
> ! * NPOIN,CSF_SABLE, XMVS,T3,MS_SABLE%R,
> ! * SEDCO,CONC_VASE,NCOUCH_TASS) !
> CAB -> no consolidation
> ! WRITE(*,*)'SUSPENSION_EVOL NOCOH'
> CALL OS('X=Y-Z ', X=ZFCL_S, Y=FLUDP, Z=FLUER)
> CALL OS('X=CX ', X=ZFCL_S, C=DT/CSF_SABLE)
>

```

477,479c627,644

```

< CALL SUSPENSION_EVOL(ZFCL_S, FLUDP, FLUER,DT,
< * NPOIN,CSF_VASE, XMVS, T3,MS_VASE%R,
< * SEDCO,CONC_VASE,NCOUCH_TASS)
---
> ! CALL SUSPENSION_EVOL(ZFCL_S, FLUDP, FLUER,DT,
> ! * NPOIN,CSF_VASE, XMVS, T3,MS_VASE%R,
> ! * SEDCO,CONC_VASE,NCOUCH_TASS)
> CAB -> no consolidation
> ! WRITE(*,*)'SUSPENSION_EVOL COH'
> CALL OS('X=Y-Z ', X=ZFCL_S, Y=FLUDP, Z=FLUER)
>
> CAB biodeposition
> IF(IAB.EQ.14) THEN ![...] transformé en biodépôt
> DO I=1,NPOIN
>   ZFCL_S%R(I)=ZFCL_S%R(I)+MAX(VASEING(I),0.DO)
>   VASEING(I)=0.DO !reset
> ENDDO

```

```

>         ENDIF
> CAB
>
>         CALL OS('X=CX      ', X=ZFCL_S, C=DT/CSF_VASE)
>

```

[...] la routine qui calcul le flux de dépôt (`suspension.depot.f`) est modifiée afin de considérer un profil de concentration des vases en suspension homogène (et un profil de Rouse pour les sables) :

49a50,51

```

>         USE DECLARATIONS_SISYPHE, ONLY: PRIVE
>         USE AB

```

86,111d87

```

<
<         IF(SEDCO) THEN
< !
<         ! ***** !
<         ! Ia - FORMULATION FOR COHESIVE SEDIMENTS COHESIFS !
<         !       (WITHOUT BEDLOAD) !
<         ! ***** !
< !
< ! COMPUTATION OF THE PROBABILITY FOR DEPOSITION
< !
<         DO I = 1, NPOIN
<             IF(VITCD.GT.1.D-08) THEN
<                 AUX = MAX(1.D0-(T1%R(I)/VITCD)**2,ZERO)
<             ELSE
<                 AUX=0.D0
<             ENDIF
< ! COMPUTATION OF THE IMPLICIT PART OF DEPOSITION FLUX
<         FLUDPT%R(I)= XWC*AUX
<         ENDDO
< ! sediment uniforme sur la verticale
<         CALL OS('X=C      ', X=T2, C=1.D0)
< !
<         ! ***** !
<         ! Ib - FORMULATION FOR NON-COHESIVE SEDIMENTS !
<         !       (WITH BEDLOAD) !
<         ! ***** !

```

113,120c89,98

```
< ELSE
< !
< ! ***** !
< ! COMPUTATION OF THE RATIO BETWEEN NEAR BED CONC AND MEAN CONC !
< ! --> T2 (à conserver) !
< ! ***** !
< IF (DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'SUSPENSION_ROUSE'
< CALL SUSPENSION_ROUSE(T1,HN,NPOIN,
---
> ! COMPUTATION OF THE RATIO BETWEEN NEAR BED CONC AND MEAN CONC
> ! --> T2
>
> IF(PrVert.EQ.1) THEN
>
> CALL OS('X=C ', X=T2, C=1.DO)
>
> ELSEIF(PrVert.EQ.2) THEN
>
> CALL SUSPENSION_ROUSE(T1,HN,NPOIN,
```

122,126c100,117

