



# Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente

Florence Toublanc

## ► To cite this version:

Florence Toublanc. Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2013. Français. <NNT : 2013LAROS411>. <tel-01127008>

**HAL Id: tel-01127008**

**<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01127008>**

Submitted on 6 Mar 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 LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE  
*Gay Lussac*

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés

THÈSE  
présentée par :  
Florence Toublanc

soutenue le 13 décembre 2013  
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle  
Discipline : Terre, Enveloppes fluides

**Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins  
dans l'estuaire de la Charente**

JURY :

Robert LAFITE	Professeur, Université de Rouen	Rapporteur
Aldo SOTTOLICHIO	Maître de Conférences, HDR, Université de Bordeaux 1	Rapporteur
Isabelle BRENON	Maître de Conférences, Université de La Rochelle	Directrice de thèse
Sylvain OUILLON	Directeur de recherches, IRD/LEGOS, Hanoi	Examinateur
Pierre LE HIR	Chercheur IFREMER, Centre de Brest	Examinateur
Xavier BERTIN	Chargé de recherches CNRS, Université de La Rochelle	Invité
Olivier LE MOINE	Cadre Ifremer, Centre de La Tremblade	Invité



# UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE  
*Gay Lussac*

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés

THÈSE

présentée par :

Florence Toublanc

soutenue le 13 décembre 2013

pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle

Discipline : Terre, Enveloppes fluides

<p><b>Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente</b></p>
---

---

JURY :

Robert LAFITE	Professeur, Université de Rouen	Rapporteur
Aldo SOTTOLICHIO	Maitre de conférences, HDR, Université de Bordeaux 1	Rapporteur
Isabelle BRENON	Maître de Conférences, Université de La Rochelle	Directrice de thèse
Sylvain OUILLON	Directeur de recherches, IRD/LEGOS, Hanoi	Examinateur
Pierre LE HIR	Chercheur IFREMER, Centre de Brest	Examinateur
Xavier BERTIN	Chargé de recherches CNRS, Université de La Rochelle	Invité
Olivier LE MOINE	Cadre Ifremer, Centre de La Tremblade	Invité





# Table des matières

Table des figures	vii
Liste des tableaux	xiii
Introduction générale	1

## Chapitre 1

### Hydrodynamique et dynamique sédimentaire des estuaires

1.1	Introduction et définitions . . . . .	7
1.2	Classification des estuaires . . . . .	7
1.2.1	Critères géomorphologiques . . . . .	8
1.2.1.1	Classification de Pritchard [1952] . . . . .	8
1.2.1.2	Classification de Fairbridge [1980] . . . . .	9
1.2.2	Classification selon la marée . . . . .	9
1.2.2.1	Marnage . . . . .	9
1.2.2.2	Propagation de la marée . . . . .	11
1.2.3	Classification selon le forçage prédominant . . . . .	12
1.2.4	Critères de salinité . . . . .	13
1.2.4.1	Estuaires positifs et négatifs . . . . .	13
1.2.4.2	Stratification . . . . .	14
1.2.5	Quantification . . . . .	17
1.2.5.1	Ratio volumique . . . . .	17
1.2.5.2	Nombre d'estuaire . . . . .	18
1.2.5.3	Nombre de Richardson . . . . .	18
1.2.5.4	Indices de stratification et de circulation . . . . .	19
1.2.6	Synthèse . . . . .	20
1.3	Processus hydrodynamiques . . . . .	21
1.3.1	Propagation de la marée . . . . .	21
1.3.1.1	Rappels sur la marée océanique . . . . .	21

1.3.1.2	La marée en estuaire . . . . .	22
1.3.2	Débit fluvial et interaction avec la marée . . . . .	25
1.3.3	Influence du vent . . . . .	25
1.3.4	Mélange . . . . .	26
1.3.4.1	Mélange interne . . . . .	26
1.3.4.2	Le vent, générateur d'une circulation horizontale et verticale . . . . .	26
1.3.4.3	Débit fluvial et circulation gravitationnelle . . . . .	26
1.3.4.4	La marée . . . . .	27
1.4	Dynamique sédimentaire : cas des sédiments fins . . . . .	28
1.4.1	Caractéristiques et comportement des sédiments fins cohésifs . . . . .	28
1.4.2	Cycle estuarien des matières en suspension . . . . .	30
1.4.3	Transport en suspension . . . . .	30
1.4.4	Dépôt . . . . .	31
1.4.4.1	Vitesse de chute et floculation . . . . .	31
1.4.4.2	Consolidation . . . . .	34
1.4.5	Erosion . . . . .	36
1.4.6	Bouchon vaseux ou maximum de turbidité . . . . .	37
1.4.6.1	Circulation de densité . . . . .	39
1.4.6.2	Asymétrie de la marée . . . . .	39

**Chapitre 2**

**Caractéristiques et contexte général de l'estuaire de la Charente**

2.1	Présentation générale . . . . .	45
2.1.1	La baie de Marennes-Oléron . . . . .	45
2.1.2	Le bassin versant de la Charente . . . . .	46
2.2	Contexte hydrodynamique . . . . .	47
2.2.1	Régime tidal et courants de marée . . . . .	47
2.2.2	Houle et mer de vent . . . . .	48
2.2.3	Débit fluvial et influence du barrage de Saint-Savinien . . . . .	51
2.3	Contexte géologique . . . . .	54
2.3.1	Bassin Versant . . . . .	54
2.3.2	Sédimentologie de la baie de Marennes-Oléron . . . . .	55
2.4	Contexte écologique . . . . .	57
2.5	Pressions et besoins anthropiques . . . . .	57
2.5.1	Un bassin majoritairement rural . . . . .	57
2.5.2	Conchyliculture . . . . .	59

2.5.3	Navigation et activités portuaires de commerce . . . . .	60
2.5.4	Tourisme . . . . .	61

### Chapitre 3

#### Instrumentation et modélisation tridimensionnelle : outils pour une étude multi-échelles

3.1	Introduction . . . . .	67
3.2	Instrumentation et acquisition de données in-situ . . . . .	67
3.2.1	Stratégie d'instrumentation . . . . .	67
3.2.2	Acquisition longue durée en continu . . . . .	68
3.2.2.1	Salinité et turbidité . . . . .	68
3.2.2.2	Courantométrie . . . . .	69
3.2.3	Mesures courte durée ou discrètes . . . . .	69
3.2.3.1	Piquets de mesure d'accrétion/érosion . . . . .	70
3.2.3.2	Courantomètre haute fréquence . . . . .	70
3.2.4	Caractérisation des sédiments . . . . .	71
3.3	Modélisation numérique 3D . . . . .	72
3.3.1	MARS-3D : description . . . . .	72
3.3.1.1	Méthodes numériques . . . . .	72
3.3.1.2	Hydrodynamique . . . . .	74
3.3.1.3	Module de dynamique sédimentaire . . . . .	80
3.3.2	Configuration du modèle de l'estuaire de la Charente . . . . .	83
3.3.2.1	Emprise, bathymétrie et maillage . . . . .	83
3.3.2.2	Conditions limites de marée . . . . .	84
3.3.2.3	Forçage atmosphérique . . . . .	84
3.3.2.4	Apport fluviaux . . . . .	84
3.3.3	Calibration, validation et sensibilités du modèle hydrodynamique . . . . .	85
3.3.3.1	Hauteur d'eau et composantes harmoniques . . . . .	85
3.3.3.2	Vitesses de courant . . . . .	88
3.3.3.3	Salinité . . . . .	90
3.3.3.4	Sensibilité du modèle hydrodynamique . . . . .	92
3.3.4	Calibration, validation et sensibilités du modèle sédimentaire . . . . .	94
3.3.4.1	Sensibilité à la vitesse de chute . . . . .	95
3.3.4.2	Importance du stock sédimentaire . . . . .	96
3.3.4.3	Sensibilité à la constante d'érosion . . . . .	98
3.3.4.4	Sensibilité à la longueur de rugosité $z_{0sed}$ . . . . .	100

3.3.4.5 Paramètres retenus . . . . . 102

<p><b>Chapitre 4</b></p> <p><b>Hydrodynamique de l'estuaire de la Charente et distributions de salinité</b></p>
---

4.1 Introduction . . . . . 109

4.2 Asymétrie de la marée . . . . . 109

4.2.1 Caractéristiques de la marée incidente . . . . . 109

4.2.2 Inversion de l'asymétrie tidale au cours du cycle vive-eau/morte-eau : publication . . . . . 110

4.2.2.1 Abstract . . . . . 111

4.2.2.2 Introduction . . . . . 111

4.2.2.3 Study site . . . . . 113

4.2.2.4 Materials and methods . . . . . 115

4.2.2.4.1 Numerical Modeling . . . . . 115

4.2.2.4.2 In-situ measurements . . . . . 115

4.2.2.5 Results : data and numerical analysis . . . . . 116

4.2.2.5.1 Observations . . . . . 116

4.2.2.5.2 Analytical Analysis . . . . . 116

4.2.2.5.3 Numerical Analysis . . . . . 117

4.2.2.6 Discussion . . . . . 122

4.2.2.6.1 Impact of the incident tide and morphology on the Charente tidal asymmetry . . . . . 123

4.2.2.6.2 Impact of tidal asymmetry inversions on salinity . . . . . 124

4.2.2.6.3 Perspectives on sediment dynamics . . . . . 125

4.2.2.7 Conclusion . . . . . 128

4.3 Hauteur d'eau et courants de marée dans l'estuaire de la Charente . . . . . 132

4.3.1 Champs de courants . . . . . 132

4.3.2 Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau . . . . . 133

4.3.3 Variations saisonnières : étiage et crue . . . . . 137

4.4 Distribution de la salinité dans l'estuaire de la Charente : intrusion saline et stratification . . . . . 138

4.4.1 Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau . . . . . 138

4.4.2 Variations saisonnières : étiage et crue . . . . . 138

4.4.3 Transitions saisonnières . . . . . 144

4.4.3.1 Transition d'automne : augmentation du débit fluvial . . . . . 144

4.4.3.2 Transition de printemps : baisse du débit fluvial . . . . . 145

---

---

**Chapitre 5****Dynamique sédimentaire de l'estuaire de la Charente**

5.1	Introduction . . . . .	151
5.2	Nature des sédiments . . . . .	151
5.2.1	Variations longitudinales . . . . .	151
5.2.2	Variations en profondeur . . . . .	152
5.3	Dynamique du bouchon vaseux et des sédiments en suspension . . . . .	154
5.3.1	Evolution des sédiments en suspension au cours d'un cycle de marée . . .	154
5.3.2	Influence du cycle vive-eau/morte-eau . . . . .	162
5.3.3	Influence du débit fluvial . . . . .	163
5.3.4	Transitions saisonnières . . . . .	165
5.4	Dynamique dépôt/érosion . . . . .	169
5.4.1	A l'embouchure . . . . .	169
5.4.2	Dans l'estuaire . . . . .	170
5.4.3	Piégeage des sédiments . . . . .	171
5.4.4	Dynamique à long terme . . . . .	172
5.5	Bilans et flux sédimentaires . . . . .	173
5.5.1	Bilans sur l'estuaire . . . . .	173
5.5.2	Flux sédimentaires avec un débit moyen . . . . .	176
5.5.3	Flux sédimentaires en crue . . . . .	178
5.5.4	Flux sédimentaires en étiage . . . . .	178

---

---

**Chapitre 6****Discussion générale**

6.1	Classification de l'estuaire de la Charente et comparaison à d'autres estuaires . .	185
6.1.1	Ratio volumique . . . . .	185
6.1.2	Nombre d'estuaire . . . . .	185
6.1.3	Diagramme d'Hansen et Rattray [1966] . . . . .	186
6.2	Dynamique hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente en fonction des marées et du débit fluvial . . . . .	188
6.2.1	Influence de la marée : cycle morte-eau/vive-eau et cycle flot/jusant . . .	188
6.2.2	Impact des variations saisonnières du débit fluvial . . . . .	189
6.2.3	Interactions entre gradient de salinité et matières en suspension . . . . .	190
6.3	Tendance à l'accumulation . . . . .	195

6.4	Limites de la modélisation actuelle pour représenter les processus sédimentaires . . . . .	198
6.4.1	Dynamique des berges . . . . .	198
6.4.2	Représentation de la crème de vase et interactions avec l'hydrodynamique . . . . .	198
6.4.3	Synthèse du comportement hydrosédimentaire de l'estuaire . . . . .	199
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>203</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>209</b>
	<b>Annexe A Liste des symboles et lettres grecques</b>	<b>227</b>
	<b>Annexe B Composantes harmoniques du modèle CST-France</b>	<b>231</b>
	<b>Annexe C Champs de courants dans la partie aval de l'estuaire de la Charente</b>	<b>235</b>
	<b>Annexe D Acte de colloque des <i>XII<sup>èmes</sup></i> journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Cherbourg (2012)</b>	<b>243</b>
	<b>Annexe E Poster présenté à la conférence PECS, New-York (2012)</b>	<b>253</b>

# Table des figures

1.1	Types d'estuaire selon la classification de Fairbridge [1980], d'après Perillo [1995]	10
1.2	Types d'estuaires selon la distribution des amplitudes et vitesses de courant, d'après Le Floch (1961)	11
1.3	Types d'intrusion saline, d'après Savenije [2005a]	14
1.4	Classification des estuaires en fonction de l'évaporation et des apports d'eau douce, d'après Valle-Levinson [2010]	15
1.5	Classification des estuaires selon la stratification, d'après Valle-Levinson [2010]	15
1.6	Diagramme de Simmons appliqué à trois estuaires français, d'après Avoine [1981]	18
1.7	Diagramme stratification/circulation d'Hansen et Rattray 1966 appliqué à la Gironde [Allen, 1972] et la Seine Avoine [1981]	20
1.8	Schéma synthétique et classification de certains estuaires	21
1.9	Asymétrie tidale observée sur les durées de flot et de jusant (gauche) et les vitesses de courant (droite), d'après Aubrey et Speer [1985]. Trait plein : dominé par le flot. Pointillés : dominé par le jusant	24
1.10	Vitesse de chute des particules et diamètre équivalent sphérique, d'après Dupont <i>et al.</i> [2001]	29
1.11	Cycle des sédiments fins en estuaire, d'après Maggi [2005] et Verney [2006] $\tau_{cd}$ : Contrainte critique de dépôt $\tau_{ce}$ : Contrainte critique d'érosion ( $\tau_{ce1} < \tau_{ce2} < \tau_{ce3}$ )	30
1.12	Schéma conceptuel de la floculation en fonction de la concentration en sédiments en suspension et la contrainte de cisaillement [Dyer, 1989]	34
1.13	Dynamique morte-eau/vive-eau du bouchon vaseux (d'après Allen <i>et al.</i> [1980])	38
1.14	Circulation de densité contribuant à la formation du bouchon vaseux (d'après Dyer [1986])	39
1.15	Formation du bouchon vaseux dynamique par piégeage des sédiments dans un estuaire macrotidal (d'après Allen <i>et al.</i> [1980])	40
2.1	Localisation de l'estuaire de la Charente	45
2.2	Altimétrie du Bassin Versant de la Charente	46
2.3	Crue de la Charente à Angoulême - Février 2013	47



2.4	Courants de marée dans la baie de Marennes-Oléron et les Pertuis de Maumusson et d'Antioche. <i>Source : SHOM et IGN</i> . . . . .	49
2.5	Rose des vents obtenue à partir des données du sémaphore de la Courbe, 1961-1990, Bertin [2005] . . . . .	50
2.6	Débits moyens annuels de la Charente en amont du barrage de Saint-Savinien - Années 1998 à 2012 . . . . .	51
2.7	La Charente à Saint-Savinien 1 : Bras artificiel, barrage 2 : Bras naturel, clapet . . . . .	52
2.8	Ouvrages installés sur la Charente à Saint-Savinien . . . . .	52
2.9	Cotes en amont et en aval du barrage pour différentes conditions de débit . . . . .	54
2.10	Lithologie du Bassin Versant de la Charente . . . . .	55
2.11	Nature des fonds dans les Pertuis Charentais [Weber <i>et al.</i> , 2003] . . . . .	56
2.12	Occupation des sols dans le bassin versant de la Charente : base de données CORINE . . . . .	58
2.13	Bassin versant de la Charente et principaux affluents en aval d'Angoulême Points de prélèvements d'eau à usage agricole . . . . .	59
2.14	Conchyliculture dans la zone d'influence de l'estuaire de la Charente . . . . .	60
2.15	Activités de commerce sur la Charente <i>Crédit photo : Philip Plisson</i> . . . . .	61
3.1	Stations de mesure mises en place sur la Charente . . . . .	68
3.2	Mise en place de sondes YSI salinité/turbidité sur la Charente . . . . .	69
3.3	ADV placé à la station ROCH . . . . .	69
3.4	Mesures d'accrétion/érosion sur les berges de la Charente . . . . .	70
3.5	ADV haute fréquence placé à Vergeroux . . . . .	71
3.6	Carottage et échantillonnage . . . . .	71
3.7	Coordonnées sigma . . . . .	73
3.8	Grille Arakawa de type C . . . . .	74
3.9	Bathymétrie utilisée pour le rang "Pertuis Sud" . . . . .	83
3.10	Bathymétrie utilisée pour le rang "Charente" . . . . .	84
3.11	Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données issues du marégraphe de l'île d'Aix . . . . .	86
3.12	Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux mesures ADCP à Port-des-Barques . . . . .	86
3.13	Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données issues du marégraphe de Rochefort . . . . .	86
3.14	Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données sur 24h . . . . .	87
3.15	Comparaison des vitesses de courants obtenues par modélisation aux mesures ADCP à Port-des-Barques (moyenne sur z) . . . . .	89
3.16	Comparaison des vitesses de courants obtenues par modélisation aux mesures ADV à Rochefort (fond) . . . . .	89
3.17	Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Port-des-Barques (surface) . . . . .	91

---

3.18	Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Port-des-Barques (fond) . . . . .	91
3.19	Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Rochefort (fond)	92
3.20	Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Rochefort : application d'un coefficient d'atténuation au débit . . . . .	93
3.21	Modélisation des marées basses de vive-eau à Rochefort : impact de la longueur de rugosité . . . . .	94
3.22	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : impact de la vitesse de chute . . . . .	95
3.23	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : impact de la vitesse de chute . . . . .	96
3.24	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation du stock sédimentaire . . . . .	97
3.25	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation du stock sédimentaire . . . . .	97
3.26	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation de la constante d'érosion $E_0$ . . . . .	98
3.27	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation de la constante d'érosion $E_0$ . . . . .	99
3.28	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation du stock sédimentaire (2) . . . . .	99
3.29	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation du stock sédimentaire (2) . . . . .	100
3.30	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : impact de la longueur de rugosité $z_{0sed}$ . . . . .	101
3.31	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : impact de la longueur de rugosité $z_{0sed}$ . . . . .	101
3.32	Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : prise en compte de la variation de hauteur d'eau . . . . .	103
4.1	Amplitude de M4 dans le monde, tiré de Olabarrieta <i>et al.</i> [2013] . . . . .	109
4.2	Charente river, from the Saint-Savinien dam to the mouth. Framed: modeled area.	114
4.3	Bathymetric data used for numerical modeling . . . . .	115
4.4	Surface elevation (left), ebb and flood durations (right) at the river mouth (up) and Rochefort (down). . . . .	116
4.5	River mouth: water surface elevation (left), ebb and flood durations (right) for each harmonic composition of the tide at the model boundary. . . . .	119
4.6	Rochefort: water surface elevation (left), ebb and flood durations (right) for each harmonic composition of the tide at the model boundary. . . . .	119

4.7	River mouth: water surface elevation (left), velocity ratio $V_{max_{flood}}/V_{max_{ebb}}$ (right).	120
4.8	Rochefort: water surface elevation (left), velocity ratio $V_{max_{flood}}/V_{max_{ebb}}$ (right).	121
4.9	Current velocity and water surface elevation at Rochefort for spring (left) and neap tides (right).	123
4.10	Salinity distribution differences between configurations B and D	124
4.11	Top: water level at the mouth, configuration D. Bottom: salinity differences in function of the distance from the mouth and time, configuration B-D	125
4.12	Peak flow velocities ratio in function of the duration ratio at the river mouth and Rochefort.	126
4.13	Vitesses de courant instantanées, moyennées sur la colonne d'eau, 3 heures après la marée basse (m/s)	132
4.14	Vitesses de courant instantanées, moyennées sur la colonne d'eau, 3 heures après la marée haute (m/s)	133
4.15	Elévation de la surface libre et vitesses de courant le long de l'estuaire, en morte-eau	134
4.16	Elévation de la surface libre et vitesses de courant le long de l'estuaire, en vive-eau	134
4.17	Vitesses de courant résiduelles à l'embouchure en fonction de la profondeur	136
4.18	Niveaux de salinité pour différentes conditions de marée, débit moyen ( $50 m^3/s$ )	138
4.19	Point de référence (rond noir) et limites de l'intrusion saline en étiage (carrés) et en crue (ronds), pour différentes conditions de marée Marées haute et basse de morte-eau : bleu, vive-eau : rouge	139
4.20	Niveaux de salinité en étiage ( $5 m^3/s$ ), pour différentes conditions de marée	140
4.21	Niveaux de salinité en crue ( $400 m^3/s$ ), pour différentes conditions de marée	141
4.22	Différences de salinité fond-surface en étiage et en crue	143
4.23	Salinités mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 13 octobre au 9 novembre 2012	144
4.24	Salinités mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 14 avril au 22 mai 2013	145
5.1	Moyenne granulométrique ( $\mu m$ ), fraction de vase (%), teneurs en eau et en matière organique (%) des sédiments de surface	152
5.2	Moyenne granulométrique ( $\mu m$ ), fraction de vase (%), teneurs en eau et en matière organique (%) des sédiments en fonction de la profondeur	153
5.3	Concentrations en sédiments en suspension à marée haute (g/L)	155
5.4	Concentrations en sédiments en suspension 1 heure après la marée haute (g/L)	156
5.5	Concentrations en sédiments en suspension 2 heures après la marée haute (g/L)	156
5.6	Concentrations en sédiments en suspension 3 heures après la marée haute (g/L)	156
5.7	Concentrations en sédiments en suspension 4 heures après la marée haute (g/L)	157
5.8	Concentrations en sédiments en suspension 5 heures après la marée haute (g/L)	157
5.9	Concentrations en sédiments en suspension à marée basse (g/L)	157

---

5.10	Concentrations en sédiments en suspension 1 heure après la marée basse (g/L) . .	158
5.11	Concentrations en sédiments en suspension 2 heures après la marée basse (g/L) .	158
5.12	Concentrations en sédiments en suspension 3 heures après la marée basse (g/L) .	158
5.13	Concentrations en sédiments en suspension 4 heures après la marée basse (g/L) .	159
5.14	Concentrations en sédiments en suspension 5 heures après la marée basse (g/L) .	159
5.15	Concentrations en sédiments en suspension de pleine mer à pleine mer + 3h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau . . . . .	161
5.16	Concentrations en sédiments en suspension de pleine mer + 4h à basse mer + 1h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau . . . . .	161
5.17	Concentrations en sédiments en suspension de basse mer + 2h à basse mer + 5h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau . . . . .	162
5.18	Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit moyen . . . . .	163
5.19	Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit de crue ( $400\text{ m}^3/s$ ) . . . . .	164
5.20	Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit d'étiage ( $5\text{ m}^3/s$ ) . . . . .	165
5.21	Concentrations en sédiments en suspension mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 13 octobre au 9 novembre 2012 . . . . .	167
5.22	Concentrations en sédiments en suspension mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 14 avril au 22 mai 2013 . . . . .	168
5.23	Evolution des sédiments en suspension, du dépôt et de la tension sur le fond en fonction de la hauteur d'eau à l'embouchure - Débit moyen . . . . .	169
5.24	Evolution des sédiments en suspension, du dépôt et de la tension sur le fond en fonction de la hauteur d'eau dans la zone d'oscillation du bouchon vaseux - Débit moyen . . . . .	170
5.25	Evolution du fond sédimentaire en fonction de la hauteur d'eau - Mesures ADV haute fréquence . . . . .	171
5.26	Accrétion et érosion sédimentaire observées sur les berges de la Charente . . . . .	172
5.27	Observation du glissement d'un piquet vers le chenal . . . . .	173
5.28	Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit moyen . . .	174
5.29	Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées sur quelques cycles de marée - Débit moyen . . . . .	175
5.30	Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit de crue . . .	175
5.31	Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit d'étiage . . .	176
5.32	Positions correspondant aux flux cumulés calculés - Rouge : embouchure - Vert : Rochefort (amont) . . . . .	177
5.33	Flux cumulés à l'embouchure et à Rochefort - Débit moyen . . . . .	177
5.34	Flux cumulés à l'embouchure et à Rochefort - Débit de crue . . . . .	178

5.35	Flux cumulés à l'embouchure et à Rochefort - Débit d'étiage . . . . .	179
6.1	Classification d'Hansen et Rattray [1966] appliquée à la Charente, la Gironde [Allen, 1972] et la Seine [Avoine, 1981] . . . . .	186
6.2	Diagramme de Simmons appliqué à la Charente, l'Aulne, la Gironde et la Seine .	187
6.3	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit moyen . . . . .	191
6.4	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit moyen . . . . .	191
6.5	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit d'étiage . . . . .	193
6.6	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit d'étiage . . . . .	193
6.7	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit de crue . . . . .	194
6.8	Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit de crue . . . . .	194
6.9	Flux de sédiments en suspension ( $kg/m^2/s$ ) et transport net par marée ( $tonnes/m^2/marée$ ) à l'embouchure - Crue de $100 m^3/s$ . . . . .	196
6.10	Flux de sédiments en suspension ( $kg/m^2/s$ ) et transport net par marée ( $tonnes/m^2/marée$ ) à l'embouchure - Crue de $350 m^3/s$ . . . . .	196
6.11	Sondage bi-fréquence, turbidité et salinité de surface, et séries temporelles correspondantes à Port-des-Barques, Rochefort et l'Houmée, d'après [Coulombier <i>et al.</i> , 2013] . . . . .	200
6.12	Synthèse du comportement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente pour différents régimes de débits . . . . .	201
C.1	Vitesses de courant instantanées à marée haute (m/s) . . . . .	237
C.2	Vitesses de courant instantanées 1 heure après la marée haute (m/s) . . . . .	237
C.3	Vitesses de courant instantanées 2 heures après la marée haute (m/s) . . . . .	238
C.4	Vitesses de courant instantanées 3 heures après la marée haute (m/s) . . . . .	238
C.5	Vitesses de courant instantanées 4 heures après la marée haute (m/s) . . . . .	239
C.6	Vitesses de courant instantanées 5 heures après la marée haute (m/s) . . . . .	239
C.7	Vitesses de courant instantanées à marée basse (m/s) . . . . .	240
C.8	Vitesses de courant instantanées 1 heure après la marée basse (m/s) . . . . .	240
C.9	Vitesses de courant instantanées 2 heures après la marée basse (m/s) . . . . .	241
C.10	Vitesses de courant instantanées 3 heures après la marée basse (m/s) . . . . .	241
C.11	Vitesses de courant instantanées 4 heures après la marée basse (m/s) . . . . .	242
C.12	Vitesses de courant instantanées 5 heures après la marée basse (m/s) . . . . .	242

# Liste des tableaux

1.1	Classification de Fairbridge [1980] . . . . .	9
1.2	Types d'estuaires définis par Hansen et Rattray [1966] . . . . .	20
1.3	Propriétés de cohésion des particules en fonction de leur taille [Mehta et Li, 1997] . . . . .	29
2.1	Amplitudes et phases des composantes de la marée principales au marégraphe de la Pallice (La Rochelle) [Gouriou, 2012] . . . . .	48
2.2	Régimes de vent observés dans le Bassin de Marennes-Oléron . . . . .	50
3.1	Validation des variations hauteurs d'eau : erreur moyenne, erreur RMS et skill . . . . .	85
3.2	Amplitudes et phases des composantes harmoniques majeures : comparaison entre modèle et observations à l'île d'Aix . . . . .	88
3.3	Amplitudes et phases des composantes harmoniques majeures : comparaison entre modèle et observations à Port-des-Barques . . . . .	90
3.4	Validation des variations de vitesses de courant : erreur moyenne, erreur RMS et skill . . . . .	90
3.5	Validation des variations de salinité : erreur moyenne, erreur RMS et skill . . . . .	91
3.6	Paramètres utilisés pour le modèle sédimentaire . . . . .	102
4.1	Model configurations . . . . .	116
4.2	Amplitudes and phases of the main tidal harmonic constituents (Charente river mouth) . . . . .	117
4.3	Observed and modeled tidal amplitudes and phases of the main constituents at the Aix Island . . . . .	118
4.4	Dimensionless parameters used to characterize the tidal asymmetry at the river mouth in function of the model configuration . . . . .	122
4.5	Dimensionless parameters used to characterize the tidal asymmetry at Rochefort in function of the model configuration . . . . .	122
4.6	Déphasage entre les maximum et minimum de surface libre et les étales de flot et de jusant . . . . .	135
4.7	Limite de l'intrusion saline en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée	139

4.8	Différences de salinité $\Delta S$ (fond-surface) à l'embouchure et à Rochefort, en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée . . . . .	141
6.1	Ratio volumique calculé dans la Charente . . . . .	185
6.2	Nombre d'estuaire calculé dans la Charente . . . . .	186
B.1	Composantes harmoniques du modèle CST-France . . . . .	233

# Introduction générale



Les estuaires, à l'interface entre océan et continent, sont des systèmes complexes et riches en processus hydrodynamiques et sédimentaires. L'action conjointe de la marée et du débit fluvial aboutit à la formation de structures salines et sédimentaires variant selon plusieurs échelles temporelles (cycle de marée flot/jusant, cycle morte-eau/vive-eau, cycles saisonniers, ...). D'autres facteurs, météorologiques ou anthropiques, viennent perturber voire modifier ces comportements, et peuvent provoquer des situations extrêmes (crue, surcôte, étiage, ...).

La richesse écologique et le positionnement économique privilégié des estuaires en font un environnement crucial, et souvent largement exploité. Les activités portuaires, industrielles, agricoles, de pêche et de loisirs sont omniprésentes, et foncièrement dépendantes du "bon fonctionnement" du système. Dans un contexte de changement climatique, associé à une augmentation de la pression anthropique, ces zones côtières sont particulièrement vulnérables et la compréhension des différents phénomènes influençant leur dynamique nécessite une étude approfondie.

Les études relatives à l'hydrodynamique et la dynamique des sédiments fins des estuaires ont permis de mettre en évidence les phénomènes majeurs régissant la dynamique de ces zones côtières. L'interaction entre la marée et la morphologie de l'estuaire aboutit à la déformation de l'onde de marée, qui devient asymétrique. En fonction de l'importance relative du forçage tidal et du débit fluvial, une circulation estuarienne se met en place, gouvernée par les gradients de densité générés par la stratification saline. Ces phénomènes hydrodynamiques aboutissent à la formation naturelle d'une zone d'accumulation des sédiments fins, appelée bouchon vaseux ou maximum de turbidité. Les sédiments fins sont tour à tour déposés et remis en suspension, selon différentes échelles temporelles (cycle flot/jusant, cycle morte-eau/vive-eau, variations saisonnière du débit fluvial).

L'estuaire de la Charente, localisé sur la côte Atlantique française, représente un sujet d'étude contemporain d'un point de vue hydrodynamique et sédimentaire. Les sécheresses consécutives des années 2000 et le développement socio-économique rapide de la région en font un estuaire représentatif des changements actuels, et crucial du point de vue des activités de la zone (conchyliculture, activités portuaires et touristiques, ...). Plusieurs acteurs de la région et du bassin versant sont ainsi concernés par cette étude : Conseil Général de la Charente-Maritime, Région Poitou-Charentes, EPTB Charente, Ifremer, Agence de l'eau Adour-Garonne, UNIMA. Les questionnements liés à chacun de ces acteurs sont nombreux : envasement et gestion des dragages, contamination saline des prises d'eau douce, contaminations organiques et métalliques dans la baie de Marennes-Oléron via les sédiments fins, qualité de l'eau en lieu avec la Directive Cadre Eau, ...

Dans ce contexte, deux enjeux majeurs se dégagent. Le premier concerne la qualité de l'eau, influençant aussi bien les activités de pêche et de conchyliculture que les activités de tourisme. L'envasement de la Charente, impactant directement le port Rochefort par exemple, constitue

---

le deuxième enjeu associé à cette étude. Deux aspects distincts, mais intimement liés, sont donc considérés ici : un aspect colonne d'eau, et un aspect fond sédimentaire. La compréhension des interactions et des échanges entre ces deux secteurs de l'estuaire, ainsi que la liaison entre le fleuve et la zone côtière au delà de l'embouchure, constituent l'objet de cette étude.

Plusieurs questions sont ainsi posées lors de ce travail de thèse. Quelle est la réponse de l'estuaire face aux variations du cycle de marée et du débit fluvial ? Quelle est la dynamique de l'intrusion saline et quelle stratification est observée dans l'estuaire ? Quelles sont les concentrations en suspension observées dans l'estuaire et comment varient-elles selon les forçages ? Et quels seront alors les flux sédimentaires vers la baie de Marennes-Oléron, ou vers l'amont ?

Le premier objectif de ce travail de thèse était donc d'acquérir une compréhension globale de l'estuaire, peu étudié jusqu'alors. Dans ce but, un modèle 3D hydrosédimentaire a été développé, afin de reproduire les variations de surface libre, de vitesses de courant, de salinité et de concentration en matières en suspension dans l'estuaire. Une instrumentation longue durée en continu a également été mise en place, afin de : (1) fournir un jeu de données représentatif permettant de valider les simulations numériques, (2) étudier la dynamique saisonnière de l'estuaire et identifier les différents paramètres de contrôle régissant la dynamique de l'estuaire, aux points-clés instrumentés. Des prélèvements de surface et des carottes sédimentaires ont été effectués sur les berges, afin de déterminer plus précisément la distribution granulométrique de la Charente.

Une attention particulière a été accordée à l'étude de l'asymétrie de la marée dans l'estuaire. Celle-ci s'inverse en effet au cours du cycle morte-eau/vive-eau, quelles que soient les conditions de débit. Cette situation n'ayant pas, à notre connaissance, été étudiée dans d'autres estuaires, il est apparu important de consacrer une partie de ce travail de thèse à la compréhension du phénomène par modélisation, et à l'estimation de son impact sur la salinité et la dynamique sédimentaire. Des simulations numériques idéalisées ont été réalisées, afin de mieux isoler et évaluer l'impact du débit fluvial et de la marée sur la dynamique de l'estuaire. L'évolution des niveaux d'eau, des vitesses de courant et de la stratification saline en fonction de ces forçages a été étudiée. La dynamique du bouchon vaseux a également été déterminée à différentes échelles temporelles. Enfin, les bilans et flux sédimentaires calculés ont permis de dégager des tendances sur la dynamique dépôt/érosion et la tendance à l'import ou à l'export de sédiments fins dans l'estuaire de la Charente.

La double interprétation des phénomènes présentée dans cette étude, basée à la fois sur des mesures de terrain et sur une modélisation 3D de l'estuaire, a permis de mettre en évidence le comportement de l'estuaire en fonction des variations dues au cycle morte-eau/vive-eau et des variations saisonnières de débit. Là où les mesures sont limitées en termes de couverture spatiale et temporelle, le modèle a permis de répondre plus largement, tout en étant enrichi par la connaissance de terrain acquise.

D'un point de vue hydrodynamique et sédimentaire, l'estuaire de la Charente n'ayant pas fait l'objet d'une étude aussi complète à ce jour, ce travail constitue également un point de départ vers de nouvelles études. Les connaissances acquises permettent en effet de définir de nouveaux objectifs, dans une double perspective de recherche et de gestion de cet environnement côtier.

Ce mémoire de thèse est divisé en cinq parties :

Le premier chapitre constitue un rappel des critères utilisés pour caractériser les estuaires, et des processus hydrodynamiques et sédimentaires principaux régissant la dynamique de ces zones côtières.

Le deuxième chapitre présente l'estuaire de la Charente et la baie de Marennes-Oléron de manière globale. Les connaissances déjà acquises sur l'hydrodynamique et la sédimentologie de la zone sont incluses. Les contextes écologique et socio-économique de l'estuaire sont présentés succinctement, afin de saisir le contexte global dans lequel se place cette étude.

Le troisième chapitre est dédié à la présentation des méthodes et données utilisées pour réaliser ces travaux de thèse. Un inventaire des instruments mis en place sur la Charente et des mesures effectuées sur le terrain est d'abord effectué. La deuxième partie du chapitre est ensuite consacrée au modèle hydrosédimentaire MARS-3D mis en place sur la Charente. La validation du modèle et différents tests de sensibilité sont détaillés.

Le quatrième chapitre aborde les caractéristiques hydrodynamiques et de distribution de salinité de l'estuaire de la Charente. Un article, soumis à *Geomorphology*, étudiant les inversions d'asymétrie tidale dans l'estuaire de la Charente est inclus en première partie de ce chapitre. La deuxième partie est ensuite consacrée à l'étude des variations de courants et de stratification saline en fonction du cycle morte-eau/vive-eau de la marée et des variations saisonnières de débit fluvial.

Le dernier chapitre est dédié à l'étude de l'estuaire d'un point de vue sédimentaire. La distribution granulométrique obtenue grâce à des échantillonnages de surface et par carottage est d'abord présentée. L'impact du cycle morte-eau/vive-eau et du débit fluvial sur les concentrations en suspension, et sur la dynamique et les caractéristiques du bouchon vaseux constitue la deuxième partie du chapitre. Enfin, les flux sédimentaires à l'embouchure et à Rochefort sont estimés à partir des différentes simulations numériques effectuées.

# Hydrodynamique et dynamique sédimentaire des estuaires

## Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Introduction et définitions . . . . .</b>	<b>7</b>
<b>1.2</b>	<b>Classification des estuaires . . . . .</b>	<b>7</b>
1.2.1	Critères géomorphologiques . . . . .	8
1.2.2	Classification selon la marée . . . . .	9
1.2.3	Classification selon le forçage prédominant . . . . .	12
1.2.4	Critères de salinité . . . . .	13
1.2.5	Quantification . . . . .	17
1.2.6	Synthèse . . . . .	20
<b>1.3</b>	<b>Processus hydrodynamiques . . . . .</b>	<b>21</b>
1.3.1	Propagation de la marée . . . . .	21
1.3.2	Débit fluvial et interaction avec la marée . . . . .	25
1.3.3	Influence du vent . . . . .	25
1.3.4	Mélange . . . . .	26
<b>1.4</b>	<b>Dynamique sédimentaire : cas des sédiments fins . . . . .</b>	<b>28</b>
1.4.1	Caractéristiques et comportement des sédiments fins cohésifs . . . . .	28
1.4.2	Cycle estuarien des matières en suspension . . . . .	30
1.4.3	Transport en suspension . . . . .	30
1.4.4	Dépôt . . . . .	31
1.4.5	Erosion . . . . .	36
1.4.6	Bouchon vaseux ou maximum de turbidité . . . . .	37

---



## 1.1 Introduction et définitions

Dans ce chapitre, nous présentons un état des lieux des connaissances sur les estuaires, principalement d'un point de vue hydrodynamique et sédimentaire. Ces systèmes ont fait l'objet de nombreuses études analytiques, numériques et/ou par instrumentation, de part leur importance cruciale dans le développement et la structuration des zones côtières.

Pritchard [1952] définit les systèmes estuariens de la manière suivante : "Un estuaire est constitué par une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte et à l'intérieur duquel l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant."

Dionne [1963] puis Fairbridge [1980] apportent une définition plus large de ces systèmes : "Un estuaire est un bras de mer pénétrant une vallée fluviale jusqu'à la limite amont de propagation de la marée, habituellement divisible en 3 secteurs :

- Un bas estuaire ou estuaire marin
- Un estuaire moyen, sujet à d'importants mélanges entre eaux douces et eaux salées
- Un haut estuaire ou estuaire fluvial, caractérisé par de l'eau douce mais sujet aux actions quotidiennes de la marée.

Les limites entre ces trois secteurs sont variables et sujettes aux constantes variations du débit fluvial."

Pour Pritchard [1952], un estuaire est donc limité géographiquement par l'intrusion saline. Fairbridge [1980] considère que c'est l'extension de la marée dynamique, c'est à dire des variations de hauteur d'eau dues au forçage tidal, qui délimite un estuaire. Dans les deux cas, la limite amont de la zone estuarienne est conditionnée par la marée et le débit fluvial. Hopkinson et Hoffman [1984] proposent d'inclure dans l'estuaire la zone côtière sous l'influence directe du fleuve, c'est-à-dire la zone où l'eau salée marine est diluée par l'eau douce fluviale. Là encore, la limite aval associée à cette définition est dépendante des régimes tidal et fluvial.

## 1.2 Classification des estuaires

La classification des estuaires en différents types a été abordée par de nombreux auteurs, qui ont pris en considération différents critères (hydrodynamiques, morphologiques, ...). La plupart de ces classifications sont qualitatives. Malgré les différences entre les critères considérés, géomorphologie et salinité par exemple, une correspondance semble se dégager entre les différents types décrits. Il est en effet logique que la topographie d'un estuaire influence son hydrodynamique et la distribution de salinité. De la même manière, les caractéristiques morphologiques des estuaires sont en partie liées aux conditions hydrodynamiques rencontrées.

## 1.2.1 Critères géomorphologiques

### 1.2.1.1 Classification de Pritchard [1952]

Trois groupes sont décrits par cette classification :

- Les estuaires de plaines côtières.

Ces estuaires ont été formés lors de la fonte des glaces de la fin de l'ère glaciaire, par remplissage d'anciennes vallées fluviales. Ils sont caractérisés par des fonds relativement peu profonds (inférieurs à 30 m) et un faible apport d'eau douce au regard du prisme tidal (différence de volume d'eau entre la marée haute et la marée basse). De manière générale, ces systèmes présentent un chenal central plus profond et souvent sinueux, bordé par des bancs de vase. Ce type d'estuaire a été largement étudié et est presque exclusivement rencontré aux latitudes tempérées, notamment sur toute la côte Est de l'Amérique du Nord (Chesapeake, Saint-Laurent, Hudson, ...) et en Europe (France : Gironde, Seine ; Royaume-Uni : Mersey, Southampton Water, ...).

- Les fjords.

Les fjords sont présents principalement aux hautes latitudes, plus particulièrement sur les côtes norvégiennes (Sognefjord) et canadiennes (fjord du Saguenay). Ils ont été formés par l'érosion glaciaire, élargissant et creusant les vallées fluviales préexistantes. Ces systèmes sont caractérisés par de grandes dimensions et de très fortes profondeurs (plusieurs centaines de mètres). Ils sont généralement bordés par des reliefs escarpés, et la jonction à l'océan ou entre fjords est marquée par la présence d'un seuil peu profond. En conséquence, le prisme tidal est souvent faible devant l'apport fluvial d'eau douce.

- Les estuaires à barre sédimentaire.

Ces systèmes se sont formés sur le même principe que les estuaires de plaines côtières, mais présentent une sédimentation plus importante, aboutissant à la formation d'une barre sédimentaire à l'embouchure. Cette barre sédimentaire est normalement localisée au point de déferlement des vagues. Ces estuaires sont peu profonds, et présentent souvent des lagunes reliés par différents chenaux. Ils sont présents sur des côtes à faible marnage, principalement dans les zones tropicales (Vellar, Inde ; Fleuve Sénégal, Sénégal), mais aussi dans des zones marquées par une forte sédimentation (Rhône, France). La morphologie de l'estuaire est très dynamique et gouvernée par le régime fluvial. En cas de crue, la barre sédimentaire est susceptible de disparaître complètement, avant de se reformer rapidement au retour d'un débit plus faible.

### 1.2.1.2 Classification de Fairbridge [1980]

Fairbridge reprend les types majeurs d'estuaires décrits par Pritchard, et propose une classification plus complexe, définissant sept types (Tableau 1.1, Figure 1.1) :

Tableau 1.1 – Classification de Fairbridge [1980]

Type	Nom	Description
1a	Fjord	Très haut relief, seuil peu profond, forme de U
1b	Fjard	Haut relief, zones découvrantes
2	Ria	Relief modéré, méandres inondés, forme de V
3	Estuaire des plaines côtières	Bas relief, vallées secondaires, forme d'entonnoir
4	Estuaire à barre sédimentaire	Bas relief, barre sédimentaire, forme de L
5	Estuaire aveugle	Bas relief, ponctuellement fermé par une barre éphémère, stagnation pendant la saison sèche
6	Estuaire deltaïque	Présence d'un delta à l'embouchure
7	Estuaire tectonique	Type ria à l'embouchure avec haut relief, lagon en amont

## 1.2.2 Classification selon la marée

### 1.2.2.1 Marnage

En fonction des marnages observés, et suivant la classification proposée par Davies [1964], Hayes [1975] classe les estuaires de la manière suivante :

- Microtidal : marnage inférieur 2 mètres
- Mesotidal : marnage compris entre 2 et 4 mètres
- Macrotidal : marnage compris entre 4 et 6 mètres
- Hypertidal : marnage supérieur à 6 mètres



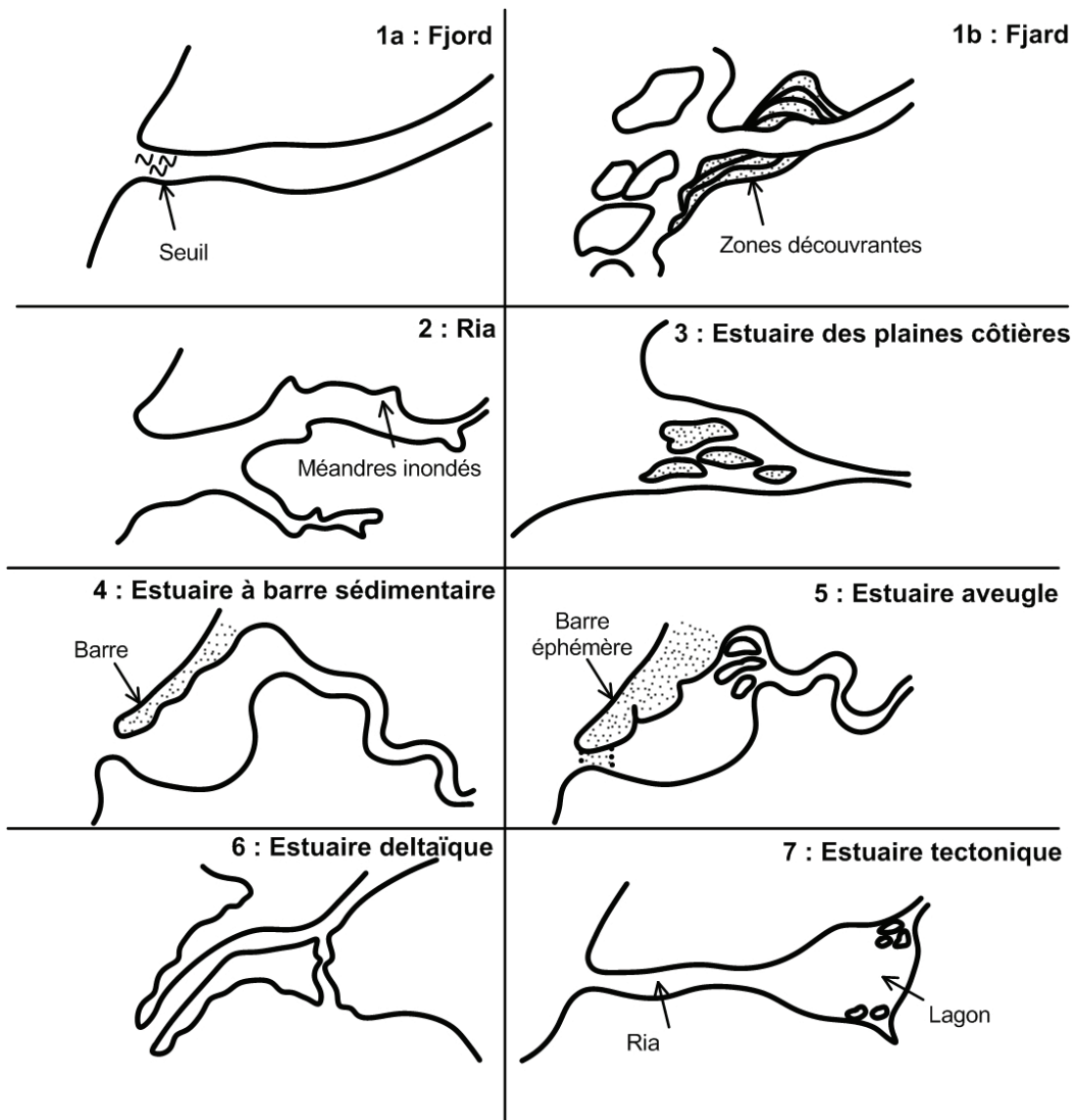


FIGURE 1.1 – Types d'estuaire selon la classification de Fairbridge [1980], d'après Perillo [1995]

### 1.2.2.2 Propagation de la marée

Les interactions entre la marée et la morphologie de l'estuaire entraînent une déformation plus ou moins importante de l'onde incidente. Par conséquent, le marnage et les vitesses des courants de marée observées tout au long de l'estuaire sont dépendants des caractéristiques physiques des estuaires. Deux effets sont à prendre en compte : la convergence des berges du fleuve et la friction. Dans le cas d'une friction nulle, la conservation de l'énergie implique une augmentation du niveau d'eau due à la convergence, qui comprime l'onde de marée latéralement. A l'inverse, lorsque la friction est importante, la dissipation d'énergie associée provoque une diminution du marnage de l'aval vers l'amont. Le Floch [1961] et Nichols et Biggs [1985] ont ainsi défini trois types d'estuaires (figure 1.2).

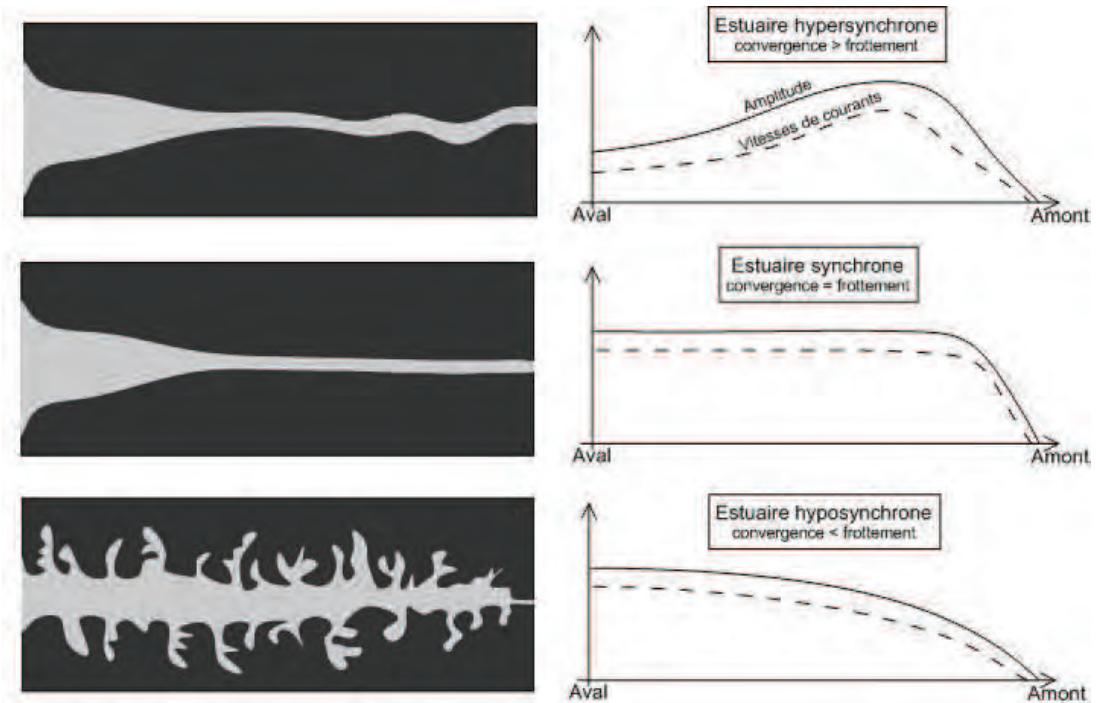


FIGURE 1.2 – Types d'estuaires selon la distribution des amplitudes et vitesses de courant, d'après Le Floch (1961)

Le Floch [1961] définit pour cette classification un coefficient de convergence critique  $\beta_{crit}$ , dans le cas d'un canal sans réflexion, avec un fond régulier horizontal et une largeur  $B$  diminuant exponentiellement de l'aval vers l'amont, tel que :

$$B = \lambda e^{-\beta x} \quad (1.1)$$

$$\beta_{crit} = \frac{k}{2\sqrt{gH}} \quad (1.2)$$

où  $\lambda$  est la largeur de l'estuaire à l'embouchure,  $x$  est la distance depuis l'embouchure,  $k$  est le coefficient de frottement (supposé linéaire),  $H$  est la hauteur d'eau et  $g$  est l'accélération de la pesanteur.

- Estuaires hypersynchrones : dominance de la convergence,  $\beta > \beta_{crit}$ .

Le marnage et la vitesse des courants de marée augmentent depuis l'embouchure vers l'amont, jusqu'à atteindre une limite au-delà de laquelle la convergence diminue et les frottements deviennent dominants. Le marnage et les courants diminuent alors. Ces estuaires ont le plus souvent une forme d'entonnoir, expliquant le fort impact de la convergence.

- Estuaires synchrones : équilibre entre convergence et frottements,  $\beta = \beta_{crit}$ .

Le marnage et les vitesses restent globalement constants sur une grande partie de l'estuaire. La perte d'énergie causée par les frottements est ici compensée par l'effet amplificateur de la convergence. Dans la partie fluviale de l'estuaire, comme pour les estuaires hypersynchrones, la friction devient plus importante que la convergence et le marnage diminue. Dyer [1997] qualifie ces systèmes d'estuaires idéaux.

- Estuaires hyposynchrones : dominance des frottements,  $\beta < \beta_{crit}$ .

La dissipation par frottements est dominante devant la convergence dès l'embouchure, provoquant une diminution du marnage et des courants de l'aval vers l'amont.

Savenije [2005a] souligne que le terme "synchrone" n'est pas adapté à la description de ces phénomènes puisqu'il suggère que les différentes étapes de la marée sont atteintes au même moment tout au long de l'estuaire, selon le modèle d'une onde stationnaire. Les termes idéal, amplifié, et amorti sont donc préférables aux termes synchrone, hypersynchrone et hyposynchrone.

### 1.2.3 Classification selon le forçage prédominant

Stommel [1951] présente une classification basée sur la principale cause physique des mouvements et du mélange dans l'estuaire, c'est à dire : la marée, le fleuve, ou les conditions météorologiques (le vent). Les travaux de Boyd *et al.* [1992] et Dalrymple *et al.* [1992] considèrent plus particulièrement deux types d'estuaires, les embouchures dominées par le fleuve étant classées dans la catégorie des deltas :

- Les estuaires dominés par les vagues.

Les vagues sont ici le processus hydrodynamique dominant à l'embouchure de l'estuaire, et y transportent des sédiments côtiers érodés, formant progressivement une flèche sédimentaire. Au fur et à mesure de la formation de cette structure, la section de passage est réduite à l'embouchure, entraînant une augmentation de la vitesse des courants de marée. Grâce au renforcement des courants, le sédiment est érodé à la pointe de la flèche, permettant l'atteinte d'un équilibre.