```
< IF (DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'END SUSPENSION_ROUSE'
< !
< ! ***** !
< ! COMPUTATION OF DEPOSITION FLUX --> FLUDPT = XWC * T2 !
< ! ***** !
---
>
> ELSEIF(PrVert.EQ.12) THEN
>
> IF(SEDCO) THEN
> CALL OS('X=C ', X=T2, C=1.DO)
> ELSE
> CALL SUSPENSION_ROUSE(T1,HN,NPOIN,
> & KARMAN,HMIN,ZERO,XWC,ZREF,T2)
> ENDIF
>
> ELSEIF(PrVert.EQ.3) THEN
>
> DO I=1,NPOIN
> AUX=XWC*MAX(HN%R(I),ZREF%R(I))/KARMAN/T1%R(I)
> T2%R(I)=1./(1.-EXP(-AUX))
> ENDDO
>
> ENDIF
```

128c119

```
<          CALL OS('X=CY      ', X=FLUDPT, Y=T2, C=XWC)
---
> ! COMPUTATION OF DEPOSITION FLUX --> FLUDPT = XWC * T2  !
```

130c121

```
<          ENDIF
---
>          CALL OS('X=CY      ', X=FLUDPT, Y=T2, C=XWC)
```

[...] la routine qui calcul le flux d'érosion (`suspension_erosion.f`) est modifiée afin d'intégrer la formule de *Smith et McLean* (1977) :

43a44

```
> !          SUSPENSION_SMITH
```

!

112a114,125

```
>          ELSEIF(ICQ.GE.3) THEN
> C
>          IF(DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'SUSPENSION_SMITH'
>          CALL SUSPENSION_SMITH
>          & (ACLADM,TAUP,NPOIN,GRAV,XMVE,XMVS,AC,CSTAEQ,ICQ)
>          IF(DEBUG > 0) WRITE(LU,*) 'END SUSPENSION_SMITH'
> C
>          DO I=1,NPOIN
>              CSTAEQ%R(I)=CSTAEQ%R(I)*AVA(I)
>          ENDDO
>          CALL OS('X=CY      ', X=FLUER, Y=CSTAEQ, C=XWC)
> C
```

[...] avec

```
C          ++++++
          SUBROUTINE SUSPENSION_SMITH
C          ++++++

& (ACLADM, TAUP, NPOIN, GRAV, XMVE, XMVS, AC, CSTAEQ, ICQ)

!=====
C
  USE INTERFACE_SISYPHE
  USE DECLARATIONS_SISYPHE, ONLY : CSF_SABLE, FDM, PRIVE, VCE
  USE BIEF
  USE AB
  IMPLICIT NONE
  INTEGER LNG,LU
  COMMON/INFO/LNG,LU

  TYPE(BIEF_OBJ),  INTENT(IN)    :: ACLADM, TAUP
  INTEGER,         INTENT(IN)    :: NPOIN,ICQ
  DOUBLE PRECISION, INTENT(IN)   :: GRAV, XMVE, XMVS, AC
  TYPE(BIEF_OBJ),  INTENT(INOUT) :: CSTAEQ

  LOGICAL READDONE
  DATA READDONE /.FALSE./

  INTEGER          :: I
  DOUBLE PRECISION :: TAUPCR, T
  DOUBLE PRECISION :: CMAX
  DOUBLE PRECISION MASQUAGE(NPOIN),DENS,DSTAR50,AC50,TAUCR50,TAUCRi
  DOUBLE PRECISION KSI,TAUPCRSHIELDS

  DATA CMAX/0.6D0/
  INTRINSIC MAX
C
!=====

  DO I=1,NPOIN

! pas de masquage-exposition

    IF(ICQ.LE.3) THEN
      TAUPCR=GRAV*(XMVS-XMVE)*FDM(IAB)*AC

! masquage/exposition

      ELSEIF(ICQ.EQ.333) THEN
        DENS = (XMVS-XMVE)/XMVE
        DSTAR50 = ACLADM%R(I)*(GRAV*DENS/VCE**2)**(1.D0/3.D0)
        AC50 = 0.3D0/(1.D0+1.2D0*DSTAR50)+
*              0.055D0*(1-EXP(-0.02D0*DSTAR50))
        TAUCR50=GRAV*(XMVS-XMVE)*ACLADM%R(I)*AC50
C Formule d'Egiazoff (1965) modifiée par Ashida & Mishiue (1973):
        IF(FDM(IAB).GE.0.4D0*ACLADM%R(I)) THEN
          KSI=(LOG10(19.D0)/LOG10(19.D0*FDM(IAB)/ACLADM%R(I)))**2
        ELSE
          KSI=0.85D0*ACLADM%R(I)/FDM(IAB)

```