Ces estuaires sont le plus souvent microtidaux et à barre sédimentaire. Le Rhône ou le fleuve Sénégal sont des exemples de systèmes dominés par les vagues.

- Les estuaires dominés par la marée.

La marée est ici plus importante que l'action des vagues. L'influence de la marée diminue de l'aval vers l'amont, jusqu'à ce que le régime fluvial devienne dominant. Ces estuaires sont généralement caractérisés par un fort marnage et un prisme tidal important. L'estuaire de la Gironde est un exemple de système dominé par la marée, tout comme la baie de Fundy (Canada). L'estuaire de la Charente, qui est l'objet d'étude de ces travaux de thèse, appartient également à cette catégorie.

Le type de forçage prédominant permet également de classer les estuaires et leurs estrans selon le tri granulométrique qui s'y effectue. En effet, Van Rijn [1998] explique que l'hydrodynamisme et la distribution granulométrique des sédiments en zone côtière sont intimement liés : les zones dominées par la houle tendront vers l'apparition d'un gradient granulométrique inverse (augmentation de la taille des sédiments vers la côte), alors que les zones dominées par la marée seront plus souvent caractérisées par un affinement des sédiments en allant vers la côte. Ceux-ci auront en effet tendance à être mis en suspension plus facilement que les sédiments grossiers, et requièrent donc des zones de faible énergie pour sédimenter et s'accumuler. Van Straaten et Kuenen [1958] introduisent également le concept de "sédimentation tardive", expliquant l'augmentation de la proportion en vase et la diminution de la taille des particules vers la côte.

## 1.2.4 Critères de salinité

### 1.2.4.1 Estuaires positifs et négatifs

Pritchard [1952] propose de séparer les estuaires en deux catégories, positifs et négatifs (ou inverses), en fonction de l'équilibre entre évaporation et apport d'eau douce dû aux précipitations et au débit fluvial.

Les estuaires positifs présentent un apport d'eau douce supérieur à la perte due à l'évaporation. La salinité de surface au sein de l'estuaire est plus faible que celle observée à l'aval de l'embouchure. A l'inverse, dans le cas d'un estuaire négatif, l'évaporation est plus importante que les apports d'eau douce et la salinité de surface est plus élevée (type 4, Figure 1.3).

Cette classification est reprise par Savenije [2005a] qui décrit trois sous-types d'estuaires positifs en fonction de la courbe d'intrusion saline, pour des estuaires bien mélangés (voir paragraphe suivant). Le rapport entre la salinité observée et la salinité de l'eau de mer ( $S/S_0$ ) est représenté en fonction du rapport entre la distance à l'embouchure et la longueur de l'intrusion saline ( $x/L$ ). Les estuaires positifs sont ainsi séparés selon trois formes de courbes d'intrusion en fonction de la distance à l'embouchure :

- Type 1 : en forme convexe. Exemples : Rotterdam, Pays-Bas ; Limpopo, Mozambique
- Type 2 : en forme de cloche (concave à l'embouchure puis convexe). Exemples : Incomati, Mozambique ; Mae Klong, Thaïlande.
- Type 3 : en forme de dôme (concave). Exemples : Scheldt, Pays-Bas ; Delaware, E-U.

La courbe d'intrusion saline des estuaires négatifs a elle une forme de bosse (type 4, exemples : Saloum ou Casamance au Sénégal).

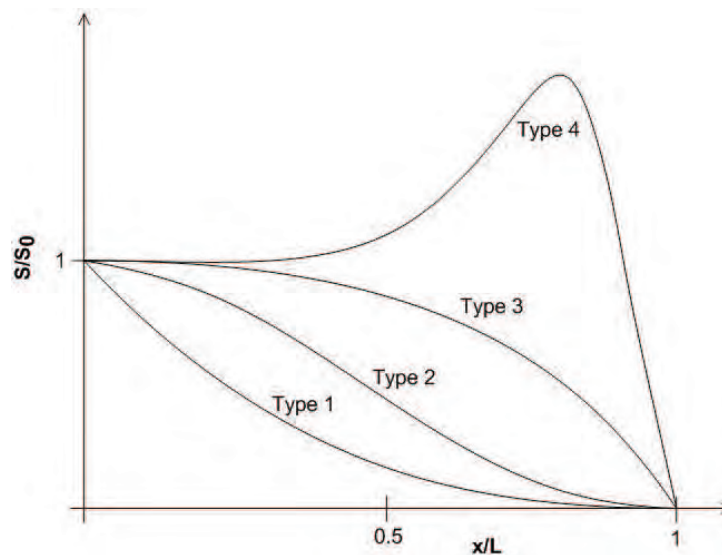


FIGURE 1.3 – Types d'intrusion saline, d'après Savenije [2005a]

Valle-Levinson [2010] propose un troisième type d'estuaire, ni négatif, ni positif (figure 1.4). Dans ce cas, l'évaporation est forte mais le débit fluvial est très faible (de l'ordre de quelques  $m^3/s$ ). Un maximum de salinité (ou "bouchon salin") apparaît alors lors de la saison sèche. Vers l'aval et vers l'amont de ce maximum, la salinité diminue. L'estuaire se comporte donc de manière négative en aval du bouchon salin, et de manière positive en amont.

#### 1.2.4.2 Stratification

La distribution verticale de la salinité est également un critère de classification. La stratification permet d'évaluer les effets relatifs de la flottabilité induite par le fleuve, et du mélange induit par la marée. Quatre types d'estuaires [Cameron et Pritchard, 1963; Dyer, 1997; Pritchard, 1955] sont ainsi définis (Figure 1.5) :

- Estuaires très stratifiés : coin salé.

Ces estuaires sont présents dans le cas d'un régime tidal très faible, associé à un débit fluvial important mais insuffisant pour expulser totalement l'eau salée du système. Deux couches, une

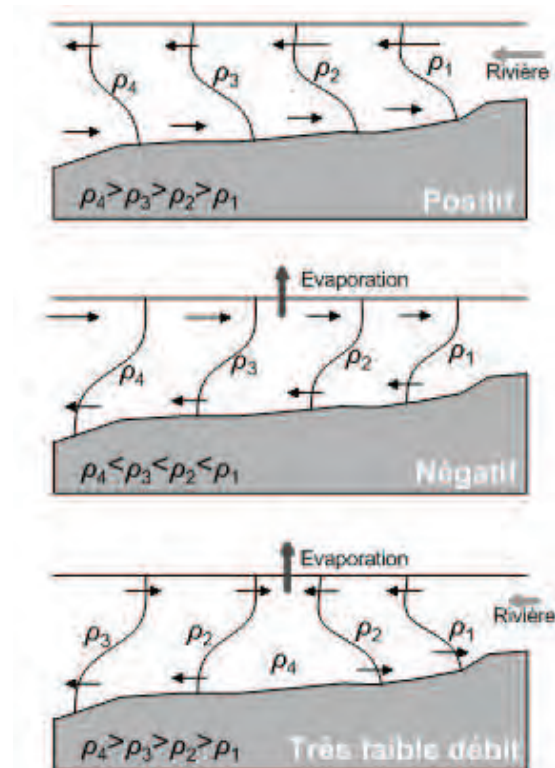


FIGURE 1.4 – Classification des estuaires en fonction de l'évaporation et des apports d'eau douce, d'après Valle-Levinson [2010]

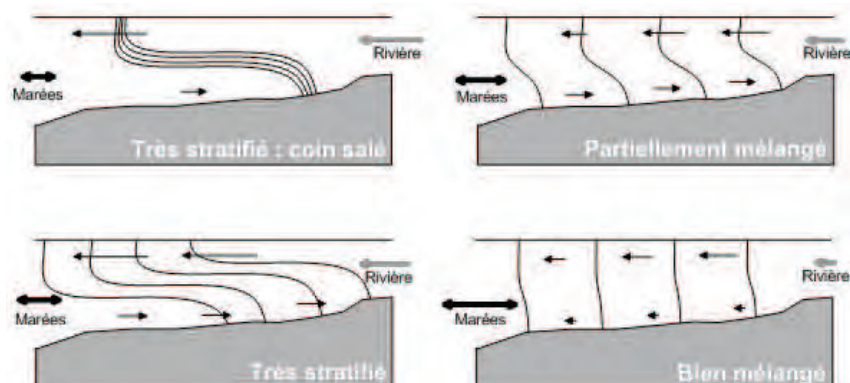


FIGURE 1.5 – Classification des estuaires selon la stratification, d'après Valle-Levinson [2010]

salée et une douce, apparaissent alors. L'eau douce s'écoule vers l'aval en surface, au-dessus de l'eau dense, qui forme un coin salé. L'halocline est caractérisée par un fort gradient de salinité. De part l'absence de forçage par la marée, la vitesse est nulle au fond, et le mélange, très faible, se fait essentiellement de manière verticale. Un cisaillement est en effet présent à l'interface entre les deux couches, provoquant l'apparition de tourbillons et entraînant de l'eau salée dans la couche d'eau douce. Ce phénomène d'entraînement est compensé par un léger déplacement de la couche de fond vers l'amont. En dépit de ce mélange interfacial, la salinité est quasi constante dans les deux couches. Les estuaires du Mississippi (E-U) et de Vellar (Inde) sont considérés comme des estuaires à coin salé.

- Estuaires très stratifiés.

Ces systèmes sont très similaires aux estuaires à coin salé mais présentent des gradients verticaux de salinité plus faibles et un mélange plus important des masses d'eau. Dans le cas des fjords, les vitesses sont plus importantes à l'embouchure en raison de la présence d'un seuil. Silver Bay, en Alaska, et le fjord d'Haranger en Norvège sont des exemples de systèmes très stratifiés. Bowden [1967] qualifie ce type d'estuaire de la manière suivante : écoulement à deux couches, avec entraînement.

- Estuaires peu stratifiés (ou partiellement mélangés).

Dans ce cas, le débit fluvial est faible devant la marée. Les forts courants de marée, associés au frottement sur le fond, génèrent de la turbulence par cisaillement. L'excursion de l'intrusion saline est également plus grande, car gouvernée par le flot et le jusant. La couche de surface a toujours un écoulement dirigé vers l'aval, mais la salinité y est plus importante grâce au mélange. Par conséquent, la vitesse de surface augmente, afin d'évacuer un volume d'eau douce équivalent au débit fluvial, et le transport d'eau de mer vers l'amont est également renforcé. Il en résulte une circulation à deux couches avec un écoulement vers l'amont au fond et vers l'aval en surface. Ce type de stratification est observé dans la baie de Chesapeake (E-U) et l'estuaire de Mersey (R-U). Par comparaison au type précédent, les estuaires partiellement mélangés sont définis par Bowden [1967] ainsi : écoulement à deux couches, avec mélange vertical.

- Estuaires bien mélangés.

Ce type d'estuaire est caractérisé par un fort marnage par rapport à la hauteur d'eau, et de forts courants de marée par rapport au débit fluvial. La turbulence générée au fond est alors suffisamment importante pour mélanger la colonne d'eau sur toute sa hauteur. La baie de Fundy au Canada et le Humber (R-U) sont des systèmes globalement bien mélangés. Cependant, deux sous-types peuvent être définis [Dyer, 1997], en fonction des variations latérales de salinité :

*Latéralement homogènes* : lorsque l'estuaire est étroit. Le rapport entre la largeur et la profondeur est faible et le cisaillement latéral est alors suffisant pour assurer un mélange homogène sur la largeur de l'estuaire.

*Latéralement non homogènes* : lorsque l'estuaire est large. La force de Coriolis peut séparer la circulation horizontalement. Dans l'hémisphère Nord, l'écoulement fluvial vers l'aval se fera du côté droit et l'écoulement tidal vers l'amont, du côté gauche. La salinité reste verticalement uniforme pour chacun des deux écoulements. Cette situation peut notamment se produire dans la baie du Delaware ou l'estuaire du Saint-Laurent.

Il est nécessaire de préciser que cette classification est sensible aux changements de régimes de marée et de débit. Un estuaire bien mélangé par faible débit peut très bien devenir partiellement mélangé en cas de crue. D'autre part, une augmentation du marnage et des courants de marée associés aura tendance à favoriser le mélange. Au cours d'un cycle de marée, un estuaire pourra donc être partiellement mélangé en morte-eau, et bien mélangé en vive-eau. Des variations longitudinales de stratification sont également possibles, avec un estuaire bien mélangé à l'embouchure et un estuaire plus stratifié en amont.

### 1.2.5 Quantification

Les différentes classifications qualitatives énoncées ci-dessus peuvent être renforcées ou complétées par le calcul de nombres caractéristiques adimensionnels. Certaines de ces classifications quantifiées sont présentées ici.

#### 1.2.5.1 Ratio volumique

Simmons [1955] compare le volume d'eau salée entrant dans l'estuaire au flot, au volume d'eau douce s'écoulant sur un cycle de marée :

$$N = \frac{Q_f T}{P_t} \quad (1.3)$$

où  $Q_f$  est le débit fluvial,  $T$  est la période de la marée et  $P_t$  est le prisme tidal.

Le ratio volumique permet de compléter les classifications qualitatives basées sur la stratification [Cameron et Pritchard, 1963; Dyer, 1997; Pritchard, 1955]. Pour un ratio égal ou supérieur à 1, l'estuaire est considéré comme très stratifié. Pour des valeurs proches de 0.25, l'estuaire est partiellement mélangé, et pour des valeurs inférieures à 0.1, il est bien mélangé.

Le diagramme de Simmons a été appliqué à plusieurs estuaires français (Figure 1.6) : la Seine par Avoine [1981], la Gironde par Allen [1972] et l'Aulne par Bassoullet [1979]. Les valeurs limites indiquées sur la figure sont différentes de celles énoncées auparavant, d'une part car le ratio est inversé, et d'autre part car c'est ici une demi période de marée qui est prise en compte.



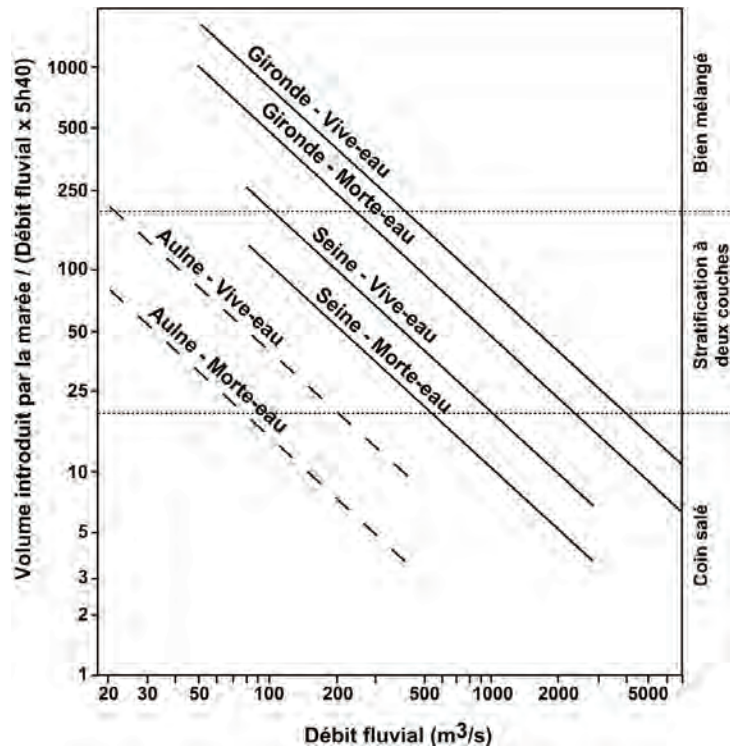


FIGURE 1.6 – Diagramme de Simmons appliqué à trois estuaires français, d'après Avoine [1981]

### 1.2.5.2 Nombre d'estuaire

Harleman et Abraham [1966] définissent le nombre d'estuaire par :

$$N_e = \frac{P_t F_o^2}{T Q_f} \quad (1.4)$$

où  $F_o$  est le nombre de Froude, définit comme suit :

$$F_o = \frac{u_{fl}}{\sqrt{gh}} \quad (1.5)$$

où  $u_{fl}$  est la vitesse maximale de flot en surface et  $h$  est la hauteur d'eau.

Un estuaire fortement stratifié aura un nombre d'estuaire inférieur à 0.03. Pour  $N_e$  supérieur à 0.3, l'estuaire est bien mélangé. Entre ces deux valeurs, il est donc partiellement mélangé.

### 1.2.5.3 Nombre de Richardson

En comparant l'énergie potentielle apportée par le débit d'eau douce et l'énergie cinétique apportée par la marée, Fischer [1972] introduit le nombre de Richardson estuarien :

$$N_R = \frac{\Delta\rho g Q_f}{\rho b u_t^3} \quad (1.6)$$

où  $b$  est la largeur du chenal,  $\Delta\rho$  est la différence de masse volumique entre l'eau salée et

l'eau douce,  $\rho$  est la masse volumique de l'eau douce, et  $u_t$  est la vitesse RMS (ou moyenne quadratique) du courant.

Pour  $N_R$  inférieur à 0.08, l'estuaire est bien mélangé. Si  $N_R$  est compris entre 0.08 et 0.8, l'estuaire est partiellement mélangé, et au-delà de 0.8, il est très stratifié. Contrairement au nombre d'estuaire, la largeur de l'estuaire est ici prise en considération.

La formulation de  $N_R$  est proche de celle du nombre d'estuaire ( $N_e$ ) défini dans le paragraphe précédent. En effet, on a :

$$N_R = N_e^{-1} \frac{\Delta\rho}{\rho} \quad (1.7)$$

Fischer [1976] souligne que  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$  est proche de 0.025 pour la plupart des estuaires, ce qui permet de retrouver les valeurs transitionnelles de  $N_R$ . Pour les deux nombres adimensionnels, une augmentation du débit fluvial, dans des mêmes conditions de marée, a pour effet d'augmenter la stratification.

#### 1.2.5.4 Indices de stratification et de circulation

Hansen et Rattray [1966] comparent graphiquement deux indices, pour quantifier les effets relatifs de la diffusion et de l'advection :

- L'indice de stratification :

$$I_s = \frac{\Delta S}{S_0} \quad (1.8)$$

- L'indice de circulation :

$$I_c = \frac{u_s}{u_f} \quad (1.9)$$

où  $\Delta S$  est la différence de salinité entre le fond et la surface,  $S_0$  est la salinité moyenne sur la section,  $u_s$  est la vitesse moyenne de surface (vitesse résiduelle sur un cycle de marée), et  $u_f$  est la vitesse moyenne sur la section (rapport entre la section mouillée et le débit fluvial).

La lecture du graphique (Figure 1.7) aboutit à la distinction de quatre types d'estuaires (Tableau 1.2). A titre indicatif, les points représentatifs du comportement de la Seine [Avoine, 1981] et de la Gironde [Allen, 1972] sont représentés.

Les types 1 à 3 sont divisés en deux sous-types a et b, qui correspondent respectivement à une faible stratification et une stratification significative.

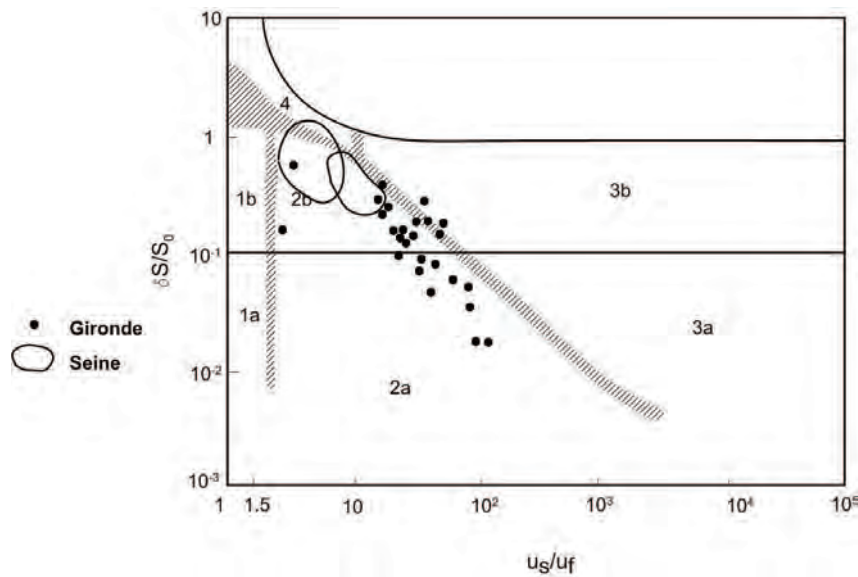


FIGURE 1.7 – Diagramme stratification/circulation d’Hansen et Rattray 1966 appliqué à la Gironde [Allen, 1972] et la Seine Avoine [1981]

Tableau 1.2 – Types d’estuaires définis par Hansen et Rattray [1966]

Type	Description
1	Ecoulement vers l’aval sur toute la colonne d’eau, transport de sel uniquement par diffusion
2	Estuaire partiellement mélangé, circulation à deux couches, vers l’amont au fond, et transport de sel par diffusion et advection
3	Même conditions que le type 2, mais transport de sel principalement par advection
4	Estuaire à coin salé

### 1.2.6 Synthèse

La figure 1.8 constitue une synthèse des différentes classifications présentées précédemment, l’objectif étant de représenter plusieurs estuaires du monde. Cette classification synthétique ne se veut pas exhaustive, et prend en compte des comportements généraux qui peuvent ne pas être représentatifs des spécificités rencontrées dans des conditions "extrêmes" (crue, étiage, tempête, ...).

De manière générale, les estuaires macrotidaux et hypertidaux, dominés par la marée, sont donc partiellement à bien mélangés, qu’ils soient hyper ou hyposynchrones. Les estuaires mésotidaux auront tendance à être partiellement mélangés, alors que les estuaires microtidaux seront plutôt stratifiés.

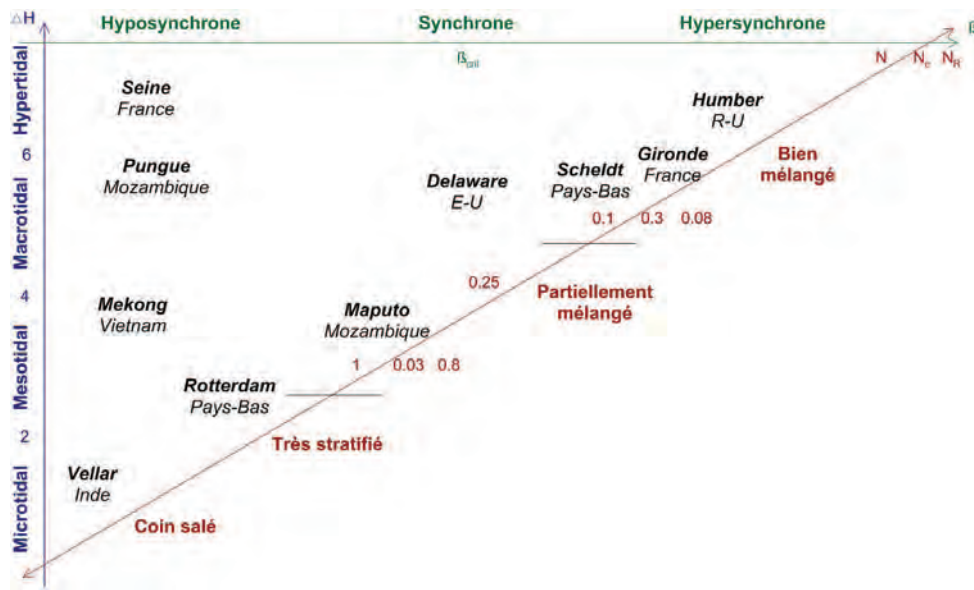


FIGURE 1.8 – Schéma synthétique et classification de certains estuaires

## 1.3 Processus hydrodynamiques

### 1.3.1 Propagation de la marée

La classification abordée au début de ce chapitre a permis de souligner l'influence des caractéristiques des estuaires sur l'onde de marée incidente. Différents facteurs influencent donc la propagation estuarienne de la marée. Les dimensions des estuaires sont généralement faibles et l'influence de l'attraction des astres y est donc négligeable devant les effets de convergence et de frottement.

#### 1.3.1.1 Rappels sur la marée océanique

Selon le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), la marée océanique est "la variation du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil, astres dont les mouvements peuvent être calculés avec précision sur des périodes de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers d'années". La force génératrice de la marée est donc la somme de deux composantes : une composante liée au Soleil et une composante liée à la Lune.

Quatre types de marées sont définis :

- Marée semi-diurne : deux pleines mers et deux basses mers observées par jour, avec des différences d'amplitudes très faibles.
- Marée semi-diurne à égalité diurne : similaire au cas précédent, mais avec une différence d'amplitude significative entre les hauteurs de pleines mers et de basses mers observées dans une même journée.

- Marée diurne : une pleine et une basse mer observées par jour.
- Marée mixte : combinaison des trois types précédents.

Les mouvements relatifs de la Terre, de la Lune et du Soleil ont pour effet de moduler l'amplitude de la force génératrice de la marée. Peu de temps après une pleine ou une nouvelle lune (syzygies), la marée est en période de vive-eau : son amplitude est plus grande et les vitesses de courant sont plus élevées. Les mortes-eaux ont lieu après les premiers et derniers quartiers de Lune ou quadratures. L'amplitude de la marée est alors plus faible, ainsi que les vitesses de courant associées.

L'amplitude de la marée, ou marnage, est associée en France à un coefficient de marée, permettant de séparer les périodes de morte-eau, les périodes de vive-eau, et les périodes de marée moyenne. Le SHOM définit ainsi les valeurs suivantes :

- Marées extraordinaires de vives-eaux d'équinoxe : coefficient maximal de 120.
- Marées de vives-eaux moyennes : 95.
- Marées moyennes : 70.
- Marées de mortes-eaux moyennes : 45.
- Marées de mortes-eaux les plus faibles : 20.

### 1.3.1.2 La marée en estuaire

Lorsque l'onde de marée atteint l'embouchure d'un estuaire, la profondeur et la section sur laquelle elle se propage sont réduites. Plusieurs effets impactent alors sa propagation [Allen *et al.*, 1980] :

- La convergence des berges. Dans la plupart des estuaires, un rétrécissement de la section de propagation est observé, particulièrement important à l'embouchure, entraînant une concentration de l'énergie de marée et une augmentation de l'amplitude.

- Le frottement sur le fond. La dissipation d'énergie associée au frottement, provoque une diminution de l'amplitude de marée. Comme indiqué dans la classification des estuaires, le frottement devient souvent prépondérant devant la convergence des berges en amont.

- La diminution de la hauteur d'eau. La marée est une onde de surface dont la célérité est égale à  $\sqrt{gH}$ ,  $H$  étant la profondeur. Lorsque la marée est haute, la vitesse est donc plus élevée que lorsqu'elle est basse. Ce comportement entraîne une déformation de l'onde. La crête, à pleine mer, se propage alors plus vite que le creux (à basse mer), provoquant l'inégalité des durées et des vitesses de courant de flot et de jusant. Plus la profondeur est faible et plus ce phénomène d'asymétrie sera amplifié. Dans des cas extrêmes, un phénomène de mascaret (vague remontant

le fleuve) peut être observé.

La combinaison des différents effets de friction, de convergence, et de variations de la profondeur, aboutit à la formation de trois types d'ondes :

- Onde progressive.

Il s'agit ici d'un cas non réel, puisqu'il n'est possible que pour un estuaire infini, sans friction, et possédant une section de passage constante. Dans ce cas, la hauteur d'eau et la vitesse de courant sont en phase : la vitesse de flot est maximale à pleine mer, et la vitesse de jusant est maximale à basse mer.

- Onde stationnaire.

L'apparition d'une onde stationnaire n'est possible que dans le cas d'un espace semi-fermé (une baie ou une rivière avec un barrage) où l'onde de marée peut être entièrement réfléchi. Le maintien de cette onde sera également limité à l'espace confiné considéré, puisqu'elle perdra ensuite de l'énergie par frottement et par dissipation dans un chenal plus large. Ici, la hauteur d'eau et la vitesse de courant sont déphasées de  $90^\circ$  et les hauteurs d'eau extrêmes sont atteintes au même moment dans tout l'estuaire.

- Onde mixte.

Lorsque la section de passage n'est pas constante, une onde mixte est observée. Dans ce cas, le déphasage entre les variations de hauteur d'eau et des vitesses de courant est comprise entre  $0$  et  $90^\circ$ . Ainsi, les vitesses de flot tendent vers zéro après que le niveau maximum d'eau est atteint, permettant à l'eau de continuer à monter plus en amont (idem pour le jusant). Selon Savenije [2005b], la valeur du déphasage est souvent proche de  $0.3$  pour les estuaires des plaines alluviales, ce qui correspond à un décalage de l'ordre de  $30$  à  $45$  minutes pour un régime tidal semi-diurne.

Comme indiqué auparavant, l'onde mixte se propageant dans l'estuaire est déformée. L'asymétrie en résultant est le plus souvent marquée par un flot plus court que le jusant, dans des estuaires macrotidaux et peu profonds [Aubrey et Speer, 1985; Speer *et al.*, 1991]. Cependant, le cas inverse peut être observé dans des estuaires où la profondeur du chenal est grande [Boon et Byrne, 1981; Fitzgerald et Nummedal, 1983; Friedrichs et Aubrey, 1988; Speer et Aubrey, 1985]. Le plus souvent, un flot (jusant) plus court est associé à des vitesses de courants de flot (jusant) plus élevées (figure 1.9. Cette théorie n'est cependant valable que lorsque la profondeur est grande devant le marnage moyen.

L'asymétrie tidale peut être étudiée en termes de composition harmonique de l'onde de marée. Dans les estuaires soumis à un régime semi-diurne, les composantes principales responsables de l'asymétrie de la marée sont M2 et M4 [Boon et Byrne, 1981; Friedrichs et Aubrey, 1988; Speer et Aubrey, 1985; Speer *et al.*, 1991] :

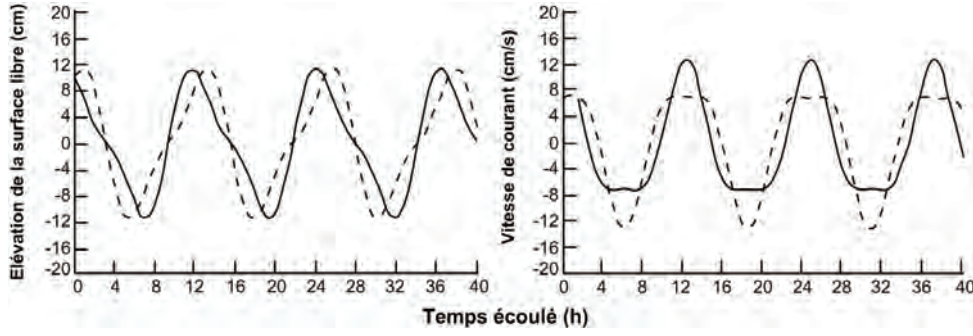


FIGURE 1.9 – Asymétrie tidale observée sur les durées de flot et de jusant (gauche) et les vitesses de courant (droite), d’après Aubrey et Speer [1985].  
 Trait plein : dominé par le flot. Pointillés : dominé par le jusant

$$A = a_{M2}\cos(\omega t - \theta_{M2}) + a_{M4}\cos(\omega t - \theta_{M4}) \quad (1.10)$$

$$u = u_{M2}\cos(\omega t - \varphi_{M2}) + u_{M4}\cos(\omega t - \varphi_{M4}) \quad (1.11)$$

où  $a_{**}$  et  $u_{**}$  sont les amplitudes, et  $\theta_{**}$  et  $\varphi_{**}$  sont les phases.

Speer et Aubrey [1985] et Friedrichs et Aubrey [1988] ont ainsi déterminé deux paramètres basés sur les composantes harmoniques, permettant de caractériser l’asymétrie tidale :

- L’écart de phase entre M2 et M4,  $\Delta\theta = 2\theta_{M2} - \theta_{M4}$ , permettant de déterminer si l’estuaire est dominé par le flot ou le jusant. Si  $\Delta\theta$  est compris entre  $0^\circ$  et  $180^\circ$ , le système est dominé par un flot plus court. Si  $\Delta\theta$  est compris entre  $180^\circ$  et  $360^\circ$ , c’est le jusant qui est le plus court.

- Le ratio des amplitudes,  $a_{M2}/a_{M4}$ , indiquant le degré de distorsion de l’onde. Plus  $a_{M2}/a_{M4}$  est élevé, plus la dominance de flot ou de jusant est forte.

Friedrichs et Aubrey [1988] utilisent également deux paramètres adimensionnels, basés sur les propriétés géométriques de l’estuaire, pour caractériser l’asymétrie :

- Le ratio de l’amplitude du constituant M2 à l’embouchure sur la hauteur d’eau moyenne dans l’estuaire  $a_{M2}/h$ . Si  $a_{M2}/h$  est supérieur à 0.3, l’estuaire est dominé par le flot. Si le ratio est inférieur à 0.2, le jusant est dominant. Entre ces deux valeurs, c’est la valeur du deuxième paramètre qui permet de déterminer la dominance.

- Le ratio du volume d’eau stocké sur les zones intertidales entre la marée basse et la marée haute, et du volume d’eau contenu dans le chenal à niveau d’eau moyen  $V_s/V_c$ . Si ce paramètre est grand devant  $a_{M2}/h$ , alors l’estuaire est dominé par le jusant.

Ces résultats ont permis de confirmer que les estuaires peu profonds ont tendance à être dominés par les effets de friction et donc pas le flot, alors que les estuaires plus profonds et marqués par la présence forte de zones intertidales sont préférentiellement dominés par le jusant. Une attention plus particulière sera donnée à l’asymétrie de la marée dans le Chapitre 4, en raison de fortes particularités observées dans l’estuaire de la Charente.

### 1.3.2 Débit fluvial et interaction avec la marée

L'influence du débit fluvial sur la propagation de la marée augmente de l'aval vers l'amont. A l'embouchure, son impact est très faible voire négligeable, particulièrement dans des estuaires de régime macrotidal. Cependant, en amont, le débit fluvial a pour effet de renforcer les vitesses de jusant et de ralentir les vitesses de flot. Ce phénomène s'amplifie jusqu'à atteindre un point à partir duquel l'écoulement sera unidirectionnel et dirigé vers l'aval, même si la propagation de l'onde de marée a toujours pour effet de faire varier la hauteur d'eau.

De plus, si le débit fluvial est important, le niveau d'eau observé en amont peut être élevé et rester constant. Dans ce cas, la limite de propagation de la marée dynamique dans l'estuaire est repoussée vers l'aval.

Du point de vue de la circulation estuarienne, la différence de densité entre l'eau douce provenant du fleuve et l'eau salée provenant du large joue un rôle très important. La pression induite en aval est ainsi plus forte qu'en amont, et provoque un déplacement des masses d'eaux salées vers l'amont. Ce déplacement se fait au fond, alors que les masses d'eaux douces se déplacent en surface.

### 1.3.3 Influence du vent

Le vent peut influencer l'hydrodynamique des estuaires. De par le cisaillement appliqué sur la surface libre, l'entraînement des masses d'eau dans la direction du vent peut provoquer des recirculations. Ce phénomène est amplifié en cas de faible profondeur. Lorsque le vent pousse l'eau vers la côte, un niveau d'eau supérieur à celui prédit via l'étude des marées (surcote) peut être obtenu. Pour maintenir un équilibre, un mouvement de direction contraire (vers le large) sera alors observé en profondeur, créant une circulation en cellules. Dans le cas inverse, lorsque le vent pousse l'eau vers le large, une décote (niveau d'eau inférieur à celui prédit) peut être observée.

Le deuxième effet du vent concerne la création de vagues. Lorsque le vent souffle au large, les vagues créées ont une période relativement longue, générant un phénomène de houle. Le clapot, de période plus courte, résulte d'une action plus locale du vent. En estuaire, le clapot est aussi appelé "mer de vent", et son influence est généralement plus importante en embouchure. Lorsque les profondeurs considérées sont faibles, les mouvements de l'eau dus à la houle ou au clapot peuvent influencer le transport sédimentaire en provoquant la remise en suspension des sédiments fins, vaseux ou sableux. Ce phénomène peut être particulièrement important sur les zones peu profondes intertidales [Bassoullet *et al.*, 2000; Christie *et al.*, 1999; Le Hir *et al.*, 2000].



### 1.3.4 Mélange

Les sections précédentes ont permis de décrire les trois principaux forçages responsables du mélange en estuaire : la marée, le débit fluvial et le vent. Chacun de ces forçages influence plus ou moins le mélange, en fonction du type d'estuaire rencontré. A celà, il est nécessaire d'ajouter les effets de mélange interne rencontrés pour des écoulements stratifiés.

#### 1.3.4.1 Mélange interne

Des instabilités au niveau de l'halocline sont responsables d'un mélange, induit par des différences de densités et de vitesses de courant. Un phénomène d'entraînement, abordé dans la classification des estuaires précédente, apparaît dans le cas d'une stratification très forte, avec très peu de mouvements dans la couche inférieure. Au contraire, dans le cas de vitesses de courant comparables, un phénomène de diffusion turbulente apparaît alors, sous forme d'instabilités de Kelvin-Helmoltz. L'écoulement n'étant pas stable dans la réalité, une succession de ces deux phénomènes est observée. L'interaction de la marée avec la topographie de l'estuaire peut également provoquer l'apparition d'ondes internes, dont le déferlement engendre un mélange supplémentaire.

#### 1.3.4.2 Le vent, générateur d'une circulation horizontale et verticale

Comme évoqué auparavant, le cisaillement induit par le vent sur la surface libre, a pour effet de créer un courant de surface de même direction. Ce courant provoque une augmentation de la hauteur d'eau, et l'apparition d'un courant de fond, salé, de direction opposée. Le mélange peut alors avoir lieu à l'interface entre ces deux courants.

#### 1.3.4.3 Débit fluvial et circulation gravitationnelle

Le mélange par circulation de densité (ou circulation gravitationnelle) est généralement associé à une stratification verticale. Cependant, Fischer [1976; 1979] et Savenije [2005a] expliquent que même si l'estuaire est bien mélangé, une forte circulation gravitationnelle peut exister, et qu'elle est alors régie par le gradient horizontal de salinité. Les estuaires présentant une faible convergence auront tendance à être dominés par le mélange gravitationnel, devant le mélange induit par la marée.

#### 1.3.4.4 La marée

Plusieurs phénomènes, associés à la propagation de la marée, peuvent être générateurs de mélange :

- La turbulence.

Les échelles spatiales et temporelles considérées ici sont faibles. Dans le cas d'un estuaire macrotidal, les forts courants de marée produisent de la turbulence par frottement sur le fond. Dyer [1997] explique que le mélange turbulent induit par la marée sera d'autant plus fort si la couche limite du fond inclut la zone de mélange présente au niveau de l'halocline (mélange interne). Abraham [1980] a montré que, pour des estuaires bien mélangés, le mélange turbulent était majoritairement induit par le frottement sur le fond, l'influence du mélange interne étant uniquement ressentie autour de l'étale.

- Les variations morte-eau/vive-eau.

En morte-eau, les estuaires sont généralement plus stratifiés qu'en vive-eau, le mélange induit par la marée étant plus faible. Par conséquent, le passage de la morte-eau à la vive-eau, de part l'augmentation des vitesses de courant, peut provoquer un mélange significatif.

- "Tidal trapping".

Schijf et Schönfeld [1953] ont étudié l'effet sur le mélange de la présence de bancs peu profonds bordant le chenal principal. Sur ces zones intertidales, la propagation de la marée est en effet ralentie, provoquant un déphasage entre l'écoulement y ayant lieu et l'écoulement principal se produisant dans le chenal. Par conséquent, l'eau présente sur ces bancs rejoint des eaux de densité différente lorsqu'elle atteint le chenal. En jusant, des eaux plus salées rejoignent donc des eaux plus fraîches, et inversement en flot. Plus l'estuaire est large et plus l'effet de ce phénomène sur le mélange est faible.

- "Tidal pumping", ou circulation résiduelle.

Ce phénomène est important, particulièrement en embouchure d'estuaire, où la largeur est la plus grande. Deux chenaux séparés, de flot et de jusant, peuvent alors se former, provoquant l'apparition d'une circulation résiduelle barotrope (par opposition à la circulation résiduelle barocline, due aux gradients de densité).

## 1.4 Dynamique sédimentaire : cas des sédiments fins

L'estuaire de la Charente est caractérisé par la présence quasi exclusive de sédiments fins cohésifs. De manière générale, dans les estuaires français, la fraction de MES dont la taille dépasse  $63 \mu m$  est rarement supérieure à 10% [Castaing et Allen, 1981; Deloffre, 2005; Lafite, 1990]. Nous ne développerons donc pas ici les processus dynamiques liés aux sédiments plus grossiers (sables, gravier, etc...). Les sections qui suivent constituent un rappel des phénomènes majeurs rencontrés en présence de sédiments fins en estuaire, identifiés grâce aux nombreuses études réalisées sur le sujet.

Prandle [2009] souligne trois enjeux majeurs liés à l'étude des processus sédimentaires en estuaire. Tout d'abord, une forte quantité de sédiments en suspension peut provoquer un blocage de la lumière, affectant négativement la production primaire. De plus, les sédiments fins sont des transporteurs privilégiés de contaminants, ayant des effets plus ou moins importants sur les écosystèmes associés au milieu estuarien. Enfin, les variations bathymétriques du fond sont intimement liées aux taux d'érosion et de dépôt de ces sédiments.

### 1.4.1 Caractéristiques et comportement des sédiments fins cohésifs

Les sédiments fins cohésifs sont principalement constitués d'argiles, dont la taille est inférieure à  $2 \mu m$ , et de silts, dont la taille est comprise entre 2 et  $63 \mu m$ . En milieu estuarien et côtier, ces sédiments sont généralement associés aux "vases".

La fraction minérale des MES (matières en suspension) est essentiellement composée de minéraux argileux (kaolinite, illite, chlorite, . . .) [Eisma, 1993]. D'autres minéraux non argileux composent également la fraction inorganique : les quartz, les micas et les feldspaths. A ces constituants s'ajoute le carbone inorganique particulaire, issu de l'érosion ayant lieu dans le bassin versant de l'estuaire ou de la production biologique [Lafite, 1990; Verney, 2006], et présent sous forme de carbonates (calcite ou aragonite). La fraction organique des sédiments cohésifs dépend en partie du milieu et des variations saisonnières, et peut se composer de phytoplancton, de zooplancton et de bactéries. Dupont *et al.* [2001] indiquent que dans l'estuaire de la Seine, les particules minérales sont rarement isolées et constituent, en association avec les particules organiques, des agrégats, aussi appelés floes.

Plus la taille des particules est petite et plus les forces interparticulaires deviennent prépondérantes devant les forces gravitaires tendant à les faire chuter. La vitesse de chute est donc directement dépendante de la granulométrie rencontrée. Bien que d'autres paramètres entrent aussi en jeu, Dupont *et al.* [2001] présentent une première évaluation de ces vitesses en fonction de la taille des particules (Figure 1.10).

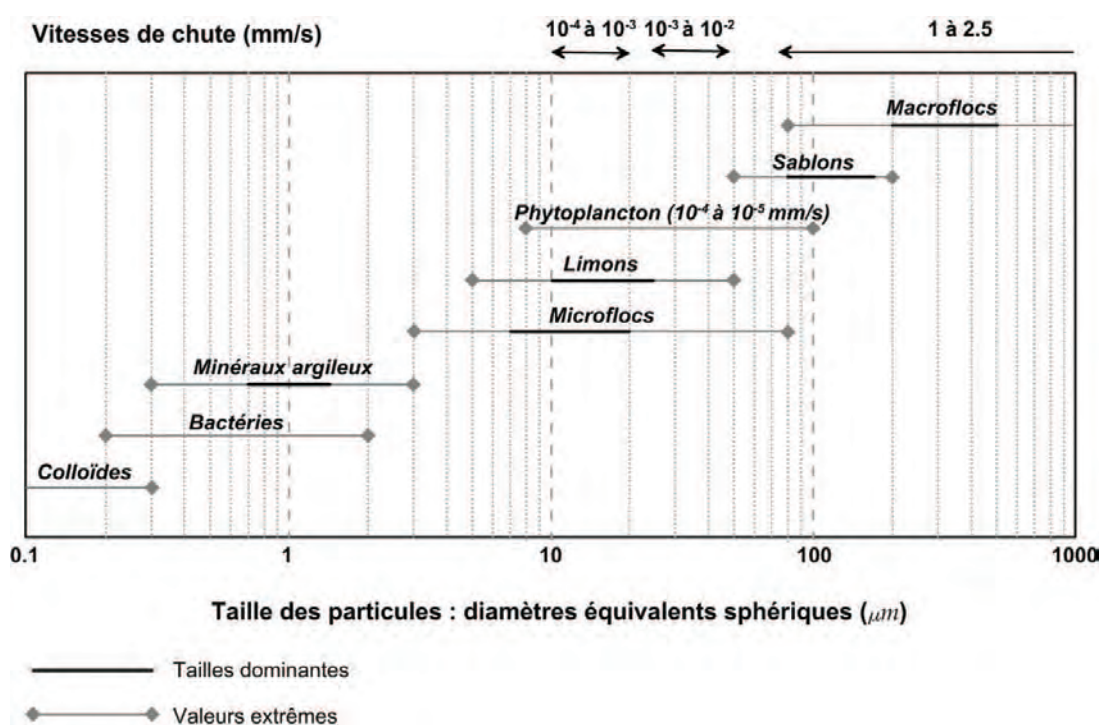


FIGURE 1.10 – Vitesse de chute des particules et diamètre équivalent sphérique, d'après Dupont *et al.* [2001]

Plusieurs degrés de cohésion peuvent être définis en fonction de la taille des particules (Tableau 1.3) [Mehta et Li, 1997]. Ces propriétés de cohésion sont liées aux propriétés physico-chimiques intrinsèques des sédiments. Les particules argileuses sont ainsi particulièrement cohésives de par leur fort potentiel d'échange cationique.

Tableau 1.3 – Propriétés de cohésion des particules en fonction de leur taille [Mehta et Li, 1997]

Taille ( $\mu m$ )	Classification de Wentworth	Cohésion
40 - 62	Silts moyens à grossiers	Cohésion négligeable
20 - 40	Silts fins à moyens	Cohésion inversement proportionnelle à la taille
2 - 20	Argiles grossières à silts fins	Cohésion forte
< 2	Argiles fines à moyennes	Cohésion très forte

Les MES doivent être différenciées de la vase fluide, ou "crème de vase" définie par Krone [1962] comme un mélange eau-sédiment dont la concentration excède 100 g/L. Whitehouse *et al.* [2000] considèrent que l'on parle de vase fluide à partir du moment où la concentration en sédiments est suffisamment élevée pour que les propriétés rhéologiques diffèrent de celles de l'eau "claire" ou faiblement chargée. Ce phénomène se traduit notamment par une viscosité multipliée par plusieurs centaines [Whitehouse *et al.*, 2000]. A l'interface entre fluide et solide, la crème de vase présente plusieurs états liés à sa concentration en sédiments [Eisma, 1993; Kineke *et al.*, 1996; Ross et Mehta, 1989] : vase fluide mobile (autour de 150 g/L), vase fluide stationnaire (250

à 300 g/L) et vase consolidée. L'interface entre cette ou ces couches de vase fluide et la colonne d'eau plus faiblement chargée est appelée lutocline [Kineke *et al.*, 1996; Kirby et Parker, 1983].

### 1.4.2 Cycle estuarien des matières en suspension

Selon Nichols et Biggs [1985], la dynamique sédimentaire des estuaires est contrôlée par quatre processus dominants : érosion, transport, dépôt et consolidation. Dans le cas de sédiments cohésifs, le seul mode de transport est le transport en suspension. La vitesse de déplacement du sédiment est alors assimilée à la vitesse de déplacement de l'eau. La concentration des matières en suspension (MES) suit une relation d'advection/dispersion, les échanges avec le fond représentant les termes sources et puits. La figure 1.11 présente les différentes phases du cycle des MES observées en estuaire. Les différents processus impliqués seront détaillés dans les paragraphes suivants.

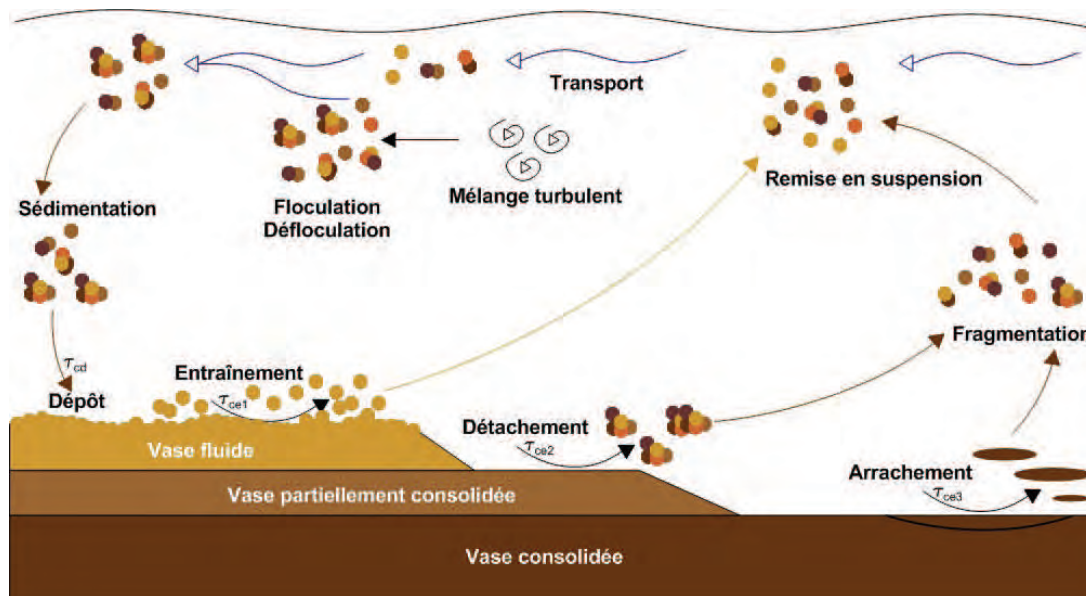


FIGURE 1.11 – Cycle des sédiments fins en estuaire, d'après Maggi [2005] et Verney [2006]

$\tau_{cd}$  : Contrainte critique de dépôt

$\tau_{ce}$  : Contrainte critique d'érosion ( $\tau_{ce1} < \tau_{ce2} < \tau_{ce3}$ )

### 1.4.3 Transport en suspension

Le transport de sédiments cohésifs en suspension est principalement régi par la marée. Lorsque la vitesse des courants est élevée, les sédiments mobiles sont maintenus en suspension par turbulence, ce phénomène l'emportant alors sur la pesanteur. L'intensité des courants diminuant, une couche très concentrée en sédiments se forme près du fond par sédimentation progressive. Une partie de cette couche peut-être remise en suspension alors que les courants de marée s'intensifient à nouveau. Une autre partie peut par contre rester en place et entrer dans un processus de

consolidation. Les variations morte-eau/vive-eau du cycle de marée jouent ici un rôle très important. Le passage de marées de vive-eau à des marées de morte-eau crée un contexte généralement favorable au dépôt et à la consolidation, par diminution de l'intensité de courant. A l'inverse, la transition morte-eau vers vive-eau est propice à la remise en suspension.

L'équation d'advection dispersion suivie par les sédiments en suspension est la suivante :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \underbrace{U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y}}_{\text{Advection}} = \underbrace{K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2}}_{\text{Dispersion}} - \underbrace{F_d}_{\text{Flux de dépôt}} + \underbrace{F_e}_{\text{Flux d'érosion}} \quad (1.12)$$

#### 1.4.4 Dépôt

Selon Krone [1962], le flux de dépôt dépend de la concentration en MES et de la vitesse de chute des particules, représentant la tendance au dépôt dans la colonne d'eau, et du rapport entre la contrainte de cisaillement sur le fond et la contrainte critique de dépôt, représentant la probabilité du dépôt (Equation 1.13).

$$\begin{cases} F_d = W_s C (1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}}) & \text{si } \tau_b \leq \tau_{cd} \\ F_d = 0 & \text{si } \tau_b > \tau_{cd} \end{cases} \quad (1.13)$$

où  $W_s$  est la vitesse de chute,  $C$  est la concentration de MES,  $\tau_b$  est la contrainte de cisaillement au fond, et  $\tau_{cd}$  est la contrainte critique de dépôt.

##### 1.4.4.1 Vitesse de chute et floculation

La vitesse de chute des particules dépend du régime d'écoulement autour de la particule. En cas d'écoulement laminaire et de particules isolées et sphériques, la vitesse de chute suit une loi de Stokes (Equation 1.14), exprimant l'équilibre entre les forces de gravité et les forces de flottabilité et de trainée.

$$W_s = \frac{(\rho_p - 1)gD_p^2}{18\nu} \quad (1.14)$$

où  $\rho_p$  est la masse volumique d'une particule,  $\rho_e$  est la masse volumique de l'eau,  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $D_p$  est le diamètre représentatif des particules, et  $\nu$  est la viscosité cinématique de l'eau.

Dans le cas de sédiments cohésifs en milieu très turbide, les hypothèses de particules sphériques et isolées sont peu réalistes. Alors qu'elles sont en suspension, les particules sédimentaires peuvent s'agréger sous forme de floes. Ce processus de floculation dépend de différents paramètres, liés à l'hydrodynamique du milieu, mais aussi à ses caractéristiques physico-chimiques ou biologiques. A partir de particules isolées très fines (diamètre inférieur à  $63 \mu m$ ), les agrégats formés sont de tailles et de densités très variables.

On distingue deux types de floes [Dupont *et al.*, 2001; Verney, 2006] :

- Les microflocs, dont la taille est inférieure à 100  $\mu m$ . Leur vitesse de chute est faible (autour de 0.1 mm/s), mais leur résistance au cisaillement est forte, de part leur densité importante.
- Les macroflocs, dont la taille est supérieure à 100  $\mu m$ . Leur densité est plus faible, provoquant une faible résistance au cisaillement. Leur vitesse de chute varie de 0.1 mm/s à plusieurs mm/s.

En réalité, la taille limite entre micro et macroflocs varie selon les auteurs. Selon Eisma [1993], on parle de macroflocs à partir de 125  $\mu m$ , alors que Manning et Dyer [1999] considèrent que la limite se situe à 160  $\mu m$ . Verney [2006] indique qu'il est difficile de définir une taille maximale fixe, les propriétés des microflocs étant fortement corrélées à la nature et l'origine des particules primaires les constituant.

Dans des milieux peu salés (de 0 à 5 psu), la floculation est favorisée par des augmentations de salinité. Pour des fortes salinités, c'est la concentration en MES qui joue un rôle prépondérant, augmentant la probabilité de collision et donc d'agrégation des particules. La composition organique des matières en suspension est également à prendre en compte. Enfin, l'agitation turbulente, en favorisant également la rencontre des particules, promeut la formation de floes.

Cependant, en cas de trop fortes concentrations (supérieures à 1g/L), les particules peuvent se gêner entre elles, provoquant l'apparition d'un phénomène d'entravement. Une trop forte intensité turbulente peut provoquer la rupture d'agrégats plus fragiles, et avoir également un effet négatif sur la vitesse de chute.