```

ENDIF
TAUPCR=KSI*(FDM(IAB)/ACLADM%R(I))*TAUCR50

ELSEIF(ICQ.EQ.330) THEN
c Parker (1982)
TAUPCR=TAUCR50

ELSEIF(ICQ.EQ.300. .OR. ICQ.EQ.30.) THEN
c di method dans Van Rijn (2007)
TAUPCRSHIELDS=GRAV*(XMVS-XMVE)*FDM(IAB)*AC
KSI=ACLADM%R(I)/FDM(IAB)
TAUPCR=KSI*TAUPCRSHIELDS

ENDIF

T=(TAUP%R(I)-TAUPCR)/TAUPCR
T=MAX(T,0.DO)

CSTAEQ%R(I)=CSF_SABLE*(GAMMAO*T/(1+GAMMAO*T))
CSTAEQ%R(I) = MIN(CSTAEQ%R(I),CMAX)

ENDDO

!=====!

RETURN
END SUBROUTINE SUSPENSION_SMITH

```

10) Le calcul de l'épaisseur de la couche active (**ELAY**) est réalisé dans la routine principale `sisyphe.f` :

72a73

```
> USE AB
```

127c128,141

```

< !
---
>
> DOUBLE PRECISION ACM, EVOLU
>
> C

```

```

> LOGICAL DEJAVU
> DATA DEJAVU /.FALSE./
> DOUBLE PRECISION DENSCREP(25818)
> DOUBLE PRECISION DENS,DSTAR50,AC50,TAUCR50
>
> SAVE DEJAVU,DENSCREP
> C
>
> LOGICAL DEJAPASS
>

```

623a637,713

```

> CAB: Sediments characteristics (14 classes)
>
> SEDCO(1)=.TRUE.
> DO I=2,12
> SEDCO(I)=.FALSE.
> ENDDO
> SEDCO(13)=.TRUE.
> SEDCO(14)=.TRUE.
>
> FDM(1)=25E-6
> FDM(2)=75E-6
> FDM(3)=140E-6
> FDM(4)=240E-6
> FDM(5)=350E-6
> FDM(6)=450E-6
> FDM(7)=650E-6
> FDM(8)=900E-6
> FDM(9)=1.5E-3
> FDM(10)=1.1E-2
> FDM(11)=3.75E-2
> FDM(12)=27.75E-2
> FDM(13)=6E-6
> FDM(14)=25E-6
>
> CALWC=.TRUE.
> XWC(1)=5.50E-4 ! (Stokes) | 3.72E-4 (Soulsby)
> XWC(2)=3.32E-3
> XWC(3)=11.05E-3
> XWC(4)=27.57E-3
> XWC(5)=45.79E-3
> XWC(6)=60.19E-3
> XWC(7)=83.52E-3
> XWC(8)=106.18E-3
> XWC(9)=146.48E-3
> XWC(10)=419.05E-3
> XWC(11)=775.63E-3
> XWC(12)=2.11
> XWC(13)=3.17E-5 !(Stokes)
> XWC(14)=5.50E-4
>
> CALAC=.TRUE.
> AC(1)=0.1851

```

```

> AC(2)=0.1060
> AC(3)=0.0698
> AC(4)=0.0481
> AC(5)=0.0382
> AC(6)=0.0339
> AC(7)=0.0304
> AC(8)=0.0300
> AC(9)=0.0334
> AC(10)=0.055
> AC(11)=0.055
> AC(12)=0.055
> AC(13)=0.2610
> AC(14)=0.1851
>
> IF(.NOT.CONST_ALAYER) THEN
> DO I=1,NPOIN
> ELAY%R(I)=2.5D0*25E-6 ! initial thickness
> ENDDO
> ELAYO=ELAY%R(1)
> ENDIF
>
> CAB CALCUL DE LA MASSE TOTALE DE VASE DANS LE LIT A CHAQUE NOEUD (MMUD,MBIO) INITIALE (APRES SE FAIT DANS LAYER.F)
> DO J=1,NPOIN
> PRIVE%ADR(1)%P%R(J)=(AVAIL(J,1,1)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,1)*(100.-ELAYO))*2650.*0.08
> PRIVE%ADR(2)%P%R(J)=(AVAIL(J,1,13)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,13)*(100.-ELAYO))*2650.*0.08
> PRIVE%ADR(3)%P%R(J)=(AVAIL(J,1,14)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,14)*(100.-ELAYO))*2650.*0.08
>
> VASEING(J)=0.D0
> ENDDO
>
> CAB
>

```

1011c1101

```

< CALL CORSTR_SISYPHE
---
> CAB CALL CORSTR_SISYPHE ! appelé après MEAN_GRAIN_SIZE

```

1025a1116,1124

```

> cab CALL CORSTR_SISYPHE ! not used here (cf. tob_sisyphe)
> C
> CAB --- CALCUL DE L'EPAISSEUR DE LA COUCHE ACTIVE
> IF(.NOT.CONST_ALAYER) THEN
> DO I=1,NPOIN
> ELAY%R(I) = 2.5D0*ACLADM%R(I)

```

```

> ENDDO
> ENDIF
> CAB

```

1398,1399c1498,1499

```

< ELAYO = 3.DO*ACLADM%R(J)
< IF(NSICLA.GT.1.AND.E%R(J).LT.-0.5DO*ELAYO) THEN
---
> ELAYO = ELAY%R(J) !2.5DO*ACLADM%R(J)
> IF(NSICLA.GT.1.AND.E%R(J).LT.-ELAYO) THEN !-0.5DO*ELAYO) THEN

```

Note : les propriétés de chaque classe sédimentaire (cohésion, diamètre, vitesse de chute, contrainte critique d'érosion) sont indiqués dans la routine principale. Il serait mieux de les transférer dans `init_sediment.f`.

11) On calcul la proportion de vase et de biodépôt sur le fond à la fin de la routine `layer.f`.

45a46,47

```

> USE DECLARATIONS_SISYPHE, ONLY: PRIVE
> USE AB
[...]

```

374c253,266

```

< !
---
>
> CAB NOUVELLE PROPORTION DE VASE ET DE BIODEPOT DANS LA COUCHE ACTIVE
> PVASE(J)=AVAIL(J,1,1)+AVAIL(J,1,13)
> PBIO(J)=AVAIL(J,1,14)
> CAB
>
> CAB CALCUL DE LA MASSE TOTALE DE VASE DANS LE LIT A CHAQUE NOEUD (MMUD,MBIO)

```

```

> PRIVE%ADR(1)%P%R(J)=((AVAIL(J,1,1)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,1)*(HEIGH-ELAYO)))*2650.*0.08
> PRIVE%ADR(2)%P%R(J)=((AVAIL(J,1,13)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,13)*(HEIGH-ELAYO)))*2650.*0.08
> PRIVE%ADR(3)%P%R(J)=((AVAIL(J,1,14)*ELAYO)+
> * (AVAIL(J,2,14)*(HEIGH-ELAYO)))*2650.*0.08
>

```

[...] Ces variables peuvent être exportées dans le fichier résultat à partir de la routine `nomvar_sisyphe.f` :

230,235c230,232

```

< TEXTE(27+ADD)='PRIVE 1          '
< TEXTE(28+ADD)='PRIVE 2          '
< TEXTE(29+ADD)='PRIVE 3          '
< TEXTE(30+ADD)='PRIVE 4          '
< C  NPRIV MAY BE GREATER THAN 4
< C  TEXTE(31+ADD)='PRIVE 5          '
---
> TEXTE(27+ADD)='MMUD1            '
> TEXTE(28+ADD)='MMUD13           '
> TEXTE(29+ADD)='MBIO             '

```

294,299c291,293