Plusieurs lois empiriques ont été élaborées, mettant en relation la vitesse de chute  $W_s$  avec la concentration des matières en suspension. Thorn et Parsons [1980] définissent ainsi deux intervalles de concentrations correspondant à deux lois de vitesses de chute :

$$\begin{cases} W_s = 0,513C^{1,3} & \text{si } C < 3 \text{ g/L} \\ W_s = 2,6 \cdot 10^{-3}(1 - 0,008C)^{4,65} & \text{si } 3 < C < 100\text{g/L} \end{cases} \quad (1.15)$$

Van Leussen [1994] présente une autre vitesse de chute, dépendante de plusieurs paramètres empiriques ( $k$ ,  $m$ ,  $a$  et  $b$ ) :

$$W_s = kC^m \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \quad (1.16)$$

où  $G$  représente le gradient de cisaillement absolu de l'écoulement  $\sqrt{(\frac{\epsilon}{\nu})}$ , avec  $\epsilon$ , taux de dissipation de l'énergie cinétique, égal, selon Nezu et Nakagawa [1993] à :

$$\epsilon = \frac{u_*^3}{\kappa h} \frac{1 - z/h}{z/h} \quad (1.17)$$

où  $u_*$  est la vitesse de frottement,  $\kappa$  est la constante de von Karman,  $h$  est la hauteur d'eau et  $z$  la distance au fond.

Mouchel [1997] intègre également les effets de la salinité, montrés par Migniot [1968], avec la formulation suivante :

$$W_s = \min \left( W_{s_{max}}, W_{s_{min}} \left( 1 + a \min \left( \frac{S}{S_{max}}, 1 \right) C^b \right) \right) \quad (1.18)$$

où  $a$  et  $b$  sont des constantes empiriques,  $S$  est la salinité du milieu,  $S_{max}$  est la salinité seuil au delà de laquelle il n'y a plus d'effet sur la floculation,  $W_{s_{max}}$  représente la vitesse de chute maximale des agrégats et  $W_{s_{min}}$  la vitesse de chute des microflocs.

Winterwerp [1999] s'appuie sur l'approche fractale pour déterminer la vitesse de chute des floes en fonction de leur taille :

$$W_s = \frac{\alpha}{18\beta} \frac{\rho_p - \rho_e}{\rho_e \nu} g D_p^{3-n_f} \frac{D_f^{n_f-1}}{1 + 0,15 Re_f^{0,687}} \underbrace{\frac{(1 - \varphi_*)^m (1 - \varphi_p)}{1 + 2,5\varphi}}_{\text{Entravement}} \quad (1.19)$$

où  $\alpha$  et  $\beta$  sont des paramètres dépendants de la forme des floes (sphère si  $\alpha = \beta = 1$ ),  $n_f$  représente la dimension fractale des agrégats,  $D_f$  est le diamètre représentatif des floes, et  $Re_f$  est le nombre de Reynolds de floe :

$$Re_f = W_s \frac{D_f}{\nu} \quad (1.20)$$

Kranenburg [1994] définit la dimension fractale  $n_f$  en fonction des diamètres  $D_f$  et  $D_p$  et du nombre de particules  $N_p$  :

$$N_p = \left( \frac{D_f}{D_p} \right)^{n_f} \quad (1.21)$$

Le dernier terme de l'équation 1.19 correspond à l'entravement, pouvant se produire en cas de très fortes concentrations.  $\varphi$  représente alors le rapport entre la concentration en MES et la concentration du "point de gel", concentration au delà de laquelle on observe une structuration de la masse sédimentaire.  $\varphi_p$  est la concentration volumique des particules élémentaires ( $C/\rho_p$ ). L'exposant  $m$  est une constante, permettant de prendre en compte ou non ( $m = 1$ ) les effets non linéaires liés à la sédimentation des particules.

$$\varphi = \frac{C}{C_{gel}} \quad (1.22)$$

$$\varphi_* = \min(1, \varphi_p) \quad (1.23)$$



La défloculation, ou fragmentation, des agrégats se produit lorsque la turbulence est trop importante devant leur taille. La microéchelle de Kolmogorov représente une bonne estimation de la taille maximale des agrégats observables dans la colonne d'eau [Manning et Dyer, 1999; Mikes *et al.*, 2004; Spicer et Pratsinis, 1996; Verney, 2006]. Lorsque la turbulence est faible, le taux de dissipation turbulente est également faible, mais l'échelle  $\eta$  de Kolmogorov est grande, permettant la formation de macroflocs. En revanche, si le niveau de turbulence augmente, alors le taux de dissipation turbulente augmente également, et  $\eta$  devient petit, favorisant la fragmentation des flocs vers des échelles de tailles plus petites.

Dyer (1989) propose un schéma conceptuel reliant la taille des flocs à la concentration en MES et au cisaillement (figure 1.12). On observe clairement l'effet d'abord positif de la turbulence sur la floculation, surtout aux faibles concentrations. En revanche, dans le cas de fortes concentrations, un cisaillement trop fort a rapidement un impact négatif.

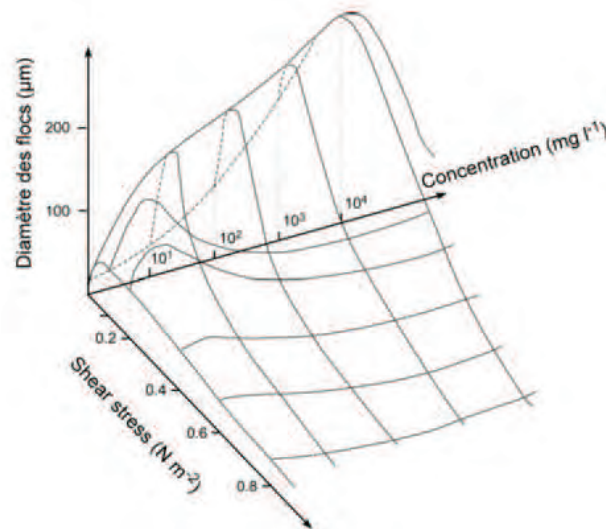


FIGURE 1.12 – Schéma conceptuel de la floculation en fonction de la concentration en sédiments en suspension et la contrainte de cisaillement [Dyer, 1989]

#### 1.4.4.2 Consolidation

Une fois les sédiments déposés, et s'ils ne sont pas remis en suspension rapidement, un phénomène de tassement a lieu. La couche de sédiments déposés peut alors passer par plusieurs phases de consolidation, son comportement évoluant d'un état liquide vers un état solide, en passant par un état plastique [Migniot, 1989].

La première phase de tassement provoque le passage de l'état liquide à l'état plastique. Les sédiments déposés, sous l'action de leur propre poids, vont naturellement expulser l'eau présente entre les particules. Lors de la deuxième phase de tassement, on assiste à un phénomène de compression, diminuant encore la teneur en eau de la couche sédimentaire, et réduisant l'espace

entre les particules. La couche sédimentaire devient plus structurée et plus dense, son état devient solide. La dernière phase de tassement aboutit à un sol consolidé, très dense, dans lequel les particules tendent vers un arrangement optimal.

Plus la vase est consolidée et plus la teneur en eau diminue, augmentant sa densité et sa rigidité. L'érodabilité du sol est alors plus faible, et la tension critique d'érosion est augmentée. Les processus d'érosion sont détaillés dans le paragraphe suivant.

Deux types d'approches peuvent être considérés pour représenter les phénomènes de tassement : une approche hydrodynamique, basée sur une loi de sédimentation, et une approche de mécanique des sols, basée sur une loi de consolidation. Dans les deux cas, les théories établies ne prennent pas en compte les mouvements horizontaux dans le sédiment. Cette simplification ne permet donc pas de prendre en compte des processus de fluidisation du fond sédimentaire par les vagues [Teisson *et al.*, 1993].

#### *Sédimentation*

Kynch [1952] applique l'équation de continuité à la phase solide, en considérant que la vitesse de sédimentation ne dépend que de la concentration locale en sédiments  $C_s$  :

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} + V(C_s) \frac{\partial C_s}{\partial z} = 0 \quad (1.24)$$

avec :

$$V(C_s) = V_s + C_s \frac{\partial V_s}{\partial C_s} \quad (1.25)$$

#### *Consolidation*

Contrairement à la loi de sédimentation, l'équation de continuité est ici appliquée à l'eau interstitielle, via l'utilisation de deux paramètres :  $e$ , l'indice des vides, et  $W_m$ , la vitesse verticale moyenne du fluide :

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \frac{\partial W_m}{\partial \xi} = 0 \quad (1.26)$$

où  $\xi$  correspond à l'épaisseur de sédiment sec, telle que  $dz = d\xi(1 + e)$ .

La vitesse moyenne verticale du fluide  $W_m$  est considérée comme vérifiant la loi de Darcy :

$$W_m = -\frac{1}{\rho g} \frac{k}{1 + e} \frac{\partial v}{\partial \xi} \quad (1.27)$$

$k$  représentant la perméabilité et  $v$  l'excès de pression interstitielle, exprimé en fonction de la contrainte totale  $\sigma$  et de la contrainte effective  $\sigma'$  :

$$v = \sigma - \sigma' - P_0 \quad (1.28)$$

où  $P_0$  est la pression hydrostatique, dépendante de la profondeur et de la densité du fluide.

En appliquant ces différentes équations, et en faisant l'hypothèse d'un cas incompressible, Gibson *et al.* [1967] obtient la loi suivante :

$$\frac{\partial e}{\partial t} - \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{d}{de} \left( \frac{k}{1+e} \right) + \frac{1}{\rho g} \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{k}{1+e} \frac{d\sigma'}{de} \frac{\partial e}{\partial \xi} \right) \quad (1.29)$$

Les équations 1.24 et 1.29 sont toutes deux dépendantes de la bonne détermination des relations constitutives [Alexis *et al.*, 1992] liant d'une part, la vitesse de sédimentation avec la concentration locale en sédiments (loi de Kynch), d'autre part, la perméabilité et la contrainte effective avec l'indice des vides (loi de Gibson). Ces relations sont différentes en fonction du type de vase considéré et sont le plus souvent déterminées expérimentalement [Alexis *et al.*, 1992; Le Hir et Karlikow, 1992].

Teisson *et al.* [1993] indiquent que le modèle de sédimentation est plus adapté pour des suspensions alors que le modèle de consolidation est plus approprié à des mélanges plus denses. Plusieurs études ont souligné les similitudes entre ces deux théories [Alexis *et al.*, 1992; Schiffman *et al.*, 1985; Toorman et Belarmont, 1993], en exprimant notamment la vitesse de sédimentation en fonction de la perméabilité et de la contrainte effective.

#### 1.4.5 Erosion

L'érosion est dépendante du rapport entre les forces de cisaillement s'exerçant sur le fond, et l'érodabilité du sol. Mehta [1991] distingue trois types d'érosion, en fonction des conditions d'écoulement et de l'état de cohésion et de consolidation du sol :

- L'érosion par entraînement.

Ce mode d'érosion concerne les dépôts frais et les vases fluides (ou crème de vase). L'interface entre la couche sédimentaire et la colonne d'eau est quasiment inexistante. Le cisaillement nécessaire pour remettre en suspension les particules est donc faible, provoquant l'entraînement progressif des sédiments fins vers la colonne d'eau.

- Le détachement d'agrégats.

Dans ce cas, lorsque la contrainte critique d'érosion est atteinte, les sédiments précédemment déposés sont détachés du fond et remis en suspension dans la colonne d'eau sous forme d'agrégats.

- L'arrachement de blocs de vases.

Ce cas correspond à l'état le plus consolidé de la couche sédimentaire. La tension critique d'érosion est donc très forte et ce type d'érosion ne peut avoir lieu qu'en présence de fortes vitesses.

Le flux d'érosion, introduit dans l'équation 1.12, s'exprime (selon Partheniades [1965]) :

$$\begin{cases} F_e = E_0 \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right) & \text{si } \tau_e \geq \tau_{ce} \\ F_e = 0 & \text{si } \tau_e < \tau_{ce} \end{cases} \quad (1.30)$$

où  $E_0$  est la constante d'érosion, et  $\tau_{ce}$  est la contrainte critique d'érosion, dépendante de l'érodabilité du sol.

L'érodabilité du sol dépend de l'état de consolidation de celui-ci. Plusieurs relations empiriques relient la tension critique d'érosion à la différence de densité entre la couche de sédiments et l'eau :

$$\tau_{ce} = \zeta \left( \frac{\rho_b - \rho_e}{\rho_e} \right) \quad [\text{Mehta, 1988}] \quad (1.31)$$

avec  $\zeta = 1$  pour des sédiments cohésifs.

$$\tau_{ce} = 0,0021(\rho_b - \rho_e)^{1,2} \quad [\text{Ockenden et Delo, 1988}] \quad (1.32)$$

$$\tau_{ce} = 0,0015(\rho_b - \rho_e)^{0,73} \quad [\text{Mitchener et Torfs, 1996}] \quad (1.33)$$

Mehta [1991] donne des indications de tension critique d'érosion en fonction de l'état de consolidation du sol, et donc du type d'érosion rencontré. En présence de vases très consolidées, la tension sur le fond nécessaire pour arracher des blocs de vase est supérieure à  $1 \text{ N/m}^2$ . Le détachement d'agrégats peut être observé pour des tensions sur le fond comprises entre 0,1 et  $1 \text{ N/m}^2$ . Enfin, des valeurs de  $\tau$  inférieures à  $0,1 \text{ N/m}^2$  peuvent suffire à remobiliser la crème de vase déposée.

#### 1.4.6 Bouchon vaseux ou maximum de turbidité

Les paragraphes précédents ont permis de décrire les processus de transport, d'érosion, de dépôt, et de consolidation des sédiments fins en milieu estuarien. Cette dernière partie est consacrée à la description d'un phénomène relativement courant dans les estuaires turbides méso et macrotidaux : la formation d'un bouchon vaseux, aussi appelé maximum de turbidité.

Le bouchon vaseux correspond à une masse sédimentaire en suspension très dense (jusqu'à plusieurs g/L), résultant de l'action conjointe de la circulation de densité et de l'asymétrie de la marée. La position du bouchon vaseux correspond parfois à la position du front salin, et varie en fonction du débit fluvial et des marées [Uncles et Stephens, 1993].

La concentration en sédiments au sein du maximum de turbidité varie au cours d'un cycle de marée, les périodes d'étalement de pleine et basse mer étant propices à la sédimentation alors que les périodes de flot et de jusant favorisent au contraire l'érosion et la remise en suspension de sédiments déposés. Des variations de concentration à des échelles de temps plus importantes sont

également observées, en raison des différences d'intensité de courant entre les périodes de morte-eau et les périodes de vive-eau [Allen *et al.*, 1980; Dyer, 1997]. Lors de la transition vive-eau vers morte-eau, les vitesses de courant diminuent, provoquant la réduction du bouchon vaseux et l'accumulation de vase fluide sur le fond (crème de vase) (figure 1.13). Ce dépôt n'est pas nécessairement remis en suspension lors du retour à des marées de vive-eau, en raison des différents processus de consolidation détaillés dans le paragraphe 1.4.4.2. Allen *et al.* [1980] mettent donc en évidence, dans le cas de l'estuaire de la Gironde, un processus de dépôt net ayant une fréquence de 15 jours.

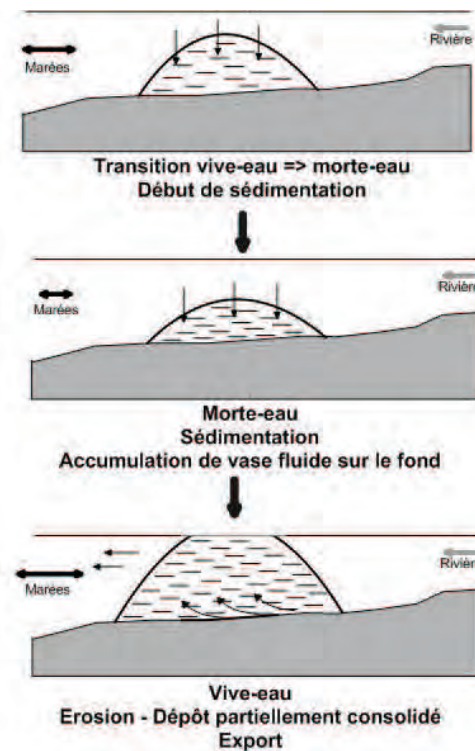


FIGURE 1.13 – Dynamique morte-eau/vive-eau du bouchon vaseux (d'après Allen *et al.* [1980])

Les variations saisonnières du débit fluvial influencent également la position et la concentration en sédiments du bouchon vaseux. Allen et Castaing [1973] montrent que les crues alimentent le bouchon vaseux en particules d'argiles et de calcaires, et le décalent vers l'aval. Dyer [1997] souligne que ce déplacement vers la partie aval, généralement caractérisée par une section de passage plus grande, aura pour effet d'augmenter la masse totale du bouchon vaseux, mais de diminuer sa densité.

### 1.4.6.1 Circulation de densité

Le processus de circulation résiduelle de densité présenté au paragraphe 1.3.2 est un des mécanismes contribuant à la formation du bouchon vaseux (figure 1.14). L'interaction entre la propagation de la marée et le débit fluvial a pour effet de créer une circulation à deux couches, plus particulièrement dans les estuaires stratifiés à partiellement mélangés. L'eau douce provenant du fleuve aura alors tendance à s'écouler en surface vers l'aval, alors que la masse d'eau salée marine se déplace vers l'amont, au fond. De l'aval vers l'amont, cette circulation de densité est observée jusqu'au point nodal de densité, où les vitesses résiduelles sont nulles (figure 1.14). Au delà de ce point, l'écoulement est dirigé vers l'aval sur toute la colonne d'eau [Allen *et al.*, 1980; Dyer, 1997].

Les sédiments sont donc transportés en surface par le courant résiduel dirigé vers l'aval, jusqu'à atteindre une zone estuarienne où le mélange et la sédimentation permettent le transfert des sédiments vers la couche de fond, dans laquelle ils sont alors transportés vers l'amont [Dyer, 1997]. Ce cycle, associé aux apports fluviaux en sédiments, aboutit à la formation du bouchon vaseux de densité, à proximité du point nodal.

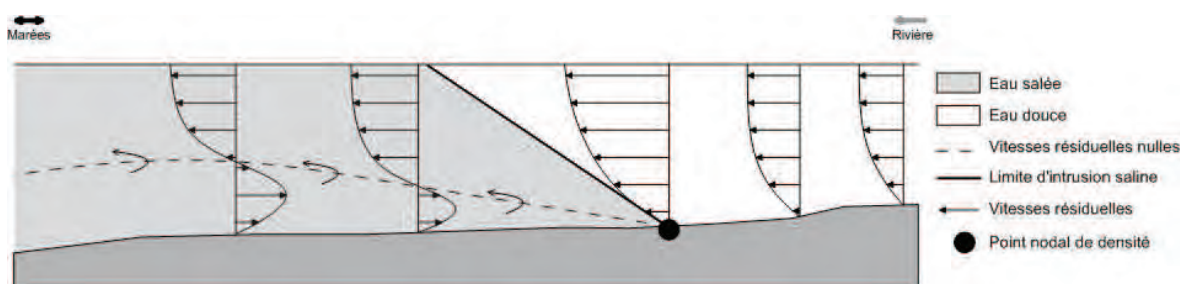


FIGURE 1.14 – Circulation de densité contribuant à la formation du bouchon vaseux (d'après Dyer [1986])

### 1.4.6.2 Asymétrie de la marée

L'asymétrie de la marée en estuaire, présentée au paragraphe 1.3.1.2, se traduit par une différence de durée et de vitesse maximale de courant entre le flot et le jusant. De manière générale, les estuaires macrotidaux sont caractérisés par une asymétrie dominée par le flot : vitesses de flot supérieures aux vitesses de jusant et flot plus court que le jusant. Par conséquent, le cisaillement et l'érosion associée seront plus importants en flot qu'en jusant, générant une tendance au transport vers l'amont.

L'asymétrie de durée des étales de pleine et de basse mer est également à prendre en considération. Toujours dans le cas d'un estuaire dominé par le flot, l'étales de pleine mer sera plus longue que celle de basse mer [Potsma, 1967], favorisant ainsi la sédimentation. Allen *et al.* [1980] indiquent notamment que l'étales de fin de flot est deux fois plus longue que celle de jusant dans l'estuaire de l'Aulne.

L'association de ces deux phénomènes provoque la formation d'une zone d'accumulation (bouchon vaseux dynamique) au point nodal de marée, où l'écoulement fluvial devient prépondérant devant la marée (figure 1.15). Le point nodal de marée est généralement localisé en amont du point nodal de densité [Allen *et al.*, 1980; Dyer, 1997]. Dans les estuaires macrotidaux, les phénomènes liés à la marée sont considérés comme les principaux responsables de la formation et de la dynamique du bouchon vaseux [Li, 1994].

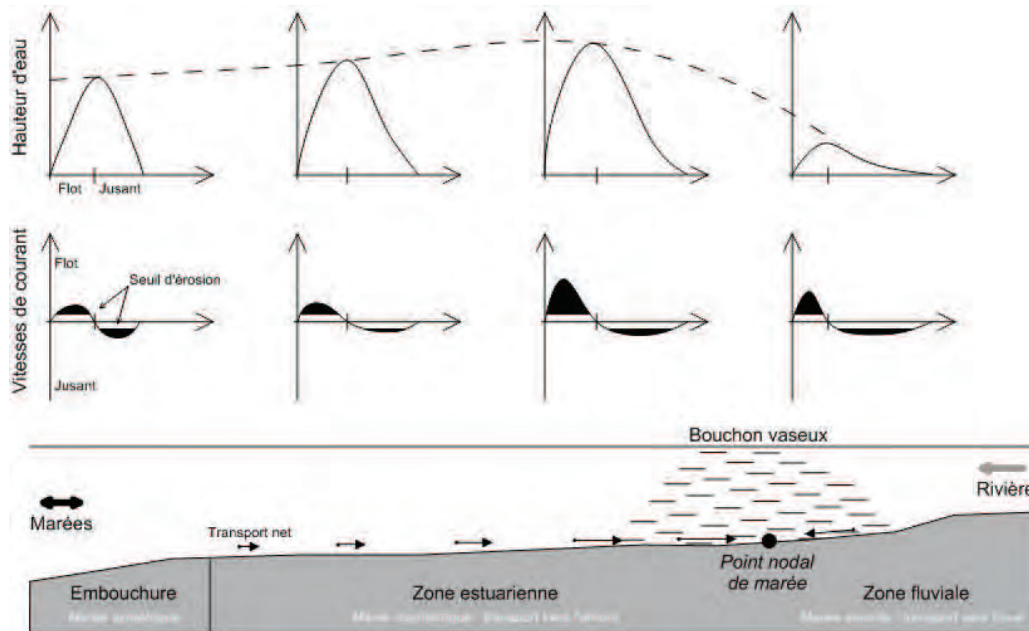


FIGURE 1.15 – Formation du bouchon vaseux dynamique par piégeage des sédiments dans un estuaire macrotidal (d'après Allen *et al.* [1980])

Allen *et al.* [1980] soulignent que la formation du bouchon vaseux dynamique par l'action de la marée est indépendante ou superposée à l'action de la circulation de densité présentée précédemment. Des variations de débit fluvial provoquent dans les deux cas un déplacement des points nodaux vers l'aval. Dans le cas de l'estuaire de la Gironde, le déplacement du bouchon vaseux entre des périodes de faible et de fort débit est estimé à 30-40 km [Allen *et al.*, 1980]. Brenon [1997] indique que, dans l'estuaire de la Seine, les gradients de densité ont un impact secondaire devant l'influence de la marée et du débit fluvial. Ceux-ci ont pour effet de moduler l'extension et la concentration du bouchon vaseux, mais ne semblent pas impacter sa position de manière significative. Ce constat est repris par Sottolichio [1999] dans l'estuaire de la Gironde, tout en précisant que la circulation résiduelle de densité y joue un rôle essentiel en limitant l'expulsion des matières en suspension en dehors de l'estuaire. Sottolichio et Castaing [1999] ont également observé deux maximums de turbidité dans l'estuaire de la Gironde. Le premier correspond au bouchon vaseux à proprement parler, dont la position oscille en fonction de la marée et du débit. En revanche, le maximum de turbidité secondaire a une position quasi constante, et correspond à une zone de piégeage des sédiments due à des effets bathymétriques.

## Résumé du Chapitre 1

Les estuaires peuvent être classés selon plusieurs critères liés à leurs caractéristiques géomorphologiques, hydrodynamiques et hydrologiques. Afin d'établir cette classification, il est nécessaire de prendre en compte les processus hydrodynamiques régissant la dynamique du système. Dans le cas des estuaires macrotidaux, ces processus sont principalement liés aux interactions avec la marée et le débit fluvial.

La marée océanique est déformée lors de sa propagation dans un estuaire. La convergence des berges provoque une concentration de l'onde de marée, ce qui a pour effet d'augmenter son amplitude. A l'inverse, le frottement sur le fond a un effet dissipatif, entraînant une baisse de l'énergie et une diminution de l'amplitude. La diminution de la hauteur d'eau généralement observée en estuaire doit également être prise en compte. La vitesse de propagation de l'onde varie en effet selon la racine carrée de la profondeur. Par conséquent, si celle-ci diminue, la vitesse diminue. L'équilibre entre ces différents phénomènes, dépendant de la morphologie de l'estuaire, détermine donc la distorsion subie par l'onde de marée incidente et provoque l'apparition d'une asymétrie tidale. Selon les estuaires, on observe une dominance de flot ou de jusant. Cette dominance se manifeste le plus souvent par une durée de flot (jusant) plus courte et des vitesses associées plus élevées.

L'interaction entre la marée et le débit fluvial aboutit à la formation d'une circulation résiduelle de densité, caractérisée par un écoulement d'eau douce, dirigé vers l'aval, en surface, et un écoulement d'eau salée, dirigé vers l'amont, au fond. En fonction de l'importance relative de ces deux forçages, cette circulation résiduelle est plus ou moins marquée. Le mélange rencontré dans l'estuaire est également dépendant de ces deux forçages et de leurs variations à différentes échelles temporelles (cycle tidal de 12h, cycle morte-eau/vive-eau, cycle saisonnier).

Ces processus hydrodynamiques influencent la dynamique sédimentaire de l'estuaire. Dans le cas des sédiments fins cohésifs, le cycle estuarien est marqué par différentes phases, dépendantes des caractéristiques du milieu. L'équilibre entre l'intensité des courants et l'état plus ou moins consolidé du fond sédimentaire détermine la quantité de sédiments érodés et remis en suspension. Le mélange turbulent peut augmenter la probabilité de collision des particules, favorisant la floculation, comme il peut provoquer la fragmentation de ces agrégats. Les étales de flot et de jusant permettent le dépôt des particules de par la diminution des vitesses de courant.

Le bouchon vaseux, zone d'accumulation des sédiments en suspension naturellement formée dans les estuaires, peut résulter de deux phénomènes. Le premier est lié à l'asymétrie de la marée, et provoque une accumulation des sédiments au point nodal de marée, c'est à dire là où l'écoulement fluvial devient dominant. Le deuxième est lié à la circulation résiduelle de densité. L'accumulation se produit alors au point nodal de densité, où les vitesses résiduelles s'annulent. L'un ou l'autre de ces phénomènes est généralement dominant, mais il est possible que leur action conjointe détermine la géométrie et la position du bouchon vaseux, en fonction des variations de marée et de débit.





# Caractéristiques et contexte général de l'estuaire de la Charente

## Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Présentation générale</b> . . . . .	<b>45</b>
2.1.1	La baie de Marennes-Oléron . . . . .	45
2.1.2	Le bassin versant de la Charente . . . . .	46
<b>2.2</b>	<b>Contexte hydrodynamique</b> . . . . .	<b>47</b>
2.2.1	Régime tidal et courants de marée . . . . .	47
2.2.2	Houle et mer de vent . . . . .	48
2.2.3	Débit fluvial et influence du barrage de Saint-Savinien . . . . .	51
<b>2.3</b>	<b>Contexte géologique</b> . . . . .	<b>54</b>
2.3.1	Bassin Versant . . . . .	54
2.3.2	Sédimentologie de la baie de Marennes-Oléron . . . . .	55
<b>2.4</b>	<b>Contexte écologique</b> . . . . .	<b>57</b>
<b>2.5</b>	<b>Pressions et besoins anthropiques</b> . . . . .	<b>57</b>
2.5.1	Un bassin majoritairement rural . . . . .	57
2.5.2	Conchyliculture . . . . .	59
2.5.3	Navigation et activités portuaires de commerce . . . . .	60
2.5.4	Tourisme . . . . .	61

---



## 2.1 Présentation générale

L'estuaire de la Charente est localisé sur le littoral Atlantique ( $45^{\circ}70'N$ ,  $1^{\circ}00'W$ ) (figure 2.1), entre les estuaires de la Loire (170 km au Nord) et de la Gironde (50 km au Sud). Le fleuve Charente prend sa source à Chéronac en Haute-Vienne et se jette, après un parcours de 365 km, dans l'océan Atlantique dans la baie de Marennes-Oléron, au sud du Pertuis d'Antioche.

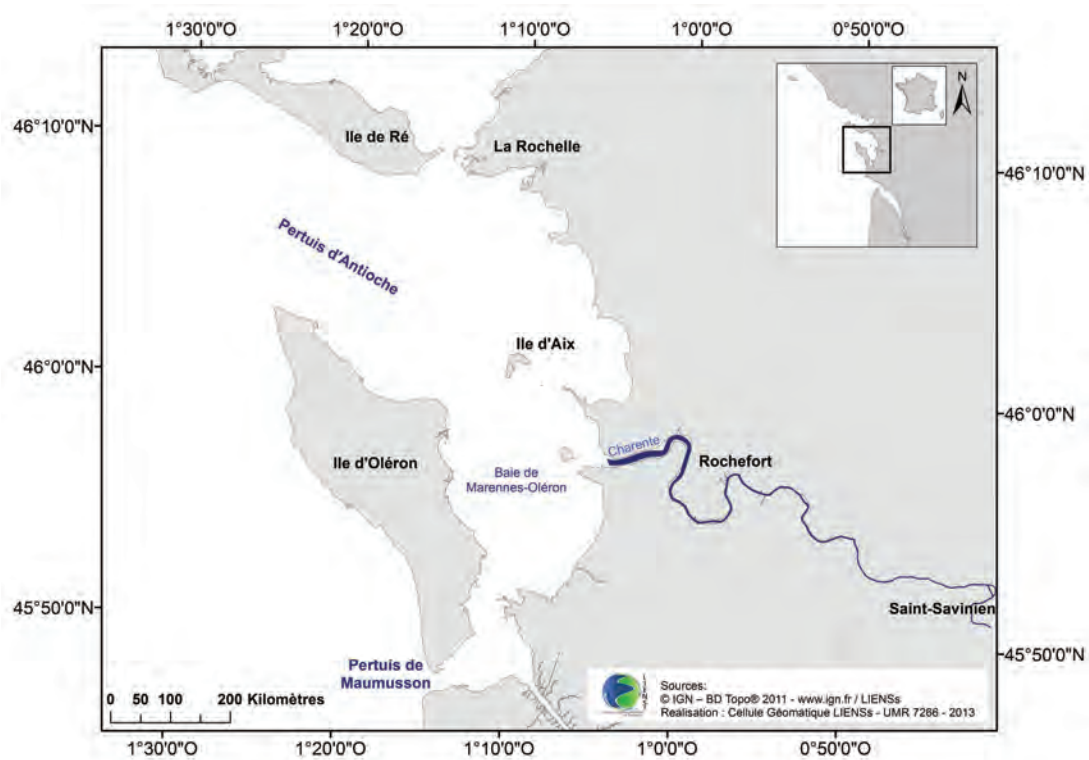


FIGURE 2.1 – Localisation de l'estuaire de la Charente

### 2.1.1 La baie de Marennes-Oléron

Le bassin de Marennes-Oléron est un système semi-fermé peu profond (8.6 m en moyenne) de  $156 \text{ km}^2$  et de volume moyen égal à 805 millions de  $\text{m}^3$ , situé entre l'île d'Oléron et la côte Atlantique [Stanisière *et al.*, 2006]. Ce bassin est connecté au golfe de Gascogne via le pertuis de Maumusson au Sud et le pertuis d'Antioche au Nord. Environ 60 % de sa surface est occupée par des zones intertidales, en faisant un lieu d'exploitation privilégié pour la conchyliculture (figure 2.14). Deux bassins versants se jettent dans cette baie : celui de la Charente, qui nous concerne ici, et celui de la Seudre. Selon [Ravail *et al.*, 1988], la Charente représente 90 % des apports d'eau douce au bassin de Marennes-Oléron en été. Héral *et al.* [1984] soulignent également la forte influence de la Charente sur la salinité observée dans la baie. En hiver, l'influence de la Gironde devient prépondérante avec un débit est très important (débit moyen :  $990 \text{ m}^3/\text{s}$ , selon Sottolichio [1999]) devant celui de la Charente. Une circulation résiduelle du Nord vers le Sud a

été démontrée par modélisation [Stanisière *et al.*, 2006], suggérant donc que les eaux issues de la Charente sont entraînées vers et par le pertuis de Maumusson.

### 2.1.2 Le bassin versant de la Charente

Le bassin versant de la Charente (Figure 2.13) correspond à la zone géographique regroupant toutes les sources d'eau, superficielles et souterraines, s'écoulant vers le fleuve. Il a une superficie totale de 10 550 km<sup>2</sup>, s'étale sur six départements (Charente, Charente-Maritime, Vienne, Deux-Sèvres, Dordogne et Haute-Vienne) et trois régions (Poitou-Charentes, Aquitaine et Limousin), et présente plusieurs caractéristiques (EPTB Charente) :

- Une faible altitude et une faible déclivité (figure 2.2) : 60 % du bassin est à une altitude inférieure à 100m et son dénivelé depuis sa source est de 300 mètres.

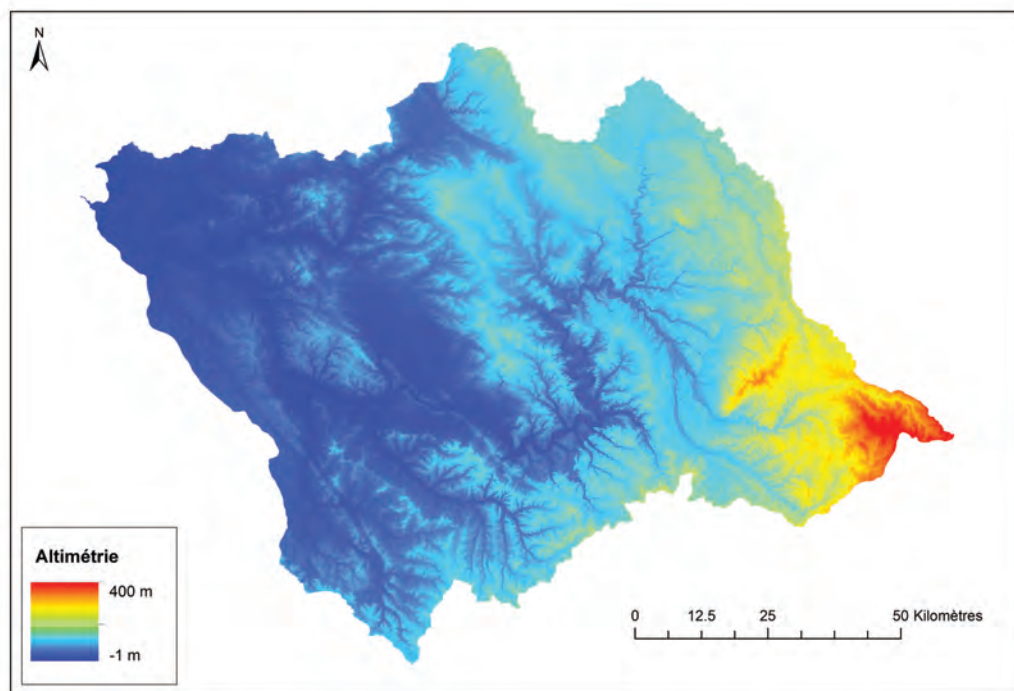


FIGURE 2.2 – Altimétrie du Bassin Versant de la Charente

- Un contexte géologique majoritairement calcaire (figure 2.10), entraînant une forte relation entre les eaux superficielles et souterraines. En été, cette configuration a pour effet d'épuiser rapidement les nappes phréatiques. En automne et en hiver, les fortes précipitations sont d'abord absorbées par le sol perméable, limitant ainsi le risque de crues, qui n'apparaît que lorsque les premières réserves souterraines sont saturées.

- Une topographie peu heurtée, mais de nombreux méandres.

- Un climat de type océanique, doux et ensoleillé, avec des précipitations modérées (600 à 700 mm par an sur la côte, 900 mm par an à l'Est).

Les dimensions de ce bassin versant restent modestes par rapport à d'autres fleuves tels que la Loire (117 000 km<sup>2</sup>) ou la Garonne (55 000 km<sup>2</sup>). Selon l'EPTB Charente, le bassin peut être découpé en quatre territoires hydrographiques :

- La Charente amont, qui s'étend de la source à Angoulême, caractérisée par de nombreux méandres. Les berges sont ici bordées de prairies régulièrement inondées (figure 2.3), de bois marécageux, et de coteaux calcaires abrupts.

- Le plateau karstique de la Rochefoucauld, marqué par une topographie particulière, résultat du cheminement souterrain de rivières. C'est ici que la Touvre se jette dans la Charente, avec un débit souvent plus élevé en période estivale.

- La Charente entre Angoulême et Rochefort, s'écoulant dans une large plaine alluviale, caractérisée par des "prés" inondables. Sur ce parcours, un barrage à clapet a été construit dans les années 60 à Saint-Savinien.

- Les marais côtiers et le bassin de Marennes-Oléron. Ces marais sont majoritairement doux et desséchés. Le bassin de Marennes-Oléron est le siège d'une conchyliculture intensive, pour laquelle les apports en eau douce de la Charente sont essentiels.



FIGURE 2.3 – Crue de la Charente à Angoulême - Février 2013

## 2.2 Contexte hydrodynamique

### 2.2.1 Régime tidal et courants de marée

Le régime de marée à l'embouchure est macrotidal, avec un marnage moyen de 5 mètres et une marnage de vive-eau pouvant atteindre 6.5 mètres. La marée est semi-diurne, et est caractérisée par une inversion de son asymétrie en fonction du cycle morte-eau vive-eau : le flot est plus court en vive-eau, et le jusant est plus court en morte-eau. Ce cas particulier sera exposé plus en détail dans le Chapitre 4. La marée dynamique est ressentie jusqu'à 82 km de l'embouchure, mais l'intrusion saline ne remonte pas au-delà du barrage de Saint-Savinien.

L'analyse harmonique du signal enregistré à La Rochelle permet d'obtenir la structure harmonique de la marée dans la zone. Plusieurs études ont déjà utilisé des analyses harmoniques effectuées sur le marégraphe de La Rochelle (La Pallice) [Bertin *et al.*, 2012; Gouriou, 2012; Nicolle et Karpytchev, 2007]. Les résultats présentés dans le tableau 2.1 proviennent de la thèse de Gouriou [2012], après analyse sur une série de 60 ans. L'analyse spectrale est logiquement marquée par une forte contribution des composantes semi-diurnes (M2, S2, N2 et K2), mais les composantes quart-diurnes (M4, MS4 et MN4), harmoniques résultant d'interactions non

linéaires, ont également des amplitudes importantes.

Tableau 2.1 – Amplitudes et phases des composantes de la marée principales au marégraphe de la Pallice (La Rochelle) [Gouriou, 2012]

Composante harmonique	Amplitude (cm)	Phase (°)
O1	7.3	326
K1	6.2	74
M2	174.6	99
S2	62.9	132
N2	36.2	80
K2	17.9	130
NU2	6.9	83
M4	24.8	11
MS4	10.2	97
MN4	10.8	323

La figure 2.4 présente les courants de marée observés pour différentes conditions de marée dans la baie de Marennes-Oléron, obtenus à partir des cartes du SHOM. La circulation résiduelle du Nord vers le Sud est effectivement observée pour les figures 2.4a et 2.4b. Six heures avant la pleine mer, cette circulation Nord-Sud est également représentée, mais avec une différence notable au niveau du Pertuis de Maumusson, puisque les courants sont orientés vers le Nord (figures 2.4c et 2.4d). Enfin, pour les deux dernières conditions, on retrouve une circulation vers le Nord par le Pertuis de Maumusson, associée à une circulation de même orientation dans la baie en morte-eau (figure 2.4f). Cependant, en vive-eau (figure 2.4e), la circulation observée dans la baie est moins bien définie, avec des courants orientés vers le Nord, mais aussi vers l'Ouest et plus rarement vers le Sud.

### 2.2.2 Houle et mer de vent

Selon Bertin *et al.* [2005], la moyenne annuelle de la hauteur significative des vagues est de 1.5 mètres, avec une forte variabilité saisonnière, puisque celle-ci peut atteindre 6 mètres en cas de tempêtes. Plus de la moitié des vagues générées offshore sont de direction Ouest à Nord-Ouest, avec des périodes et des hauteurs significatives comprises respectivement entre 8 et 13 secondes, et entre 0.8 et 3 mètres. Malgré la forte dissipation de la houle dans le bassin, celle-ci peut influencer l'hydrodynamisme à l'embouchure de la Charente en cas d'épisodes de forte intensité.

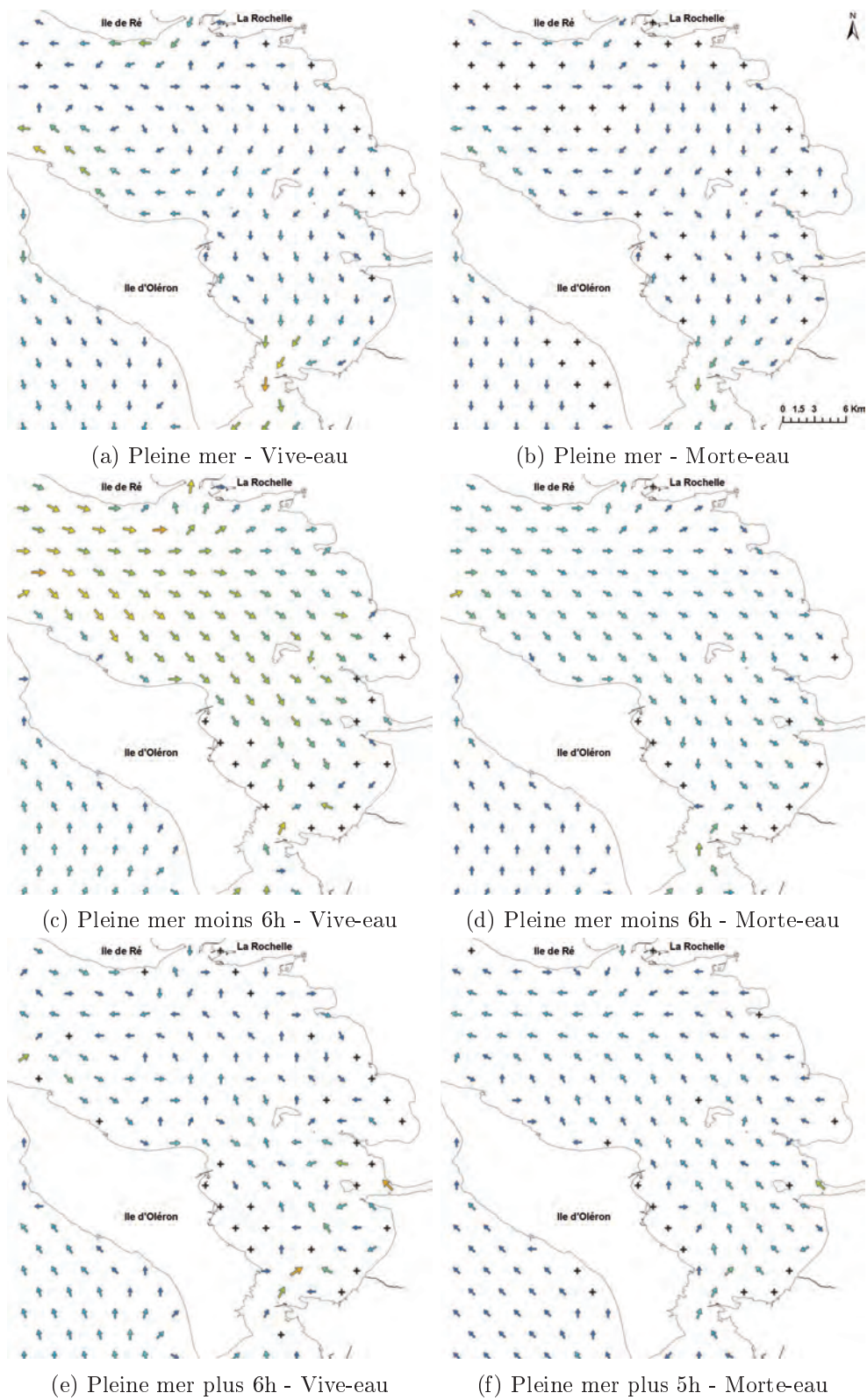


FIGURE 2.4 – Courants de marée dans la baie de Marennes-Oléron et les Pertuis de Maumusson et d'Antioche.

Source : SHOM et IGN



Les vents locaux peuvent également générer des vagues appelées clapot ou mers de vent. Stanisière *et al.* [2006] définissent quatre périodes associées à quatre régimes de vent (tableau 2.2). La lecture de ce tableau montre la dominance des vents d'Ouest, particulièrement dans le cas de vents de forte intensité. La rose des vents présentée en figure 2.5, issues de données du sémaphore de la Coubre (1961-1990) [Bertin, 2005], montre que les vents de direction Sud-Ouest à Nord-Ouest représentent plus de 50% des vents, contre environ 20 % pour les vents d'Est à Nord-Est.

Tableau 2.2 – Régimes de vent observés dans le Bassin de Marennes-Oléron

Période	Vent prédominants	Faible intensité (0-4.5 m/s)	Intensité Moyenne (4.6 à 8.0 m/s)	Forte intensité (> 8.0 m/s)
Décembre à Février	SE et NE	Peu fréquents NE à SE	Bien représentés Toutes directions, prédominants S et NE	Fréquents S à NE, prédominants SO
Mars à Mai	SO à NO et NE	Plus fréquents Toutes directions	Bien représentés SO à NE	Moins fréquents SE à NE
Juin à Août	SO à NO	Fréquents SO à NO	Bien représentés SO à NO	Peu fréquents SE à NO
Septembre à Novembre	SO à O et NE	Fréquents NE à SE	Bien représentés Toutes directions	Plus fréquents SO à NO

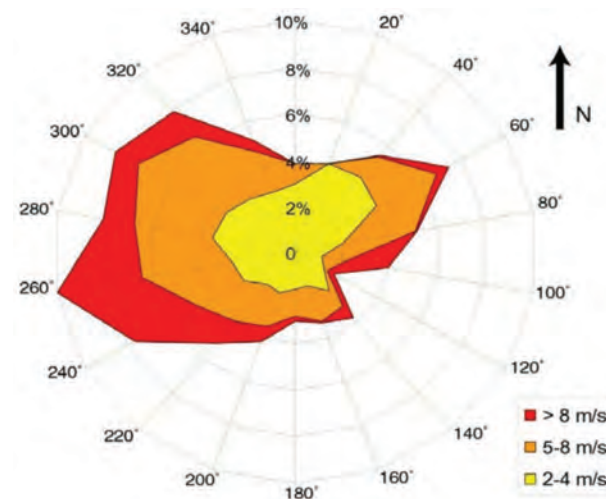


FIGURE 2.5 – Rose des vents obtenue à partir des données du sémaphore de la Courbe, 1961-1990, Bertin [2005]

Le Hir *et al.* [2000] ont montré l'impact non négligeable du clapot sur l'hydrodynamisme des vasières intertidales dans le Bassin de Marennes-Oléron. Ces zones peu profondes se trouvent aussi en embouchure de Charente, et la prédominance de vent d'Ouest peut provoquer l'apparition de mers de vent non négligeables dans la partie aval de l'estuaire.

### 2.2.3 Débit fluvial et influence du barrage de Saint-Savinien

Le débit moyen de la Charente au barrage Saint-Savinien, calculé sur la période 1998-2012, est de  $70 \text{ m}^3/\text{s}$ . Sur cette période, la crue la plus forte enregistrée eut lieu en novembre 2000, le débit atteignant une valeur maximale de  $1040 \text{ m}^3/\text{s}$ . Sur les dix dernières années (2002-2012), les crues n'ont jamais dépassé  $620 \text{ m}^3/\text{s}$ . En raison des faibles précipitations et de la nature calcaire des sols, les étiages peuvent être très prononcés, les prélèvements anthropiques d'eau importants (eau potable ou usage agricole (figure 2.13)) accentuant ce problème.

Les débits moyens annuels, depuis 1998, sont présentés en figure 2.6. L'impact sur le débit annuel de la crue exceptionnelle en 2000 et des sécheresses subies dans le sud-ouest au cours des années 2002 à 2005 est clairement visible. Contrairement aux années 2003 à 2005, la sécheresse de 2002 était principalement concentrée dans le Sud-Ouest.

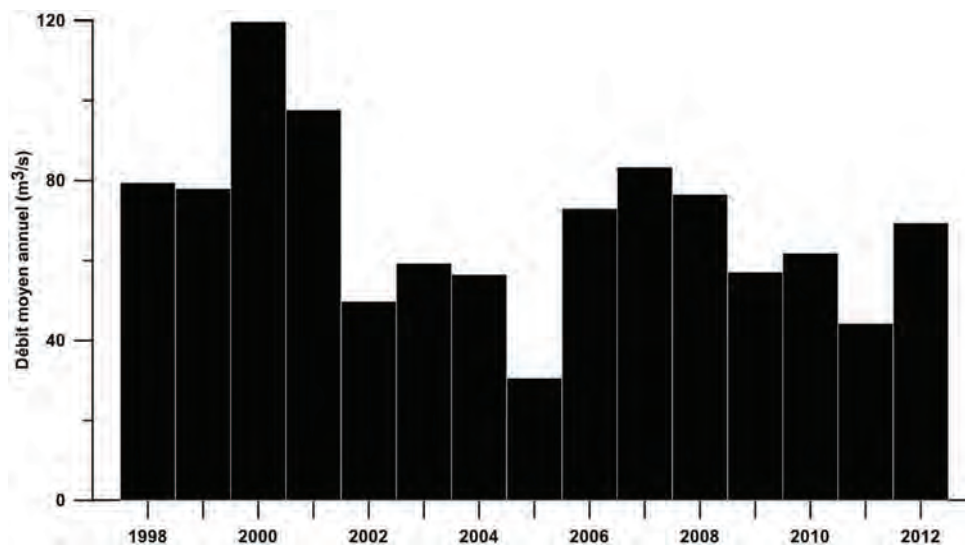


FIGURE 2.6 – Débits moyens annuels de la Charente en amont du barrage de Saint-Savinien - Années 1998 à 2012

Le barrage de Saint-Savinien permet d'alimenter les marais de Rochefort par dérivation et de fournir l'eau potable nécessaire à la région environnante. Le barrage en tant que tel, composé de trois vannes et une écluse (figure 2.8a), est installé sur un bras artificiel. Cet ouvrage est associé à un clapet (figure 2.8b), présent sur la bras naturel de la Charente (figure 2.7).



FIGURE 2.7 – La Charente à Saint-Savinien  
1 : Bras artificiel, barrage  
2 : Bras naturel, clapet



(a) Barrage



(b) Clapet

FIGURE 2.8 – Ouvrages installés sur la Charente à Saint-Savinien

Les règles générales de gestion du barrage sont dépendantes du coefficient de marée et du régime fluvial :

- Coefficient de marée inférieur à 70 : fermeture des vannes. L'écoulement est uniquement assuré par le clapet. Celui-ci est cependant fermé lorsque la marée est en fin de phase montante, afin d'éviter l'envasement de la partie amont du barrage.

- Coefficient de marée compris entre 70 et 110 : une vanne ouverte. En flot, la vanne s'ouvre lorsque la cote aval atteint la valeur seuil haute, environ 2 heures avant la marée haute. En jusant, la vanne se ferme lorsque la cote amont atteint sa valeur seuil basse, entre 2 et 3 heures après la marée haute. Cet écoulement est complété par celui du clapet.

- Coefficient de marée supérieur à 110 : deux vannes ouvertes. L'ouverture et la fermeture des vannes se fait selon les mêmes modalités que pour le cas précédent.

Deux cas particuliers peuvent se présenter :

- En forte crue, le barrage s'efface par ouverture totale des vannes et du clapet, afin d'éviter l'inondation de la partie amont, et plus particulièrement de la commune de Saintes. Dans des conditions de fort débit plus modérées, le clapet est ouvert, ainsi qu'une ou plusieurs vannes, en fonction du débit à réguler. La capacité de débit maximale du clapet est de  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ , et ne permet donc pas d'assurer la régulation amont-aval en cas de fort débit.

- En étiage, le plan d'eau amont est quasi exclusivement régulé par le clapet, l'objectif étant de maintenir une cote minimale, mais aussi un débit d'écoulement minimal (débit de réserve), actuellement fixé à  $12 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il arrive que ce débit de réserve ne soit pas respecté, en cas d'étiage particulièrement sévère.

A ce fonctionnement général du barrage s'ajoutent des prélèvements, difficilement quantifiables, tout au long du fleuve. Seules deux prises d'eau sont plus connues : un prélèvement par l'UNIMA (Union des marais de la Charente-Maritime) à Saint-Savinien (variable, sauf du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre, limité à  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ; un prélèvement alimentant le canal Charente-Seudre ( $1 \text{ m}^3/\text{s}$  pour 50 jours).

La figure 2.9 présente des exemples des cotes mesurées en amont et en aval du barrage pour différentes conditions de débit, et permet d'observer les modalités de gestion variable du barrage. La calibration du modèle en termes de salinité, présentée dans la Chapitre 3 sera directement impactée par ces variations d'écoulement.

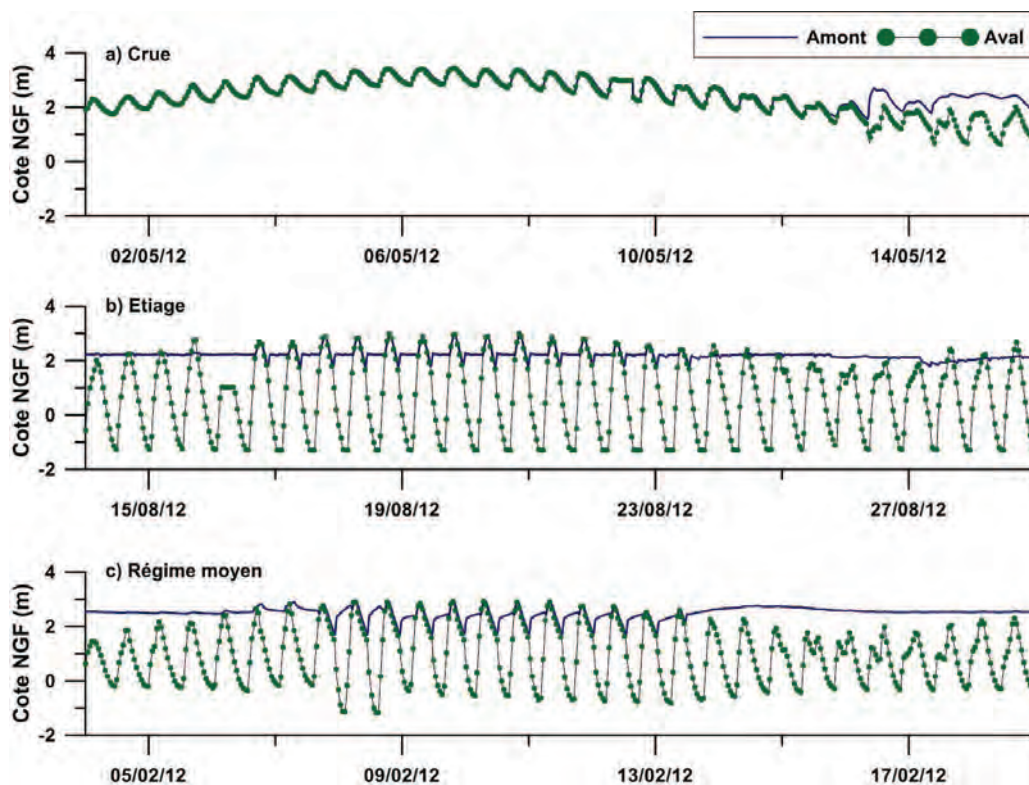


FIGURE 2.9 – Cotes en amont et en aval du barrage pour différentes conditions de débit

## 2.3 Contexte géologique

### 2.3.1 Bassin Versant

L'histoire géologique du bassin versant correspond essentiellement à celle de la région Poitou-Charentes, à la liaison entre le Massif Armoricaïn et le Massif Central, et entre les bassins sédimentaires Parisien et Aquitain. Cette situation géologique explique la présence dans la région de roches granitiques, volcaniques ou métamorphiques associées aux grands massifs, et de roches sédimentaires principalement calcaires, associées aux bassins.

Selon le BRGM, le bassin versant peut se diviser en 5 grands ensembles :

- L'amont du bassin, sur un socle Primaire, à l'extrémité Sud-Est, composé de roches métamorphiques (gneiss, schistes et granites d'anatexie) et plutoniques (granites et leucogranites). L'impactite de la météorite de Rochechouart est également visible (figure 2.10).
- Le domaine des calcaires du Jurassique moyen et inférieur. La Charente traverse ici plusieurs formation calcaires, avec des aquifères plus ou moins karstiques. Les altérites (roches détritiques) sablo-argileuses permettent également le stockage provisoire de l'eau.
- Les marnes et calcaires du Jurassique supérieur. La Charente et ses affluents s'écoulent ici sur une succession peu perméable de termes marneux et de termes plus calcaires. Un aquifère superficiel s'y forme cependant, mais renferme de faibles réserves.

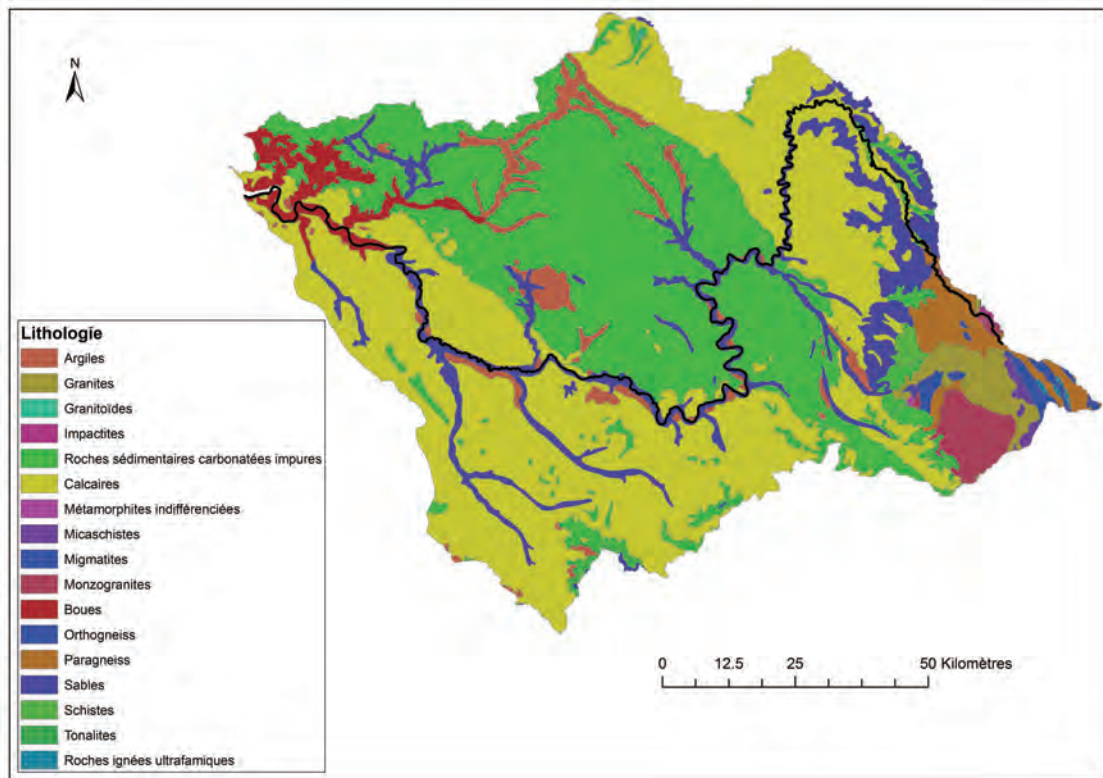


FIGURE 2.10 – Lithologie du Bassin Versant de la Charente

- Le karst de la Rochefoucauld. Au Nord d'Angoulême, la Touvre, affluent critique de la Charente en période d'étiage, est alimentée par une résurgence du karst de la Rochefoucauld.
- Les calcaires et marnes du Crétacé supérieur. Cette zone concerne la rive gauche de la Charente, entre Angoulême et Cognac. D'importantes sources naissent ici, grâce au terrain favorable à la formation d'un réservoir productif, et alimentent les rivières environnantes.
- Les zones de marais. De la confluence avec la Boutonne à l'embouchure, les terrains sont argileux, mis en place au Quaternaire.

### 2.3.2 Sédimentologie de la baie de Marennes-Oléron

Les côtes du bassin de Marennes-Oléron sont rocheuses, limono-sableuses et sableuses. La majeure partie des plages sableuses se trouve dans la partie Sud alors que les plages limono-sableuses sont principalement localisées au niveau des marais littoraux. Plusieurs classes de sédiments sont trouvés dans cette baie [Weber *et al.*, 2003] : roches, cailloutis, graviers, sables fins, sables fins purs, vases, sables et graviers envasés, sables vaseux et sables fins vaseux. La sédimentologie du bassin est cependant marquée par une majorité de vases pures, sables vaseux et sables fins vaseux (figure 2.11).

Du sud de Port des Barques jusqu'au pont d'Oléron, les estrans sont constitués de vases pures très fines, du même type que les vases de la Charente [Gouleau *et al.*, 2000]. A l'embouchure de



la Seudre, on observe principalement des vases sableuses, et des sables envasés à l'Ouest de l'île d'Oléron.

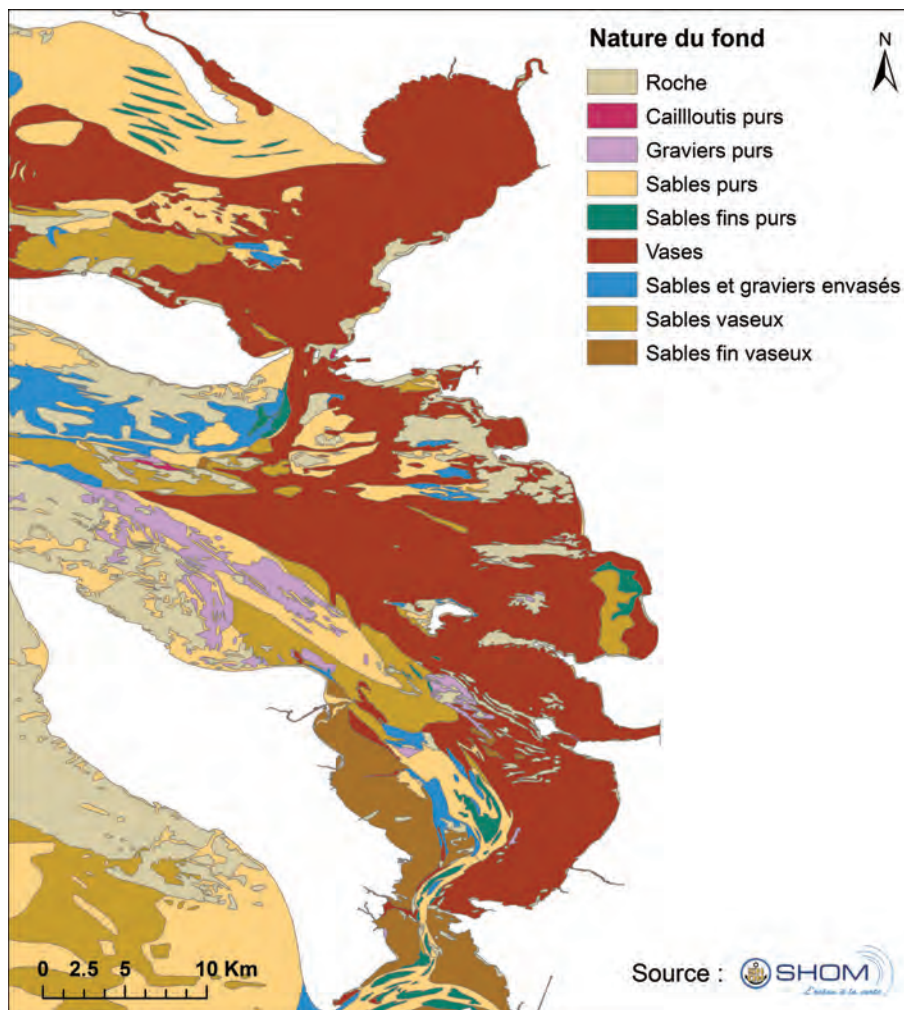


FIGURE 2.11 – Nature des fonds dans les Pertuis Charentais [Weber *et al.*, 2003]

Plusieurs sources sédimentaires sont à considérer dans le cas de la baie Marennes-Oléron. Une partie des sédiments provient des apports fluviaux "directs" de la Charente et de la Seudre [Tesson, 1973]. Les apports de la Gironde à la baie ont également été démontrés et cités par de nombreux auteurs [Boutier *et al.*, 2000; Dabrin *et al.*, 2013; Kervella, 2009; Parra *et al.*, 1998; Strady *et al.*, 2011].

Comme indiqué par Le Hir *et al.* [2010], le flux net de matières en suspension à la sortie de la Charente est très mal connu. Tesson [1973] estime les apports de la Charente au Pertuis d'Antioche à  $0.1 \times 10^6$  tonnes par an.

## 2.4 Contexte écologique

Selon l'EPTB Charente, une vingtaine d'espèces de poissons sédentaires et six espèces de poissons migrateurs (anguille, saumon, truite de mer, alose feinte, grande alose et lamproie) sont présentes dans les rivières du bassin versant de la Charente. Selon Modéran [2010], la Charente représente un lieu privilégié de reproduction et de croissance des poissons migrateurs. Des seuils de franchissement existent à Saint-Savinien à Chaniers, permettant à ces espèces de remonter la Charente dans des conditions de marée favorables [Bry et Hoflack, 2004]. La "pêche à la pibale", très pratiquée sur le fleuve, menace cependant l'anguille de disparition dans la Charente [Braastad *et al.*, 1992]. Le sandre est également représenté, notamment dans le port de commerce de Rochefort [Braastad *et al.*, 1992]. Les eaux plus calmes, plus en amont, permettent aux brochets et carpes de se développer.

Beaucoup d'oiseaux migrateurs se trouvent sur le bassin ou sur le littoral sous influence de la Charente, cette région présentant des milieux propices aux haltes. Le bassin est également le dernier grand refuge du vison d'Europe.

## 2.5 Pressions et besoins anthropiques

### 2.5.1 Un bassin majoritairement rural

L'occupation des sols sur le bassin versant, issue de la base de données CORINE, et présentée sur la figure 2.12, permet de distinguer clairement les grandes zones de cultures permanentes situées entre Angoulême et Saintes. En aval de Saintes, les territoires agricoles sont majoritairement des terres arables et des prairies. Les quatre grandes agglomérations (Rochefort, Saintes, Cognac et Angoulême) sont matérialisées par les zones rouges.

En dehors de ces agglomérations, le bassin est donc principalement rural, et marqué par un recul de l'élevage devant les grandes cultures, plus particulièrement de maïs [Bry et Hoflack, 2004]. La viticulture est également très présente sur le bassin, notamment dans la région de Cognac. D'après une étude de l'EPTB Charente en 2003, les sols agricoles occupent près de 70% de la superficie du territoire régional, contre 54% pour la France métropolitaine. Ce contexte agricole et viticole se traduit donc par des besoins en irrigation et des prélèvements très importants (figure 2.13), et une augmentation des pollutions par les nitrates et pesticides. Les prélèvements pour l'irrigation représentent 94% de l'ensemble des prélèvements en période d'étiage [Bry et Hoflack, 2004].



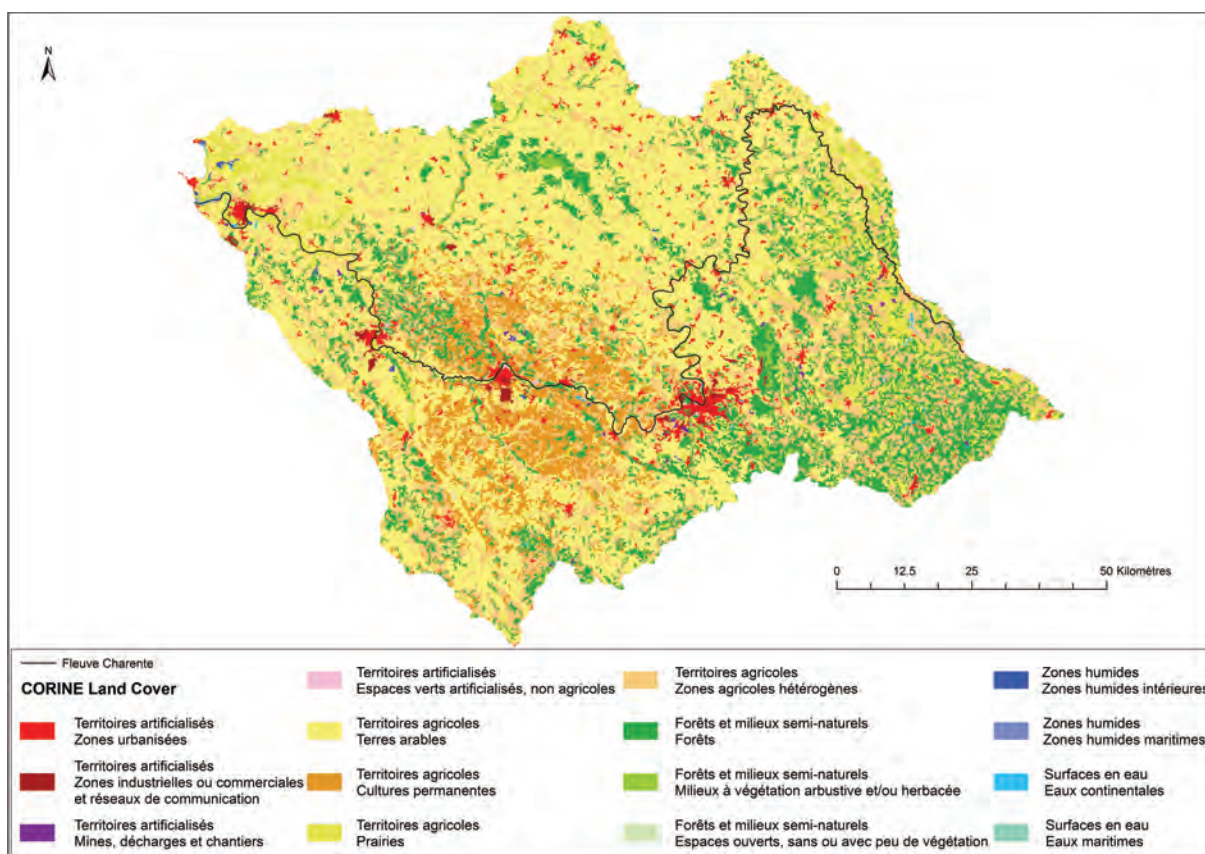


FIGURE 2.12 – Occupation des sols dans le bassin versant de la Charente : base de données CORINE

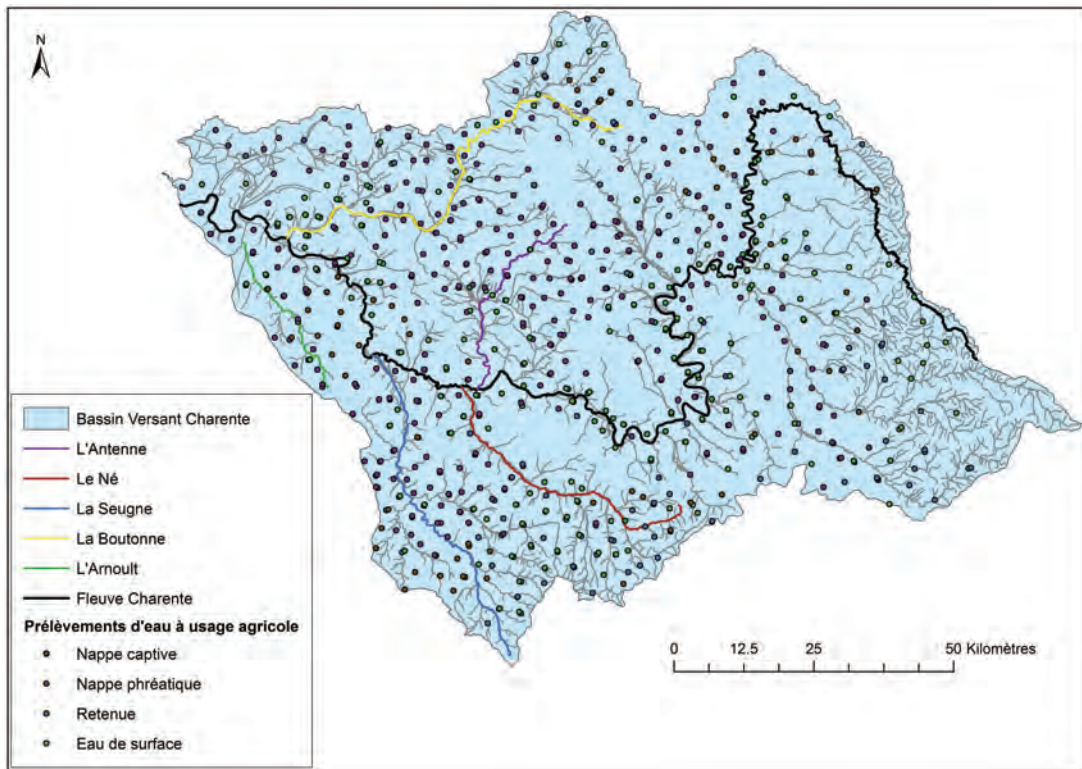


FIGURE 2.13 – Bassin versant de la Charente et principaux affluents en aval d'Angoulême  
Points de prélèvements d'eau à usage agricole

### 2.5.2 Conchyliculture

Selon Bry et Hofflack [2004], l'estuaire de la Seudre et le marais de Brouage, zones sous influence de la Charente, produisent près de 30 000 tonnes d'huîtres par an. 68 000 tonnes de moules de bouchot sont également produites par an, sur des zones variées du littoral charentais et vendéen (Fouras, Brouage, Charron, îles de Ré et Oléron, baie de l'Aiguillon).

L'activité conchylicole de la région (figure 2.14) est fortement dépendante des apports d'eau douce de la Charente et de la Seudre, qui est essentielle pour le succès du captage des jeunes larves d'huîtres. Au fil des saisons, un certain équilibre entre la température, la salinité et le pH doit être respecté afin d'assurer le développement des espèces.

La saison la plus critique est logiquement la période estivale, marquée par des apports d'eau douce plus faibles. Le développement du phytoplancton, nécessaire à la croissance des huîtres, est dépendant des nutriments présents dans l'eau douce. L'Ifremer estime ainsi à  $12 \text{ m}^3/\text{s}$  l'apport d'eau douce nécessaire à ce bon fonctionnement. Le débit de la Charente est souvent largement inférieur à cette valeur au cours de l'été, ce qui provoque à la fois un déficit de captage et de croissance, mais aussi une augmentation de la mortalité des jeunes huîtres de 2 ans ou moins au cours de l'hiver suivant, celles-ci étant fragilisées par la période estivale.

Les orages estivaux posent également un problème de contamination bactériologique des cultures conchylicoles. Le débordement des stations d'épuration en cas de fortes précipitations

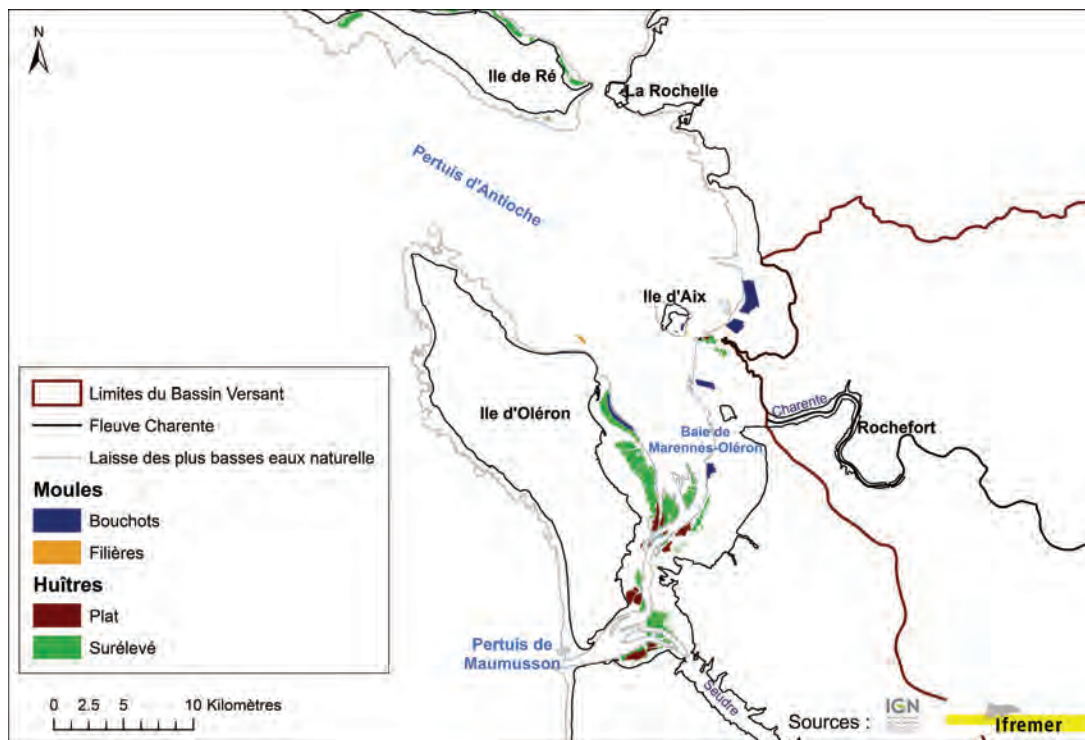


FIGURE 2.14 – Conchyliculture dans la zone d'influence de l'estuaire de la Charente

entraîne des rejets d'eaux contaminées dans le fleuve, qui sont transportés vers l'embouchure et donc vers l'océan.

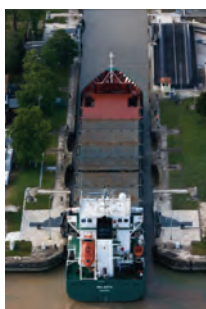
En période hivernale, on peut observer des rejets trop importants et trop rapides d'eau douce dans le fleuve, déstabilisant l'équilibre nécessaire au développement des huîtres, et provoquant parfois des chocs osmotiques et la mort des huîtres.

Au printemps, une augmentation de la mortalité a été observée ces dernières années. Cette période, marquée par une accélération du métabolisme des huîtres, correspond également à une activité agricole accrue. L'application de diverses substances toxiques pour le phytoplancton sur les terres agricoles à proximité de l'estuaire pourrait donc engendrer une contamination des eaux littorales. Au-delà des huîtres et des moules, c'est tout l'écosystème aquatique qui serait alors perturbé.

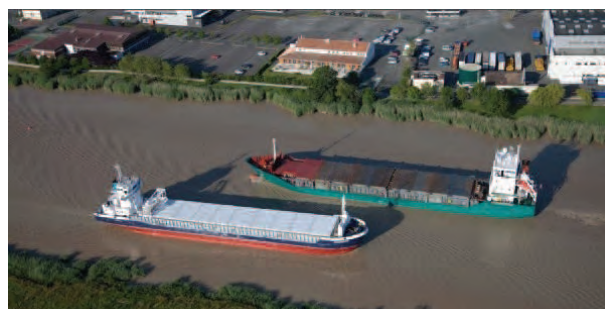
### 2.5.3 Navigation et activités portuaires de commerce

La Charente n'est navigable pour les navires de commerce qu'à partir de Tonnay-Charente. La fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, marquée par le développement du transport par chemin de fer, et l'arrivée du transport routier dans les années 1930, ont entraîné un déclin de la navigation commerciale sur le fleuve Charente. Deux ports ont cependant résisté, Rochefort et Tonnay-Charente, et sont aujourd'hui regroupés en complexe portuaire géré par le Conseil Général de Charente-Maritime et la Chambre de Commerce et de l'Industrie de Rochefort et de Saintonge.

Il s'agit du 1<sup>er</sup> port départemental français. Les échanges sont principalement liés à l'agri-



(a) Sortie du port de commerce de Rochefort



(b) Croisement de deux cargos

FIGURE 2.15 – Activités de commerce sur la Charente  
*Crédit photo : Philip Plisson*

culture (engrais et céréales), l'import de bois sciés du Nord et l'export de produits issus du recyclage, avec plus de 300 escales par an pour 900 000 tonnes de marchandises. Ces activités sont tributaires des problèmes d'envasement de la Charente, le tirant d'eau maximal des bateaux actuellement en vigueur étant de 6.50 m. Des dragages sont régulièrement mis en place pour maintenir cette limite et permettre aux navires de commerce d'effectuer des demi-tours sur la Charente. L'envasement de la Charente représente à l'heure actuelle des problèmes d'exploitation portuaire non négligeables.

#### 2.5.4 Tourisme

La Charente-Maritime est la 2<sup>ème</sup> destination touristique de France, et représente 74 % de l'économie du tourisme de la région Poitou-Charentes (en 2012). L'attrait touristique majeur mis en avant est son patrimoine naturel, et plus particulièrement les côtes, plages et cours d'eau. A ce patrimoine naturel sont associées des activités de loisir liées à l'eau : baignade mais aussi tourisme fluvial, pêche, canoë-kayak, etc ...

Ces différentes activités sont tributaires des niveaux et de la qualité de l'eau fluviale, estuarienne et littorale. Selon une étude de l'INRA [Bry et Hoflack, 2004], une vingtaine de sites de baignade existent sur la Charente, mais seulement 5 sont déclarés officiellement. Plus de 500 km de parcours sont également disponibles pour la pratique du canoë-kayak, sur la Charente et ses affluents. Sur la Boutonne, cette activité est interrompue pendant la période estivale en raison du manque d'eau.

La Charente est navigable pour la plaisance sur 170 km, entre l'embouchure et Angoulême, avec 21 écluses [Bry et Hoflack, 2004], et plusieurs ports. Le "plus beau ruisseau du royaume" selon François I<sup>er</sup> (ou Henri IV?), est l'objet d'une attraction touristique qui s'est beaucoup développée, notamment via l'apparition des "pénichettes" habitables, petits bateaux conçus pour des croisières de quelques jours à plus d'une semaine [Bry et Hoflack, 2004].



## Résumé du Chapitre 2

L'estuaire de la Charente, situé sur la côte Atlantique française, est soumis à un régime de marée semi-diurne et macrotidal. L'amplitude de la marée à l'embouchure peut atteindre 6.5 mètres en vive-eau. L'analyse harmonique effectuée à partir des données du marégraphe de La Rochelle (La Pallice), ville proche de l'estuaire, révèle une dominance des composantes semi-diurnes, mais également la présence d'ondes quart-diurnes dont les amplitudes sont fortes.

Le fleuve, long de 365 km depuis sa source, se jette dans la baie de Marennes-Oléron. Il représente le principal apport d'eau douce de la zone, complété par la Seudre, dont les débits sont comparativement négligeables. Cet apport est crucial pour la baie de Marennes-Oléron, siège d'une conchyliculture intensive. Le débit moyen de la Charente sur les quatorze dernières années est de  $70 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cependant, les sécheresses successives subies ces dernières années tendent à réduire cette valeur. Dans la suite de cette étude, le débit moyen considéré sera donc de  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les prélèvements d'eau dans le bassin versant sont nombreux, et le développement économique de la région tend à augmenter les pressions anthropiques subies par l'estuaire.

Le principal aménagement présent dans la zone d'étude est le barrage de Saint-Savinien. Cet ouvrage joue un rôle de régulation en fonction des coefficients de marée et du débit, afin d'éviter l'inondation des zones amont et/ou aval, et d'alimenter les marais en eau douce. Les débits à l'aval du barrage sont ainsi considérablement modifiés.

Les sédiments rencontrés dans l'estuaire et dans la partie orientale de la baie de Marennes-Oléron sont des sédiments fins cohésifs. La Charente est une source de sédiments pour la baie, mais il a également été démontré que des particules provenant de la Gironde y étaient présentes. Les flux sédimentaires provenant de l'estuaire sont à l'heure actuelle peu connus, et leur détermination représente un des enjeux de cette étude.

La Charente est également une source d'eau potable pour la région. Plusieurs activités (tourisme, pêche) sont dépendantes de la bonne qualité de l'eau. Les alentours du port commercial de Rochefort, accueillant de nombreux cargos, sont régulièrement dragués afin de pouvoir maintenir le tirant d'eau nécessaire à son bon fonctionnement. Dans ce contexte, la détermination de l'évolution des structures turbides et des distributions de salinité en fonction des marées et du régime fluvial représentent un intérêt sociétal important.



# Instrumentation et modélisation tridimensionnelle : outils pour une étude multi-échelles

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b> . . . . .	<b>67</b>
<b>3.2</b>	<b>Instrumentation et acquisition de données in-situ</b> . . . . .	<b>67</b>
3.2.1	Stratégie d'instrumentation . . . . .	67
3.2.2	Acquisition longue durée en continu . . . . .	68
3.2.3	Mesures courte durée ou discrètes . . . . .	69
3.2.4	Caractérisation des sédiments . . . . .	71
<b>3.3</b>	<b>Modélisation numérique 3D</b> . . . . .	<b>72</b>
3.3.1	MARS-3D : description . . . . .	72
3.3.2	Configuration du modèle de l'estuaire de la Charente . . . . .	83
3.3.3	Calibration, validation et sensibilités du modèle hydrodynamique . . . . .	85
3.3.4	Calibration, validation et sensibilités du modèle sédimentaire . . . . .	94

---





## 3.1 Introduction

Ce chapitre présente les deux outils utilisés pour réaliser cette étude : la modélisation numérique et l'acquisition de données de terrain. L'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire de la Charente ayant été très peu étudiées, la combinaison de ces deux approches a permis de réaliser une étude à plusieurs échelles temporelles.

Dans un premier temps, un inventaire des mesures et prélèvements effectués sur le terrain est détaillé : type d'instrumentation ou de prélèvement, fréquence d'échantillonnage, et positionnement dans l'estuaire. Le modèle numérique est ensuite présenté d'un point de vue général avec les principales équations résolues dans MARS-3D. La construction du modèle développé sur la Charente constitue le dernier point de ce chapitre, avec les simulations de validation effectuées, et les tests de sensibilité mis en place.

## 3.2 Instrumentation et acquisition de données in-situ

Cette étude a abouti à l'acquisition de nombreuses données de terrain, afin de répondre à deux objectifs : fournir un jeu de données suffisant pour valider le modèle hydrosédimentaire développé, et réaliser une étude de terrain multi-échelles, venant compléter ou renforcer les interprétations effectuées suite aux simulations numériques.

### 3.2.1 Stratégie d'instrumentation

Deux types d'acquisition ont été mis en place : un suivi continu, sur une année, des différentes variables descriptives du comportement de l'estuaire (vitesses de courant, salinité, turbidité), et des campagnes de mesures ponctuelles, permettant d'étudier plus spécifiquement certains processus, ou de considérer des échelles temporelles plus fines.

Dans la mise en place des différents instruments, les attentes et questions des gestionnaires ont été prises en compte. Leurs objectifs, liés principalement à la gestion du barrage de Saint-Savinien et des différents dragages réalisés sur la Charente, complètent donc des objectifs scientifiques de compréhension et d'acquisition de connaissances sur le fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire. Dans le cadre de cette étude, trois stations principales ont donc été choisies pour effectuer un suivi continu de salinité et de turbidité :

- LUP : au niveau de la cale de mise à l'eau de Port-des-Barques, proche de l'embouchure.
- ROCH : au niveau de l'arsenal de Rochefort, environ 1.5 km en aval du port de commerce.
- LHOUM : au niveau du pont de l'Houmée, sur la commune de Bords, proche de la limite de l'intrusion saline.

Ces trois stations ont été choisies afin d'étudier la dynamique de l'estuaire dans la zone principale d'oscillation du bouchon vaseux (de l'embouchure à Rochefort), et les phénomènes se produisant plus en amont, notamment l'intrusion saline et éventuellement la remontée du

bouchon vaseux en étiage. Des limitations techniques dues au terrain (possibilités d'accès, chenal de navigation, sécurisation des structures, ...) ont dû être prises en compte.

La station ROCH a été complétée à partir de novembre 2012 par la mise en place d'un courantomètre. A ces mesures en continu s'ajoutent des mesures plus ponctuelles : des piquets permettant de mesurer l'accrétion et l'érosion sur les berges, et des mesures courantométriques haute fréquence. Les différentes mesures effectuées sont détaillées dans les paragraphes suivants, et les positions des stations de mesure sont résumées sur la figure 3.1. Des échantillonnages sédimentaires de surface ont été réalisés sur les stations de mesure de piquets. Trois carottes ont également été prélevées sur les stations A, C et F.

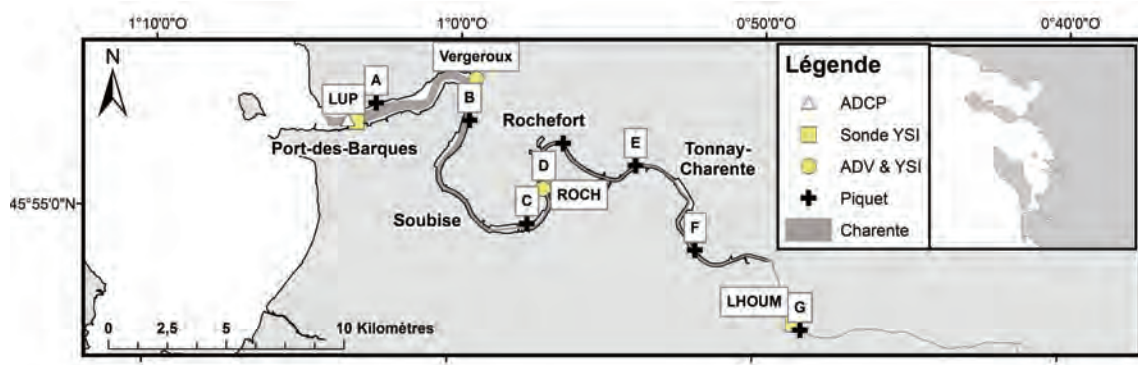


FIGURE 3.1 – Stations de mesure mises en place sur la Charente

### 3.2.2 Acquisition longue durée en continu

#### 3.2.2.1 Salinité et turbidité

Trois sondes YSI 6600 V2, équipées d'un capteur de salinité et d'un capteur de turbidité 4000 NTU (6026) ont été mises en place de mai 2012 à mai 2013, aux stations LUP, ROCH et LHOUM (figure 3.1). Pour ces trois stations, les mesures ont été effectuées toutes les 5 minutes. Pour les stations LUP et LHOUM, les sondes ont été placées sur des mouillages dimensionnés au moyen du package Matlab "Mooring Design & Dynamics" [Dewey, 1999] (figure 3.2a), entre 1.5 et 2 mètres au dessus du fond. A la station ROCH, la sonde YSI a été placée sur un tripode (figure 3.2b), à environ 1 mètre du fond. Cette structure et les différents mouillages ont été dimensionnés par Thibault Coulombier, ingénieur d'études au laboratoire LIENSs.

Les capteurs de salinité et de turbidité ont été calibrés en utilisant des solutions à  $12\ 880\ Us.cm^{-1}$  et des solutions de formazine à 1000 et 4000 NTU. La correspondance entre NTU et g/L a été établie en utilisant des sédiments humides issus de la Charente. Dans un récipient d'environ 80 litres, avec une agitation continue permettant de générer un courant de  $2\ m/s$ , les sondes ont été calibrées en mesurant la turbidité après ajouts successifs de sédiments dans la solution. La validation de la calibration a été effectuée après filtrations sur filtres en microfibre

de verre GF/C des différentes solutions. Toutes les sondes ont été calibrées au même moment, avec les mêmes solutions.



(a) Mouillage préparé pour la station LHOUM



(b) Sonde sur une structure en tripode (station ROCH)

FIGURE 3.2 – Mise en place de sondes YSI salinité/turbidité sur la Charente

### 3.2.2.2 Courantométrie

La station de Rochefort (ROCH) a été complétée par l'installation d'un courantomètre ADV 10 MHz (Argonaut-ADV, Sontek) à partir de novembre 2012. La mesure s'effectue également toutes les cinq minutes, avec une moyenne calculée sur 30 secondes. Cet ADV est placé sur la même structure que la sonde YSI (figure 3.3), et positionné à environ 1 mètre du fond.



FIGURE 3.3 – ADV placé à la station ROCH

### 3.2.3 Mesures courte durée ou discrètes

Le suivi en continu présenté précédemment a été complété par plusieurs campagnes de mesures ponctuelles, ayant eu lieu à différents moments au cours de la thèse. Des piquets de mesure

d'accrétion/érosion ont été mis en place à différents endroits sur les berges le long de l'estuaire. Enfin, d'avril à juin 2013, un courantomètre ADV haute-fréquence a été installé dans le méandre en aval de Vergeroux, afin d'observer les processus d'érosion/dépôt.

### 3.2.3.1 Piquets de mesure d'accrétion/érosion

Afin d'évaluer les quantités de sédiments déposés et érodés sur les berges de la Charente, des "piquets" en bois ont été installés à la fin de l'été 2012, à sept positions différentes le long du fleuve (figure 3.1). Pour chaque station de mesure, au moins deux piquets ont été placés, sur une perpendiculaire au fleuve (figure 3.4). Des relevés réguliers ont été effectués, en fonction du cycle morte-eau/vive-eau, et des variations de débit fluvial, dont la valeur en amont du barrage de Saint-Savinien est connue quotidiennement grâce au Service de Prévision des Crues.



(a) Piquets placés sur les berges

(b) Relevé de la hauteur du piquet

FIGURE 3.4 – Mesures d'accrétion/érosion sur les berges de la Charente

### 3.2.3.2 Courantomètre haute fréquence

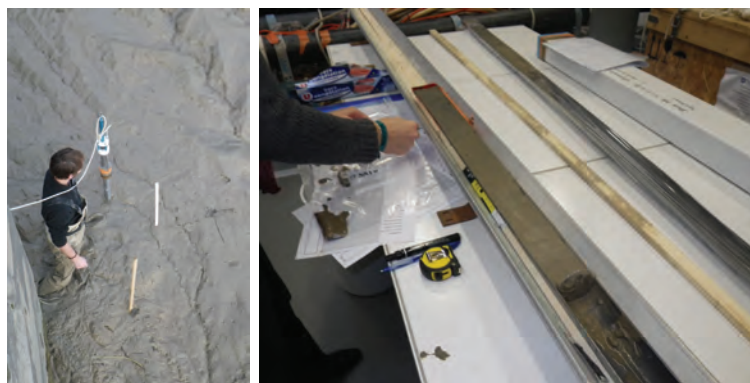
Un courantomètre haute fréquence (10-MHz ADV, Wontek) a été mis en place entre les stations LUP (embouchure) et ROCH (Rochefort), au niveau du méandre de Vergeroux. Suite aux premières conclusions obtenues grâce aux mesures et au modèle, il est en effet apparu que cette zone présentait un intérêt plus particulier en termes de dynamique sédimentaire. Afin de mesurer l'évolution de la distance au fond, et ainsi d'observer les processus d'érosion/dépôt, l'appareil a donc été placé sur un tripode équivalent à celui utilisé à Rochefort (figure 3.5), et à une distance d'environ 60 centimètres par rapport au fond. Cet appareil a été programmé pour acquérir des bursts de 2048 échantillons à 25 Hz, toutes les 5 minutes. Il permet également d'étudier de manière plus fine l'impact de la turbulence sur le fond. Cependant, seules les données d'évolution du fond seront présentées dans cette thèse.



FIGURE 3.5 – ADV haute fréquence placé à Vergeroux

### 3.2.4 Caractérisation des sédiments

Deux séries d'échantillonnage des sédiments de surface ont été effectuées, en novembre 2012 et en janvier 2013, sur les stations A à F (figure 3.1). A ces échantillons de surface s'ajoutent trois carottes prélevées en novembre 2012 aux stations A, C et F (figure 3.6a). Leurs longueurs respectives sont de 50, 78 et 76 cm, et un sous-échantillonnage tous les 2 cm a été effectué (figure 3.6b).



(a) Carottage à la station F

(b) Découpage, observation et sous-échantillonnage d'une carotte

FIGURE 3.6 – Carottage et échantillonnage

Les teneurs en eau et en matière organique ont été déterminées par pesées successives, avant et après séchage à l'étuve, et après calcination au four. Des blancs ont été mesurés sur des coupelles vides.

Des attaques acides ont été réalisées sur des échantillons de sédiments. La granulométrie a ensuite été mesurée au moyen d'un granulomètre laser Beckman Coulter LS200 VSM+, mis à disposition par l'Ifremer de Brest. Le logiciel GRADISTAT® [Blott et Pye, 2001] a permis de traiter les résultats obtenus.

### 3.3 Modélisation numérique 3D

En association avec l'acquisition de données décrite précédemment, un modèle hydrosédimentaire 3D de l'estuaire de la Charente a été mis en place. La modélisation permet en effet d'effectuer différentes simulations correspondant à différents scénarios de marées, de débit fluvial, de régime de vents, etc... Dans la réalité, il est parfois difficile d'isoler les processus à partir de l'analyse de terrain, et ainsi de les étudier plus spécifiquement. De même, l'instrumentation présente des limites en termes de couverture spatiale sur l'estuaire. La modélisation permet donc d'évaluer la réponse du système en tout point à des simulations numériques idéalisées (étiage, crue, ...).

Dans ce cadre, le code de l'Ifremer MARS-3D a été choisi pour modéliser l'estuaire. La calibration et la validation du modèle ont été effectuées en deux temps : avec et sans le module sédimentaire. Les paragraphes suivants constituent une description du code de base et des caractéristiques de MARS-3D. Les paramètres optimaux déterminés par calibration sont ensuite détaillés, ainsi que la sensibilité du modèle à quelques variables déterminantes.

#### 3.3.1 MARS-3D : description

MARS-3D (Model for Applications at Regional Scales), dont le code est développé par l'Ifremer, est un modèle numérique à surface libre, en différences finies et coordonnées sigma, résolvant les équations classiques de la mécanique des fluides (Navier-Stokes) sous les hypothèses de Boussinesq et de l'équilibre hydrostatique. Plusieurs modules thématiques peuvent être couplés au coeur hydrodynamique : dynamique sédimentaire, biogéochimie, contaminants et transport lagrangien. Une description complète du modèle a été réalisée par Lazure et Dumas [2008]. Dans cette section, seules les descriptions du coeur hydrodynamique et du module sédimentaire sont présentes, les autres modules n'ayant pas été utilisés dans cette étude. Les principales équations et principes de résolution sont décrits, ainsi que les différentes paramétrisations possibles.

##### 3.3.1.1 Méthodes numériques

- Coordonnée sigma :

Le modèle MARS-3D est caractérisé par une résolution des composantes et variables verticales selon une coordonnée sigma  $\sigma$  (figure 3.7), remplaçant la coordonnée cartésienne  $z$ . Cette coordonnée correspond à des niveaux relatifs, dont le nombre reste constant en fonction du pas de temps, mais s'adaptant à la bathymétrie et aux variations de hauteur d'eau :

$$\sigma = \frac{d(x, y) + z}{h(x, y, t)} - 1 \quad (3.1)$$

où  $d(x, y)$  est la profondeur et  $h(x, y, t)$  est la hauteur d'eau :



$$h(x, y, t) = d(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad (3.2)$$

où  $\zeta(x, y, t)$  représente la variation de la hauteur d'eau par rapport à son état de repos  $d$

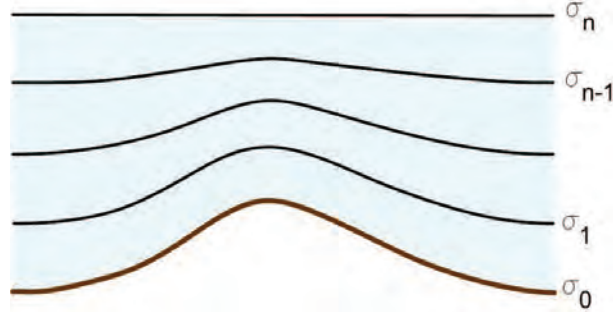


FIGURE 3.7 – Coordonnées sigma

Les valeurs de  $\sigma$  sont donc comprises entre -1 et 0, correspondant respectivement au fond marin et à la surface libre de l'eau. Afin de faciliter la lecture, les équations présentées dans les paragraphes suivants sont écrites dans le repère cartésien  $(x, y, z)$ .

- Résolution numérique :

Le principe de résolution numérique dans MARS, est basé sur la séparation des modes barotrope (externe) et barocline (interne) [Blumberg et Mellor, 1987]. Un modèle 2D, dont les équations et les variables sont obtenues par intégration sur la verticale des équations primitives, décrit le mode externe et calcule les vitesses de courant barotropes  $\bar{u}$  et  $\bar{v}$  ainsi que l'élévation de la surface libre  $\zeta$ .  $\zeta$  est ensuite prise en compte pour calculer le gradient de pression dans le modèle 3D :

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial i} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial i} - g \frac{\partial \zeta}{\partial i}}_{\text{barotrope}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial i} \int_z^\zeta b dz'}_{\text{barocline}} \quad (3.3)$$

avec  $i = x$  ou  $y$ .

La résolution des équations primitives fournit en retour les champs de vitesses de courant, permettant notamment d'évaluer la diffusion horizontale et le frottement sur le fond, et de recalculer les champs intégrés sur la verticale.

Ce couplage est le plus souvent décrit avec une formulation explicite du mode externe, et en utilisant des pas de temps différents. Dans MARS, la résolution se fait de manière semi-implicite, en gardant un pas de temps identique pour les deux modes par ajustement progressif, et en vérifiant la condition de convergence [Lazure et Dumas, 2008].



Les équations différentielles présentées dans les paragraphes suivants sont discrétisées suivant une grille horizontale et verticale Arakawa de type C (figure 3.8) [Arakawa et Lamb, 1977]. Les composantes horizontales du courant sont ainsi calculées sur les bords de la maille, alors que les concentrations en traceurs et l'élévation de la surface libre sont calculées au centre. Sur la verticale, les vitesses horizontales et les concentrations en traceurs sont calculées au niveau  $\sigma$  correspondant au centre de la maille, les vitesses verticales sont elle décalées de  $d\sigma/2$ .

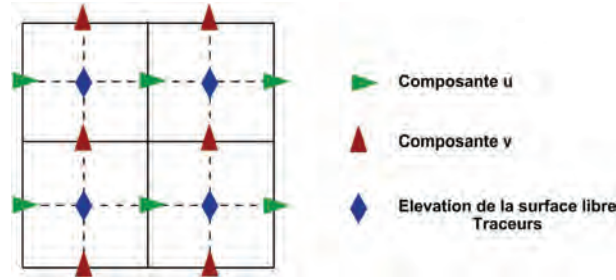


FIGURE 3.8 – Grille Arakawa de type C

Du point de vue de la discrétisation temporelle, MARS utilise un schéma numérique ADI (Alternating Direction Implicit) [Leendertse et Gritton, 1971]. Cette méthode permet de séparer la résolution sur deux demi-pas de temps. Sur le premier demi-pas de temps, les équations sont résolues selon la direction  $x$ . Sur le deuxième demi-pas, les équations sont résolues selon la direction  $y$ . L'utilisation du schéma ADI permet d'utiliser un pas de temps variable, ajusté selon la vitesse de courant horizontal maximum sur le domaine de calcul, observé sur une période définie. Le critère de stabilité défini est le suivant :

$$\frac{\max(u, v)\Delta t}{\Delta x} < 0.6 \quad (3.4)$$

### 3.3.1.2 Hydrodynamique

#### *Equations primitives*

MARS-3D est basé sur les équations primitives suivantes :

- Navier-Stokes avec l'approximation de Boussinesq :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \underbrace{u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}}_{\text{Advection}} - \underbrace{fv}_{\text{Coriolis}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x}}_{\text{Gradient de pression}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right)}_{\text{Diffusion}} \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}}_{\text{Advection}} + \underbrace{fu}_{\text{Coriolis}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}}_{\text{Gradient de pression}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right)}_{\text{Diffusion}} \quad (3.6)$$

où  $u$ ,  $v$ , et  $w$  sont les composantes horizontales et verticale de la vitesse,  $f$  est le paramètre de Coriolis,  $P$  est la pression,  $\rho$  est la masse volumique de l'eau,  $g$  est l'accélération de la pesanteur et  $\tau_{**}$  sont les tensions de contraintes de Reynolds.

- Hypothèse hydrostatique :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (3.7)$$

- Equation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.8)$$

L'approximation de Boussinesq est prise en compte dans les équations 3.5 et 3.6 via l'expression de  $\rho$ . La masse volumique  $\rho$  s'exprime normalement selon  $\rho = \rho_0 + \rho'$ ,  $\rho'$  étant la variation par rapport à sa valeur de référence  $\rho_0$ . On considère dans les équations de mouvement horizontal que  $\rho'$  est négligeable, et donc que  $\rho \approx \rho_0$ .

L'équation d'advection/diffusion permet de résoudre les traceurs  $C$  tels que la température  $T$  et la salinité  $S$  :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial wC}{\partial z} = \frac{\partial F_x^c}{\partial x} + \frac{\partial F_y^c}{\partial y} + \frac{\partial F_z^c}{\partial z} + S^c - P^c \quad (3.9)$$

où  $F^C$  sont les flux de diffusion et  $S^C$  et  $P^C$  sont les termes source et puits.

Afin de clore le système d'équations, la salinité, la température et la densité sont reliées par une équation d'état :

$$\rho = G(S, T, P) \quad (3.10)$$

*Dissipation turbulente*

- Sur la verticale :

Les termes suivants, respectivement présents dans les équations 3.5, 3.6 et 3.9 dépendent de la paramétrisation du mélange turbulent sur la verticale :

$$\tau_{xz} = N_z \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.11)$$

$$\tau_{yz} = N_z \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.12)$$

$$F_z^c = K_z \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.13)$$

où  $N_z$  et  $K_z$  sont les coefficients de viscosité et de diffusion turbulente verticaux.

Plusieurs schémas de fermeture turbulente sont implémentés dans MARS afin de déterminer ces valeurs. Le modèle choisi pour cette étude est un modèle  $k - kl$  à deux équations [Warner *et al.*, 2005b], proche du modèle Mellor-Yamada [Mellor et Yamada, 1974, 1982] niveau 2.5. Ce modèle de turbulence a été utilisé dans de nombreuses études en domaine estuarien ou côtier [Gong et Shen, 2011; Huang *et al.*, 2008; Levasseur *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2005; Nunes Vaz et Simpson, 1994; Warner *et al.*, 2005a].

$$N_z, K_z = f(k, kl, l) \propto k^{1/2} l \quad (3.14)$$

où  $l$  est la longueur de mélange turbulent et  $k$  est l'énergie cinétique turbulente, couramment définie par :

$$k = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3.15)$$

Plus précisément, les coefficients de viscosité et de diffusion turbulente sont définis ainsi :

$$N_z = c\sqrt{2kl}S_M + \nu \quad ; \quad K_z = c\sqrt{2kl}S_H + \nu_\theta \quad (3.16)$$

où  $\nu$  et  $\nu_\theta$  sont la viscosité et la diffusivité moléculaire,  $S_M$  et  $S_H$  sont des fonctions de stabilité prenant en compte le cisaillement et la stratification et  $c$  est un coefficient dépendant de la fonction de stabilité.

Les coefficients  $N_z$  et  $K_z$  sont donc calculés à partir de l'énergie cinétique turbulente, et à partir d'une formulation analytique de la longueur de mélange [Warner *et al.*, 2005b] :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + U_i \frac{\partial k}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_Q \frac{\partial k}{\partial z} \right) + P + B - \epsilon \quad (3.17)$$

$$\frac{\partial kl}{\partial t} + U_i \frac{\partial kl}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_Q \frac{\partial kl}{\partial z} \right) + l(c_1 P + c_3 B + c_2 \epsilon F_{wall}) \quad (3.18)$$

où  $U_i$  est la composante moyenne de la vitesse selon la direction  $i$  ( $U = U_i + u_i$ ),  $u_i$  étant la composante turbulente de la vitesse,  $P$  et  $B$  représentent la production de turbulence par cisaillement et par flottabilité,  $\epsilon$  représente la dissipation turbulente et  $F_{wall}$  est la fonction de proximité de paroi.  $c_1$ ,  $c_2$  et  $c_3$  sont des constantes.

$$K_Q = \frac{N_z}{\sigma_q} \quad (3.19)$$

où  $\sigma_q$  est le nombre Schmidt turbulent.

La fonction  $F_{wall}$  peut être définie selon plusieurs expressions, dépendantes de la distance au fond et à la surface [Blumberg *et al.*, 1992; Burchard, 2001; Burchard *et al.*, 1998; Mellor et Yamada, 1982].

La production de turbulence par cisaillement  $P$  est dépendante de la viscosité turbulente  $N_z$  et des gradients de vitesses horizontales.  $B$  dépend du coefficient de diffusion turbulente  $K_z$  et de la fréquence de flottabilité de Brunt-Väisälä  $N$ , avec  $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ , indiquant l'intensité de la stratification. Les formulations détaillées de ces deux termes peuvent être trouvées dans Warner *et al.* [2005b].