```

< MNEMO(27+ADD) = 'A          '
< MNEMO(28+ADD) = 'G          '
< MNEMO(29+ADD) = 'L          '
< MNEMO(30+ADD) = 'O          '
< C  THE NUMBER OF PRIVATE ARRAYS IS A KEY-WORD
< C  MNEMO(31+ADD) = '????????'
---
> MNEMO(27+ADD) = 'MMUD1      '
> MNEMO(28+ADD) = 'MMUD13    '
> MNEMO(29+ADD) = 'MBIO      '

```

C. Valorisation scientifique

- **Publications**

- Beudin, A., G. Chapalain, N. Guillou & G. Thouzeau (en prep.), Impact of an invasive gastropod mollusc on sediment transport in a tidally dominated estuarine environment.
- Beudin, A., G. Chapalain & N. Guillou (2014), Modelling dynamics and exchanges of fine sediments in the bay of Brest, *La Houille Blanche*, 6, pp. 47-53.
- Beudin, A., G. Chapalain & N. Guillou (2013), Suspended sediment modelling in the bay of Brest impacted by the slipper limpet *Crepidula fornicata*, dans *Proceedings of Coastal Dynamics'13*, pp. 193-202.

- **Autres communications**

- Beudin, A., G. Chapalain & N. Guillou (2013), Modeling mixed sediment transport in the bay of Brest, *12th International Conference on Cohesive Sediment Transport Processes*, Gainesville.
- Beudin, A., G. Chapalain & N. Guillou (2012), Dynamique des sédiments fins en rade de Brest impactée par le gastéropode invasif *Crepidula fornicata*, *9e Journées Scientifiques et Techniques du CETMEF*, Paris.
- Beudin, A. (2012), Étude du cheminement de la matière en suspension en rade de Brest, *Journées Des Doctorants*, Brest. Prix de la meilleure présentation.

Liste des symboles

Paramètres

A	aire d'abri du sillage d'une macro-rugosité	m^2
A_d	$= S/n_{ch}$	m^2
A_f	$= l_{ch} \times h_{ch}$	m^2
BD	taux de biodéposition par un lit de crépidules	m/s
BSS	score d'aptitude de Brier	-
\overline{C}_i	concentration volumique de la classe sédimentaire i intégrée sur la verticale	-
C_d	coefficient de frottement appliqué à la vitesse intégrée sur la verticale	-
C_{eqi}	concentration volumique à l'équilibre proche du fond	-
$C_{z_{ref}i}$	concentration volumique de la classe sédimentaire i à la hauteur de référence z_{ref}	-
d_{50}	diamètre médian des sédiments	m
d_{90}	diamètre des sédiments du percentile 90%	m
D_{*i}	diamètre sans dimension de la classe sédimentaire i	-
D_i	flux de dépôt de la classe sédimentaire i	m/s
d_i	diamètre des particules sédimentaires de la classe i	m
E_i	flux d'érosion de la classe sédimentaire i	m/s
f	paramètre de Coriolis	-
f_i	fraction des sédiments de fond de la classe i	-
FR	taux de filtration des sédiments en suspension par un lit de crépidules	m/s
g	accélération de la pesanteur = 9,81	m/s^2
h	hauteur d'eau	m
h_{ch}	hauteur d'une chaîne de crépidules	m
K_l, K_t	constantes longitudinale et transversale de Elder	m^2/s
k_s	longueur de rugosité totale de Nikuradse	m
k'_s	longueur de rugosité de peau de Nikuradse	m
k''_s	longueur de rugosité de forme de Nikuradse	m
l_{ch}	largeur d'une chaîne de crépidules	m
M	coefficient d'érosion de Partheniades	m/s
n_{ch}	nombre de chaînes de crépidules	-
n_i	porosité du sédiment de la classe i	-
Q	débit des rivières	m^3/s
Q_{bi}	taux de transport par charriage par unité de largeur pour la classe sédimentaire i	m^2/s

r	coefficient de corrélation	-
Re	nombre de Reynolds	-
Re_{si}	nombre de Reynolds des particules sédimentaires de la classe i	-
S	surface du lit de crépidules	m ²
s	= ρ_s/ρ	-
TF_{ch}	taux de filtration de l'eau par une chaîne de crépidules	m ³ /s
TS_i	excès normalisé de contrainte de peau	-
u, v, w	composantes longitudinale, transversale et verticale de la vitesse du courant instantané	m/s
u', v', w'	composantes longitudinale, transversale et verticale de la vitesse fluctuante du courant turbulent	m/s
U	vitesse du courant moyen au sens de Reynolds (1985)	m/s
u_*	vitesse de frottement sur le fond = $\sqrt{\tau_0/\rho}$	m/s