- Sur l'horizontale :

L'utilisation d'une diffusion horizontale non constante peut être nécessaire afin de représenter correctement les processus dont l'échelle est inférieure à la taille de la maille, et donc non résolus par le modèle. Comme pour le mélange vertical, les coefficients de viscosité et de diffusion turbulente horizontaux,  $N_H$  et  $K_H$ , interviennent dans les équations 3.5, 3.6 et 3.9 :

$$\tau_{xi} = N_H \frac{\partial u}{\partial i} \quad (3.20)$$

$$\tau_{yi} = N_H \frac{\partial v}{\partial i} \quad (3.21)$$

$$F_i^c = K_H \frac{\partial C}{\partial i} \quad (3.22)$$

Le modèle MARS-3D permet de calculer ces coefficients en fonction de la taille des mailles et du cisaillement horizontal, via la formulation de Smagorinsky [1963] :

$$N_H = K_H = \alpha dx dy \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2} \quad (3.23)$$

où  $\alpha$  est un coefficient numérique à ajuster selon la configuration du modèle. La valeur de ce coefficient est souvent proche de 0.2.

Une valeur maximale de  $N_H$  et  $K_H$  est également fixée dans les paramètres du modèle, afin d'éviter des instabilités numériques.

Conditions limites

- Surface :

A la surface,  $z = \zeta$  et les conditions limites s'écrivent :

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho_0} = K_z \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{xs}}{\rho_0} \quad \tau_{yz} = K_z \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{ys}}{\rho_0} \quad (3.24)$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (3.25)$$

où  $\tau_{xs}$  et  $\tau_{ys}$  sont les tensions de cisaillement à la surface, déterminées en fonction du forçage atmosphérique utilisé dans MARS. Plus précisément, ces valeurs sont calculées à partir des composantes de la vitesse du vent à 10 mètres ( $u_w, v_w$ ), de la densité de l'air  $\rho_a$ , et d'un coefficient de frottement à la surface  $C_{ds}$  :

$$\tau_{xs} = \rho_a C_{ds} u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (3.26)$$

$$\tau_{ys} = \rho_a C_{ds} v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \quad (3.27)$$

Les conditions limites de salinité et de température sont :

$$F_z^T = K_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \quad F_z^S = K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (3.28)$$

où  $C_p$  est la chaleur spécifique de l'eau de mer à pression constante ( $C_p = 3986 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) et  $Q_T$  est le flux de chaleur transféré à la surface.

- Fond :

Au fond,  $z = -d$ , les conditions limites s'écrivent :

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho_0} = K_z \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{xf}}{\rho_0} \quad \tau_{yz} = K_z \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{yf}}{\rho_0} \quad (3.29)$$

$$w = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial d}{\partial y} \quad (3.30)$$

où  $\tau_{xf}$  et  $\tau_{yf}$  sont les tensions de cisaillement au fond, déterminées en fonction de la vitesse du courant au fond et d'un coefficient de frottement au fond  $C_{df}$  :

$$\tau_{xf} = \rho_0 C_{df} u_w \sqrt{u_f^2 + v_f^2} \quad (3.31)$$

$$\tau_{yf} = \rho_0 C_{df} v_w \sqrt{u_f^2 + v_f^2} \quad (3.32)$$

$C_{df}$  est déterminé à partir d'une longueur de rugosité  $z_0$ , selon Nikuradse (ref) :

$$C_{df} = \rho_0 \left( \kappa \frac{u(z)}{\log(z/z_0)} \right)^2 \quad (3.33)$$

où  $\kappa$  est la constante de von Karman, égale à 0.4.

Les flux de salinité et de température sont nuls :

$$F_z^C = K_z \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \quad (3.34)$$

- Frontières ouvertes :

Dans cette étude, seul le mode d'emboîtement "classique" a été appliqué. Le calcul est d'abord fait entièrement sur le modèle de plus grande emprise, qui fournit les conditions limites pour le modèle suivant, de plus faible emprise : il n'y a pas d'effet rétroactif du modèle "fin" sur le modèle "grossier". Le niveau de la surface libre  $\zeta$  est imposé aux frontières ouvertes, selon les conditions de Dirichlet, à partir du modèle de plus grande emprise. La température et la salinité sont advectées dans le domaine si le courant normal à la frontière est entrant.

- Apports d'eau douce :

Plusieurs rivières ou fleuves peuvent être considérés en entrée du système. L'équation de continuité, intégrée sur la verticale au point de maille où le rejet a été défini, s'écrit alors :

$$\frac{\partial \bar{u}}{x} + \frac{\partial \bar{v}}{y} = \frac{Q}{Sd} \quad (3.35)$$

où  $Q$  est le débit d'eau douce,  $S$  est la surface de la maille considérée et  $d$  est la profondeur.

La salinité est nulle en ce point et la température est imposée : soit constante, soit à partir d'un fichier de données.

Un apport d'eau douce peut également être considéré à partir du forçage atmosphérique et du bilan évaporation/précipitation :

$$w_s = \frac{Q}{Sd} \quad (3.36)$$

où  $Q$  correspond ici au flux évaporation - précipitation ( $E - P$ ) et  $w_s$  est la vitesse verticale en surface.

### 3.3.1.3 Module de dynamique sédimentaire

Dans la deuxième partie de cette étude, le module sédimentaire disponible dans MARS-3D [Le Hir *et al.*, 2011] a été intégré au modèle développé sur la Charente. Ce module est issu du modèle SiAM-3D, utilisé dans de nombreuses études en dynamique sédimentaire estuarienne [Brenon, 1997; Brenon et Le Hir, 1999; Cugier et Le Hir, 2002; Le Hir *et al.*, 2001; Sottolichio, 1999; Waeles et Le Hir, 2004].

Un compartiment sédimentaire (1DV) est ajouté, avec une ou plusieurs couches, afin de suivre les processus d'érosion et de dépôt sur le fond sédimentaire. En association avec le module "substance", le transport de sédiments en suspension est également ajouté au calcul.

Deux versions de ce module sont disponibles, correspondant à deux stratégies de modélisation : *mudsand* et *mixed*. Le module *mixed* permet de prendre en compte les mécanismes de transport par charriage, rencontrés dans le cas de sédiments grossiers de type graviers. Le module *mudsand* ne prend en compte que les processus de transport en suspension, associés à des sédiments plus fins de type sables ou vases. Les processus analysés dans cette étude concernant essentiellement les sédiments de la Charente et de la partie orientale de la baie de Marennes-Oléron, seul le module *mudsand* est décrit dans les paragraphes suivants.

La concentration en sédiments en suspension  $C$  suit la loi de conservation de la masse :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial C u_i}{\partial x_i}}_{\text{Transport}} + \underbrace{\frac{\partial C W_s}{\partial z}}_{\text{Chute}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right)}_{\text{Mélange turbulent}} + \underbrace{E}_{\text{Erosion}} - \underbrace{D}_{\text{Dépôt}} \quad (3.37)$$

#### *Erosion*

Comme indiqué dans le chapitre 1, l'érosion dépend de la nature du fond sédimentaire, et de l'état de consolidation de celui-ci. Trois lois d'érosion différentes sont implémentées dans MARS, afin de représenter les trois cas suivants : sable pur, mélange sable/vase et vase pure. Dans le cadre de ce travail, seule la loi d'érosion utilisée dans le dernier cas, issue de la loi de Partheniades [1965], est présentée :

$$E_{mud} = E_{0,mud} \left( \frac{\tau}{\tau_{cem}} - 1 \right) \quad si \quad \tau \geq \tau_{cem} \quad (3.38)$$

où  $\tau_{cem}$  est la contrainte critique d'érosion pour la vase, et  $E_{0,mud}$  est la constante d'érosion, ces deux paramètres devant faire l'objet d'une calibration. Si la consolidation est prise en compte dans le modèle,  $\tau_{cem}$  est dépendante de celle-ci.

La contrainte critique d'érosion est déterminée à partir de la concentration relative en vase  $C_{relmud}$  et de deux paramètres,  $\alpha_{1e}$  et  $\alpha_{2e}$ , qu'il est nécessaire de calibrer :

$$\tau_{cem} = \alpha_{1e} C_{relmud}^{\alpha_{2e}} \quad (3.39)$$

L'érosion est prise en compte au niveau du compartiment sédimentaire, par une diminution de l'épaisseur de la couche active. Si l'épaisseur de cette couche atteint une valeur critique trop faible, alors elle est fusionnée avec la couche inférieure. De plus, si le flux d'érosion calculé nécessite une érosion supérieure à celle de la couche active, la couche inférieure est également érodée.

#### Dépôt

La loi de dépôt est exprimée à partir de la loi de Krone [1962] (équation 1.13), présentée en 1.4.4 :

$$D = W_s C \left( 1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right) \text{ si } \tau \leq \tau_{cd} \quad (3.40)$$

où  $W_s$  est la vitesse de chute,  $C$  est la concentration de sédiments en suspension,  $\tau$  est la contrainte de cisaillement au fond, et  $\tau_{cd}$  est la contrainte critique de dépôt.

Cependant, ici la contrainte critique de dépôt ne sert qu'à compenser l'absence de prise en compte explicite des phénomènes de consolidation. Si la consolidation n'est pas intégrée dans le calcul,  $\tau_{cd}$  est comprise entre 0.1 et 0.5  $N.m^{-2}$ . Si elle est prise en compte, alors  $\tau_{cd}$  tend vers l'infini puisque les sédiments non consolidés sont érodés plus facilement, et la formulation du flux de dépôt devient  $D = W_s C$ .

Du point de vue du compartiment sédimentaire, le dépôt de particules sédimentaires peut être pris en compte de plusieurs manières différentes :

- Si la couche active du compartiment sédimentaire n'a pas atteint sa concentration maximale en sédiments : densification de la couche par intégration des sédiments fraîchement déposés.
- Si la concentration maximale est atteinte et que l'épaisseur maximale de la couche n'est pas atteinte : augmentation de l'épaisseur.
- Si l'épaisseur maximale est atteinte et que le nombre maximal de couches n'est pas atteint : création d'une nouvelle couche.
- Si le nombre maximal de couches est atteint : fusion des deux premières couches du fond, décalage des autres couches, et création d'une nouvelle couche en surface.

#### Vitesse de chute

Pour les sédiments de type vase, la vitesse de chute est déterminée par une relation empirique entre  $W_s$  et  $C$ , permettant de prendre en compte la floculation et les processus d'entravement. Cette relation a été déterminée par Le Hir *et al.* [2001], et dépend de la concentration en sédiments en suspension :

$$W_s = W_{min}(1 + \alpha_1 C + \alpha_2 C^2) \text{ pour } C \leq C_{W_{max}} \quad (3.41)$$



$$W_s = (1 - \beta_1 C^{\beta_2})^{4.65} R \text{ pour } C_{W_{max}} < C \leq C_{W_{cr}} \quad (3.42)$$

avec :

$$R = \frac{W_{min}(1 + \alpha_1 C_{W_{max}} + \alpha_2 C_{W_{max}}^2)}{(1 - \beta_1 C_{W_{max}}^{\beta_2})^{4.65}} \quad (3.43)$$

où :

- $W_{min}$  et  $W_{max}$  sont respectivement les vitesses de chute minimale et maximale
- $C_{W_{max}}$  est la concentration de sédiments en suspension pour laquelle la vitesse de chute est maximale
- $C_{W_{cr}}$  est la concentration maximale pour laquelle l'entravement est pris en compte (fixée à 60 g/L)
- $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  sont des paramètres dépendants de  $W_{min}$ ,  $W_{max}$  et  $C_{W_{max}}$
- $\beta_1$  et  $\beta_2$  sont des paramètres permettant de prendre en compte l'entravement (fixés respectivement à 0.085 et 0.5).

Un coefficient multiplicateur est ensuite appliqué, traduisant les effets de turbulence, selon Van Leussen [1994] (équation 1.16), et les effets de salinité, s'ils sont pris en compte dans le modèle.

### Consolidation

Un module de consolidation est disponible, prenant en compte l'état des différentes couches du compartiment sédimentaire, et est basé sur la théorie de Gibson *et al.* [1967] (Equation 1.29) présentée en 1.4.4.2.

Le pas de temps utilisé pour calculer la consolidation peut être supérieur à celui utilisé pour la calcul du transport sédimentaire. Les deux relations constitutives liant la perméabilité  $k$  et la contrainte effective  $\sigma'$  à l'indice des vides  $e$  sont décrites par les équations suivantes :

- Indice des vides :

$$e = \frac{\rho_s}{C} - 1 \quad (3.44)$$

- Perméabilité (selon Koenders et Den Adel, dans Soulsby [1997]) :

$$k = k_1 D_{20}^2 e^{k_2} \quad (3.45)$$

- Contrainte effective :

$$\sigma' = \sigma_1 C_{relmud}^{\sigma_2} \quad (3.46)$$

où  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont des constantes empiriques évaluées par le modèle en fonction du profil vertical de concentration en sédiments.

### 3.3.2 Configuration du modèle de l'estuaire de la Charente

#### 3.3.2.1 Emprise, bathymétrie et maillage

Deux rangs ont été mis en place pour cette étude. L'emprise du premier (figure 3.9) permet de prendre en compte l'influence de la Seudre au Sud (limite  $45^{\circ}45'N$ ). Au Nord, la limite est fixée à hauteur de la baie d'Aytré ( $46^{\circ}7'47''N$ ). A l'Ouest, la limite se situe au large de la pointe de l'île d'Oléron ( $1^{\circ}29'24''W$ ). L'emprise du deuxième rang (figure 3.10) s'étend de l'île d'Aix au Nord ( $46^{\circ}1'44''N$ ) au Château-d'Oléron au Sud et à l'Ouest ( $45^{\circ}53'6''N$ ,  $1^{\circ}11'31''W$ ). A l'Est, pour des raisons liées au maillage, la limite correspond à l'emplacement du pont de l'Houmée ( $0^{\circ}48'49''W$ ). En effet, au delà de cette limite, le nombre de mailles sur la largeur de la Charente devient insuffisant pour modéliser correctement son comportement.

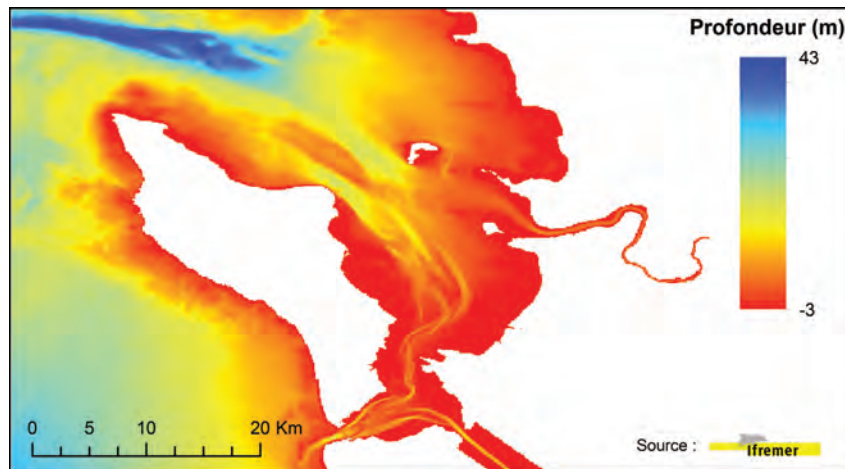


FIGURE 3.9 – Bathymétrie utilisée pour le rang "Pertuis Sud"

Les grilles correspondantes à ces rangs, de maillage régulier, ont respectivement des résolutions de 100 mètres (743 x 607 points) et 30 mètres (1405 x 766 points). La première grille, d'emprise plus large, fournit les conditions limites à la grille "fille" de résolution plus fine. La résolution des équations se fait uniquement en 2D pour la grille "mère". Dans la suite de ce document, les grilles mère et fille seront respectivement appelées rang "Pertuis Sud" et rang "Charente". Les maillages ont été mis en place par interpolation au moyen de l'outil BMGTools développé par l'Ifremer. Un contrôle manuel a ensuite été effectué afin de corriger les éventuelles problèmes d'interpolation. Quelques corrections ont également été réalisées a posteriori pour corriger des erreurs apparentes de bathymétrie.

Les bathymétries utilisées pour ce modèle (figures 3.9 et 3.10) ont été obtenues à partir de plusieurs sondages réalisés entre 2003 et 2010 [Curti *et al.*, 2010]<sup>1</sup>. Concernant le rang Charente (figure 3.10), l'emprise considérée par le modèle s'arrête avant le barrage de Saint-Savinien. Cependant, celle-ci a été complétée de manière numérique, en ajoutant un "canal" sur une largeur de deux mailles, permettant de représenter la partie de la Charente entre le pont de l'Hourmée et Saint-Savinien, et de prescrire le débit d'eau douce plus en amont. Les valeurs de  $H_0$  pour ces mailles ajoutées ont été déduites des variations de profondeur observées sur la bathymétrie originelle.

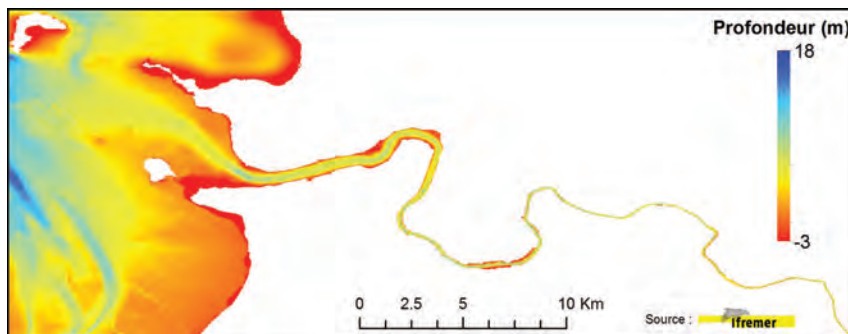


FIGURE 3.10 – Bathymétrie utilisée pour le rang "Charente"

### 3.3.2.2 Conditions limites de marée

Pour le rang Pertuis Sud, les conditions limites de marée sont obtenues grâce au modèle CST-France du SHOM (résolution ([Herry *et al.*, 2006; Le Roy et Simon, 2003], avec 115 constituants détaillés en Annexe B. Ce sont ensuite les niveaux d'eau calculés sur ce rang qui sont considérés en condition limite du rang Charente.

### 3.3.2.3 Forçage atmosphérique

Deux forçages atmosphériques de résolutions spatiales et temporelles différentes ont été utilisés dans cette étude. Pour les simulations effectuées pour des périodes avant octobre 2011 et pour toutes les simulations du rang Pertuis Sud, le modèle ARPEGE (15 km, 6 heures) a été utilisé. Pour les simulations postérieures à cette date, le modèle AROME (2.5 km, 1 heure) a été utilisé. Ces deux modèles sont développés par Météo-France.

### 3.3.2.4 Apport fluviaux

Le rang Pertuis Sud permet de prendre en compte les apports du bassin de la Seudre, au sud (figure 3.9), et la Charente. En ce qui concerne le rang Charente, les apports de la Boutonne (voir Chapitre 2) sont pris en compte en complément du débit de la Charente. Dans les deux cas, les débits imposés sont journaliers, et déduits de mesures effectuées par le Service de Prévision des

1. Données fournies par le SHOM, l'EPTB Charente et l'Ifremer

Crues. En l'absence de données permettant d'établir une relation débit/concentration en MES, les apports de la Charente sont fixés à 0.05 g/L. Cette valeur a été choisie selon les mesures effectuées par Modéran *et al.* [2012] en amont de l'estuaire.

### 3.3.3 Calibration, validation et sensibilités du modèle hydrodynamique

Dans cette partie, nous présentons les résultats de validation obtenus après plusieurs calibrations du modèle. Dans un premier temps, la validation réalisée pour la configuration de la Charente présentée précédemment est effectuée. Afin de démontrer l'impact de quelques paramètres clés, des tests de sensibilité sont ensuite détaillés. En fonction des données disponibles, et de la qualité de ces données, différentes périodes de validation ont été choisies. Trois critères ont été utilisés afin d'évaluer la performance du modèle : l'erreur moyenne absolue, l'erreur RMS, et un paramètre de performance, développé par Willmott [1981] et utilisé récemment dans plusieurs études de modélisation des estuaires [Li *et al.*, 2005; Ma *et al.*, 2011; Warner *et al.*, 2005a; Xing *et al.*, 2012] :

$$Skill = 1 - \frac{\Sigma |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\Sigma (|X_{mod} - \bar{X}_{obs}| + |X_{obs} - \bar{X}_{obs}|)^2} \quad (3.47)$$

Ce paramètre adimensionnel permet de prendre en compte les écarts entre la moyenne des observations ( $\bar{X}_{obs}$ ) et les variables modélisées ( $X_{mod}$ ) et observées ( $X_{obs}$ ). Une correspondance parfaite entre le modèle et les observations équivaut à Skill = 1.

#### 3.3.3.1 Hauteur d'eau et composantes harmoniques

La validation de la reproduction des hauteurs d'eau par le modèle s'est effectuée par comparaison avec des données issues de trois stations différentes : deux marégraphes, à l'île d'Aix et à Rochefort<sup>2</sup>, et des données ADCP<sup>3</sup> à l'embouchure, à hauteur de Port-des-Barques. Les figures 3.11, 3.12 et 3.13 présentent des séries de hauteur d'eau obtenues par modélisation et comparées aux données de terrain. La figure 3.14 permet de comparer les résultats sur deux cycles de marée. Les valeurs des erreurs correspondantes sont données dans le Tableau 3.1.

Tableau 3.1 – Validation des variations hauteurs d'eau : erreur moyenne, erreur RMS et skill

Station	Erreur moyenne (cm)	Erreur RMS (cm)	Skill
Île d'Aix	9.92	12.3	0.9974
Port-des-Barques	12.66	15.38	0.9976
Rochefort	13.26	16.73	0.9969

2. Données obtenues sur le portail REFMAR du SHOM

3. Données fournies par l'Ifremer

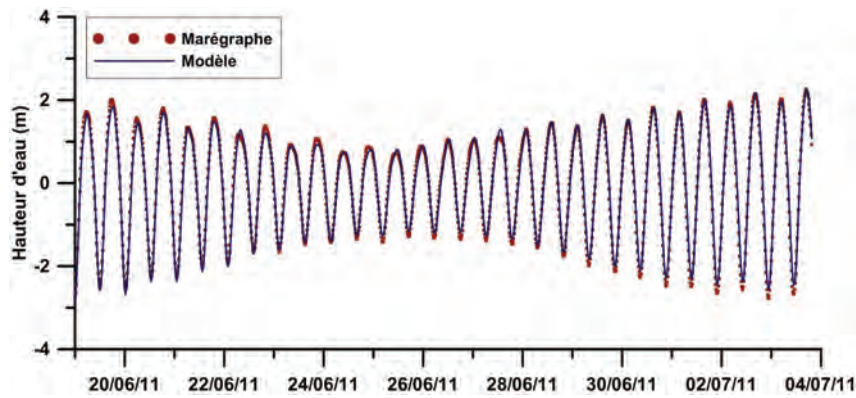


FIGURE 3.11 – Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données issues du marégraphe de l'île d'Aix

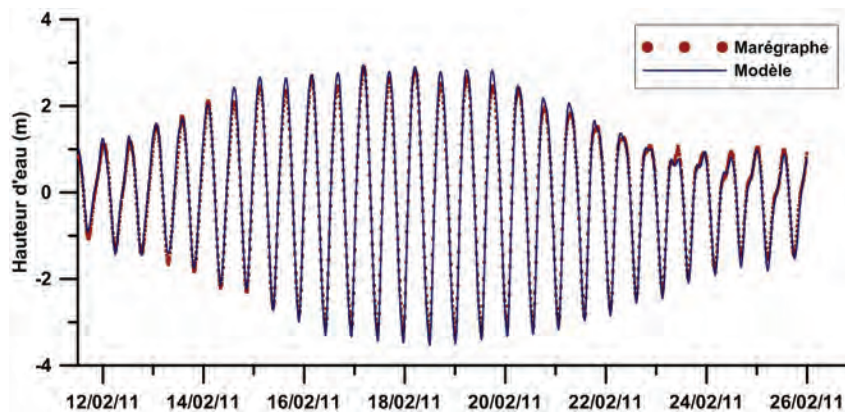


FIGURE 3.12 – Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux mesures ADCP à Port-des-Barques

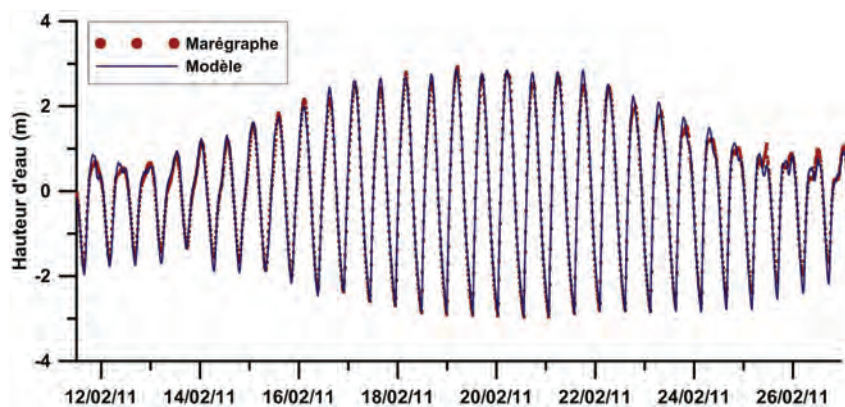


FIGURE 3.13 – Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données issues du marégraphe de Rochefort

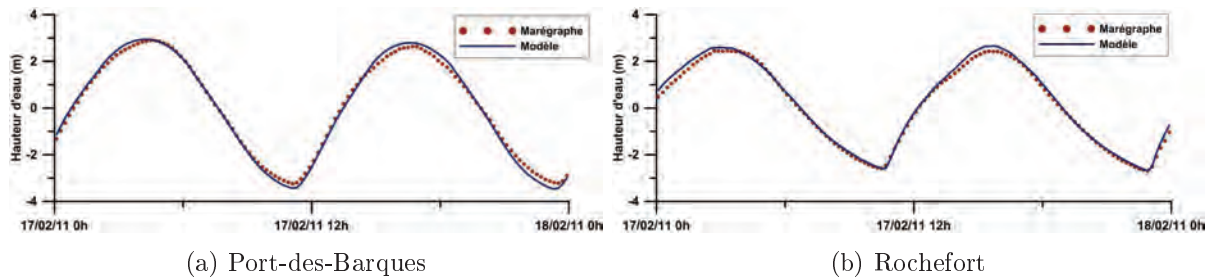


FIGURE 3.14 – Comparaison des hauteurs d'eau obtenues par modélisation aux données sur 24h

Pour les trois stations considérées, la performance du modèle est bonne ( $\text{skill} > 0.99$ ), avec une erreur croissante de l'aval (île d'Aix) vers l'amont (Rochefort). L'introduction d'une friction variable a cependant permis d'obtenir des erreurs fortement réduites par rapport à la première configuration du modèle. Ces résultats seront abordés dans l'étude de sensibilité du modèle présentée à la fin de ce chapitre.

A ces validations des niveaux d'eau s'ajoute une validation de la reproduction de la marée par analyse harmonique à l'île d'Aix. Le package Matlab `T_Tide` [Pawlowicz *et al.*, 2002] est utilisé afin de comparer les amplitudes et phases observées au marégraphe de l'île d'Aix et celles obtenues par la modèle (Tableau 3.2). Les erreurs sur l'amplitude et la phase sont également indiquées. Il faut noter que l'analyse a été faite sur une série de 690 jours pour le marégraphe de l'île d'Aix. Par comparaison, seulement 34 jours ont été analysés sur le modèle, la simulation n'ayant pas été plus longue, pour des raisons de temps de calcul. Cette différence de précision sur l'analyse se retrouve sur les erreurs calculées par `T_Tide`, également présentées dans le Tableau 3.2. Les résultats sont très satisfaisants, une partie des erreurs pouvant être attribuée à la précision de l'analyse harmonique sur une série simulée de courte durée.

A titre indicatif, la même comparaison a été effectuée à l'embouchure (au niveau de Port-des-Barques), entre les données ADCP utilisées pour la validation des niveaux, et les résultats obtenus par modélisation (Tableau 3.3). Cependant, les différentes analyses harmoniques effectuées ont montré une grande variabilité des résultats, probablement en raison de la géométrie variable de la section d'écoulement. Certaines zones de l'estuaire ne sont en effet inondées qu'en cas de fortes marées, ce qui pourrait induire des variations dans le temps des valeurs des amplitudes et des phases des composantes harmoniques principales. Les erreurs indiquées par `T_Tide` sont d'ailleurs particulièrement élevées sur les données ADCP.

Tableau 3.2 – Amplitudes et phases des composantes harmoniques majeures : comparaison entre modèle et observations à l’île d’Aix

Constituant		M2	N2	S2	M4	MN4	MS4	M6
Amplitude (cm)	Modèle	175.84	30.71	67.44	24.91	8.35	10.58	3.99
	Erreur modèle (+/-)	2.7	2.3	2.6	2.7	2.1	2.3	1.5
	Marégraphe	179.74	37.61	64.51	25.29	11.73	9.48	3.96
	Erreur maré- graphe (+/-)	0.3	0.2	0.3	0.7	0.7	0.7	0.4
Différence		3.9	6.9	2.93	0.38	3.38	1.1	0.03
Phase (deg)	Modèle	97.24	70.93	141.86	4.94	312.94	106.35	295.41
	Erreur modèle (+/-)	0.9	4.99	2.3	5.29	14.55	11.96	23.39
	Marégraphe	97.59	78.19	130.66	6.64	316.18	97.51	303.89
	Erreur maré- graphe (+/-)	0.09	0.43	0.24	1.81	3.87	4.55	4.72
Différence		0.35	7.26	11.2	1.7	3.24	8.84	8.48

La comparaison par rapport aux résultats obtenus pour l’île d’Aix, située environ à 10 kilomètres du point considéré pour Port-des-Barques démontre plus particulièrement la difficulté à obtenir les amplitudes et phases des composantes quart et six-diurnes. Dans ces conditions, les outils classiques d’analyse harmonique semblent donc ne pas être appropriés. De récentes études utilisant l’analyse par ondelettes [Flinchem et Jay, 2000; Grinsted *et al.*, 2004] pourraient mieux correspondre à la situation rencontrée en Charente, mais n’ont pas été développées dans le cadre de cette thèse.

### 3.3.3.2 Vitesses de courant

Les vitesses de courant obtenues par modélisation ont été comparées à celles mesurées par ADCP à Port-des-Barques (figure 3.15), et à celles mesurées par ADV à Rochefort (figure 3.16).

L’efficacité du modèle à Port-des-Barques s’est révélée difficile à évaluer, l’ADCP utilisé pour les comparaisons n’étant pas immergé pendant toute la série de mesures, notamment pendant les marées basses de vive-eau. Les vitesses de fin de jusant et de début de flot ne rentrent donc pas en compte dans l’évaluation des erreurs. Les vitesses maximales méridionales semblent sous-évaluées par le modèle en vive-eau. A l’inverse, les vitesses longitudinales maximales de vive-eau sont bien reproduites, et sous-évaluées en morte-eau.

A Rochefort, les erreurs obtenues sont du même ordre de grandeur, avec également une légère sous-estimation des vitesses maximales. Dans les deux cas, la performance du modèle évaluée par le paramètre skill est supérieure à 0.92.



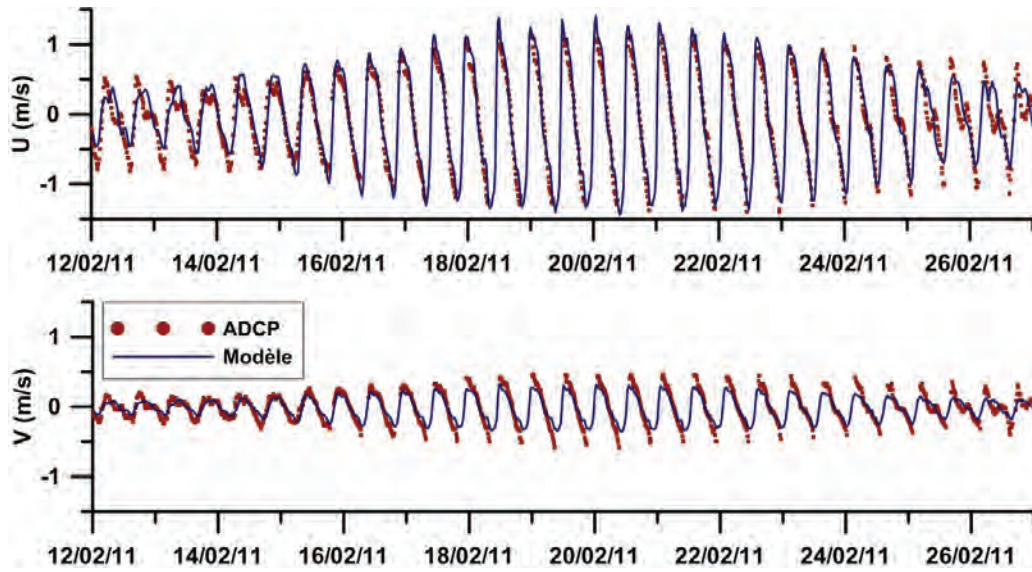


FIGURE 3.15 – Comparaison des vitesses de courants obtenues par modélisation aux mesures ADCP à Port-des-Barques (moyenne sur  $z$ )

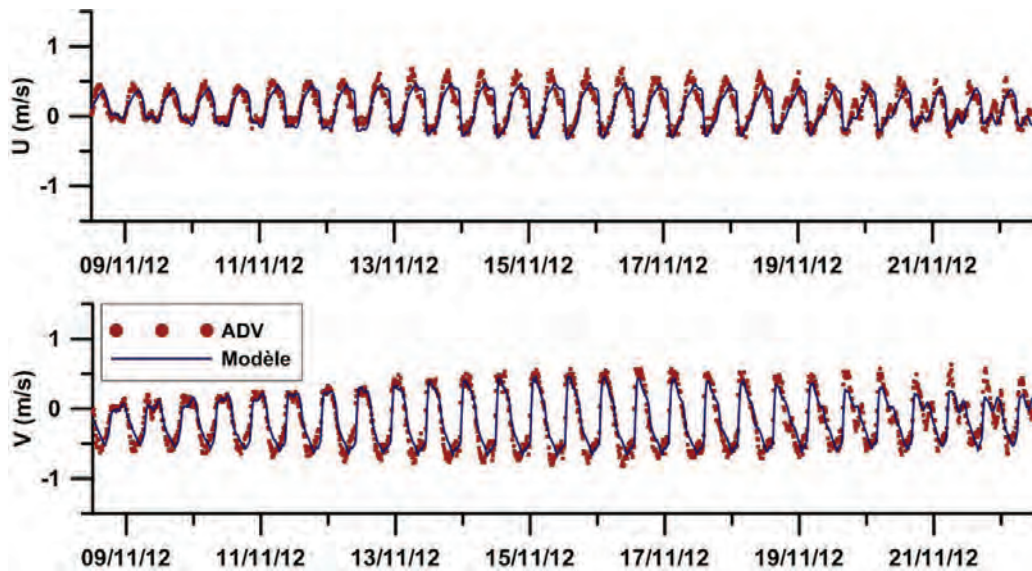


FIGURE 3.16 – Comparaison des vitesses de courants obtenues par modélisation aux mesures ADV à Rochefort (fond)



Tableau 3.3 – Amplitudes et phases des composantes harmoniques majeures : comparaison entre modèle et observations à Port-des-Barques

Constituant			M2	N2	S2	M4	MN4	MS4	M6
Amplitude (cm)	Modèle		176.47	41.96	81.86	25.55	12.19	16.13	5.45
	Erreur (+/-)	modèle	5.3	6.0	5.5	3.8	3.7	3.4	2.2
	ADCP		172.12	46.95	74.92	14.85	9.2	10.31	1.19
	Erreur (+/-)	ADCP	11.1	9.7	8.8	5.3	5.1	5.5	2.1
	Différence		4.35	4.99	6.94	10.7	2.99	5.82	4.26
Phase (deg)	Modèle		100.89	88.12	138.54	20.52	331.72	121.33	333.56
	Erreur (+/-)	modèle	1.83	7.83	3.73	8.33	14.55	13.40	22.33
	ADCP		110.61	84.71	147.19	29.66	344.62	171.77	45.16
	Erreur (+/-)	ADCP	3.38	12.85	7.45	20.95	31.86	27.25	122.11
	Différence		9.72	3.41	8.65	9.14	12.9	50.44	288.4

Tableau 3.4 – Validation des variations de vitesses de courant : erreur moyenne, erreur RMS et skill

Station		Erreur moyenne (cm/s)	Erreur RMS (cm/s)	Skill
Port-des-Barques (moyenné sur z)	u	12.4	16.2	0.9802
	v	7.06	8.78	0.9344
Rochefort (fond)	u	10.04	12.48	0.9255
	v	12.47	15.79	0.9473

### 3.3.3.3 Salinité

Les données obtenues à partir de deux stations, à l'embouchure<sup>4</sup> et à Rochefort, sont ici utilisées pour valider les niveaux de salinité obtenus par modélisation (figures 3.17, 3.18 3.19, tableau 3.5). Les calculs de validation ont été effectués en prenant en compte la variation du niveau d'eau, provoquant un changement de positionnement de la sonde sur la verticale par rapport au modèle. Le niveau sigma considéré pour valider le modèle varie donc en fonction du temps. En raison de temps de stabilisation très longs du modèle, les séries présentées sont plus ou moins courtes.

En surface, à Port-des-Barques, la performance du modèle en vive-eau est bonne mais les niveaux de salinité sont sous-estimés à marée basse en revif (du 16 au 18 février 2011). En morte-eau (à partir du 24 février), les variations de la salinité sont qualitativement bien reproduites. Quantitativement, on observe, comme en revif, une sous-estimation de la salinité à marée basse. Ces résultats peuvent indiquer que le mélange n'est actuellement pas suffisant dans le modèle en

4. Les données de surface sont fournies par l'Ifremer

morte-eau. Cette hypothèse pourrait également expliquer les différences observées en morte-eau sur la salinité à Port-des-Barques au fond. Le modèle surestime cette fois la salinité à marée haute.

Les erreurs présentées dans le tableau 3.5 montrent cependant une bonne performance générale du modèle ( $\text{skill} > 0.95$ ), avec des erreurs inférieures à 4 psu.

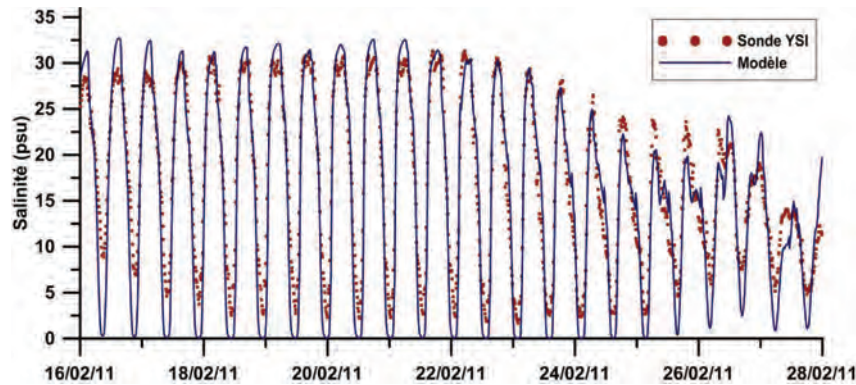


FIGURE 3.17 – Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Port-des-Barques (surface)

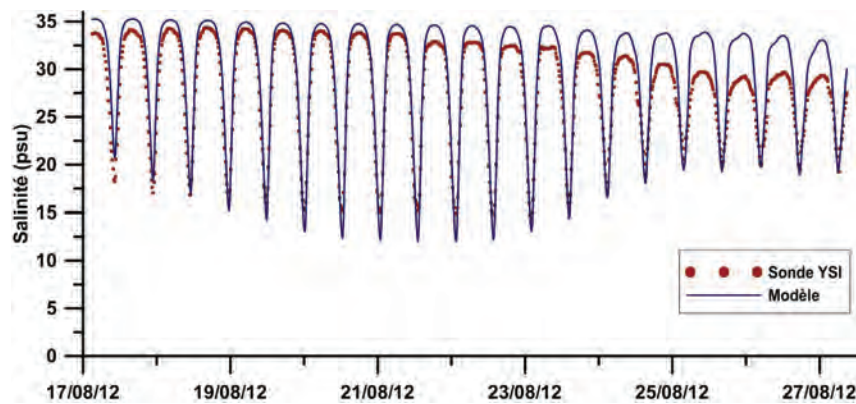


FIGURE 3.18 – Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Port-des-Barques (fond)

Tableau 3.5 – Validation des variations de salinité : erreur moyenne, erreur RMS et skill

Station	Erreur moyenne (psu)	Erreur RMS (psu)	Skill
Port-des-Barques (surface)	2.71	3.39	0.9708
Port-des-Barques (fond)	1.91	2.26	0.9620
Rochefort (fond)	2.23	2.75	0.9506

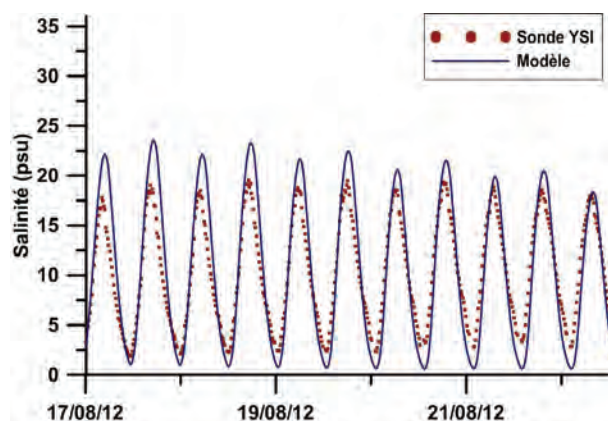


FIGURE 3.19 – Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Rochefort (fond)

### 3.3.3.4 Sensibilité du modèle hydrodynamique

#### Débit fluvial

Une calibration du débit fluvial à la condition limite Est s'est avérée nécessaire afin de reproduire les niveaux de salinité observés à Rochefort. Un premier travail [Le Moine, 2013] a été effectué pour déterminer le débit réel à l'amont du barrage en fonction du débit de la Charente mesuré à Beillant et du débit de la Seugne<sup>5</sup>.

Cependant, le débit journalier est modifié de façon non négligeable par les nombreux prélèvements, autorisés ou non, ayant lieu sur la Charente, et par les ouvertures et fermetures de barrage présentées dans le Chapitre 2, plus particulièrement en été. La détermination du débit d'eau douce s'écoulant réellement se révèle donc difficile, et l'application simple des débits calculés par Le Moine [2013] ne permet pas de reproduire les niveaux de salinité à Rochefort. Plusieurs coefficients d'atténuation ont donc été testés et appliqués au débit en amont du barrage afin de déterminer le débit *effectif* à l'aval de Saint-Savinien, et appliqué à la limite du modèle. Une distinction est faite en fonction des coefficients de marée, comme pour les ouvertures et fermetures détaillées dans le Chapitre 2. Seuls les résultats correspondant à trois séries de coefficients sont présentés sur la figure 3.20. L'impact de ces modifications de débit sur les résultats obtenus à Port-des-Barques est négligeable.

Malgré l'amélioration considérable des résultats obtenus grâce à cette calibration, des erreurs sur la salinité restent présentes. Dans un objectif de modèle "opérationnel", afin de mieux rendre compte de l'influence du barrage sur la dynamique des masses d'eau douce et salée dans l'estuaire, l'introduction de débits horaires et non journaliers semble plus judicieuse. Ceux-ci devront cependant être déterminés de manière plus précise par un modèle dédié au barrage de Saint-Savinien, prenant en compte à la fois :

5. Données fournies par la Service de Prévision des Crues de la Charente-Maritime

- les débits à l'amont
- les prélèvements connus
- l'écoulement ou l'absence d'écoulement dus aux ouvertures et fermetures des vannes
- l'écoulement ou l'absence d'écoulement dus à la gestion du clapet
- l'impact de la fermeture d'une ou plusieurs vannes sur l'écoulement au niveau du clapet, et vice versa.

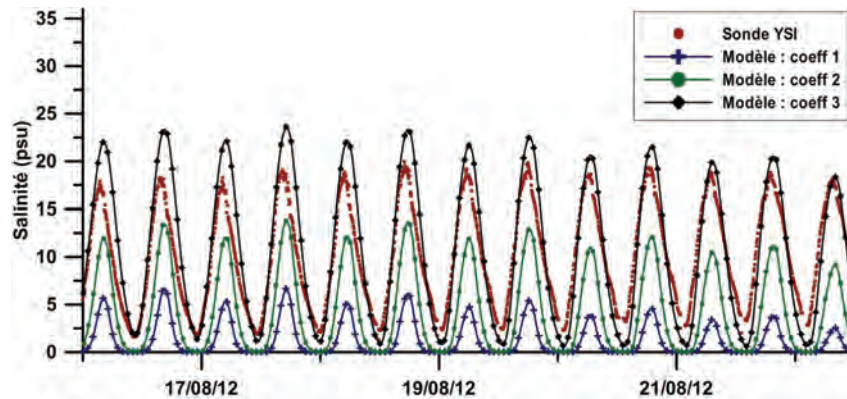


FIGURE 3.20 – Comparaison de la salinité obtenue par modélisation aux mesures à Rochefort : application d'un coefficient d'atténuation au débit

Ce travail représente un projet à part entière, et n'a donc pas été réalisé au cours de cette étude. Encore une fois, il permettrait d'aboutir à un modèle opérationnel de l'estuaire. Il faut cependant noter qu'un outil de prédiction des débits non-existant, à notre connaissance, à l'heure actuelle, serait nécessaire.

L'objectif global de cette étude est de déterminer le comportement de l'estuaire en fonction de différentes conditions, y compris des conditions de débit. Les résultats de modélisation, en termes de salinité, présentés dans les deux chapitres suivants, correspondent à des cas idéalisés de débit (débit moyen, de crue, ou d'étiage), à l'aval du barrage, et ne sont donc pas discrédités par le constat effectué ci-dessus.

### Longueur de rugosité

Dans un premier temps, la longueur de rugosité (équation 3.33) a été introduite de manière uniforme sur tout le domaine. Cette paramétrisation s'est révélée insuffisante pour reproduire de manière adéquate les niveaux d'eau observés à Rochefort, plus particulièrement lors des basses mers. Ce problème a été observé auparavant dans l'estuaire de la Loire [Hamm et Walther, 2009; Walther *et al.*, 2007], et a été attribué à la présence de vases fluides non consolidées. En effet, celles-ci ont pour effet de diminuer fortement la rugosité, et donc d'augmenter les vitesses de courant observées.

Ce comportement étant représentatif de la situation rencontrée dans la Charente, une rugosité variable a été introduite, afin de mieux représenter la dynamique observée sur le terrain à Rochefort. Selon le Conseil Général de la Charente-Maritime, la présence de crème de vase est en effet fréquente à l'entrée du port. Cette nouvelle paramétrisation a permis d'améliorer significativement les résultats, tant en termes d'élévation de surface libre que de vitesses de courant. La figure 3.21 permet d'observer cette amélioration sur quelques cycles de marées de vive-eau.

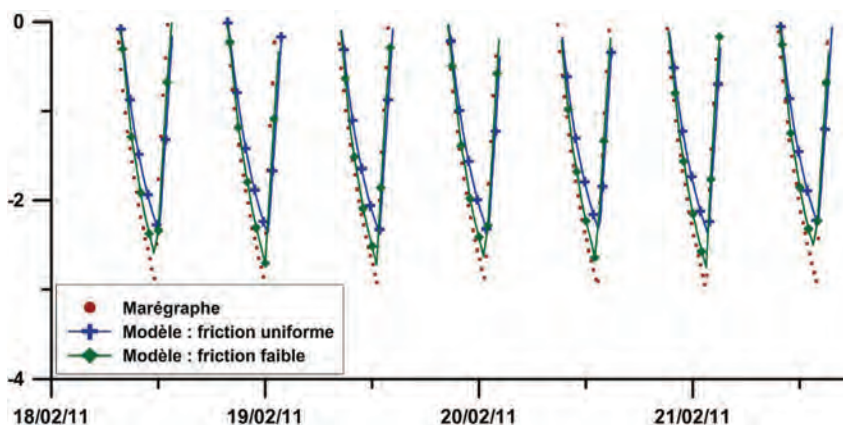


FIGURE 3.21 – Modélisation des marées basses de vive-eau à Rochefort : impact de la longueur de rugosité

Quantitativement, les erreurs moyenne et RMS sur la hauteur d'eau ont été réduites de plus de 10 cm. Cette amélioration est donc non négligeable.

Il faut également noter qu'une amélioration significative des résultats a été obtenue en modifiant le forçage de marée utilisé aux bornes du rang Pertuis Sud. Une première version du modèle utilisait le modèle FES 2004 (après une série de rangs plus importante, 15 constituants considérés), alors que la version actuelle est forcée par CST-France (115 constituants considérés). La combinaison de ces deux changements (forçage et longueur de rugosité) a finalement permis de réduire l'erreur RMS à Rochefort de plus de 25 cm. Les erreurs RMS sur les vitesses de courant modélisées à Rochefort ont également été réduites d'environ 3 cm/s.

### 3.3.4 Calibration, validation et sensibilités du modèle sédimentaire

L'estuaire de la Charente est caractérisé par de forts niveaux de turbidité tout au long de l'année. Pour cette raison, la période de référence choisie pour valider le modèle sédimentaire s'est portée sur août 2012. La turbidité observée sur cette période permettait en effet d'observer des variations morte-eau/vive-eau alors que d'autres périodes étaient marquées par une forte saturation quasi constante. En raison de temps de calculs importants, la validation n'a pas pu être effectuée sur d'autres périodes. Il est en effet apparu plus judicieux d'effectuer une série de tests de paramétrisation afin d'ajuster le modèle sur cette période.

Au vu de l'uniformité des sédiments rencontrés (voir granulométrie présentée dans le Chapitre 5), le choix a été fait de n'utiliser qu'une classe de sédiments, représentative des sédiments cohésifs vaseux de la Charente. L'objectif étant d'étudier la dynamique du bouchon vaseux dans l'estuaire, et d'estimer les flux de la Charente vers la baie de Marennes-Oléron, la prise en compte des sédiments sableux n'est pas apparue judicieuse. De plus, la consolidation n'est actuellement pas prise en compte dans le modèle, et devra faire l'objet de développements futurs.

Les paragraphes qui suivent présentent les principaux tests de sensibilité et de calibration effectués en faisant varier les paramètres du modèle suivants : vitesses de chute minimale et maximale, constante d'érosion et longueur de rugosité. Les contraintes critiques d'érosion et de dépôt n'ont pas pu faire l'objet d'une étude de sensibilité par manque de temps. Elles sont respectivement fixées à  $0.18 N.m^{-2}$  et  $1 N.m^{-2}$ . L'érosion et le dépôt peuvent donc avoir lieu en même temps.

#### 3.3.4.1 Sensibilité à la vitesse de chute

Les figures 3.22 et 3.23 présentent les résultats obtenus à Rochefort et à Port-des-Barques pour différentes vitesses de chute minimale et maximale.

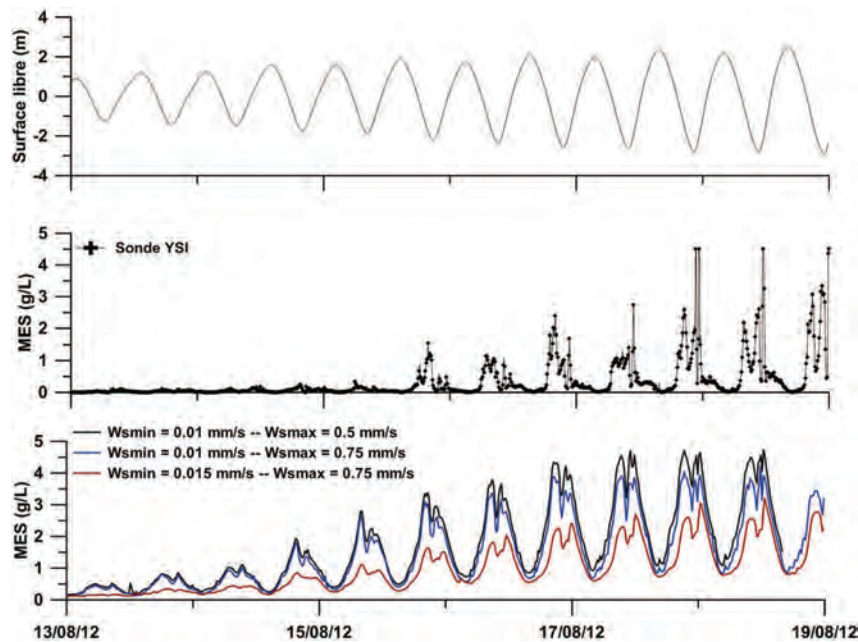


FIGURE 3.22 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : impact de la vitesse de chute

Les sédiments considérés dans la Charente sont très fins. Par conséquent, des vitesses de chute minimale et maximale relativement faibles ont d'abord été considérées (respectivement  $0.01 \text{ mm/s}$  et  $0.5 \text{ mm/s}$ ). Ces premiers résultats ont montré une trop forte charge sédimentaire en suspension, particulièrement en revif. L'augmentation successive des vitesses maximum (à  $0.75 \text{ mm/s}$ ) puis minimum (à  $0.015 \text{ mm/s}$ ) a permis d'améliorer considérablement les résultats



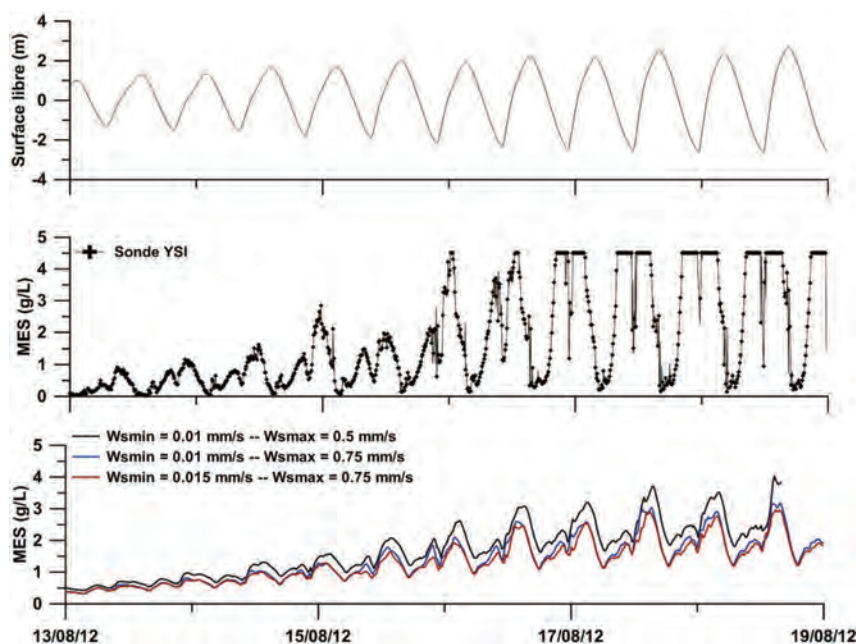


FIGURE 3.23 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : impact de la vitesse de chute

obtenus à Port-des-Barques. Cependant, la reproduction des concentrations maximales en vive-eau n'était pas satisfaisante. De plus, la concentration en MES à Rochefort étant beaucoup trop faible par rapport aux niveaux mesurés, il est apparu que le stock sédimentaire initial était trop faible pour représenter la dynamique sédimentaire de la Charente.