$\overline{U_x}, \overline{U_y}$	composantes ouest-est et sud-nord du courant, intégrées sur la verticale	m/s
u_{*eci}	vitesse de frottement critique d'érosion de la classe sédimentaire i	m/s
Vol	volume d'abri du sillage d'une macro-rugosité	m ³
w_{si}	vitesse de chute des particules sédimentaires de la classe i	m/s
z_0	paramètre de rugosité de fond	m
Z_f	niveau du fond	m
z_{ref}	hauteur de référence au-dessus du fond pour les sédiments en suspension	m
z_s	hauteur de la surface libre	m
<hr/>		
ϵ_s	coefficient de diffusivité	m ² /s
γ_0	coefficient d'érosion de Smith & McLean	-
Γ_t	diffusivité verticale turbulente	m ² /s
κ	constante de von Kármán	-
λ	densité de macro-rugosités	-
ν	viscosité cinématique	m ² /s
ν_e	coefficient de diffusion effective	m ² /s
ν_h	coefficient de diffusion turbulente horizontale	m ² /s
ν_t	viscosité turbulente verticale	m ² /s
ω	fréquence de rotation de la Terre	rad/s
ϕ	latitude	deg
Φ_{50}	= $-\log(d_{50})/\log(2)$	-
ρ	masse volumique du fluide	kg/m ³
ρ_s	masse volumique du sédiment	kg/m ³
σ	nombre de Prandtl-Schmidt	-
Θ	paramètre de Shields	-
Θ_{cri}	paramètre de Shields critique pour la classe sédimentaire i	-
τ_0	contrainte de cisaillement totale sur le fond	N/m ²
τ'	contrainte de cisaillement de peau	N/m ²
τ_r	contrainte de cisaillement de forme	N/m ²
θ	direction du courant par rapport au nord	deg
ξ_i	paramètre de masquage-exposition = d_{50}/d_i	-

Acronymes

COV	eddy COVariance
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
EDF	Électricité De France
ECMUL	EChantillonneur MULTiple
ID	Inertial Dissipation
IFREMER	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
IGN	Institut Géographique National
IUEM	Institut Universitaire Européen de la Mer
LEMAR	Laboratoire des sciences de l'Environnement MARin
LGCE	Laboratoire de Génie Côtier et Environnement
LISST	Laser In-Situ Scattering and Transmissometer
LOG	LOGarithmique
MES	Matière En Suspension
MMS	Matière Minérale en Suspension
MOP	Matière Organique Particulaire
N/O	Navire Océanographique
REFMAR	Réseau de référence des observations marégraphiques
SAUM	Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
TKE	Turbulent Kinetic Energy
YSI	sonde multiparamètre

Liste des figures

1.1	Photos de crépidules	6
1.2	Schéma des principaux processus hydro-sédimentaires en rade de Brest	9
2.1	Carte bathymétrique et topographique étendue	12
2.2	Carte bathymétrique de la rade et ses abords	13
2.3	Rose des vents à Lanvéoc	15
2.4	Mer de vent (SS0, force 7)	15
2.5	Houle du large (3 m, 10 s)	16
2.6	Courants prédits par Salomon et Breton	17
2.7	Température Aulne, Bassoulet (1979)	18
2.8	Salinité de surface (PM, ME, crue)	20
2.9	Coupes longitudinales de salinité	21
2.10	MES en rade, SAUM (1977)	24
2.11	Flux résiduels de sédiments en suspension, Le Mut (1977)	25
2.12	Carte sédimentologique	27
2.13	Répartition et densité de crépidules	28
3.1	Localisation des stations de mesures	32
3.2	Photos du substrat en C1 et C2	32
3.3	Photos des instruments	33
3.4	Profil logarithmique des vitesses en pointe de flot, 21/04/12	35
3.5	Analyse harmonique, 17/04-06/05/14	38
3.6	Mesures ADV, 18-21/04	39
3.7	u_* en C1 par différentes méthodes, 18-21/04	39
3.8	Turbidité YSI, 18-21/04	41
3.9	Turbidité YSI et Rétrodiffusion ADV en C1, 18-21/04	41
3.10	Turbidité YSI et Rétrodiffusion ADV en C2, 18-21/04	42
3.11	Rétrodiffusion ADV, TRAVIES 1 (12-18/04/06)	43

4.1	Comportement et mobilité des sédiments de fond	50
4.2	Schéma d'une chaîne de crépidules	51
4.3	Schéma d'un lit de crépidules	51
4.4	Schéma de la technique de marquage	63
4.5	Fraction initiale de silts "Daoulas"	64
5.1	Maillage du domaine de calcul	67
5.2	Rugosité de grain et de forme	68
5.3	Surface libre modèle/mesures, avril 2006	71
5.4	Variation de la surface libre à basse-fréquence, avril 2006	72