### 3.3.4.2 Importance du stock sédimentaire

Une augmentation du stock sédimentaire initial a donc été effectuée (figures 3.24 et 3.25). Dans un premier temps, la vitesse de chute maximale a été réduite de 0.75 mm/s à 0.5 mm/s afin d'éviter un trop fort dépôt, et pour reproduire correctement les concentrations maximales. La vitesse de chute minimale a en revanche été augmentée (0.02 mm/s) pour permettre plus de dépôt dans les périodes de faible concentration (début de revif).

Les ordres de grandeur modélisés à Rochefort sont sensiblement améliorés par l'augmentation du stock sédimentaire. Les résultats à Port-des-Barques sont également plus satisfaisants. Cependant, les chutes de concentration aux étales de pleine mer sont mal reproduites par le modèle. A Rochefort, les concentrations en sédiments en début de revif et en fin de jusant sont faibles par rapport aux niveaux mesurés. De manière générale, les concentrations maximales à Rochefort restent sous-estimées.

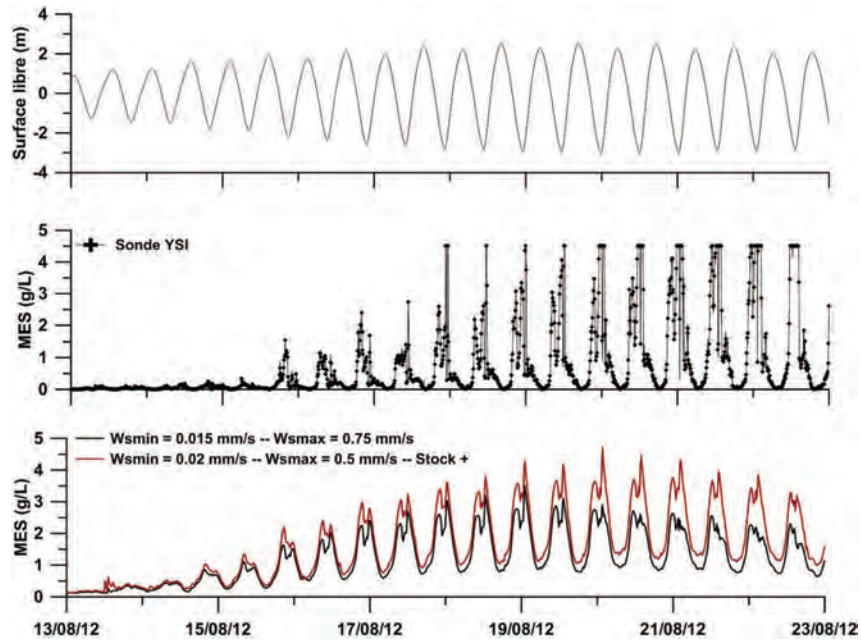


FIGURE 3.24 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation du stock sédimentaire

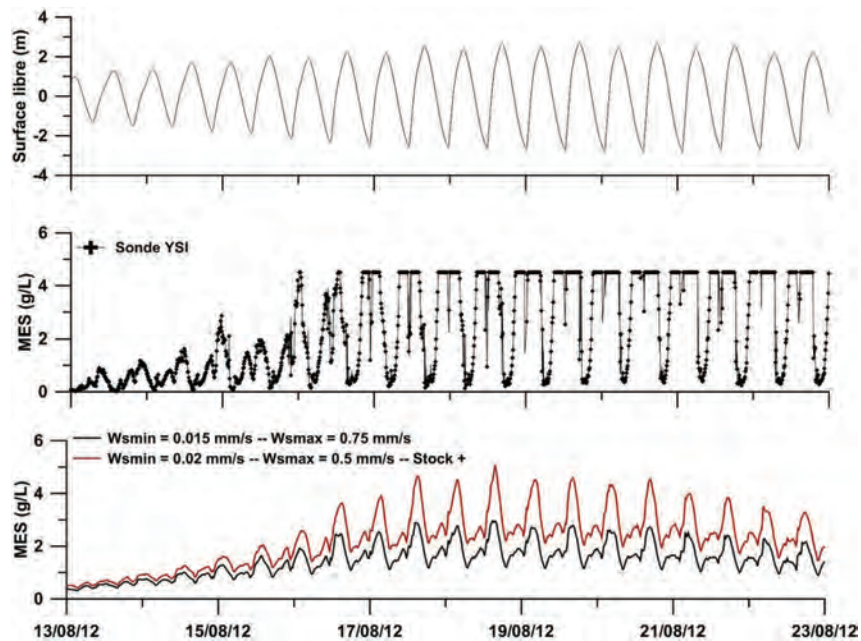


FIGURE 3.25 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation du stock sédimentaire



### 3.3.4.3 Sensibilité à la constante d'érosion

Afin d'améliorer la reproduction des concentrations à Rochefort, la constante d'érosion  $E_0$  est augmentée de  $0.0002 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  à  $0.0003 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (figures 3.26 et 3.27). La baisse de la vitesse de chute maximale effectuée dans le paragraphe précédent s'est révélée insatisfaisante, celle-ci est donc augmentée à  $1 \text{ mm/s}$ . L'objectif est également de "compenser" l'augmentation du flux d'érosion due à l'augmentation de  $E_0$ . Cette valeur est souvent utilisée dans la littérature afin de reproduire les mécanismes de floculation liés aux sédiments fins [Brenon, 1997; Sottolichio, 1999; Van Leussen, 1994].

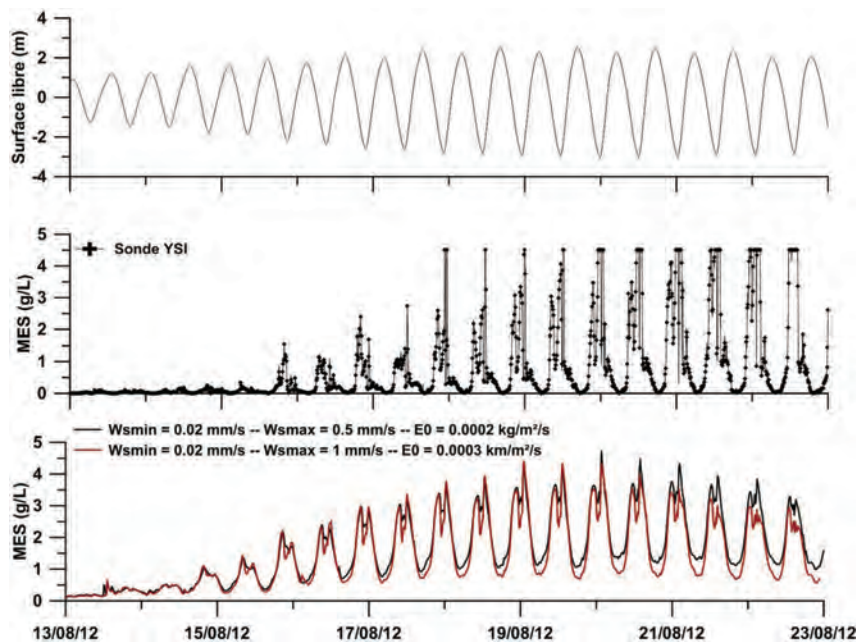


FIGURE 3.26 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation de la constante d'érosion  $E_0$

A Port-des-Barques, les niveaux minimum en vive-eau sont nettement mieux reproduits. Le même résultat est obtenu à Rochefort. Dans les deux cas, la baisse de la concentration en MES lors des étales de basse mer est également mieux représentée. En revanche, les concentrations maximales sont mal reproduites à Rochefort, et également à Port-des-Barques en fin de simulation.

L'observation de la couche sédimentaire de fond du modèle a permis de déterminer que le stock sédimentaire considéré était probablement encore trop faible. Une seconde augmentation a donc été effectuée (figures 3.28 et 3.29)

Les concentrations maximales en sédiments sont mieux reproduites, à Port-des-Barques comme à Rochefort, sans impacter de manière négative les concentrations minimales. Cependant, on observe toujours une difficulté à reproduire les pics de concentration en jusant à Rochefort. Les concentrations en début de revif à Port-des-Barques sont également surestimées.

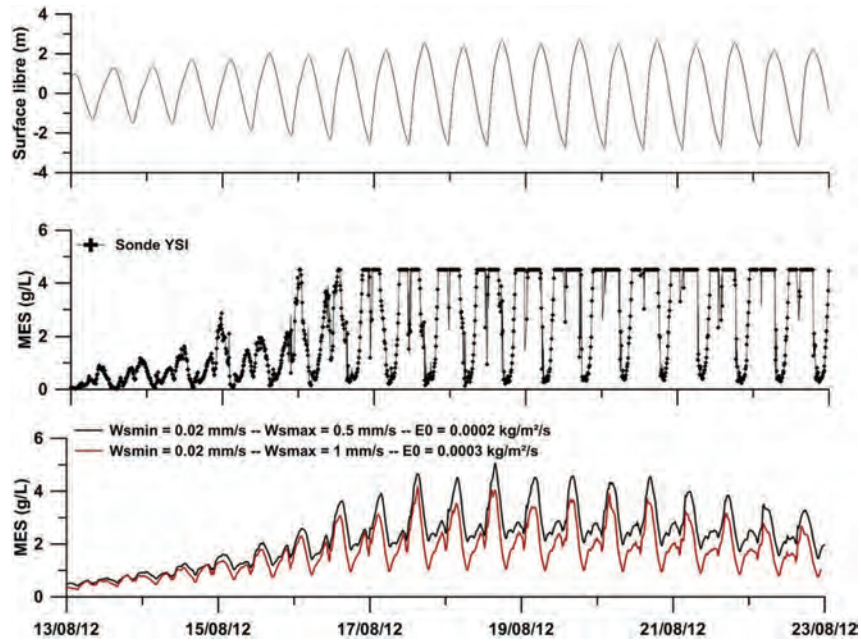


FIGURE 3.27 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation de la constante d'érosion  $E_0$

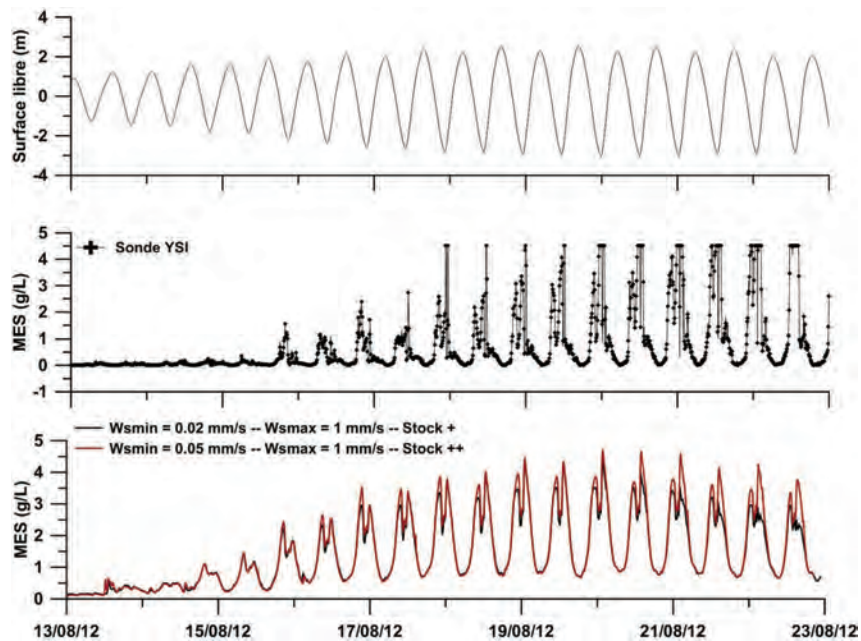


FIGURE 3.28 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : augmentation du stock sédimentaire (2)

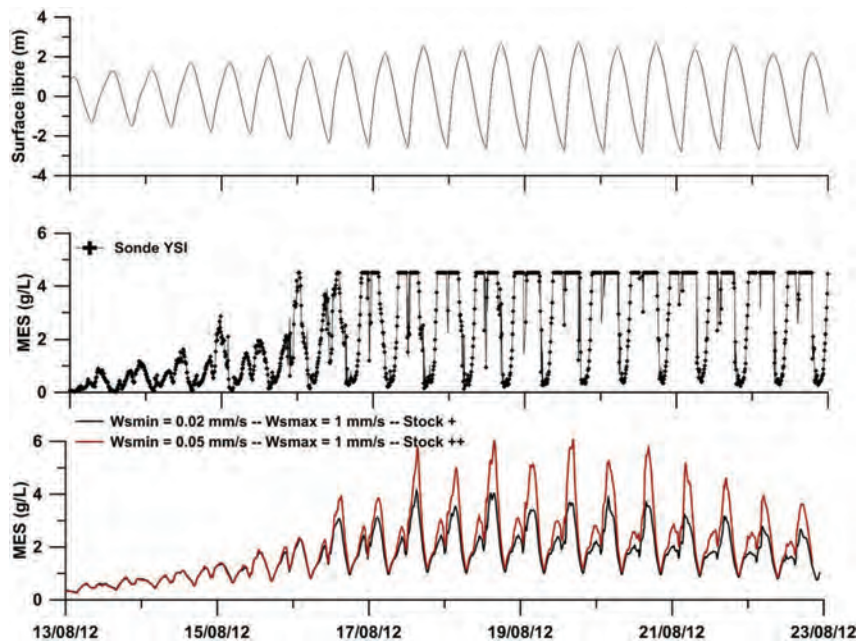


FIGURE 3.29 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : augmentation du stock sédimentaire (2)

#### 3.3.4.4 Sensibilité à la longueur de rugosité $z_{0sed}$

La longueur de rugosité considérée pour le sédiment,  $z_{0sed}$ , initialement fixée à 0.1 mm, a été abaissée à 0.033 mm, pour rendre compte de la rugosité très faible des sédiments fins cohésifs (figures 3.30 et 3.31). Il faut distinguer la rugosité  $z_{0sed}$  de celle utilisée pour la résolution hydrodynamique  $z_0$ . Cette dernière est en effet représentative d'une rugosité de "forme" permettant de prendre en compte les effets de frottement dus par exemple aux berges ou à la présence de rides sur le fond.  $z_{0sed}$  représente une rugosité de "peau", et permet de rendre compte de la nature des sédiments rencontrés [Sottolichio, 1999].

Cette nouvelle paramétrisation engendre une baisse considérable des concentrations maximales modélisées. La baisse de la longueur de rugosité n'est donc pas retenue dans la configuration finale du modèle hydrosédimentaire.

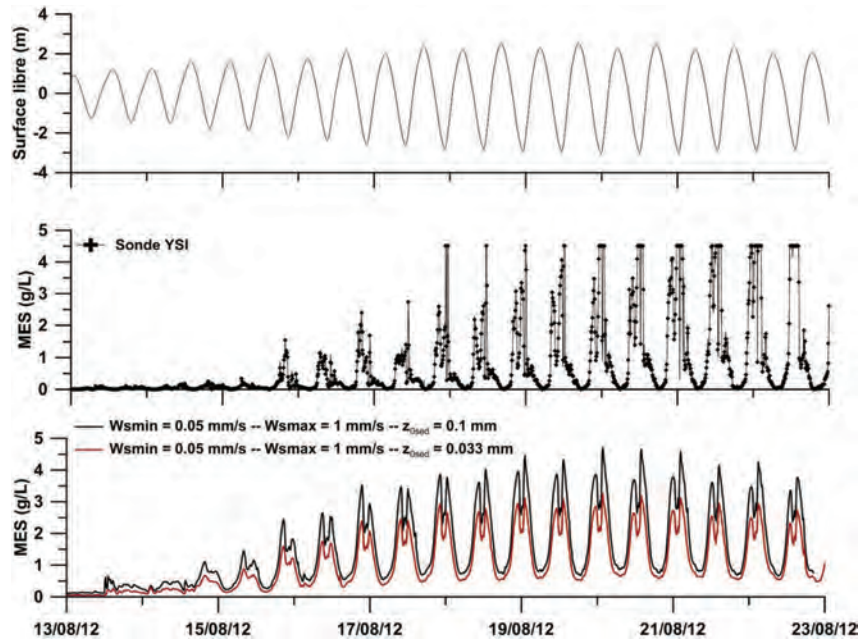


FIGURE 3.30 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : impact de la longueur de rugosité  $z_{0sed}$

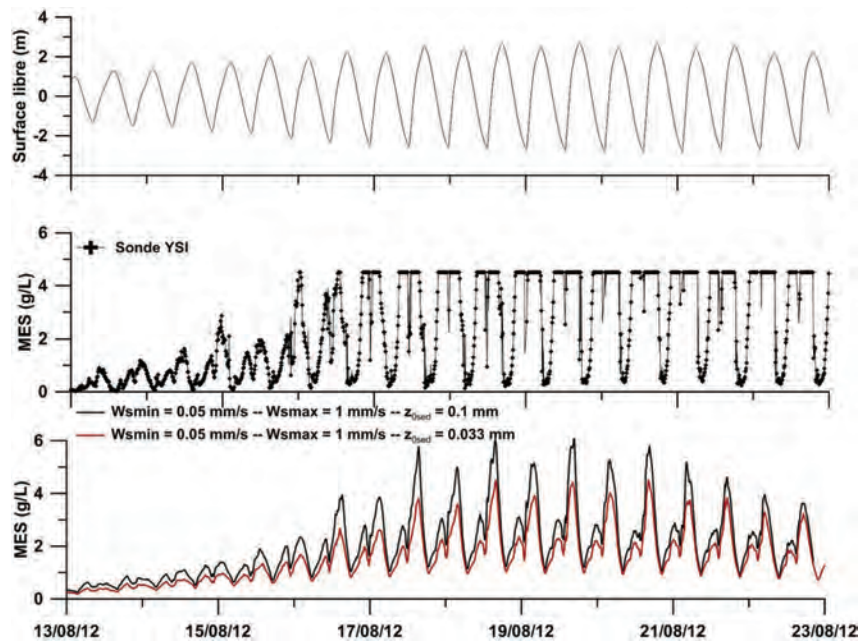


FIGURE 3.31 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Rochefort : impact de la longueur de rugosité  $z_{0sed}$

### 3.3.4.5 Paramètres retenus

Au vu des différents tests de paramétrisation effectués, la configuration sédimentaire retenue pour le modèle est détaillée dans le tableau 3.6.

Tableau 3.6 – Paramètres utilisés pour le modèle sédimentaire

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité
Longueur de rugosité	$z_{0sed}$	0.1	$mm$
Vitesse de chute min	$W_{min}$	0.05	$mm.s^{-1}$
Vitesse de chute max	$W_{max}$	1	$mm.s^{-1}$
Constante d'érosion	$E_0$	0.0003	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
Tension critique de dépôt	$\tau_{cd}$	1	$N.m^{-2}$
Tension critique d'érosion	$\tau_{cd}$	0.18	$N.m^{-2}$

Une étude de sensibilité sur les contraintes critiques d'érosion et de dépôt permettrait d'améliorer les résultats obtenus. Par manque de temps, ce travail n'a pas pu être effectué mais sera considéré pour le développement futur du modèle. De plus, les processus de consolidation n'étant pas pris en compte, ces paramètres pourraient être mieux représentés de par leur variation spatiale et temporelle. Il apparaît en effet que les paramètres retenus permettent de mieux reproduire la dynamique observée à Port-des-Barques qu'à Rochefort, suggérant qu'une calibration unique sur tout le domaine n'est pas satisfaisante. De plus, la prise en compte de la consolidation pourrait permettre d'améliorer les résultats en revif. En effet, les concentrations obtenues avec le modèle sont surestimées par rapport aux observations faites sur le terrain. Le revif suivant une période de morte-eau pendant laquelle les sédiments sont déposés et peu remis en suspension, l'introduction de la consolidation dans le modèle aurait pour effet d'augmenter la concentration dans le compartiment sédimentaire et ainsi d'augmenter la constante critique d'érosion, retardant la remise en suspension des sédiments.

Enfin, les figures présentées auparavant ne prennent pas en compte la variation de la hauteur d'eau et donc de la couche sigma à considérer pour comparer aux données. La profondeur à laquelle se trouve la sonde à l'embouchure est difficile à évaluer, celle-ci étant placée sur un mouillage soumis aux variations de vitesses de courant. En considérant néanmoins une distance au fond constante, et en prenant en compte les variations de hauteur d'eau pour la configuration choisie, nous obtenons pour Port-des-Barques, la figure 3.32. Les différences constatées sont significatives, particulièrement sur les concentrations modélisées pendant les étales de jusant. Les résultats à Rochefort sont quasiment inchangés, la sonde placée pour les mesures étant plus proche du fond.



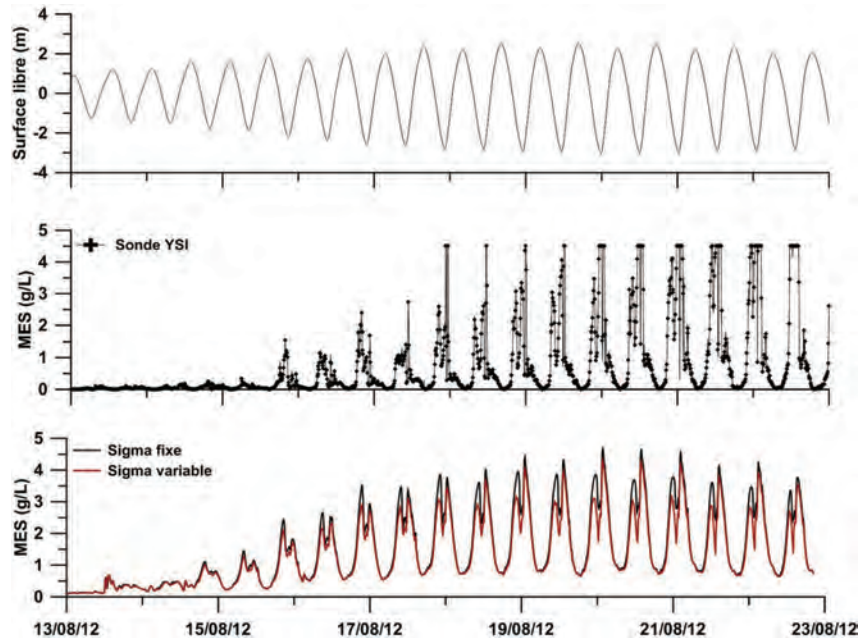


FIGURE 3.32 – Comparaison des concentrations en MES mesurées et modélisées à Port-des-Barques : prise en compte de la variation de hauteur d'eau



---

## Résumé du Chapitre 3

Le modèle hydro-sédimentaire MARS-3D a été mis en place sur l'estuaire de la Charente afin de reproduire les paramètres hydrologiques et sédimentaires majeurs de la zone. Pour cela, deux rangs sont utilisés, la grille la plus grossière (rang Pertuis Sud) fournissant les conditions limites à la grille la plus fine, qui correspond à l'estuaire de la Charente. Un forçage de marée CST-France est utilisé aux bornes du rang Pertuis Sud, et un forçage atmosphérique est pris en compte, provenant du modèle ARPEGE ou AROME, selon la période simulée.

L'introduction d'une rugosité variable sur le domaine a permis d'améliorer de manière significative les résultats obtenus en surface libre à Rochefort. D'un point de vue hydrodynamique, la performance globale du modèle est bonne. Les erreurs sur la surface libre augmentent lorsque l'on se déplace vers l'aval, mais le paramètre skill est supérieur à 0.99 pour les trois stations considérées. La salinité mesurée est également bien reproduite avec des erreurs RMS inférieures à 3.4 psu. L'introduction d'un nombre de couches sigma plus élevé permettrait probablement d'obtenir des résultats plus satisfaisants, et devra faire l'objet de tests, tout en sachant que le temps de calcul, déjà important, sera augmenté par cette modification.

Le modèle sédimentaire a été paramétré en considérant une seule classe de sédiments, correspondant à la majorité du stock rencontré en Charente (80 à plus de 90 % de vases). Cette configuration permet de reproduire correctement les ordres de grandeurs observés grâce aux mesures, et de prendre en compte la variabilité induite par la marée et le débit. Les concentrations en suspension sont faibles en morte-eau, et la remise en suspension est très importante en vive-eau, avec des concentrations pouvant dépasser les 6 g/L. La limitation technique des sondes YSI à 4000 NTU ne permet pas de valider les concentrations supérieures à 4.5 g/L mais ces niveaux extrêmes ne sont pas aberrants au vu de la situation rencontrée en Charente. Cette première mise en place d'un modèle sédimentaire sur l'estuaire de la Charente démontre la difficulté d'étudier un système aussi hautement turbide.

Cette configuration du modèle peut encore être affinée, notamment dans la reproduction des niveaux minimum aux étales et des remises en suspension en revif. La prise en compte future de la consolidation, et donc de contraintes critiques d'érosion variables sur le domaine, devrait permettre de réduire ces erreurs.

Les données acquises sur l'estuaire ont permis d'effectuer une première validation du modèle dans le chapitre. Elles permettront par la suite de renforcer les interprétations faites avec le modèle numérique, et de compléter les conclusions effectuées en représentant des conditions qui n'ont pas encore pu être simulées.





# Hydrodynamique de l'estuaire de la Charente et distributions de salinité

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>109</b>
<b>4.2</b>	<b>Asymétrie de la marée</b>	<b>109</b>
4.2.1	Caractéristiques de la marée incidente	109
4.2.2	Inversion de l'asymétrie tidale au cours du cycle vive-eau/morte-eau : publication	110
<b>4.3</b>	<b>Hauteur d'eau et courants de marée dans l'estuaire de la Charente</b>	<b>132</b>
4.3.1	Champs de courants	132
4.3.2	Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau	133
4.3.3	Variations saisonnières : étiage et crue	137
<b>4.4</b>	<b>Distribution de la salinité dans l'estuaire de la Charente : intrusion saline et stratification</b>	<b>138</b>
4.4.1	Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau	138
4.4.2	Variations saisonnières : étiage et crue	138
4.4.3	Transitions saisonnières	144

---



## 4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous étudions plus particulièrement le comportement hydrodynamique de l'estuaire de la Charente. Dans un premier temps, une attention particulière est accordée à l'asymétrie de la marée, qui s'inverse en fonction du cycle morte-eau/vive-eau. Ce phénomène n'ayant pas, à notre connaissance, été observé et étudié dans d'autres estuaires, une partie de ces travaux de thèse y a été consacrée. La suite du chapitre détaille d'une manière plus globale l'évolution de la marée dans l'estuaire, et l'influence du débit fluvial sur les amplitudes de marée et vitesses de courant rencontrées. Les distributions de salinité horizontale et verticale sont également étudiées, afin de déterminer l'état du mélange et la dynamique de l'intrusion saline. Les variations dues à la marée sont considérées à l'échelle du cycle flot/jusant et à l'échelle du cycle morte-eau/vive-eau.

## 4.2 Asymétrie de la marée

### 4.2.1 Caractéristiques de la marée incidente

Avant de s'attacher à la propagation de la marée dans l'estuaire de la Charente, il est important de noter le contexte tidal de la baie de Marennes-Oléron et, plus généralement, du golfe de Gascogne, ceux-ci déterminant la marée incidente arrivant à l'embouchure.

Les travaux de Battisti et Clarke [1982] et Le Cann [1990] ont permis de montrer que l'interaction entre la marée et le plateau continental, dans le golfe de Gascogne, aboutit à l'amplification des harmoniques quart-diurnes (M4, MS4, MN4). Selon Le Cann [1990], ce phénomène est dû à une forte résonance dans la partie centrale du golfe. Plus récemment, Bertin *et al.* [2012] ont montré que la composante MS4 était la plus amplifiée. Peu de régions de l'océan mondial sont ainsi caractérisées par une forte amplitude des composantes quart-diurnes (figure 4.1).

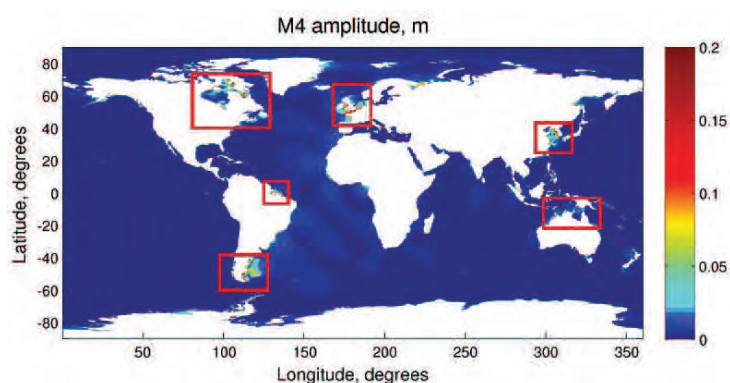


FIGURE 4.1 – Amplitude de M4 dans le monde, tiré de Olabarrieta *et al.* [2013]

Concernant l'estuaire de la Charente, il est donc important de noter le contexte particulier dans lequel celui-ci se trouve, puisque la marée incidente est déjà marquée par une forte influence des composantes quart-diurnes.

### 4.2.2 Inversion de l'asymétrie tidale au cours du cycle vive-eau/morte-eau : publication

L'hydrodynamique, la distribution de salinité et la dynamique sédimentaire des estuaires sont fortement impactées par l'asymétrie tidale. De nombreuses études ont été consacrées à l'étude de la propagation de la marée dans des estuaires macrotidaux, et ont permis de mettre en évidence des comportements généraux. La différence de durée entre le flot et le jusant, ainsi que la différence de vitesse de courant maximale, sont des paramètres couramment utilisés pour caractériser l'asymétrie de la marée. L'estuaire de la Charente est connecté à la baie de Marennes-Oléron, et présente donc la particularité, comme indiqué auparavant, d'être sous l'influence d'une marée incidente déjà déformée par son interaction avec le plateau continental. L'association de cette marée incidente, composée d'harmoniques de hautes fréquences, et de la dynamique estuarienne, aboutit à une asymétrie tidale dépendante de la position considérée, et du cycle vive-eau/morte-eau. Ainsi, alors que la plupart des estuaires macrotidaux sous l'influence d'une marée semi-diurne sont dominés par le flot [Allen et al., 1980], l'estuaire de la Charente est tour à tour dominé par le jusant en morte-eau, et par le flot en vive-eau.

Dans cette étude, un modèle 2D idéalisé a été mis en place pour étudier l'impact de la composition harmonique de la marée incidente sur les inversions morte-eau/vive-eau de l'asymétrie observées dans l'estuaire de la Charente. Différentes conditions de marée sont considérées et l'effet résultant sur les vitesses de courants barotropes et la distribution de salinité est analysé. A l'aide d'indicateurs basés sur des études précédentes, des tendances en termes de transport sédimentaire sont présentées.

Les résultats obtenus montrent que les composantes quart-diurnes (M4 et MS4) sont principalement responsables du phénomène observé dans la Charente, confirmant le rôle important joué par le plateau continental dans le contexte hydrodynamique de la zone étudiée. Ces inversions d'asymétrie ont pour effet de favoriser l'accumulation de sédiments et l'augmentation de la salinité dans une zone intermédiaire entre Rochefort (environ 20 km en amont) et l'embouchure.

Le modèle utilisé dans l'étude qui suit doit être considéré à part de la présentation du modèle "principal" effectuée auparavant. Sa présentation étant faite dans l'article, et celui-ci ayant été utilisé uniquement dans ce cadre, nous n'avons pas jugé nécessaire de le présenter à nouveau dans le chapitre précédent.

*Une partie des résultats présentés dans l'article qui suit a fait l'objet d'une présentation orale lors des XII<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil à Cherbourg (12-14 juin 2012) et de la présentation d'un poster lors de la conférence Physics of Estuaries and Coastal Seas à New-York (12-16 août 2012). L'acte de colloque et le poster correspondants sont présentés respectivement en annexe D et E*

# Fortnightly tidal asymmetry inversion and its impact on salinity distribution and sediment net transport in a macrotidal estuary (Charente, France)

Florence Toublanc<sup>a</sup>, Isabelle Brenon<sup>a</sup>, Thibault Coulombier<sup>a</sup>, Olivier Le Moine<sup>b</sup>

<sup>a</sup> UMR 7266 LIENSs CNRS-University of La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France

<sup>b</sup> IFREMER-LERPC, Center of La Tremblade, Ronce-les-Bains, La Tremblade, 17390 La Tremblade, France

## *Publication soumise à Geomorphology*

### 4.2.2.1 Abstract

Tidal asymmetry has a strong impact on estuarine hydrodynamics and sediment dynamics. Extensive research has been dedicated to studying tidal dynamics in semi-diurnal macrotidal estuaries, leading to the expression of several generic behaviors. Maximum current velocities and durations of the ebb and flood are often used to characterize the asymmetry encountered in the estuary.

The Charente estuary (French Atlantic coast) presents the particularity of being connected to a basin where the oceanic tide is already modified by the interactions with the continental shelf. The association of these externally generated overtides and the effect of the estuary morphology results in a spatially and fortnightly variable tidal asymmetry. The studied estuary is alternatively dominated by the ebb during neap tides and by the flood during spring tides, whereas most macrotidal estuaries subject to a semi-diurnal tidal regime are flood-dominant, without asymmetry inversions.

A two-dimensional hydrodynamics model is used to investigate the connection between spring-neap inversions of the tidal asymmetry and the harmonic composition of the tide. Resulting salinity distributions and barotropic tidal currents are compared for different configurations, and the possible impact on sediment dynamics is discussed. Results show that asymmetry inversions tend to create sediment accumulation and salinity concentration in an intermediate zone between the river mouth and Rochefort, located approximately 20 km upstream.

**Keywords** : Estuary, Tidal asymmetry, Saline intrusion, Sediment dynamics, Numerical Modeling.

### 4.2.2.2 Introduction

Investigating estuarine hydrodynamics is essential to understand these systems that are critical for sanitary and economic reasons. At the interface between land and ocean, estuaries are

submitted to an important anthropic pressure. Many activities (fisheries, harbours, leisure, . . .) are strongly dependent on the water quality and sediment related issues such as siltation. Although generic behaviors can be deduced from the numerous studies carried out on estuarine hydrodynamics, each system has its specificities. This work focuses on the tidal asymmetry observed in the Charente estuary (Fig. 4.2). The distortion of the tide in estuaries is commonly observed, and has been the object of many studies [Aubrey and Speer, 1985; Bolle et al., 2010; Dronkers, 1986; Fortunato and Oliveira, 2005; Friedrichs and Aubrey, 1988; Prandle, 2003]. Depending on several characteristics (bathymetry, geometry, tidal regime), estuaries can be ebb-dominant if the duration of falling tides exceeds that of rising tides, or flood-dominant in the opposite case. This asymmetry partly determines the hydrodynamics, but also the salinity and the sediment dynamics of the system. In estuaries where the mean water depth is larger than the tidal range, shorter rising (or falling) tides are associated with stronger flood (or ebb) currents. Current velocities have a direct impact on the bed shear stress which is one of the control parameters for erosion processes, with the nature and state of the sedimentary bed [Mehta and Parchure, 2000; Tolhurst et al., 2000]. Consequently, ebb or flood dominance in terms of durations and velocities are often completed by a dominance in terms of net sediment transport [Aubrey and Speer, 1985; Dronkers, 1986; Friedrichs and Aubrey, 1988; Fry and Aubrey, 1990]. Ebb dominated estuaries will tend to export sediment, whereas flood-dominated estuaries will generate upstream sediment transport [Allen et al., 1980; Dyer, 1997]. Tidal asymmetry is also a driving mechanism controlling the formation and dynamics of the turbidity maximum in macrotidal estuaries [Allen et al., 1980].

Nonlinear interactions between the tide and the estuary provokes the growth of harmonics and compound tides of the main astronomical tidal constituents. Friedrichs and Aubrey [1988] studied the interaction between the M2 and M4 harmonic constituents of the tide to determine the direction of the asymmetry (flood or ebb dominated) and the degree of distortion of the tide. Shorter rising tides of flood dominance correspond to a relative sea surface phase ( $2\varphi_{M2} - \varphi_{M4}$ ) between  $0^\circ$  and  $180^\circ$ . For shorter falling tides and ebb dominance, the relative phase is between  $180^\circ$  and  $360^\circ$ . The magnitude of the tidal asymmetry caused by the estuary is indicated by the ratio of the two constituents amplitudes ( $a_{M4}/a_{M2}$ ).

This distortion is determined by two effects related to the estuary characteristics : frictional effects of the interaction between the tidal currents and the channel, and intertidal storage occurring in the presence of tidal flats or marshes [Boon and Byrne, 1981; Speer and Aubrey, 1985; Speer et al., 1991].

To evaluate the impact of the frictional effects, the ratio of the M2 offshore amplitude and the channel depth at mean sea level ( $a/h$ ) can be calculated. If  $a/h$  is greater than 0.3, the frictional influence is larger at low water than at high water, causing flood dominance. The water level propagation is slowed at low water, leading to shorter rising tides and greater flood velocities. If

it is inferior to 0.2, the channels are deep compared to the degree of asymmetry and the estuary is expected to be ebb-dominant. Ebb duration is shorter and ebb velocities are usually stronger. For intermediate values of  $a/h$ , the system can be flood or ebb dominated, depending on the intertidal storage.

The intertidal storage effect is evaluated by calculating the ratio of the water volume stored between high and low water in intertidal areas divided by the channel volume of water at mean sea level ( $V_s/V_c$ ). When  $V_s/V_c$  is large in relation to  $a/h$ , the intertidal area is large enough to slow down the propagation of high water, causing longer flood durations and greater ebb velocities.

Many examples of flood-dominated systems can be found in the literature : Nauset Inlet, USA [Aubrey and Speer, 1985] ; Gironde estuary, France [Castaing and Allen, 1981] ; Mandovi and Zuari estuaries, India [Manoj et al., 2009] . . . Ebb-dominated systems are also represented throughout the world : Dyfi estuary, UK [Brown and Davies, 2010] ; Johor estuary, Malaysia [Hasan et al., 2013] ; Okatee Creek, USA [Huang et al., 2008] . . . Ebb-dominant and flood-dominant channels can also be observed in estuaries (Yangtze, China [Wang et al., 2008]). All these systems show no fortnightly dependent asymmetry inversions.

Large reduction of the cross-sectional area of the channel at the entrance of a bay can provoke a long term asymmetry inversion from ebb to flood dominance [Boon and Byrne, 1981]. On the other hand, a weakly flood-dominant estuary could become ebb-dominant, due to the large import of sediment associated with strong flood currents, leading to an increase of the intertidal flats area [Boon and Byrne, 1981; Friedrichs and Aubrey, 1988; Speer and Aubrey, 1985]. Along the border between Belgium and the Netherlands, deepening of the channels by dredging in the Scheldt estuary also caused a diminution of flood dominance, evolving towards ebb dominance [Bolle et al., 2010]. In the case of the Skagit River [Nidzieko and Ralston, 2012] or the Murray Mouth coastal lagoon [Jewell et al., 2012], both under the influence of mixed diurnal/semi-diurnal tides, spring-neap asymmetry alternation has also been observed.

These inversions are all consequences of significant long term changes in the estuary characteristics or a mixed tidal regime, which is not the case in the Charente estuary. The objective of this study is to understand the tidal dynamics encountered in the area, that are leading to short term inversions of the tidal asymmetry. The impact on salinity distribution along the estuary and on barotropic tidal currents is investigated, and possible effects on sediment dynamics are discussed. In-situ measurements and the hydrodynamic model MARS-3D [Lazure and Dumas, 2008] are used for this purpose.

#### 4.2.2.3 Study site

The French Atlantic Coast is under the influence of a semi-diurnal tide. The Charente estuary ( $45^{\circ} 96'N$ ,  $1^{\circ} 00'W$ , Fig. 4.2), located to the south of La Rochelle (France) is small, shallow and



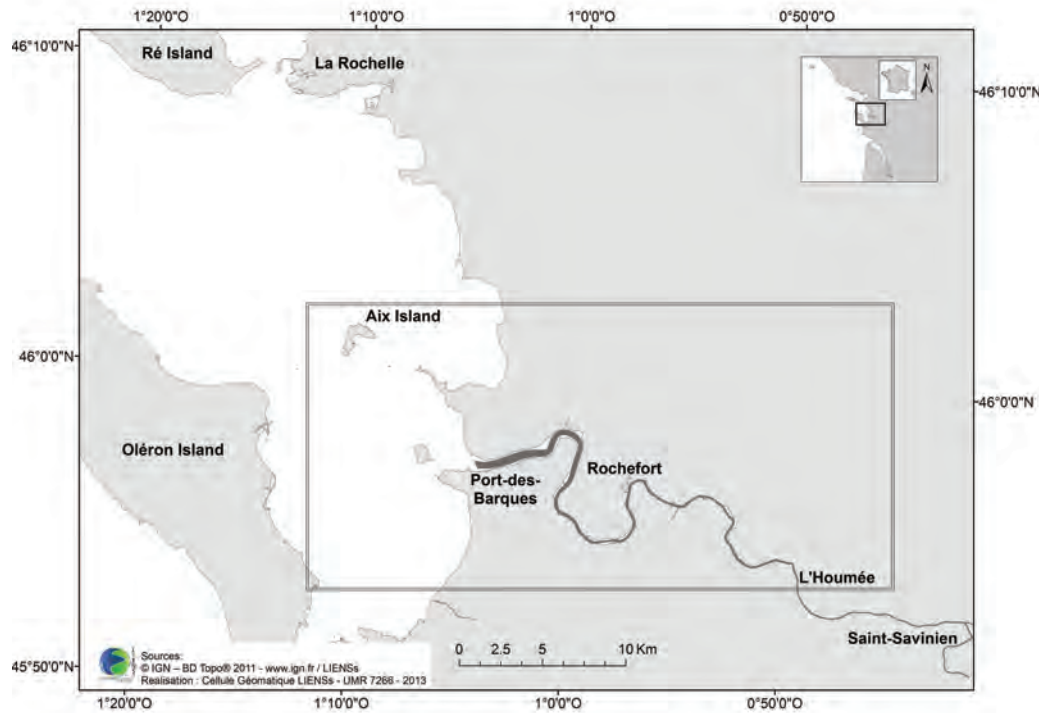


FIGURE 4.2 – Charente river, from the Saint-Savinien dam to the mouth. Framed : modeled area.

characterized by the presence of large intertidal flats. The river flows into the Marennes-Oléron Bay, in the southern part of the pertuis Charentais. A dam is located at Saint-Savinien, 50 km from the river mouth. The river catchment is about 10 000 km<sup>2</sup> and total river length is 365 km. The bay's total surface is approximately 150 km<sup>2</sup>, 60% of it being occupied by intertidal areas.

The Charente tidal regime is macrotidal, with mean and maximum tidal ranges respectively of 4.5 meters and 6.5 meters. Mean river discharge is of 70 m<sup>3</sup>/s, lowest values are under 10 m<sup>3</sup>/s and floods can reach 600-700 m<sup>3</sup>/s. Sediments in the estuary and in the oriental part of the Marennes-Oléron Bay are exclusively cohesive, with a very fine grain size [Strady et al., 2011]. In the western part of the bay, sediments are more sandy [Bertin et al., 2005; Tesson, 1973].

The river is connected to the Marennes-Oléron bay, in which the tide is already distorted. Le Cann [1990] applied a modified version of the Battisti and Clarke [1982] theory to the Bay of Biscay shelf, and showed that the quarter-diurnal tidal constituents (M4, MS4 and MN4) are strongly amplified shoreward, because of resonance occurring on the shelf. This behaviour was verified numerically by Bertin et al. [2012], who showed that the largest amplification by resonance occurred for MS4.

Salinity variations in the estuary represent a very important issue, since the Charente river is a source of fresh drinkable water for the area. When the river flow is very small, salinity

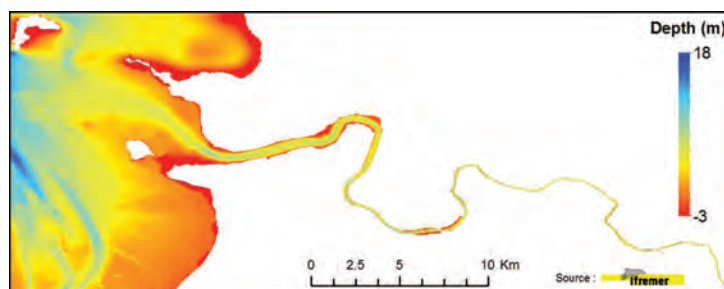


FIGURE 4.3 – Bathymetric data used for numerical modeling

could enter further in the estuary and affect the water intakes. Extensive oyster farming in the Marennes-Oléron Bay and leisure activities are also strongly dependent on the Charente water quality and water level. According to Ravail et al. [1988], in Summer, 90% of the freshwater input in the bay come from the Charente river. The pertuis Charentais present a particular geometry, with two islands (Ré and Oléron) and a sinuous coastline, which has a direct influence on the estuarine dynamics.

#### 4.2.2.4 Materials and methods

##### 4.2.2.4.1 Numerical Modeling

The numerical model MARS-3D (Model for Applications at Regional Scale) used for this study has been fully described by Lazure and Dumas [2008]. It is a finite differences model, resolving the shallow water (or Saint-Venant) equations when running in 2D mode.

The model MARS-3D was used to determine the behavior of the estuary in response to different hydrodynamic conditions. The effect of the harmonic composition of the tide at the boundaries was investigated more particularly.

In order to determine the impact of the tidal harmonic composition, a 2D configuration was developed. Only the tide, computed from the SHOM CST-France model [Le Roy and Simon, 2003], and the daily river discharge were considered for the open boundary conditions. To determine very specifically the impact of the harmonic composition of the tide, no atmospheric forcing was considered for this configuration. Horizontal grid resolution was of 30m (1405 x 766 grid points). Bathymetric data (Fig. 4.3) was provided through several organizations (SHOM, Ifremer, EPTB Charente) with datasets from 2003, 2007 and 2010.

Four configurations were used for this study, corresponding to four different harmonic compositions of the tide at the system's open boundaries (Table 4.1).

##### 4.2.2.4.2 In-situ measurements

Fixed ADCP measurements (Sentinel-RDI, 1200 kHz, 5 minutes sampling frequency) were carried out in 2011 (from February 11th to April 8th) at the mouth of the estuary, close to Port-

Tableau 4.1 – Model configurations

Configuration	A	B	C	D
Semi-diurnal constituents	M2	M2,S2	M2,S2	M2,S2
Quarter-diurnal constituents	-	-	M4	M4,MS4

des-Barques (Fig. 4.2). Tide gauge recordings are available at Rochefort. Depth was corrected using a Demerliac filter, in order to compare data with the water levels obtained from the model without atmospheric forcing. Due to the ADCP emersion during low waters of spring tides, comparisons with velocities are not available.

#### 4.2.2.5 Results : data and numerical analysis

##### 4.2.2.5.1 Observations

Water levels and durations of ebb and flood were obtained from ADCP measurements at the mouth, and tide gauge recordings at Rochefort (Fig. 4.4). Dashed lines mark the asymmetry inversions.

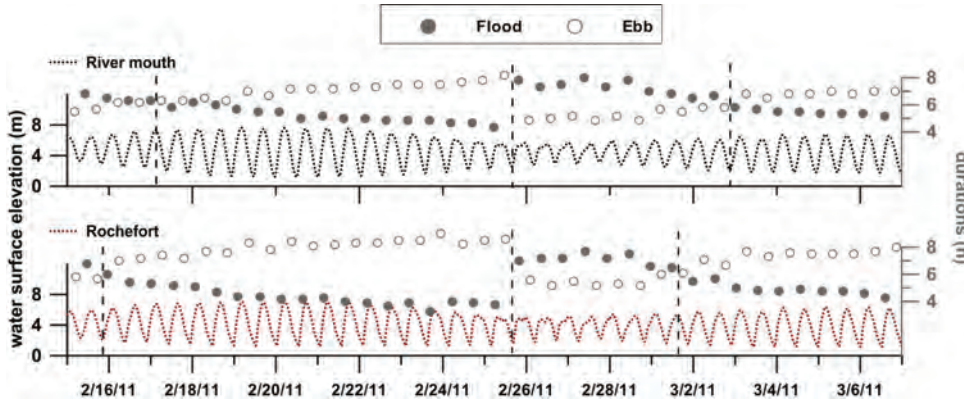


FIGURE 4.4 – Surface elevation (left), ebb and flood durations (right) at the river mouth (up) and Rochefort (down).

Inversion from flood to ebb dominance occurs at the same time for both locations : approximately at the beginning of neap tides (February, 25). Inversion from ebb to flood dominance occurs sooner during neap tides at Rochefort. The level of distortion is also different between the two areas. Flood dominance is much stronger at Rochefort, with a difference in duration up to 5.7 hours, against 3.8 hours at the river mouth. By opposition, ebb dominance is stronger at the river mouth (duration difference up to 3.2 hours) than at Rochefort (2.3 hours).

##### 4.2.2.5.2 Analytical Analysis

The amplitudes and phases of the principal tidal constituents at the Aix Island are summarized in Table 4.2. Results were obtained from a 419 days harmonic analysis performed with T\_Tide [Pawlowicz et al., 2002]. Given the proximity of the Aix Island to the estuary (approximately 5 kilometers), results are considered to be representative of the tidal dynamics at the mouth. According to Friedrichs and Aubrey [1988], the relative phase  $2\varphi_{M2} - \varphi_{M4}$  is of  $188.36^\circ$  and the amplitude ratio  $a_{M4}/a_{M2}$  of 0.14, suggesting that the area would be ebb-dominated (Table 4.2).

Tableau 4.2 – Amplitudes and phases of the main tidal harmonic constituents (Charente river mouth)

Harmonic constituents	Amplitude (cm)	Phase (deg)
M2	179.80	97.41
S2	64.32	130.78
N2	37.62	77.99
M4	25.44	6.46
MS4	9.27	98.41

Considering the geometric and tidal characteristics of the area, the two dimensional parameters  $a/h$  and  $V_s/V_c$  have also been calculated. At the mouth of the Charente River,  $a/h$  is evaluated at 0.23, with a M2 offshore amplitude of 1.75m and an average channel depth of 7.6m. This value alone does not allow concluding on the asymmetry dominance encountered. The intertidal storage ratio ( $V_s/V_c$ ) is estimated at 1, which is large in comparison to  $a/h$ . These results suggest again that the tidal response of the estuary should be ebb-dominant. However, based on in-situ measurements at the river mouth presented in the previous paragraph, it appears that in the Charente estuary, the tidal asymmetry dominance is determined by the spring-neap tidal cycle. The estuary is flood-dominant during spring tides, and ebb-dominant during neap tides. These short term inversions are observed systematically and the level of distortion is modulated by the river flow and the tidal range.

#### 4.2.2.5.3 Numerical Analysis

In order to evaluate the impact of each component on the tidal asymmetry observed in the estuary, results obtained from numerical modeling are compared following mainly two criteria : ebb/flood durations and maximum ebb/flood velocities. No comparison of the absolute water surface level is done since the objective is to study the distortion of the wave, and critical constituents are obviously missing to reproduce more precisely its variations. However, comparisons of the modeled (configuration D) and observed amplitudes and phases of the main constituents considered are presented in Table 4.3.

These comparisons are not made between the ADCP data and the modeled results at the mouth since the classical tools used for harmonic analysis seem to be unsuited for the Charente

Tableau 4.3 – Observed and modeled tidal amplitudes and phases of the main constituents at the Aix Island

Constituent		M2	S2	M4	MS4
Amplitude (cm)	Model	177.5	62.50	25.60	10.23
	Data	179.8	64.32	25.44	9.27
	Difference	2.3	1.82	0.16	0.96
Phase (deg)	Model	96.95	129.95	10.38	103.82
	Data	97.41	130.78	6.46	98.41
	Difference	0.46	0.83	3.92	5.41

estuary. Results show that the amplitude and phases of the quarter-diurnal constituents may change in time, probably because of the highly variable geometry of the flow section, certain areas being only inundated during strong spring tides. In this context, wavelet analysis constitutes a possible solution to this issue [Flinchem and Jay, 2000; Grinsted et al., 2004] and needs to be considered for further research, but is outside the scope of this study.

### Duration asymmetry

Water surface elevations at the mouth over a full neap/spring tidal cycle are obtained for each configuration (Fig. 4.5). Corresponding ebb and flood durations are presented. Asymmetry inversions are indicated with dashed vertical lines. Configurations A and B show almost no asymmetry inversion, with differences between ebb and flood durations respectively below 0.5 and 0.78 hours. Adding M4 to the harmonic composition at the mouth leads to an asymmetry inversion on the 27<sup>th</sup> of February, which is exactly the day corresponding to the lowest tidal range. The maximum difference between ebb and flood durations is of 2.5 hours for spring tides and -2.25 hours for neap tides. A second inversion from ebb to flood dominance occurs on March, 4, as the tidal range is increasing. By taking into account MS4 in configuration D, both inversions occur sooner and the maximum (ebb-flood) duration reaches 2.5 hours during spring tides, against 2 hours during neap tides.

At the upstream station Rochefort (Fig. 4.2), the first noticeable difference is the response of the system to the basic configuration A (Fig. 4.6). When the tide was almost not distorted at the mouth, it is clear at Rochefort that a M2 incident tide provokes flood dominance (flood-ebb duration up to 2 hours). Configuration B returns the same type of results but with the modulation of the spring/neap tidal cycle, the level of distortion being stronger for high tidal ranges. Configurations C and D reproduce the asymmetry inversion observed at the mouth. However, ebb dominance is much weaker during neap tides : maximum duration difference is of 4 hours during spring tides (flood dominance), against 1 hour during neap tides (ebb dominance). The ebb dominance phase is also shortened by more than two days, when comparing to the results at the mouth (Fig. 4.5).

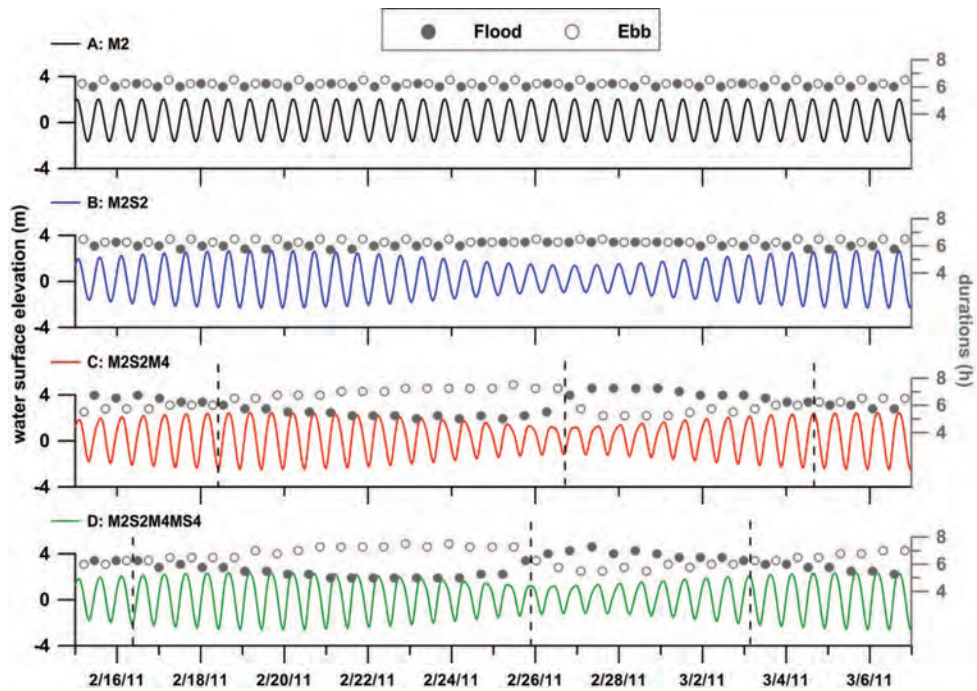


FIGURE 4.5 – River mouth : water surface elevation (left), ebb and flood durations (right) for each harmonic composition of the tide at the model boundary.

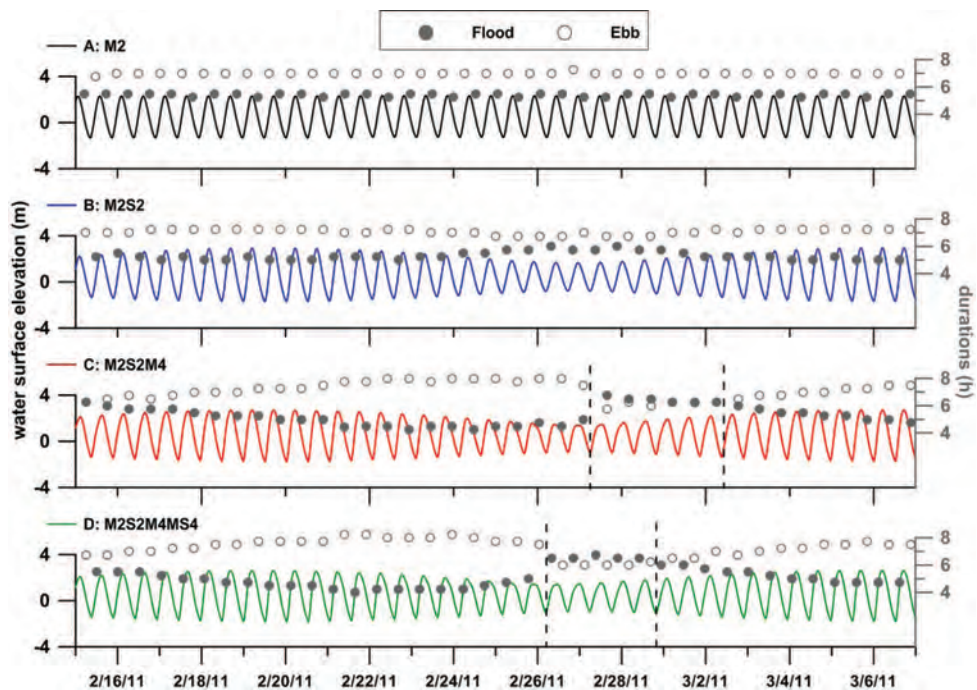


FIGURE 4.6 – Rochefort : water surface elevation (left), ebb and flood durations (right) for each harmonic composition of the tide at the model boundary.



Regarding the duration asymmetry, the mouth appears to be driven by an alternation between flood and ebb dominated periods, with comparable levels of distortion. On the other hand, the area of Rochefort is mostly dominated by the flood, with weaker and shorter ebb dominance during neap tides.

### Velocity asymmetry

Tidal asymmetry in ebb and flood durations is often associated with an asymmetry in current velocities. Shorter rising tides and longer falling tides are then completed by stronger flood currents and weaker ebb currents, and vice versa in the opposite case. Fig. 4.7 and Fig. 4.8 present the same water level series as in Fig. 4.5 and Fig. 4.6, but completed by the ratio of the maximum flood velocity over the maximum ebb velocity.

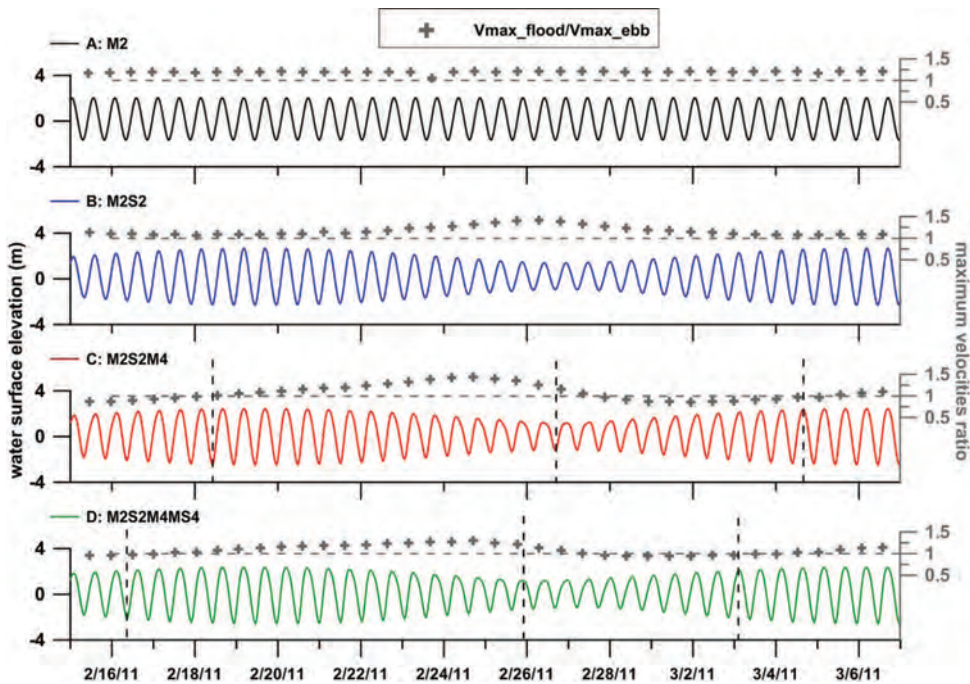


FIGURE 4.7 – River mouth : water surface elevation (left), velocity ratio  $V_{max\_flood}/V_{max\_ebb}$  (right).

If the velocity ratio is over 1, flood currents are stronger than ebb currents, indicating flood dominance. Ebb dominance occurs for a velocity ratio below one. Dashed lines are indicating the moments of asymmetry inversions observed with ebb and flood durations in the previous section. At the river mouth, the velocity ratio is mostly following the same pattern as the duration asymmetry. Configuration A shows a constant slight flood dominance. Configuration B shows almost no asymmetry during spring tides, and flood dominance during neap tides. Asymmetry inversions are observed once the quarter-diurnal constituents are taken into account, in configurations C and D, and are almost in phase with duration asymmetry inversions. However, when duration

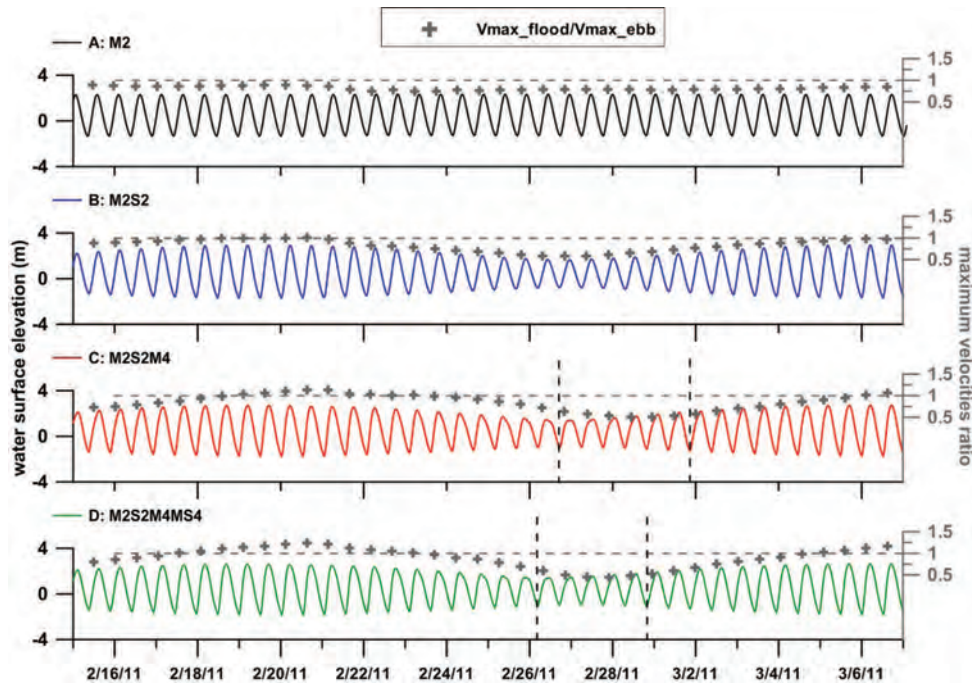


FIGURE 4.8 – Rochefort : water surface elevation (left), velocity ratio  $V_{max\_flood}/V_{max\_ebb}$  (right).

asymmetries were almost equivalent between ebb and flood dominance, velocity asymmetry is a lot stronger for flood dominance than it is for ebb dominance.

At Rochefort, the velocity asymmetry is ebb-dominated for the simplest M2 tidal forcing, whereas duration asymmetry is flood-dominated (Fig. 4.6). The same opposition is noticeable for the M2S2 tidal forcing with stronger ebb dominance during neap tides. As in the previous paragraph, configurations C and D show velocity asymmetry inversions but with higher phase differences with the duration asymmetries. Moreover, ebb dominance during neap tides is stronger than flood dominance during spring tides, by opposition with the results at the river mouth.

### Summary and comparison with measurements

The best agreement with ADCP data is observed with the last configuration (M2, S2, M4 and MS4 tidal forcing), even if differences remain for the exact moments of inversion.

Calculations on ebb/flood durations and flood/ebb maximum velocities are presented in Tables 4.4 and 4.5, for the two locations.

At the mouth, duration asymmetry is of the same order of magnitude between ebb and flood dominance, with a good agreement with ADCP data. Both duration and velocity asymmetries are stronger for flood dominance.

The Rochefort area is characterized by an opposition between duration and velocity asymmetries. Duration asymmetries show stronger flood dominance than ebb dominance, which is confirmed by calculations made with tide gauge data. On the other hand, maximum velocity



Tableau 4.4 – Dimensionless parameters used to characterize the tidal asymmetry at the river mouth in function of the model configuration

Location	River mouth				ADCP data
Configuration	A	B	C	D	
Harmonics	M2	M2,S2	M2,S2,M4	M2,S2,M4,MS4	
Minimum ebb/flood duration	1	0.89	0.7	0.72	0.6
Maximum ebb/flood duration	1.08	1.14	1.5	1.5	1.88
Minimum flood/ebb max velocity ratio	1.1	1.05	0.83	0.92	-
Maximum flodd/ebb max velocity ratio	1.21	1.41	1.44	1.3	-

ratios show stronger ebb dominance. This is mostly explained by the presence of intertidal flats in the area, constraining the ebb flow for low water levels. Maximum flood velocity is reached between 1.5 and 2 hours after the beginning the flood, against 3.5 hours to 5 hours for the maximum ebb velocity. During spring tide, even if the flood duration is shorter, ebb currents are then equivalent or stronger than flood currents (Fig. 4.9, left), since the flow is limited to the channel when the water level reaches lower values. During neap tides (Fig. 4.9, right), tidal flats slow the flood tide when the water level reaches their height. Friction provokes then a decrease in flood velocities.

#### 4.2.2.6 Discussion

Tidal asymmetry plays a very important role on estuarine dynamics. Extensive work has been done on determining the causes of flood or ebb dominance and its impact on sediment transport and hydrodynamics. In light of the particular situation encountered in the Charente estuary, the purpose of this study is to investigate the factors inducing tidal asymmetry inversion, to quantify the degree of distortion of the tide, and to evaluate its impact on the overall estuarine dynamics.

Tableau 4.5 – Dimensionless parameters used to characterize the tidal asymmetry at Rochefort in function of the model configuration

Location	Rochefort				Tide Gauge data
Configuration	A	B	C	D	
Harmonics	M2	M2,S2	M2,S2,M4	M2,S2,M4,MS4	
Minimum ebb/flood duration	1.23	1.04	0.85	0.85	0.59
Maximum ebb/flood duration	1.38	1.45	1.88	2.06	2.77
Minimum flood/ebb max velocity ratio	0.74	0.58	0.5	0.43	-
Maximum flodd/ebb max velocity ratio	0.92	1	1.15	1.38	-

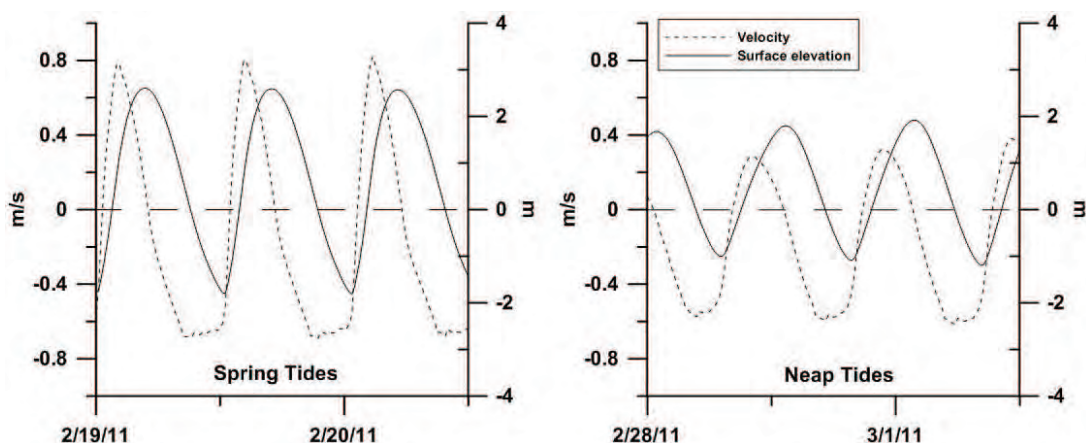


FIGURE 4.9 – Current velocity and water surface elevation at Rochefort for spring (left) and neap tides (right).

#### 4.2.2.6.1 Impact of the incident tide and morphology on the Charente tidal asymmetry

This study has shown the key role played by quarter-diurnal constituents in the tidal asymmetry inversion observed in the Charente estuary. The interaction between the M4 harmonic and the principal M2 constituent has already been proven [Aubrey and Speer, 1985; Friedrichs and Aubrey, 1988]. However, the introduction of the M4 harmonic in the model is necessary but not sufficient to reproduce the asymmetry observed in the estuary. By taking into account the MS4 harmonic, the inversions of asymmetry are reproduced in phase with observations. This demonstrates that in the Charente estuary case, tidal asymmetry is resulting from the combination of the well-known estuarine distortion of the semi-diurnal tide and the incidence of a tidal wave already composed of high amplitude harmonics, developed by the interaction with the continental shelf [Bertin et al., 2012; Le Cann, 1990].

The Charente estuary presents a time and spatial dependent tidal asymmetry : (1) at the mouth, asymmetry is mostly determined by the spring/neap variations, duration and velocity asymmetries concur (Fig. 4.5 and Fig. 4.7) ; (2) upstream, asymmetry is still subject to spring/neap modulations, but velocity asymmetry is mostly ebb dominated (Fig. 4.8) whereas duration asymmetry is mostly flood dominated (Fig. 4.6). The impact of tidal flats on this phenomenon has been demonstrated by several authors [Fortunato and Oliveira, 2005; Friedrichs and Aubrey, 1988; Speer and Aubrey, 1985]. At the mouth, the estuary is wider, reducing the impact of mudflats on cross-section variations and current velocities, especially during spring tides. However, the Rochefort area, where tidal flats are highly present, is consistent with this phenomenon. Depth variations also need to be considered. At the river mouth, mean channel depth is around 7.5 meters. When moving upstream, deeper areas are found, with depths varying between 7 and 11 meters. Around Rochefort, mean channel depth is close to 9 meters, probably because of dredging around the commercial harbour. As shown by several studies [Brown and Davies, 2010;

Friedrichs and Aubrey, 1988; Moore et al., 2009; Wang et al., 2002] deeper channels favor ebb dominance, while shallower waters often lead to flood dominance. Combination of average depths and intertidal flats at the mouth would then favor asymmetry inversions in function of the tidal range. Deeper upstream parts, also associated with intertidal flats would lead to ebb dominance most of the time, even if asymmetry inversions are observed.

#### 4.2.2.6.2 Impact of tidal asymmetry inversions on salinity

##### Impact on spatial distribution

This section is focused on the impact of the different types of asymmetry described previously on the two-dimensional salinity distribution in and out of the estuary. Comparisons of salinity levels are made subtracting values from configuration D, which is the closest to reality, (M2, S2, M4 and MS4 tidal forcing) to values from configuration B (M2 and S2), in order to evaluate the differences between two cases with and without asymmetry inversion (Fig. 4.10).

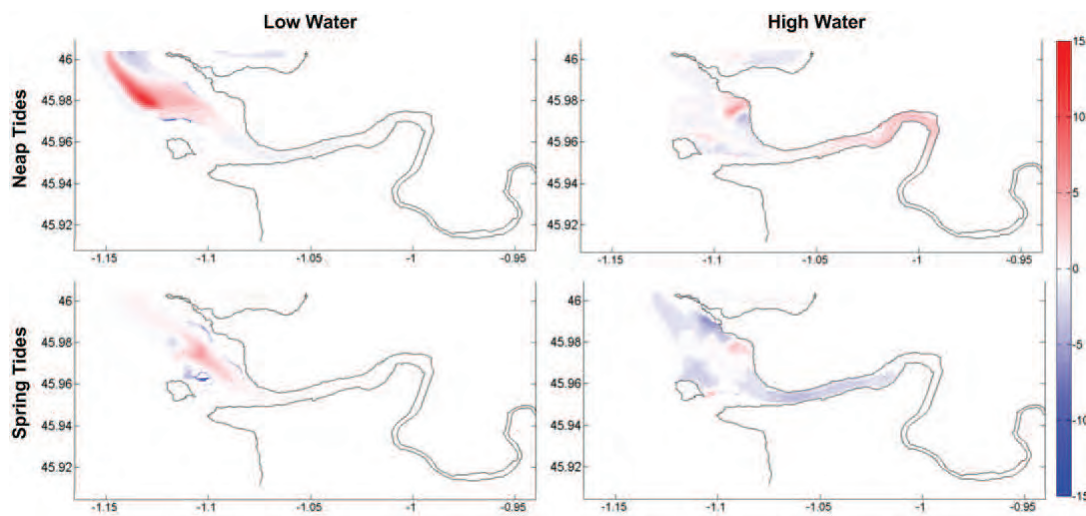


FIGURE 4.10 – Salinity distribution differences between configurations B and D

Positive values indicate higher salinity levels for the M2S2 tidal forcing, against negative values, indicating higher salinity levels for configuration D (M2, S2, M4, and MS4). The strongest differences are observed at low water of spring tides, with a maximum difference above 12 psu.

At low water, both for spring and neap tides, salinity at the mouth and out of the estuary is stronger for the case without asymmetry inversion, at the exception of the channel sides. Upstream differences are negligible. At high water, the response of the system is different between spring and neap tides. The lowest tidal range induces higher salinity levels within the estuary for configuration D (up to 3.9 psu), whereas spring tides provoke lower salinity levels for this case (up to -3.6 psu).

### Impact on saline intrusion

Contour comparisons are made during a spring-neap tidal cycle (Fig. 4.11), to evaluate the dynamics of the saline intrusion. Comparisons are made using the same configurations and calculations as in the previous section, with salinity levels extracted from the model at several points along the estuary.

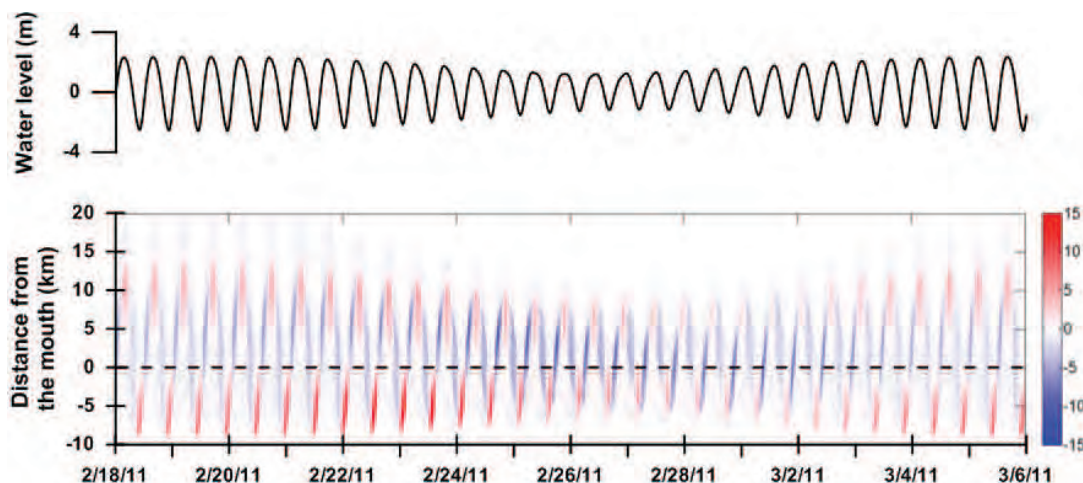


FIGURE 4.11 – Top : water level at the mouth, configuration D. Bottom : salinity differences in function of the distance from the mouth and time, configuration B-D

Positive values of the distance are representative of points located upstream, negative values represent downstream points. The highest differences between the two configurations are observed during the transition from spring to neap tides (21<sup>st</sup> to 25<sup>th</sup> of February), especially downstream at low water (up to 16 psu) and upstream during the second part of the rising tide (up to -10.5 psu).

During neap tides, salinity is higher for configuration D for the most part of ebb and flood tide. This suggests that salinity is more concentrated by tidal oscillations when there are asymmetry inversions occurring during the cycle. On the other hand, salinity intrusion appears to be higher without asymmetry inversion.

#### 4.2.2.6.3 Perspectives on sediment dynamics

##### Net sediment transport

Brown and Davies [2010] proposed two ratios to determine the ebb or flood dominance of sediment transport over a cross-section : (1) the ratio of peak flood velocity over peak ebb velocity  $u_p$ , (2) the ratio of flood and ebb durations during which the velocity is over a threshold for sediment movement  $T_d$ . Ebb dominance is obtained for values of  $u_p$  inferior to 1 and values of  $T_d$  superior to 1. But they also show that it can be obtained for  $u_p < 1.2$  and  $T_d < 1$ . In

this case, ebb current velocities are higher ( $u_p < 1$ ) or close to flood current velocities ( $1 < u_p < 1$ ). Combined with longer ebb duration ( $T_d < 1$ ), this configuration results in ebb-dominant net transport. Charente sediments are very fine, exclusively mud sediment, with a mean median grain size of  $9 \mu m$  close to the mouth [Strady et al., 2011]. Moreover, as observed in Fig. 4.9, periods of slack water with very low velocities are short. In this paper, the velocity threshold is then considered to be exceeded for all ebb and flood durations, since very fine sediments in fluid mud can be easily resuspended in the water column by entrainment [Mehta, 1991]. Calculations are made over a full spring/neap tidal cycle to represent all possibilities equally, and  $u_p$  is plotted against  $T_d$  (Fig. 4.12).

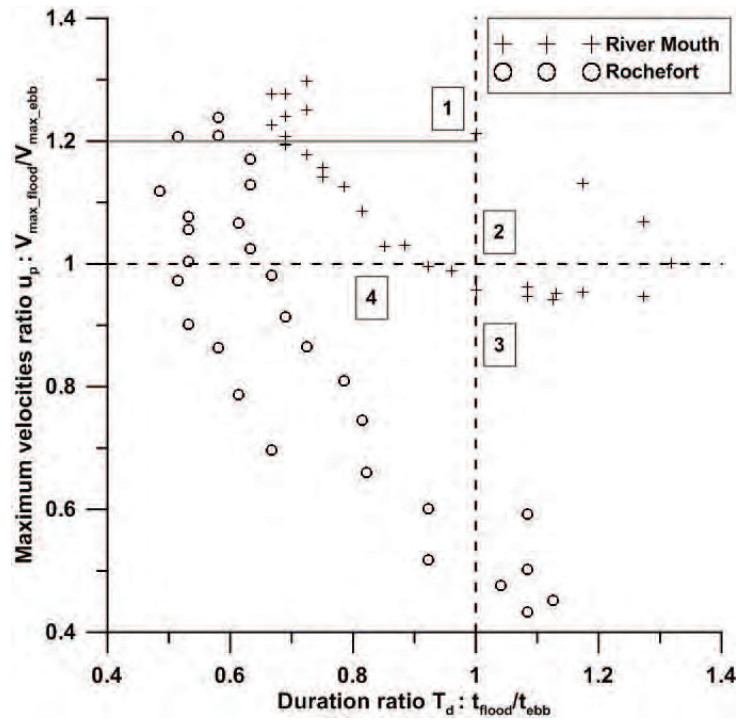


FIGURE 4.12 – Peak flow velocities ratio in function of the duration ratio at the river mouth and Rochefort.

Zone 1 is representative of the typical flood asymmetry with short and fast rising tides. Zone 2 is populated by points with longer rising tides but with higher flood velocities. Typical ebb dominant asymmetry corresponds to zone 3, and zone 4 is characterized by longer falling tides but with higher ebb velocities. Following Brown and Davies [2010] criteria, points located in zone 1 below the solid line ( $u_p < 1.2$  and  $T_d < 1$ ) and in zones 3 and 4 ( $u_p < 1$  and  $T_d < 1$ ) are representative of ebb-dominant sediment transport. At Rochefort, sediment transport is then ebb-dominated for 90% of the cases, against 65% for the river mouth. We could argue that the subdivision of zone 1 should be applied to zone 3 as well. Longer rising tides ( $T_d > 1$ ), with comparable flood and ebb peak velocities ( $u_p > 0.8$ ) would then lead to flood-dominant sediment transport. This consideration would enhance the difference between Rochefort and the river mouth, the latter becoming ebb-dominant only 38% of the time.

### **Morphological implications**

Comparisons of salinity levels show that asymmetry inversions tend to reduce saline intrusion. However, higher salinity levels are observed in the central part of the saline mass, suggesting that asymmetry inversions induce a "concentration" of salinity with tidal oscillations. These salinity dynamics can also be related to sediment dynamics exposed in Fig. 4.12. In terms of net sediment transport, the Rochefort area appears to be ebb-dominated most of the time, inducing net sediment export. On the other hand, the river mouth is more equally divided between periods of ebb and flood dominance. Flood dominance and net import at the mouth, associated with ebb dominance and net export at Rochefort suggest that the intermediate zone between those two locations is prone to sediment accumulation. According to Fig. 4.7 and 4.8, this configuration occurs mostly during the transition from spring to neap tides. The highest salinity differences are also observed during this transitional period (Fig. 4.11), suggesting again that salinity and sediment dynamics are closely related and impacted by asymmetry inversions.

These modeling results are consistent with sediment accretion measured on the mudflats in the estuary, since small variations are observed near the mouth (8 cm a month) whereas upstream measurements show accretion up to 40 cm a month during summer [Coulombier et al., 2013]. Sediment fluxes calculated with 3D hydrodynamic modeling and turbidity measurements also suggest alternations between net import and net export at the river mouth, mostly determined by the spring-neap variations of the tide [Toublanc et al., 2013]. Ebb dominance in the upstream part will most likely be enhanced by the accumulation of fluid mud in the upstream part and the associated decrease in friction, which is contributing to flood dominance.

A switch from flood to ebb dominance because of sedimentary infilling and flat formation and/or extension has been discussed by many authors [Fortunato and Oliveira, 2005; Moore et al., 2009; Speer and Aubrey, 1985]. In the Charente estuary case, we can wonder if the accumulation of sediment observed and suggested by this study could lead to a change in tidal propagation and therefore in net sediment transport. The relative equilibrium reached at the river mouth suggests that the possible morphological changes induced by tidal asymmetry in sediment transport are not strong enough to change the system dynamics. However, human intervention by regular dredging of this area tends to counteract the accumulation of sediment in the channel.

### **Turbidity maximum**

As demonstrated by Allen et al. [1980], tidal asymmetry is a driving mechanism leading to the formation of a turbidity maximum in macrotidal estuaries. Since tidal asymmetry is strongly dependent on the spring/neap tidal cycle in the Charente estuary, turbidity maximum dynamics should also be partly determined by this cycle. Previous work already proved that neap tides favor sedimentation and depletion of the turbidity maximum, whereas spring tides favor resuspension and turbidity maximum extension [Allen et al., 1980; Dyer, 1997]. In addition to these dynamics,

related to the strength of current velocities, fortnightly asymmetry inversions could also play a key role for the turbidity maximum. Transition from spring to neap tides is characterized by ebb-dominant current velocities at Rochefort against flood-dominant velocities at the river mouth (Fig. 4.7 and Fig. 4.8), which could lead to turbidity maximum concentration and trapping in an intermediate zone where current velocities would be neither ebb or flood-dominated. Inversely, transition from neap to spring tides would favor extension and downstream movement of the turbidity maximum because of ebb dominance at both locations.

#### 4.2.2.7 Conclusion

A time and spatial dependent asymmetry is observed in the Charente estuary and reproduced by the model developed in this study. Both the incident tide and the morphology of the estuary play a key role in creating such a particular behaviour. As a result, parameters such as  $V_s/V_c$  and  $a/h$  [Friedrichs and Aubrey, 1988] cannot give a full representation of the tidal asymmetry, since no time-dependent factor is taken into account. Moreover, by considering only the relative importance in phase and amplitude of M2 and M4, the strong impact of the MS4 harmonic constituent, demonstrated in this paper, is left out. To our knowledge, such a fortnightly dependent tidal asymmetry has not been observed and studied in other macrotidal estuaries under the influence of a semi-diurnal tide. Time-dependent asymmetry inversion have been studied with mixed tidal regimes [Jewell et al., 2012; Nidzieko and Ralston, 2012] or after major morphological changes [Bolle et al., 2010; Boon and Byrne, 1981].

Asymmetry inversions provoke changes in salinity distribution, mostly resulting in weaker salinity intrusion and stronger salinity levels in the central part of the saline mass. Net sediment transport calculations suggest that accumulation occurs between the river mouth and Rochefort, which is confirmed by observations. This result could lead to major changes in the management of dredgings, since this accumulation would most likely happen during the transition from spring to neap tides. Further investigation is needed to determine the possible impact of this behavior on the long-term morphological evolution of the Charente estuary.

Better understanding of the impact of asymmetry inversion on sediment dynamics could be achieved by applying the different configurations developed in this study to a nested 3D hydro-sedimentary model. Net sediment transport calculations at different locations and turbidity maximum modeling would allow confirmation of the tendencies pointed out in this paper. The effect on mixing and stratification could also be investigated.

#### Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge funding from the Conseil Général of Charente Maritime, the Poitou-Charentes Region, the CNRS, the FEDER and the University of La Rochelle. Xavier Bertin is particularly thanked for his help and review of this study. The REFMAR portal is also acknowledged for the tide gauge data provided, as well as Ifremer for the bathymetry and

the MARS3D code. The authors thank Florence Cornette, Philippe Geairon, Olivier Le Moine, Stéphane Robert and Jean-Luc Seugnet for their precious help on the ADCP campaign.

## References

- Allen, G. P., Salomon, J. C., Bassoullet, P., Penhoat, Y. D., de Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology* 26, 69–90.
- Aubrey, D. G., Speer, P. E., 1985. A Study of Non-linear Tidal Propagation in Shallow Inlet / Estuarine Systems Part I : Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 185–205.
- Battisti, D. S., Clarke, A. J., 1982. A Simple Method for Estimating Barotropic Tidal Currents on Continental Margins with Specific Application to the M2 Tide off the Atlantic and Pacific Coasts of the United States. *Journal of Physical Oceanography* 12, 8–16.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A. B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges : The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16–30.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Sottolichio, A., Pedreros, R., 2005. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities : the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research* 25 (9), 1115–1131.
- Bolle, A., Bing Wang, Z., Amos, C., De Ronde, J., 2010. The influence of changes in tidal asymmetry on residual sediment transport in the Western Scheldt. *Continental Shelf Research* 30 (8), 871–882.
- Boon, J. D., Byrne, R. J., 1981. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology* 40, 27–48.
- Brown, J., Davies, A., 2010. Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport. *Geomorphology* 114 (3), 431–439.
- Castaing, P., Allen, G. P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde : A macrotidal estuary in France. *Marine Geology* 40 (1–2), 101–118.
- Coulombier, T., Toublanc, F., Brenon, I., 2013. Seasonal monitoring of sediments dynamics in a highly turbid estuary (Charente Estuary, France) : source and sink of the turbidity maximum. In : *Proceedings of the 7th International Conference on Coastal Dynamics*. pp. 387–396.
- Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20 (2-3), 117–131.
- Dyer, K., 1997. *Estuaries : a Physical Introduction*. Wiley, London.



- Flinchem, E., Jay, D., 2000. An Introduction to Wavelet Transform Tidal Analysis Methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 51 (2), 177–200.
- Fortunato, A. B., Oliveira, A., 2005. Influence of Intertidal Flats on Tidal Asymmetry. *Journal of Coastal Research* 215 (1), 1062–1067.
- Friedrichs, C., Aubrey, G., 1988. Non-linear Tidal Distortion in Shallow Estuaries : a Synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27, 521–545.
- Fry, A., Aubrey, G., 1990. Tidal Velocity Asymmetries and Bedload Transport in Shallow Embayment8. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 30, 453–473.
- Grinsted, A., Moore, J. C., Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11, 561–566.
- Hasan, G. J., van Maren, D. S., Fatt, C. H., 2013. Numerical Study on Mixing and Stratification in the Ebb-Dominant Johor Estuary. *Journal of Coastal Research* 286, 201–215.
- Huang, H., Chen, C., Blanton, J. O., Andrade, F. a., 2008. A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 78 (1), 190–202.
- Jewell, S. A., Walker, D. J., Fortunato, A. B., 2012. Tidal asymmetry in a coastal lagoon subject to a mixed tidal regime. *Geomorphology* 138 (1), 171–180.
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31 (2), 233–250.
- Le Cann, B., 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf. *Continental Shelf Research* 10 (8), 723–758.
- Le Roy, R., Simon, B., 2003. Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne. Application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques. In : *Rapport technique, EPSHOM, Rapport n°002/03*.
- Manoj, N. T., Unnikrishnan, A. S., Sundar, D., 2009. Tidal Asymmetry in the Mandovi and Zuari Estuaries, the west coast of India. *Journal of Coastal Research* 25 (6), 1187–1197.
- Mehta, A., 1991. Review notes on cohesive sediment erosion. In : *Proceedings of Coastal Sediments '91*. pp. 40–53.
- Mehta, A., Parchure, T., 2000. Surface erosion of fine-grained sediment revisited. In : *Flemming, B., Delafontaine, M., Liebezeit, G. (Eds.), Muddy coast dynamics and ressource management*. Elsevier, Amsterdam.
- Moore, R. D., Wolf, J., Souza, A. J., Flint, S. S., 2009. Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK : A tidal asymmetry approach. *Geomorphology* 103 (4), 588–596.

- Nidzieko, N. J., Ralston, D. K., 2012. Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta. *Journal of Geophysical Research* 117 (C3), 1–17.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences* 28 (8), 929–937.
- Prandle, D., 2003. Relationships between tidal dynamics and bathymetry in strongly convergent estuaries. *Journal of Physical Oceanography* 33 (12), 2738–2750.
- Ravail, B., Heral, M., Maestrini, S., Robert, J.-M., 1988. Incidence du débit de la Charente sur la capacité biotique du bassin ostréicole de Marennes-Oléron. *Journal de Recherche Océanographique* 13, 48–52.
- Speer, P. E., Aubrey, D. G., 1985. A Study of Non-linear Tidal Propagation in Shallow Inlet / Estuarine Systems Part II : Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 207–224.
- Speer, P. E., Aubrey, D. G., Friedrichs, C., 1991. Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. In : Parker, B. B. (Ed.), *Tidal Hydrodynamics*. John Wiley, New York, pp. 321–339.
- Strady, E., Kervella, S., Blanc, G., Robert, S., Yves Stanisière, J., Coynel, A., Schäfer, J., 2011. Spatial and temporal variations in trace metal concentrations in surface sediments of the Marennes Oléron Bay. Relation to hydrodynamic forcing. *Continental Shelf Research* 31 (9), 997–1007.
- Tesson, M., 1973. Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France). Ph.D. thesis, Bordeaux 1.
- Tolhurst, T., Black, K., Paterson, D., Mitchener, H., Termaat, G., Shayler, S., 2000. A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. *Continental Shelf Research* 20 (10-11), 1397–1418.
- Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., Le Moine, O., 2013. Salinity and suspended sediment dynamics in response to forcing changes in a small macrotidal estuary (Charente, France). In : *Proceedings of the 7th International Conference on Coastal Dynamics*. pp. 1707–1718.
- Wang, Y.-H., Ridd, P. V., Wu, H.-L., Wu, J.-X., Shen, H.-T., 2008. Long-term morphodynamic evolution and the equilibrium mechanism of a flood channel in the Yangtze Estuary (China). *Geomorphology* 99 (1-4), 130–138.
- Wang, Z., Jeuken, M., Gerritsen, H., de Vriend, H., Kornman, B., 2002. Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary. *Continental Shelf Research* 22 (17), 2599–2609.

### 4.3 Hauteur d'eau et courants de marée dans l'estuaire de la Charente

L'article présenté auparavant a permis d'étudier plus précisément les causes de la distorsion de l'onde de marée observée dans la Charente. Les paragraphes qui suivent constituent un complément à cette étude en utilisant cette fois le modèle "complet" et validé dans le Chapitre 3. L'objectif est ici d'étudier plus précisément les variations de vitesses et de hauteur d'eau le long de l'estuaire en fonction du cycle morte-eau/vive-eau, et des variations saisonnières de débit.

#### 4.3.1 Champs de courants

Les figures 4.13 et 4.14 présentent les champs de courant instantanés sur la partie aval de l'estuaire, à mi-flot (3h après la marée basse) et mi-jusant (3h après la marée haute), dans des conditions de vive-eau et de débit moyen. Ces résultats sont obtenus après avoir calculé la moyenne des vitesses de courant sur la colonne d'eau.

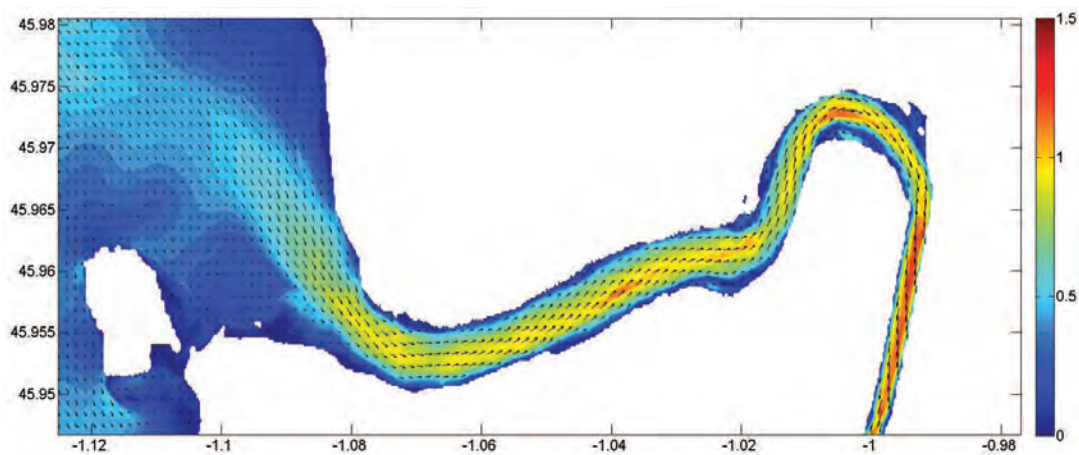


FIGURE 4.13 – Vitesses de courant instantanées, moyennées sur la colonne d'eau, 3 heures après la marée basse (m/s)

Les différences de vitesses entre le chenal et les zones intertidales sont visibles, avec des écarts particulièrement importants à mi-flot. Les courants dans le chenal sont forts, atteignant 1.5 m/s. On y observe peu de disparités latérales. Sur les zones découvrantes, la vitesse diminue graduellement par rapport au chenal, jusqu'à atteindre des valeurs minimales inférieures à 0.5 m/s. A mi-jusant, les vitesses observées sont plus fortes, mais la même variabilité est observée entre le chenal et les parties intertidales. Dans les deux cas, les courants les plus forts sont obtenus dans et en aval du méandre de Vergeroux (jusqu'à 1.7 m/s à mi-jusant), la largeur de la section d'écoulement étant réduite de manière significative.

Ces champs de courants sont présentés en Annexe C pour toutes les heures de marées, dans les mêmes conditions de débit. Ils permettent notamment d'observer l'existence de courants contraires à pleine mer dans le méandre de Vergeroux. Ces courants contraires sont également

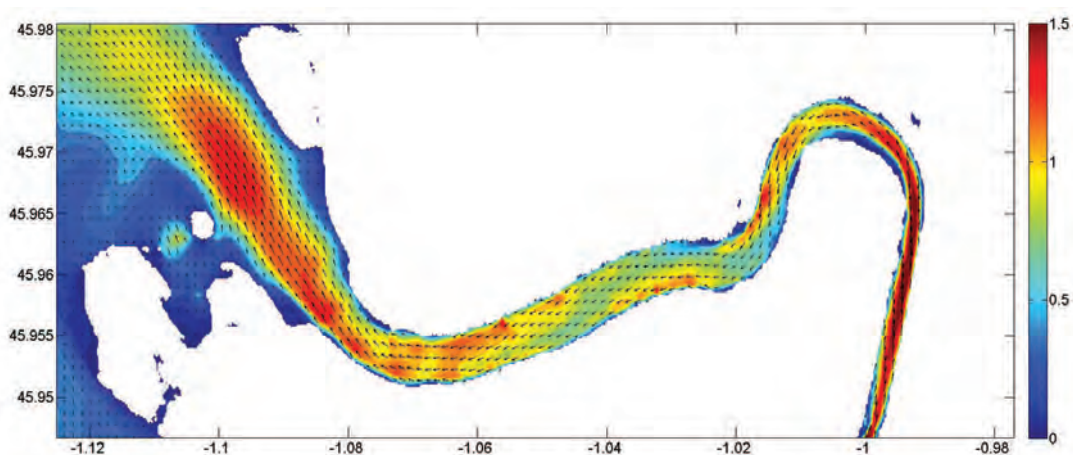


FIGURE 4.14 – Vitesses de courant instantanées, moyennées sur la colonne d'eau, 3 heures après la marée haute (m/s)

observés cinq heures après la marée basse. L'échelle de couleur pour ces deux heures de marée est volontairement différente, les courants étant nettement plus faibles. Les courants maximaux de flot sont établis deux heures après la marée basse. Pour les courants de jusant, les courants maximaux sont atteints quatre à cinq heures après la marée haute.

### 4.3.2 Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau

Les figures 4.15 et 4.16 présentent l'élévation de la surface libre et les vitesses de courants (moyennées sur la verticale) issues du modèle, en plusieurs points de la Charente. Les résultats sont présentés en vive-eau (coefficient 118) et en morte-eau (coefficient 34), dans des conditions de débit moyen.

L'écart entre l'heure de la pleine mer à l'île d'Aix et à Tonny-Charente est d'environ 1 heure en morte-eau, et 1 heure et demi en vive-eau. Les écarts à la basse mer sont beaucoup plus importants, particulièrement en morte-eau où on observe un décalage compris entre 2h30 et 3h. En vive-eau, cette valeur est comprise entre 1h30 et 1h45. Cette différence entre les écarts à la basse mer est probablement due aux variations de volume d'eau engendrées par le cycle morte-eau/vive-eau. Le volume étant plus faible en morte-eau, le frottement et la dissipation de l'énergie associée sont plus importants, ce qui retarde la propagation de la marée.

Un déphasage entre les étales de flot et de jusant et les maximum et minimum d'élévation de surface libre est également observé. Ce déphasage est variable en fonction de la position considérée et du cycle vive-eau/morte-eau. Les valeurs moyennes sont récapitulées dans le tableau 4.6.

On observe la distorsion progressive de l'onde de marée entre l'embouchure et la partie amont (figures 4.15 et 4.16). Comme indiqué en 4.2.1, l'onde de marée incidente est déjà déformée. Ceci est particulièrement visible sur la figure 4.15 (en morte-eau). La durée du flot est plus longue que celle du jusant.

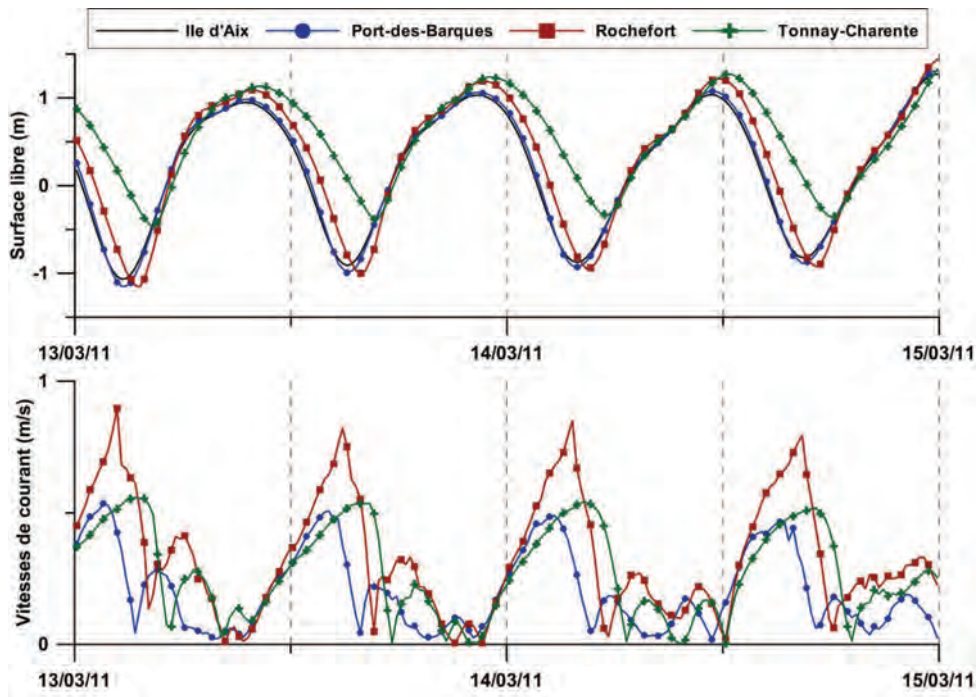


FIGURE 4.15 – Elévation de la surface libre et vitesses de courant le long de l'estuaire, en morte-eau

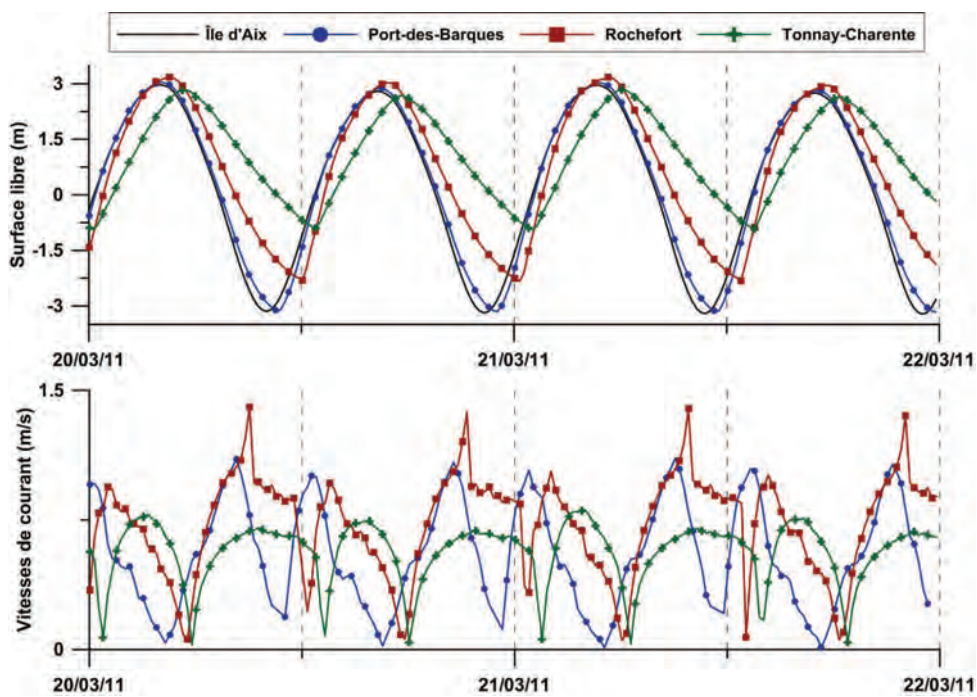


FIGURE 4.16 – Elévation de la surface libre et vitesses de courant le long de l'estuaire, en vive-eau

Tableau 4.6 – Déphasage entre les maximum et minimum de surface libre et les étales de flot et de jusant

Lieu	Conditions de marée		Déphasage moyen
Port-des-Barques	Flot	Morte-eau	< 15 min
		Vive-eau	30 min
	Jusant	Morte-eau	45 min
		Vive-eau	15 min
Rochefort	Flot	Morte-eau	15 min
		Vive-eau	1h
	Jusant	Morte-eau	1h
		Vive-eau	30 min
Tonnay-Charente	Flot	Morte-eau	$\approx 0$
		Vive-eau	30 min
	Jusant	Morte-eau	1h15
		Vive-eau	30 min

Cette différence est légèrement accentuée entre Port-des-Barques et Rochefort, puis atténuée entre Rochefort et Tonnay-Charente. La forme générale de l'asymétrie observée en morte-eau à l'embouchure est peu modifiée jusqu'à Tonnay-Charente. Ces observations peuvent être mises en relation avec les déphasages calculés dans le tableau 4.6. En morte-eau, les déphasages de flot sont relativement stables le long de l'estuaire (0 à 15 min). Pour le jusant, les déphasages varient entre 45 minutes et 1h15. L'augmentation du déphasage entre l'embouchure et Rochefort est probablement due à l'amplification de l'asymétrie observée. A Tonnay-Charente, le déphasage de 1h15 est sans doute lié à l'influence du fleuve, qui s'oppose à l'écoulement de flot et retarde donc la renverse des courants. Le phénomène inverse est d'ailleurs observé dans le cas du flot, pour lequel l'étales et la pleine mer sont quasiment synchronisées.

En vive-eau, l'onde incidente à l'embouchure est plus proche d'une sinusoïde. En se déplaçant vers l'amont, la distorsion de l'onde est de plus en plus visible, avec une durée de flot progressivement plus courte que celle du jusant. Le déphasage le plus important est observé à Rochefort, en flot (1h). A Port-des-Barques et à Rochefort, le déphasage en flot est plus important qu'en jusant, ce qui correspond bien à une asymétrie dominée par le flot, avec une étales plus longue. A Tonnay-Charente, cette différence disparaît. Comme pour la morte-eau, on peut supposer que l'influence du fleuve en amont tend à raccourcir l'étales de flot en accélérant la renverse des courants.

En morte-eau, l'asymétrie tidale est également visible grâce aux profils de vitesses présentés (figures 4.15 et 4.16). Les vitesses de jusant sont en effet plus fortes que les vitesses de flot. Ce phénomène est amplifié entre Port-des-Barques et Rochefort, et atténué à Tonnay-Charente. En vive-eau, la correspondance entre durées de flot et jusant, et vitesses de courant est moins claire. A Port-des-Barques, alors que l'onde est peu déformée, les vitesses maximales sont quasi

équivalentes. A Rochefort, les vitesses maximales de jusant sont supérieures à celles du flot. Ce phénomène est discuté dans l'article présenté précédemment, et est lié aux variations de profondeur de l'estuaire ainsi qu'à la présence de vasières intertidales.

Ces résultats permettent de situer l'estuaire de la Charente selon la classification de Le Floch [1961] et Nichols et Biggs [1985]. En morte-eau, l'estuaire est ainsi légèrement hypersynchrone (ou amplifié, selon Savenije [2005a]) entre l'embouchure et Rochefort, puis hyposynchrone (ou amorti, selon Savenije [2005a]) à partir de Rochefort. En vive-eau, l'estuaire est hyposynchrone du point de vue du marnage, de l'embouchure à Tonnay-Charente. Cependant, en prenant en considération les variations de vitesses, la classification est la même que celle effectuée en morte-eau : hypersynchrone entre Port-des-Barques et Rochefort, puis hyposynchrone jusqu'à Tonnay-Charente.

Le calcul des vitesses de courant résiduelles sur un cycle de marée montre l'existence d'une circulation résiduelle de densité à l'embouchure en morte-eau (figure 4.17). Les courants sont en effet orientés vers l'amont au fond, avec une vitesse de 15.9 cm/s dans la dernière couche, et une vitesse maximale de 17.5 cm/s dans la couche directement supérieure. En surface, la circulation est orientée vers l'aval, avec une vitesse maximale de 24.9 cm/s. L'annulation des vitesses résiduelles se produit à environ un tiers de la colonne d'eau. En vive-eau, les vitesses résiduelles sont toutes orientées vers l'aval. La vitesse maximale est atteinte en surface (19.7 cm/s), et celle-ci décroît vers le fond jusqu'à atteindre la valeur de 4.1 cm/s.

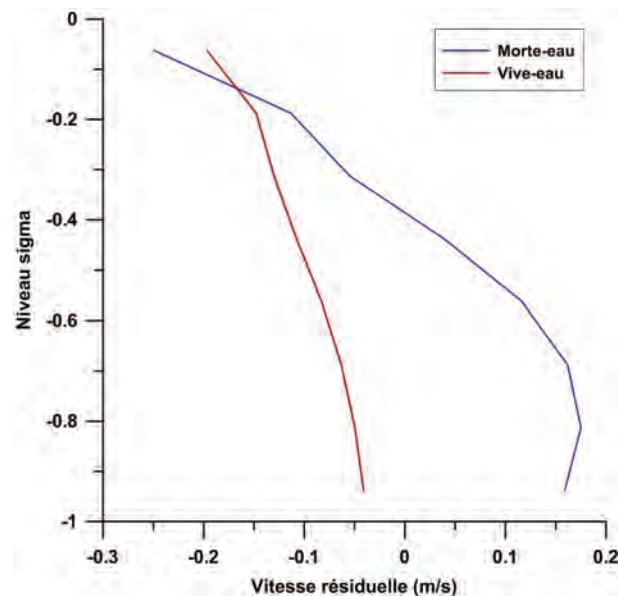


FIGURE 4.17 – Vitesses de courant résiduelles à l'embouchure en fonction de la profondeur

A Rochefort, on ne retrouve pas la circulation résiduelle de densité observée à l'embouchure en morte-eau. Les vitesses de courant résiduelles sont toutes dirigées vers l'aval. La vitesse maximale en morte-eau est de 13.3 cm/s en surface. En vive-eau, elle est de 24.4 cm/s, en surface également.

### 4.3.3 Variations saisonnières : étiage et crue

Les variations saisonnières de débit fluvial modifient la propagation de l'onde de marée. La différence la plus importante est observée en crue, où les amplitudes de marée deviennent très faibles à Tonnay-Charente (90 cm maximum contre 4 mètres en régime moyen). La limite de propagation de la marée dynamique est donc repoussée en aval. En étiage, la différence avec le régime moyen est par comparaison négligeable.

L'impact de ces variations saisonnières sur la circulation résiduelle à l'embouchure et à Rochefort a également été évalué.