5.5	Intensité maximale des courants de marée en vive-eau moyenne	73
5.6	Ellipses de courants de marée en vive-eau moyenne	74
5.7	Prédictions des débits résiduels sur une marée de coef. 95	75
5.8	Localisation des stations de mesures	77
5.9	Comparaison modèle-mesures de courants (z constant)	78
5.10	Sensibilité locale des courants à la rugosité	81
5.11	Sensibilité locale des courants à la dispersion	82
5.12	Planches des courants de marée de vive-eau moyenne, modèle « abiotique »	84
5.13	Contrainte de cisaillement maximale sur le fond	86
5.14	Diamètre maximal des sédiments de fond mobilisables	87
5.15	Différence relative entre d_{50} et d_{max} mobilisable	88
5.16	Diamètre maximal des sédiments maintenus en suspension	90
5.17	Concentration maximale des 4 classes les plus fines	92
5.18	Concentration de vases en suspension au cours d'une marée moyenne . . .	93
5.19	Taux de transport de vase en suspension au cours d'une marée moyenne .	95
5.20	Direction du transport des masses d'eau et des vases en suspension	96
5.21	Flux résiduels de sédiments en suspension	98
5.22	Taux de transport maximal en suspension et en charriage	99
5.23	Sensibilité des prédictions de CSS	101
5.24	Évolution de la cote du fond	102
5.25	Fraction de sables	105
5.26	Fraction de vase	106
5.27	Comp. modèles-mesures (U, θ), TRAVIES 1	108
5.28	Comp. modèles-mesures (U, θ), CREP	109
5.29	Courants modèles « crépidules » vs. « abiotique »	111
5.30	Comp. modèles-mesures (u_*), TRAVIES 1	112

5.31	Comp. modèles-mesures (u_*), CREP	112
5.32	Différence de τ_0 entre modèles « crépidules » et « abiotique »	114
5.33	Modification du τ' en fonction de la densité de crépidules	115
5.34	Différence de τ' entre modèles « crépidules » et « abiotique »	116
5.35	CSS en S1 et S2, 3 modèles	118
5.36	Diff. de C_{vase} entre les modèles « crépidules mortes » et « abiotique » . .	120
5.37	Diff. de C_{vase} entre les modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes »	121
5.38	ΔZ_f , 3 modèles	122
5.39	Fraction de vase en S1 et S2	123
5.40	Évolution de Z_f , modèles « abiotique » et « crépidules mortes »	124
5.41	Diff. de Z_f entre les modèles « crépidules vivantes » et « crépidules mortes »	125
5.42	Comp. f_{vase} entre les modèles	126
5.43	Comp. f_{vase} entre les modèles le long d'un transect	127
5.44	Compartiments géographiques	128
5.45	Origines des vases en suspension en S1 et S2	129
5.46	Nuage de vases en susp. autour de S1/S2, BM coef.71	130
5.47	Nuage de vases en susp. par origine, modèle « crépidules vivantes »	132
5.48	Flux de vases résiduels sur une marée moyenne	133
5.49	Dépôt de vases, modèle « crépidules vivantes »	135
5.50	Dépôt de vases portuaires	136
5.51	Champs de salinité au cours d'une marée moyenne	138
5.52	Comparaison modèle-mesures de salinité	139
5.53	Courants avec et sans prise en compte de l'eau douce, Nord	140
5.54	Courants avec et sans prise en compte de l'eau douce, Sud	141
5.55	Diff. de conc. de vase avec et sans prise en compte de l'eau douce	143
5.56	Diff. de ΔZ_f avec et sans prise en compte de l'eau douce	144
A.0.1	Spectre Ew, campagne CREP	167

Liste des tableaux

1.1	Interactions hydro-bentho-sédimentaires	4
1.2	Modèles bio-hydro-sédimentaires	5
3.1	Caractéristiques de la campagne CREP	31
3.2	Analyse harmonique, 17/04-06/05/14	37
3.3	z_0 en C1 et C2, 18-21/04	40
3.4	Analyse harmonique, 12-18/04/06	43
4.1	Modèles appliqués en rade de Brest	46
5.1	Composition granulométrique des unités sédimentologiques	69
5.2	Comparaison modèle-mesures de hauteur d'eau	72
5.3	Caractéristiques des mesures de courant pour la validation du modèle	77
5.4	Comparaison modèle-mesures de courant	77
5.5	Étude de sensibilité	79
5.6	Valeurs de z_0 selon les scénarios	80
5.7	Comparaison modèle-mesures de courant, CREP	109
5.8	Comparaison modèle-mesures de frottement, CREP	112