En étiage, les vitesses de courants résiduelles sont très faibles. En morte-eau, ces vitesses sont homogènes sur toute la colonne d'eau et sont inférieures à 3 cm/s. En crue, une vitesse maximum de 61.5 cm/s est atteinte en vive-eau. Cette valeur est presque divisée par deux en morte-eau puisque la vitesse résiduelle calculée en surface est de 32.7 cm/s. Au fond, les vitesses sont proches de zéro mais non négligeables (11 cm/s en vive-eau, 7.2 cm/s en morte-eau). L'écart entre les vitesses de surface et de fond est donc particulièrement important en vive-eau (50 cm/s).

A Rochefort, les vitesses de courants résiduelles sont plus importantes. En étiage, elles sont comprises entre 8 et 16 cm/s respectivement au fond et en surface, le maximum étant atteint en vive-eau. En morte-eau, la circulation résiduelle est légèrement orientée vers l'amont au fond, avec une vitesse de 8 cm/s. Les vitesses sont également plus homogènes en vive-eau avec une différence maximale de 8.6 cm/s entre la surface et le fond, contre 23.6 cm/s en morte-eau. En étiage, la marée est donc bien le processus dominant, et le mélange des masses d'eau engendre une homogénéité des vitesses de courants en vive-eau.

En crue, les vitesses calculées sont entre 92 et 87 cm/s, la stratification la plus élevée étant obtenue en vive-eau, comme à l'embouchure, mais avec une différence moindre (4.5 cm/s). Ces résultats témoignent de la dominance du débit fluvial, plus en amont, en crue. A l'embouchure, la stratification en vitesses est plus importante de par la forte influence de la marée.



## 4.4 Distribution de la salinité dans l'estuaire de la Charente : intrusion saline et stratification

### 4.4.1 Variations dues au cycle morte-eau/vive-eau

La figure 4.18 présente des radiales de la salinité obtenue par modélisation dans le cas d'un débit moyen, fixé à  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ . La distance à l'embouchure indiquée correspond à la distance à la pointe de Port-des-Barques (figure 4.19), les distances négatives représentant des points à l'aval de cette limite, et à l'amont pour les points positifs.

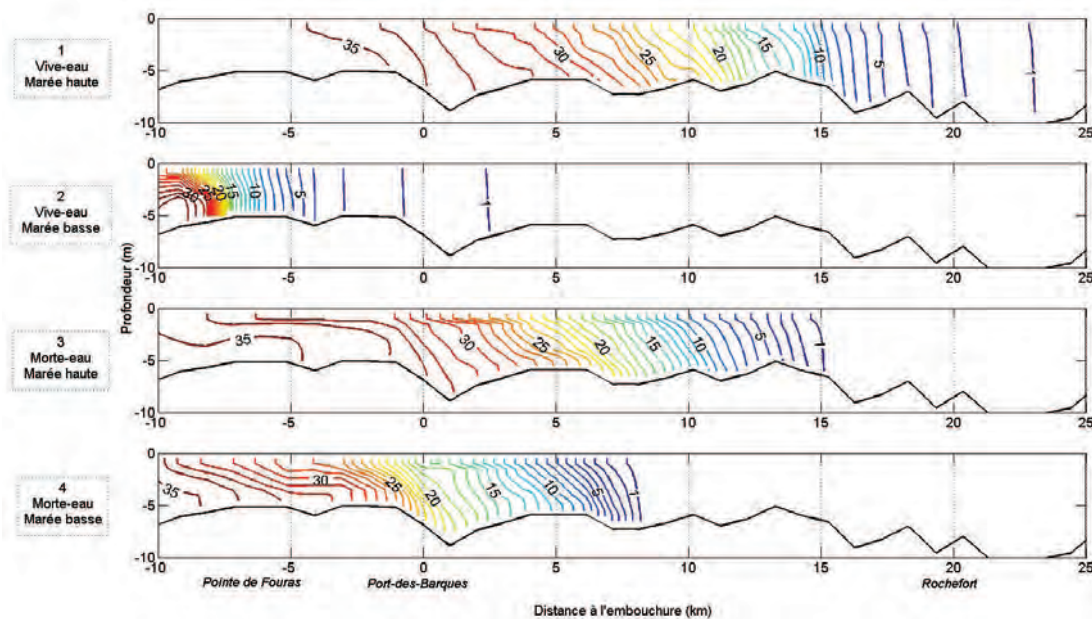


FIGURE 4.18 – Niveaux de salinité pour différentes conditions de marée, débit moyen ( $50 \text{ m}^3/\text{s}$ )

En vive-eau, l'excursion de l'intrusion saline est nettement plus importante qu'en morte-eau (20.5 km contre 7 km). Les écarts entre les niveaux de salinité sont également plus espacés en vive-eau, particulièrement à l'avant du front salin, entre les niveaux 1 et 5. La stratification est plus importante en morte-eau, le mélange étant moins important. On remarque cependant une forte stratification, à l'arrière du front salin, en marée basse de vive-eau. L'élargissement progressif du chenal peut expliquer la diminution du mélange dans cette zone. D'autre part, alors que la marée est basse dans l'estuaire, il est possible qu'elle soit déjà montante dans la baie. Ce phénomène dû au déphasage de la marée peut également être à l'origine de la stratification observée.

### 4.4.2 Variations saisonnières : étiage et crue

Deux simulations ont été effectuées avec un débit fixé en condition limite, et afin d'obtenir un cycle complet morte-eau/vive-eau. Pour chacune de ces simulations, l'impact d'un débit fluvial

"extrême" sur la distribution de salinité est évalué. Les deux débits choisis sont de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  et de  $400 \text{ m}^3/\text{s}$ , correspondant respectivement à des conditions d'étiage et de crue.

La limite de l'intrusion saline est définie comme la position amont pour laquelle la salinité, au fond et au centre du chenal, atteint 1 psu [Uncles et Stephens, 1993]. Pour les deux simulations, cette limite est déterminée pour les pleines et basses mers des plus fortes marées de vive-eau et des plus faibles marées de morte-eau sur la période simulée (Tableau 4.7). Comme dans le paragraphe précédent, la distance indiquée est la distance à l'embouchure, dont la position a été choisie au niveau de la pointe de Port-des-Barques. Les différentes limites d'intrusion saline relevées et la position de référence sont indiquées sur la figure 4.19.

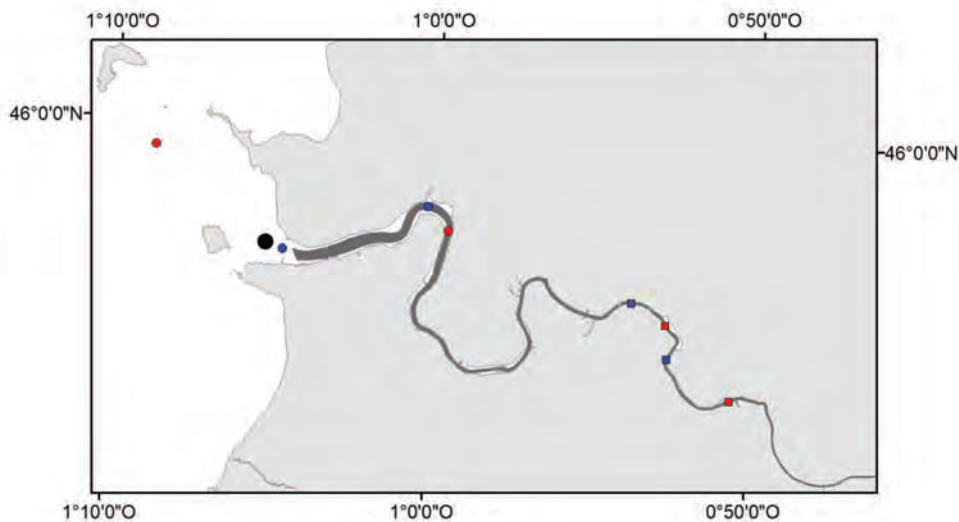


FIGURE 4.19 – Point de référence (rond noir) et limites de l'intrusion saline en étiage (carrés) et en crue (ronds), pour différentes conditions de marée  
Marées haute et basse de morte-eau : bleu, vive-eau : rouge

Tableau 4.7 – Limite de l'intrusion saline en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée

Débit fluvial ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Conditions de marée		Intrusion saline (km)	Excursion (km)
5	Morte-eau	Marée basse	37.3	4.2
		Marée haute	41.5	
	Vive-eau	Marée basse	39.5	7.5
		Marée haute	47.0	
400	Morte-eau	Marée basse	0.32	7.5
		Marée haute	7.8	
	Vive-eau	Marée basse	-7.9	19.7
		Marée haute	11.8	

La limite de l'intrusion saline la plus élevée correspond logiquement à la pleine mer des plus fortes marées de vive-eau. Ces données permettent également de calculer l'excursion maximale de l'intrusion saline, entre la marée haute et la marée basse. Celle-ci est la plus élevée, pour les deux débits considérés, lors des marées de vive-eau (7.5 km contre 4.2 km en morte-eau en étiage, 19.7 km contre 7.5 km en crue).

L'excursion de l'intrusion saline est plus importante en crue qu'en étiage, le débit fluvial venant amplifier le mouvement des masses d'eau dû à la marée en jusant. En flot, bien que le débit soit élevé, il n'est pas suffisant pour freiner l'intrusion de masses d'eau salée proches du fond. En marée basse de vive-eau et en crue, la limite de l'intrusion saline est repoussée hors de l'estuaire, augmentant donc l'apport en eau douce du fleuve dans la baie de Marennes-Oléron.

La comparaison avec les résultats obtenus en cas de débit moyen permettent aussi d'observer la forte influence du débit fluvial sur la propagation de la marée saline. En étiage, l'intrusion saline est située plus en amont, et l'influence de la marée est donc fortement atténuée. L'excursion est ainsi divisée par 2.7 en vive-eau et par 1.7 en morte-eau. En crue, l'intrusion est, au contraire, déplacée en aval, et l'influence de la marée est plus forte. Cependant, le courant contraire imposé par le débit a pour effet de réduire l'excursion de l'intrusion en vive-eau.

Des radiales de salinité ont également été déduites de ces simulations, pour les mêmes conditions de marée (figures 4.20 et 4.21). L'échelle de distance à l'embouchure est volontairement différente, dans le but de mieux observer les gradients de salinité, repoussés vers l'aval, en crue.

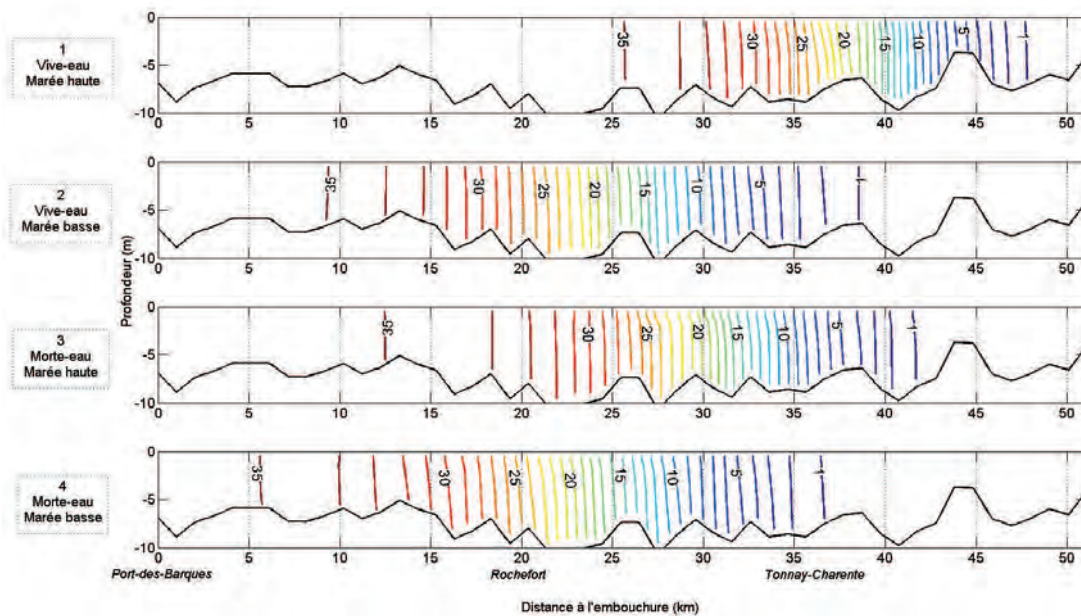


FIGURE 4.20 – Niveaux de salinité en étiage ( $5 m^3/s$ ), pour différentes conditions de marée

Ces radiales permettent d'observer les différences en termes de stratification, pour les deux régimes de débit étudiés. Il est clair que des conditions de crue favorisent l'apparition d'une forte

#### 4.4. Distribution de la salinité dans l'estuaire de la Charente : intrusion saline et stratification

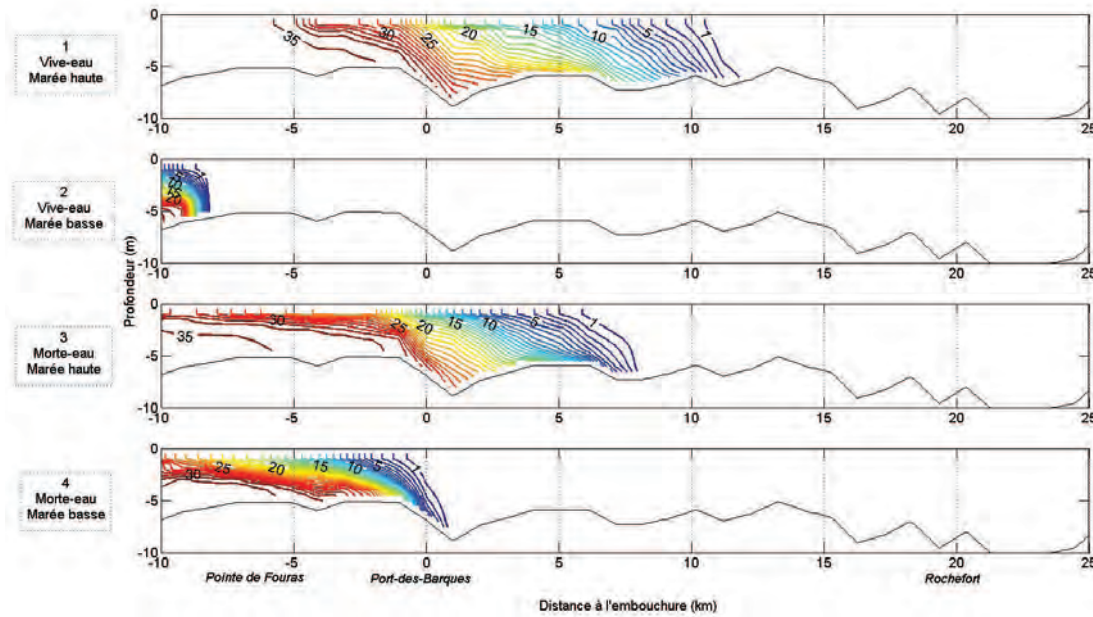


FIGURE 4.21 – Niveaux de salinité en crue ( $400 \text{ m}^3/\text{s}$ ), pour différentes conditions de marée

stratification au niveau du front salin. En étiage, la stratification est très faible voire négligeable. Le gradient de salinité est également beaucoup plus resserré en crue qu'en étiage, ce qui témoigne d'une forte opposition entre la marée et le débit fluvial. La différence de salinité entre le fond et la surface a été calculée à l'embouchure et au niveau de Rochefort afin de pouvoir quantifier ces observations (Tableau 4.8).

Tableau 4.8 – Différences de salinité  $\Delta S$  (fond-surface) à l'embouchure et à Rochefort, en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée

Débit fluvial ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Conditions de marée		$\Delta S$ Embouchure (psu)	$\Delta S$ Rochefort (psu)
5	Morte-eau	Marée basse	<0.01	0.67
		Marée haute	<0.01	0.82
	Vive-eau	Marée basse	<0.01	0.29
		Marée haute	0	0.05
400	Morte-eau	Marée basse	0	0
		Marée haute	18.8	0
	Vive-eau	Marée basse	0	0
		Marée haute	18.5	0

Comme observé sur les figures 4.20 et 4.21, la stratification est plus importante en crue ( $\Delta S_{max} = 18.8 \text{ psu}$ ) qu'en étiage ( $\Delta S_{max} = 0.82 \text{ psu}$ ). Les valeurs nulles en crue, à Rochefort et à l'embouchure à marée basse, sont simplement dues à l'absence de salinité, au niveau du chenal, et dans ces conditions. Dans les mêmes conditions, mais en observant les niveaux de salinité sur les bords du chenal, la salinité peut localement atteindre des valeurs de l'ordre de 5 psu

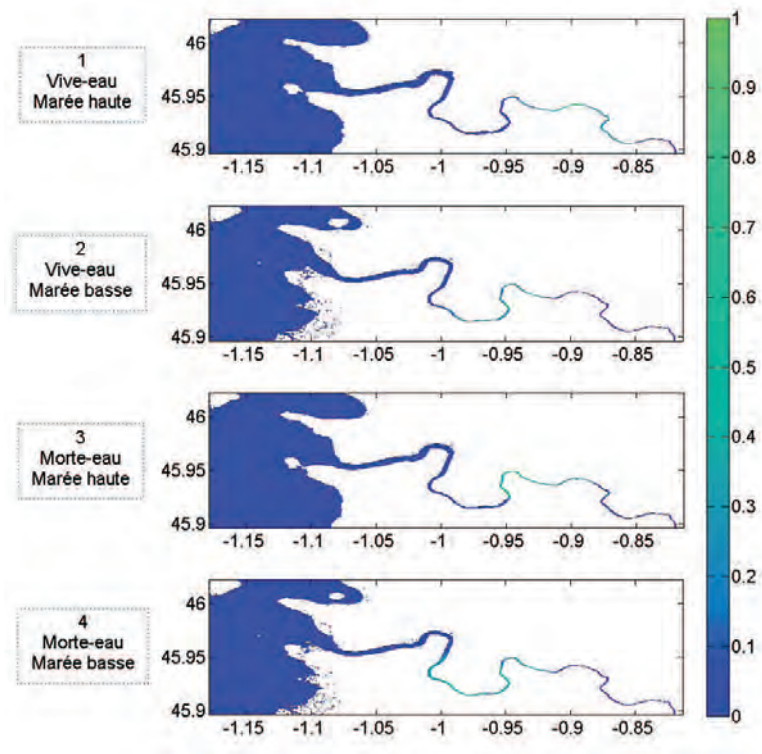
à l'embouchure. Les valeurs calculées en étiage montrent que la stratification est plus forte en morte-eau, le mélange dû aux courants de marée étant plus important en vive-eau, et la salinité ainsi répartie de manière plus homogène sur toute la colonne d'eau.

A l'échelle de tout l'estuaire, la figure 4.22 permet de visualiser les différences de salinité entre le fond et la surface. Les échelles de couleur utilisées sont volontairement différentes, les différences étant inférieures à 1 psu en étiage, alors qu'elles atteignent 25 psu en crue.

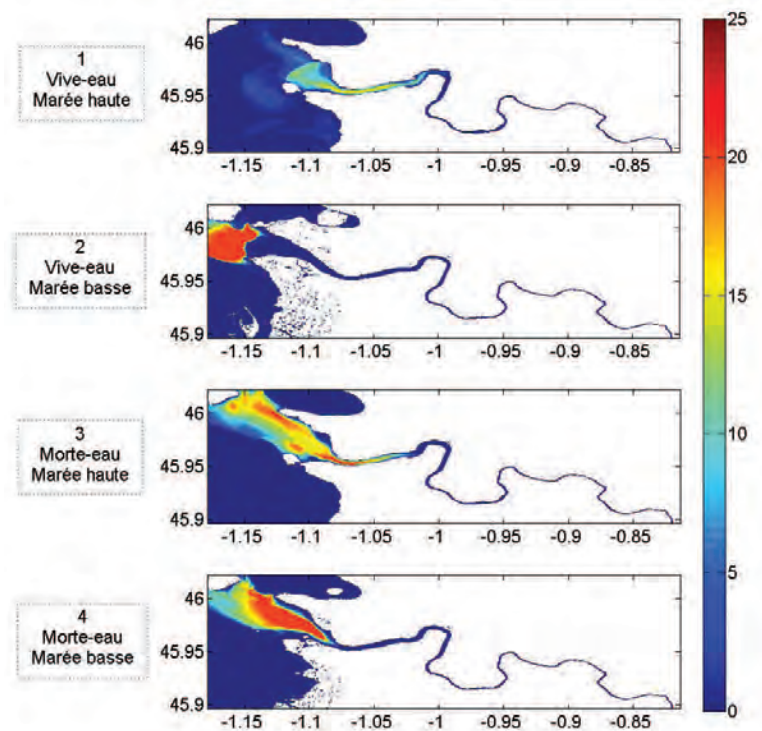
En étiage (figure 4.22a), les différences de salinité observées correspondent bien à la zone d'oscillation du front salin, matérialisée par les motifs de forme carrée sur la figure 4.19 : les différences de salinité sont observées en aval de la limite de l'intrusion saline. Cette stratification est cependant négligeable devant celle observée en crue (figure 4.22b).

En crue, la différence de stratification entre vive-eau et morte-eau est particulièrement visible à marée haute, avec un écart de salinité maximum proche de 18 psu en vive-eau, contre 22 psu en morte-eau. Cette différence est particulièrement marquée au niveau du rétrécissement de l'embouchure, où la convergence des berges est forte. Entre l'île d'Aix et la pointe de Fouras, les écarts de salinité observés en vive-eau à marée haute sont faibles (entre 0 et 3 psu). En morte-eau, ces écarts varient entre 5 et 20 psu. Ces résultats permettent de confirmer la forte influence du mélange tidal sur la stratification observée.





(a) Etiage



(b) Crue

FIGURE 4.22 – Différences de salinité fond-surface en étiage et en crue

### 4.4.3 Transitions saisonnières

Les données de salinité acquises sur l'estuaire ont permis d'observer pendant une année complète les variations dues au débit et à la marée, et notamment les transitions entre différents régimes de débit. Ces mesures permettent de compléter les résultats obtenus précédemment.

#### 4.4.3.1 Transition d'automne : augmentation du débit fluvial

Sur la période d'octobre à novembre 2012, une augmentation du débit a été observée dans la Charente. La figure 4.23 permet d'observer la réponse de la salinité à l'embouchure, à Rochefort et à l'Houmée (environ 50 km en amont) à cette transition du régime fluvial. La diminution des niveaux de salinité entre les deux vives-eaux est clairement observée à Rochefort. Bien que la deuxième vive-eau présentée soit moins forte que la première, ce phénomène est essentiellement dû à l'augmentation du débit. A Port-des-Barques, les valeurs maximales de salinité sont légèrement diminuées, mais la différence est principalement observée sur les valeurs minimales. Cette modification dans les oscillations de salinité s'observe d'ailleurs déjà à la fin de la première vive-eau (20 au 23 octobre). A l'Houmée, la salinité, déjà très faible au début de la période, devient rapidement nulle. D'un point de vue général, la réponse de l'estuaire à une augmentation du débit fluvial semble rapide.

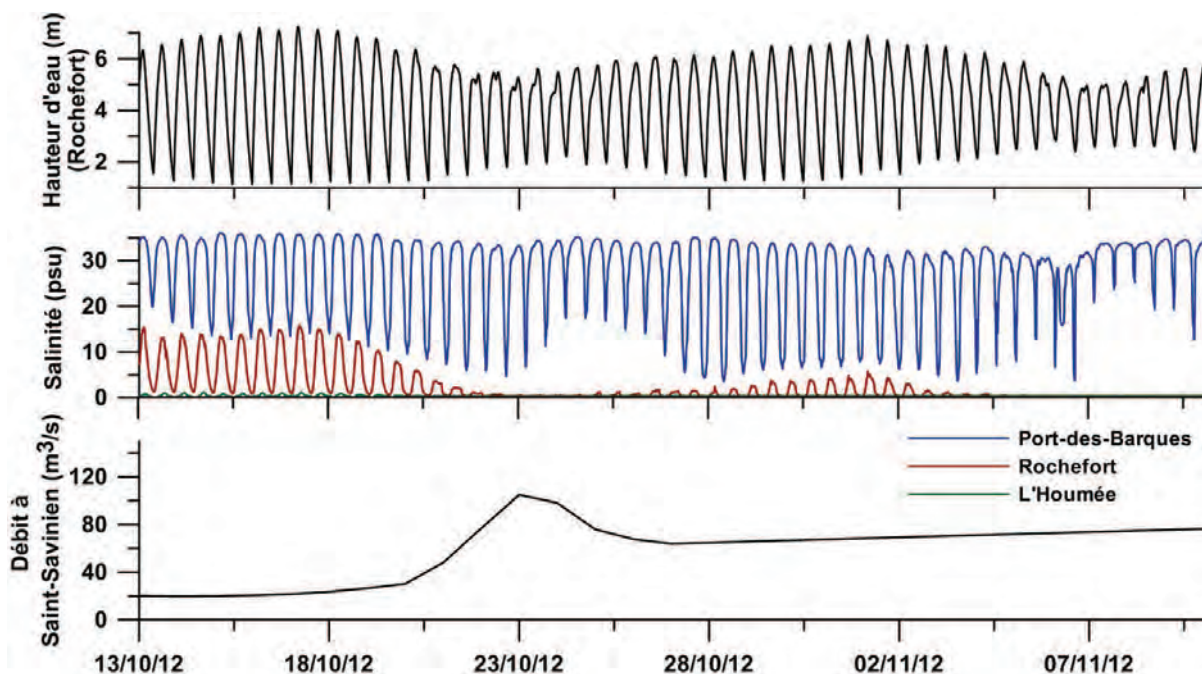


FIGURE 4.23 – Salinités mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 13 octobre au 9 novembre 2012

#### 4.4.3.2 Transition de printemps : baisse du débit fluvial

Les données présentées dans la figure 4.24 permettent d'observer l'effet d'une baisse progressive du débit d'environ 160 à 60  $m^3/s$ . Cependant, une augmentation est observée à partir du 18 mai 2013 et provoque une discontinuité dans la diminution du débit. L'année 2013 ayant été marquée par de fortes pluies en juin, la prochaine chute du débit n'a pas été observée avant juillet 2013. Ces résultats permettent d'observer le retour progressif de la salinité au niveau de Rochefort. Les salinités mesurées restent cependant inférieures à celles mesurées pour des mêmes conditions de débit et de marée sur la figure 4.23 (entre le 28 octobre et le 3 novembre). Le temps de réponse à une baisse de débit semble donc plus long que pour une augmentation de débit. Ce constat est cohérent vis à vis du comportement fluvial : les épisodes de crues sont souvent plus soudain, alors que les épisodes d'étiage sont progressifs [Guézennec, 1999; Guilcher, 1965].

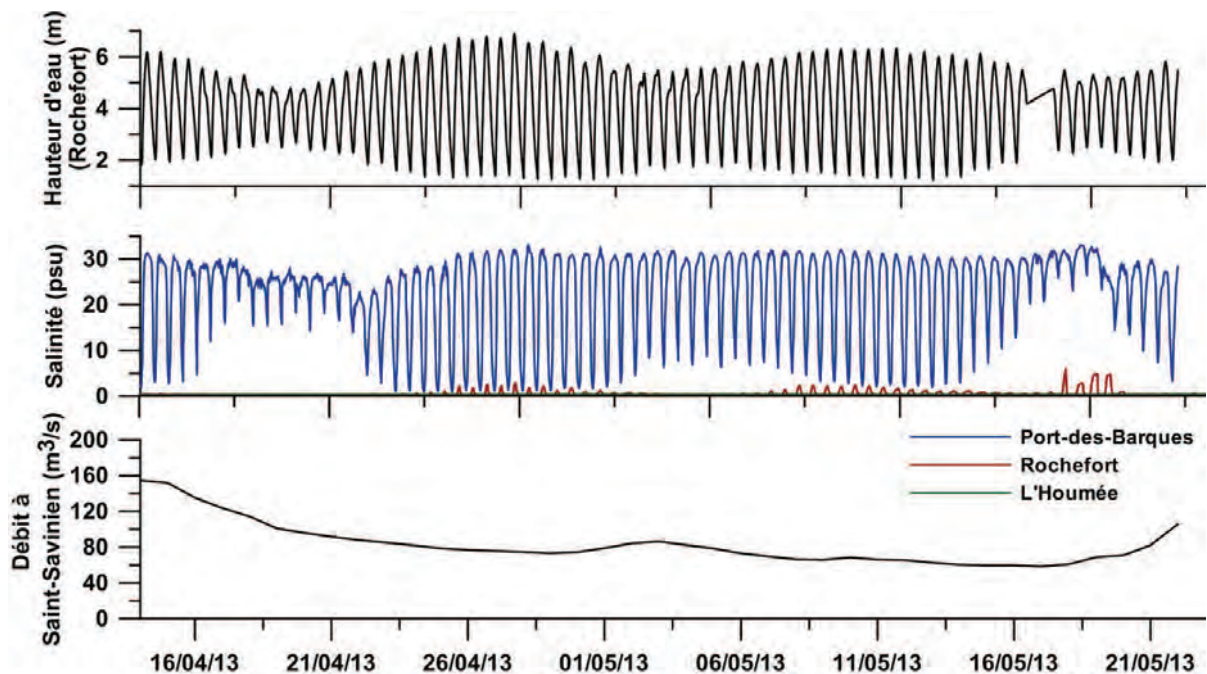


FIGURE 4.24 – Salinités mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 14 avril au 22 mai 2013

Les pics de salinité observés à Rochefort autour du 18/19 mai 2013 sont désynchronisés par rapport aux variations du cycle morte-eau/vive-eau. Comme indiqué dans le chapitre 2, les modalités de gestion du barrage de Saint-Savinien impliquent une fermeture des vannes lorsque le coefficient de marée est inférieur à 70. L'écoulement est alors uniquement géré par le clapet, et le débit réel à l'aval est difficile à évaluer. La fermeture des vannes et donc l'arrêt brutal d'une partie de l'écoulement pourraient expliquer ces pics de salinité qui ont lieu en morte-eau, et alors que le débit a déjà subi une baisse au cours des semaines précédentes.

Sur les mortes-eaux précédentes, ce phénomène n'est pas observé, probablement parce que le débit est encore trop élevé pour la première (autour du 18 avril). La deuxième morte-eau est



beaucoup plus modérée, et correspond d'ailleurs plus à une marée moyenne, avec un coefficient minimum de 72. La fermeture des vannes n'a donc pas eu lieu. En revanche, les coefficients de marée autour du 19 mai atteignent un minimum de 41, avec une fermeture des vannes à partir du 14 mai. Cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée par modélisation pour les raisons invoquées dans le chapitre 3 : le besoin de déterminer et de modéliser plus précisément la dynamique du barrage, et la nécessité d'imposer des débits horaires et non pas journaliers aux bornes du modèle.

## Résumé du Chapitre 4

L'asymétrie tidale observée dans la Charente résulte de l'association d'une marée incidente déjà déformée lors de son interaction avec le plateau continental, et de la dynamique estuarienne. La morphologie de l'estuaire, et plus particulièrement les variations de profondeur et la présence de vasières intertidales semblent jouer un rôle prépondérant dans la distorsion de l'onde observée. A l'embouchure, l'estuaire est dominé par le flot en vive-eau et par le jusant en morte-eau. Plus en amont, à Rochefort, les inversions d'asymétrie se produisent également, mais l'analyse des vitesses de courant montre une prépondérance de la dominance de jusant. En déchet, cette dynamique aboutit à une opposition de dominance entre l'embouchure et l'amont. L'impact de ce comportement sur la salinité et la dynamique sédimentaire est évalué et suggère que ces inversions d'asymétrie pourraient provoquer une concentration de la masse saline et sédimentaire entre l'embouchure et Rochefort.

En vive-eau, les vitesses de courant rencontrées dans la Charente peuvent atteindre  $3\text{ m/s}$ . Les vitesses maximales de flot sont rencontrées une à deux heures après la marée basse. Les vitesses maximales de jusant sont, à l'inverse, observées quatre à cinq heures après la marée haute. La durée de l'étale de jusant est donc très courte, et alors que des vitesses faibles sont observées à l'embouchure, celles-ci sont encore élevées plus en amont. Par comparaison, l'étale de flot est plus longue, les vitesses de courant étant encore inférieures à  $1.5\text{ m/s}$  deux heures après la marée haute.

L'apparition d'un débit de crue entraîne une diminution de l'amplitude de marée en amont, et une augmentation des vitesses résiduelles, particulièrement en surface. En étiage, l'influence de la marée est prédominante, et les vitesses résiduelles sont plus homogènes en vive-eau qu'en morte-eau. L'amplitude de la marée le long de l'estuaire varie peu par rapport au régime moyen.

L'intrusion saline la plus importante est observée en vive-eau et en étiage. L'excursion de l'intrusion la plus élevée est obtenue en vive-eau, pour un régime de débit moyen. En crue, celle-ci est plus faible en raison du forçage induit par le fleuve. En étiage, la position de l'intrusion est décalée très en amont, et l'influence de la marée est donc réduite. En crue, la stratification est très forte pour toutes les conditions de marée, et l'intrusion est repoussée en dehors de l'estuaire à marée basse en vive-eau. L'étude des transitions saisonnières via les données acquises sur le terrain montre que la réponse du système à une hausse de débit est plus courte par rapport à une diminution.



# Dynamique sédimentaire de l'estuaire de la Charente

## Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>151</b>
<b>5.2</b>	<b>Nature des sédiments</b>	<b>151</b>
5.2.1	Variations longitudinales	151
5.2.2	Variations en profondeur	152
<b>5.3</b>	<b>Dynamique du bouchon vaseux et des sédiments en suspension</b>	<b>154</b>
5.3.1	Evolution des sédiments en suspension au cours d'un cycle de marée	154
5.3.2	Influence du cycle vive-eau/morte-eau	162
5.3.3	Influence du débit fluvial	163
5.3.4	Transitions saisonnières	165
<b>5.4</b>	<b>Dynamique dépôt/érosion</b>	<b>169</b>
5.4.1	A l'embouchure	169
5.4.2	Dans l'estuaire	170
5.4.3	Piégeage des sédiments	171
5.4.4	Dynamique à long terme	172
<b>5.5</b>	<b>Bilans et flux sédimentaires</b>	<b>173</b>
5.5.1	Bilans sur l'estuaire	173
5.5.2	Flux sédimentaires avec un débit moyen	176
5.5.3	Flux sédimentaires en crue	178
5.5.4	Flux sédimentaires en étiage	178

---



## 5.1 Introduction

Après avoir étudié et défini le comportement hydrodynamique et hydrologique de l'estuaire face aux variations de marée et de débit fluvial, nous nous attachons dans ce chapitre à la dynamique sédimentaire de l'estuaire. Dans un premier temps, la nature des sédiments et leur répartition en fonction de la distance à l'embouchure et de la profondeur sont détaillées. Ensuite, de la même manière que pour la partie hydrodynamique, la combinaison de la modélisation numérique et des données acquises sur le terrain est utilisée afin de déterminer le comportement des matières en suspension dans l'estuaire en fonction des marées et du débit fluvial.

## 5.2 Nature des sédiments

Cette section présente les résultats de granulométrie, de teneur en eau, et de teneur en matière organique obtenus sur les sédiments de surface et les carottes prélevées sur les berges de la Charente.

Les moyennes granulométriques présentées sont des moyennes géométriques obtenues par la méthode des moments avec le logiciel GRADISTAT® [Blott et Pye, 2001]. A l'échelle globale de l'estuaire, la granulométrie des sédiments de surface est relativement homogène, avec une moyenne globale de  $12.9 \mu m$ . Les échantillons sédimentaires sont très majoritairement composés de vase (88.5 % en moyenne). Concernant les teneurs en eau et en matière organique, elles sont en moyenne de 61% et 8% respectivement.

Les paragraphes suivants présentent les variations longitudinales de ces paramètres sur les différentes stations échantillonnées, et les variations en profondeur observées sur les carottes.

### 5.2.1 Variations longitudinales

La figure 5.1 représente les variations de granulométrie moyenne, de teneurs en eau et en matière organique et de fraction de vase en fonction de la station échantillonnée (voir figure 3.1 pour la localisation). La station A est la plus proche de l'embouchure, la station F est celle située le plus en amont, et les stations sont espacées sur l'axe en fonction de leurs distances respectives.

Une augmentation de la taille des particules de l'aval ( $8.6 \mu m$ ) vers l'amont ( $19 \mu m$ ) est observée, en concordance avec la diminution du pourcentage de vase. Les sédiments restent cependant très fins, avec un pourcentage de vase supérieur à 80 % sur toutes les stations, et un maximum de 95 % pour la station située le plus à l'aval. Le pourcentage restant est essentiellement composé de sables très fins. Selon Mitchell et West [2002], un tri granulométrique est susceptible de se produire dans les estuaires au niveau du bouchon vaseux, aboutissant au maintien des particules de taille plus élevée à la limite amont de celui-ci. Ce phénomène pourrait expliquer l'augmentation de la taille des particules vers l'amont. La teneur en eau varie très peu (maximum 10 %), et est supérieure à 55 % pour toutes les stations. Les teneurs en matière organique changent

peu également, avec tout de même une valeur nettement plus élevée que les autres pour la station A.

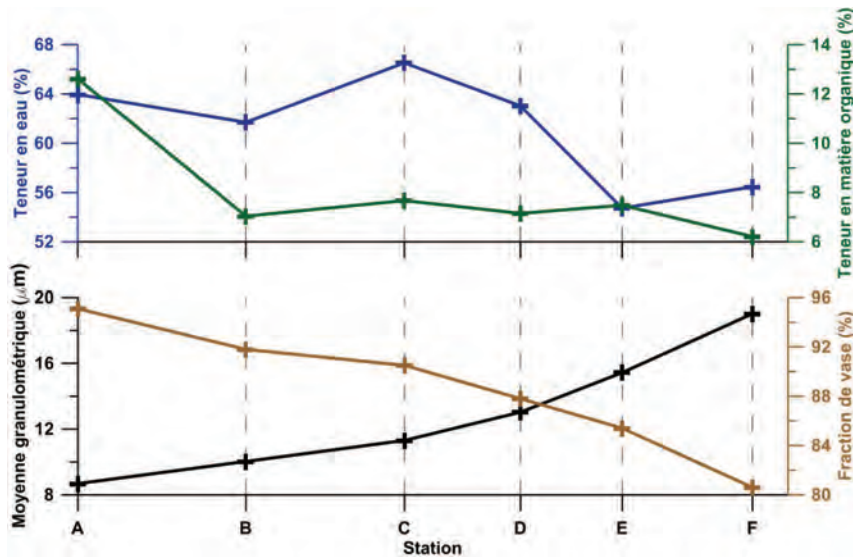


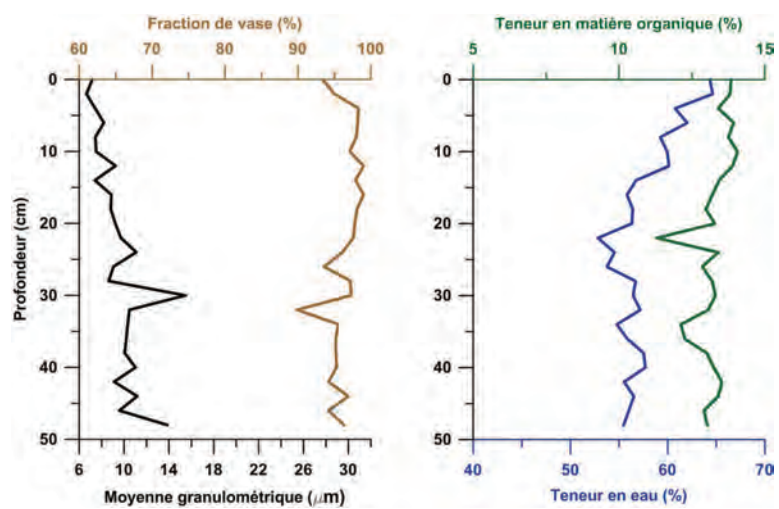
FIGURE 5.1 – Moyenne granulométrique ( $\mu\text{m}$ ), fraction de vase (%), teneurs en eau et en matière organique (%) des sédiments de surface

### 5.2.2 Variations en profondeur

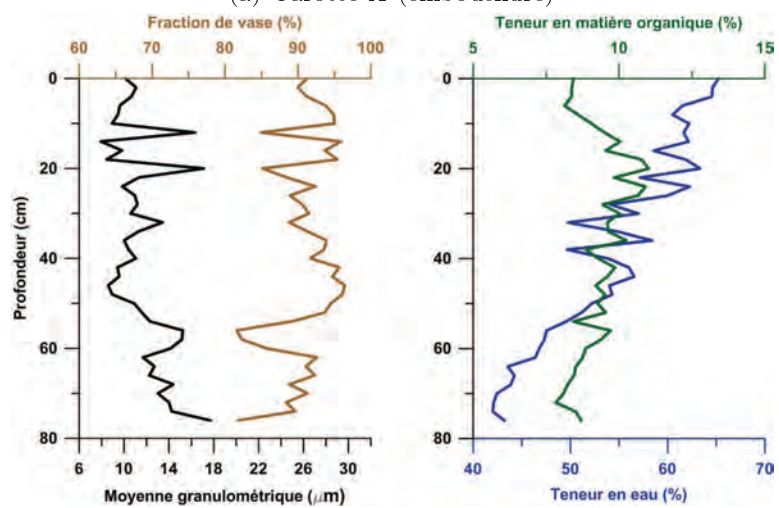
Les mêmes paramètres sont utilisés pour caractériser les sédiments échantillonnés par carottage aux stations A, C et F (figure 5.2)

Les tendances observées sur les sédiments de surface se retrouvent en profondeur, avec une augmentation de la taille moyenne des particules de l'aval vers l'amont. Pour les stations A et C, on observe une légère hausse de la taille particulaire de la surface vers le fond. Cette augmentation est relativement linéaire pour les carottes A et C, avec cependant quelques pics. Les analyses granulométriques ayant eu lieu plusieurs mois après échantillonnage, il est possible que ces pics isolés soient dus à la formation d'agrégats calcaires non représentatifs de l'état naturel du lit sédimentaire. La carotte F présente beaucoup plus de pics, témoignant d'une plus grande hétérogénéité à cette station.

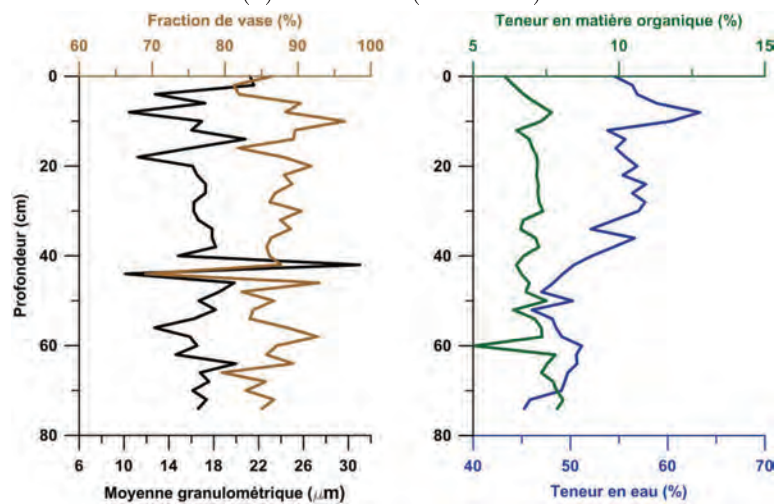
Globalement, la teneur en eau décroît avec la profondeur, ce qui est en adéquation avec les théories de tassement/consolidation [Migniot, 1989; Ockenden et Delo, 1988; Torfs *et al.*, 1996]. Le gradient maximal est obtenu pour la station C (Rochefort), avec une variation de 65 % à 42 %. Le gradient le plus faible est observé à l'embouchure. Bien que les teneurs en eau restent élevées sur la colonne d'eau, ces résultats viennent confirmer que la prise en compte des processus de consolidation devra être intégrée dans les développements futurs du modèle. Les teneurs en matière organique sont stables en fonction de la profondeur, les différences maximales étant de l'ordre de 3.5 %.



(a) Carotte A (embouchure)



(b) Carotte C (Rochefort)



(c) Carotte F (amont)

FIGURE 5.2 – Moyenne granulométrique ( $\mu\text{m}$ ), fraction de vase (%), teneurs en eau et en matière organique (%) des sédiments en fonction de la profondeur



Les sédiments rencontrés dans la Charente sont donc très majoritairement vaseux cohésifs. Les teneurs en matières organiques sont relativement élevées par rapport à celles observées dans la Seine (4 % en moyenne), dans la Loire (3 à 3.5 %) ou dans la Gironde (1.5 % en moyenne) [Capo, 2006]. Ces prélèvements ayant été effectués en hiver, ces pourcentages de matière organique peuvent être reliés à la présence de débris végétaux sur les berges (roseaux, feuilles en décomposition, ...). D'autres prélèvements au printemps ou en été permettraient d'obtenir des pourcentages représentatifs d'autres phénomènes saisonniers. La présence de matières organiques joue un rôle très important dans la floculation, favorisant la formation d'agrégats, et renforçant les liens entre les particules.

## 5.3 Dynamique du bouchon vaseux et des sédiments en suspension

### 5.3.1 Evolution des sédiments en suspension au cours d'un cycle de marée

Les concentrations en sédiments en suspension, moyennées sur la colonne d'eau, sont présentées à toutes les heures de marée (figures 5.3 à 5.14). Cette simulation a été effectuée dans des conditions de débit moyennes ( $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ), et les résultats présentés correspondent à un cycle de marée de vive-eau. L'heure de référence des basses et des pleines mers est prise à l'île d'Aix. Dans la suite du texte, la notion de "noyau" sera reliée à la position dans le bouchon vaseux où la concentration en sédiments est la plus élevée.

A pleine mer, le bouchon vaseux a une concentration moyenne comprise entre 1 et 2 g/L (figure 5.3). Par comparaison aux autres figures, nous constatons qu'une partie des sédiments est probablement déposée. Le bouchon vaseux est situé à sa position la plus amont, la limite de 1 g/L étant proche de la station de l'Houmée. La chute des particules se poursuit une heure après la pleine mer, alors que l'extension du bouchon vaseux change peu.

Deux heures après la pleine mer, la concentration en sédiments en suspension augmente, particulièrement en amont du méandre de Vergeroux. La limite de 1 g/L est par contre située plus en aval. On observe également des phénomènes de remise en suspension au niveau de l'embouchure.

De trois à cinq heures après la pleine mer, la concentration du bouchon vaseux augmente, avec des valeurs supérieures à 3 g/L de l'embouchure à l'amont du méandre de Vergeroux. Les valeurs maximales atteignent plus de 7 g/L. Ce phénomène est dû à la fois à la remise en suspension par des courants forts de jusant, et à la fois à la diminution de la hauteur d'eau qui concentre les sédiments. L'extension maximale est obtenue 5 heures après la marée haute.

A basse mer, le bouchon vaseux étant situé dans une position très aval, une partie des sédiments est déposée à l'embouchure lors de l'étale. Ces dépôts se poursuivent à l'heure de marée suivante. Les concentrations maximales restent tout de même très élevées (plus de 4.5 g/L), et le dépôt est peu important par rapport à l'étale de pleine mer.

Deux heures après la marée basse, les courants de flot sont déjà forts et provoquent une remise en suspension venant réalimenter le bouchon vaseux. On remarque cependant que dans la partie amont, la concentration en sédiments en suspension a légèrement diminué par rapport à l'heure précédente. L'extension du bouchon vaseux change peu au cours de ces deux premières heures après la marée basse.

De trois à quatre heures après la marée basse, le déplacement progressif du bouchon vaseux vers l'amont est observé, avec des concentrations très fortes dans sa partie plus aval (plus de 5 g/L). Les courants de flot continuent de remettre en suspension les sédiments déposés.

Cinq heures après la marée basse, la limite aval du bouchon vaseux est à nouveau "dans" l'estuaire. La limite du noyau est située au niveau du méandre de Vergeroux, et on observe déjà une diminution des concentrations en suspension, témoignant d'une baisse des vitesses de courant. La limite amont est à nouveau proche de l'Houmée.

Il faut noter que les apports fluviaux en sédiments en suspension sont probablement sous-estimés dans le modèle à l'heure actuelle. Faute d'informations et de mesures effectuées au niveau du barrage de Saint-Savinien, un apport fixe de 0.05 g/L est pris en compte. Cette valeur est variable dans la réalité, et donc peu représentative de la dynamique sédimentaire plus en amont. En revanche, cela n'impacte pas la représentation des variations en concentration et en localisation du bouchon vaseux, celui-ci étant principalement alimenté par les remises en suspension le long de l'estuaire.

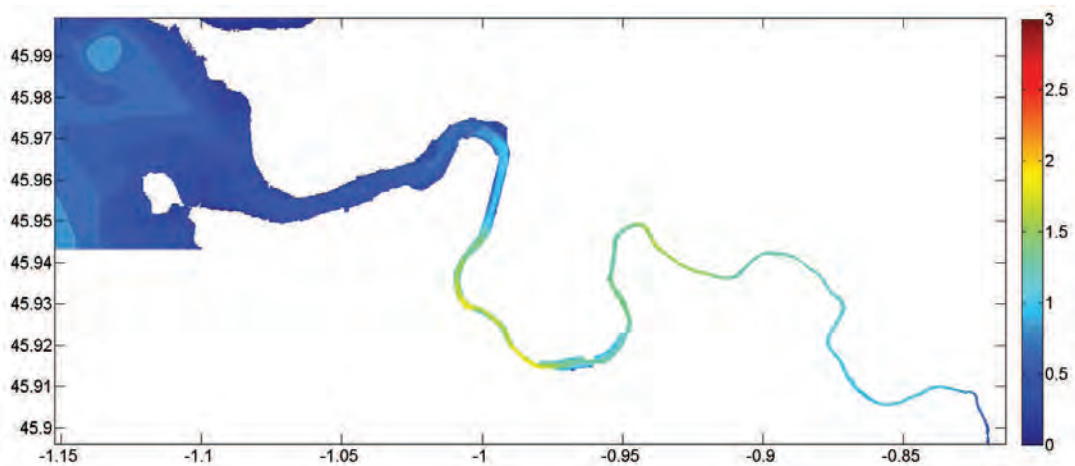


FIGURE 5.3 – Concentrations en sédiments en suspension à marée haute (g/L)

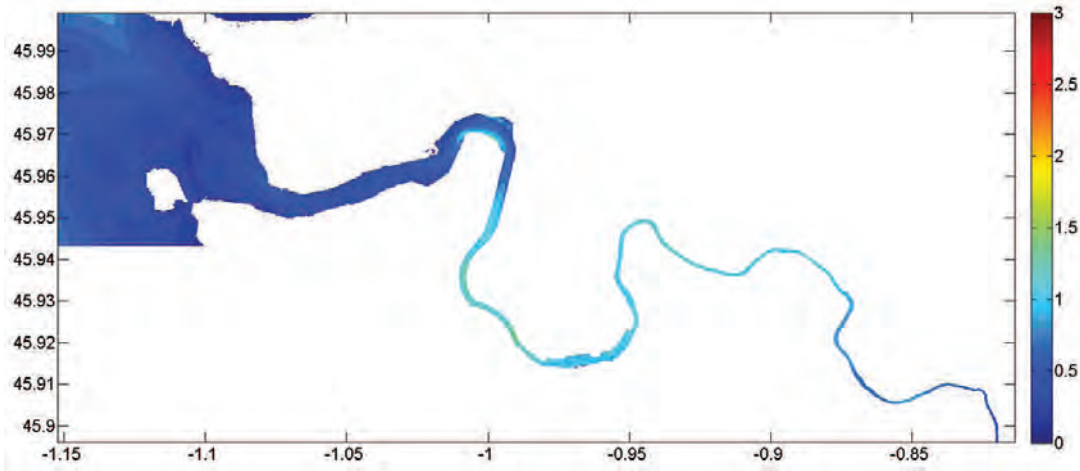


FIGURE 5.4 – Concentrations en sédiments en suspension 1 heure après la marée haute (g/L)

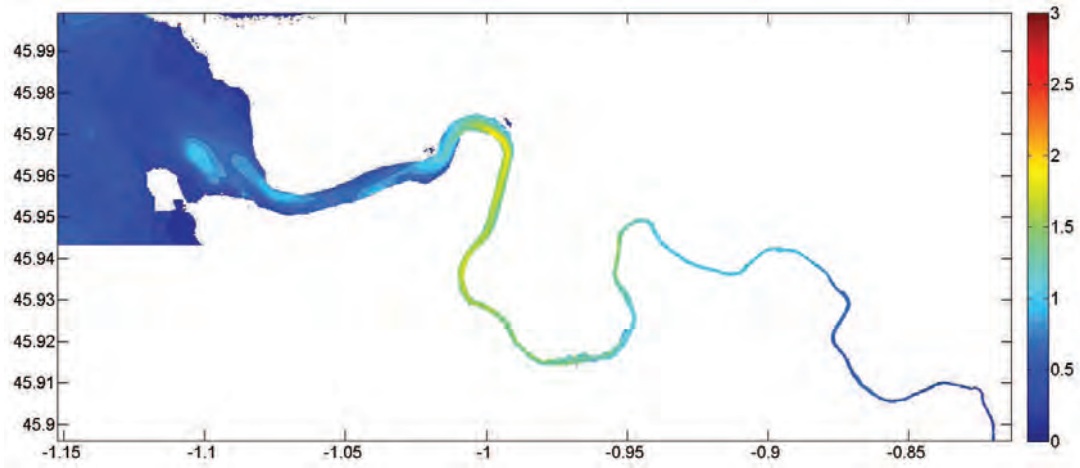


FIGURE 5.5 – Concentrations en sédiments en suspension 2 heures après la marée haute (g/L)

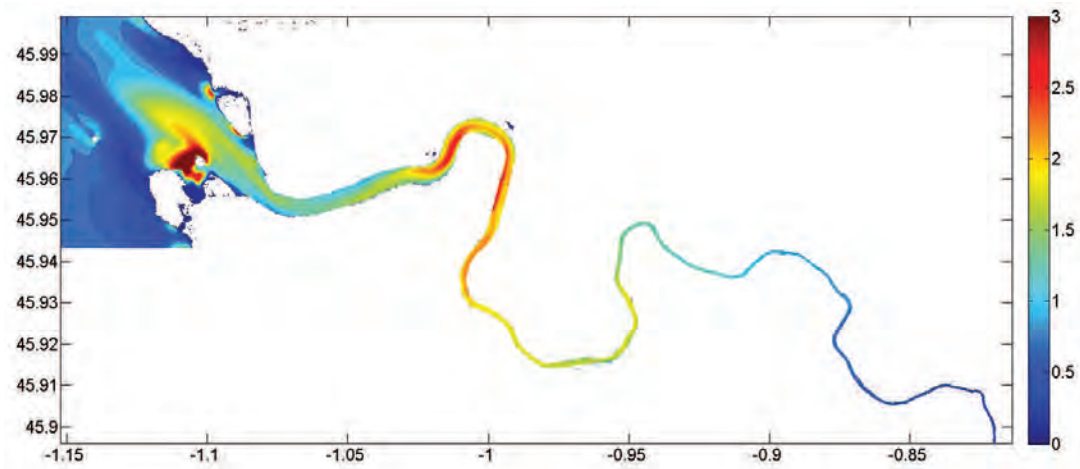


FIGURE 5.6 – Concentrations en sédiments en suspension 3 heures après la marée haute (g/L)

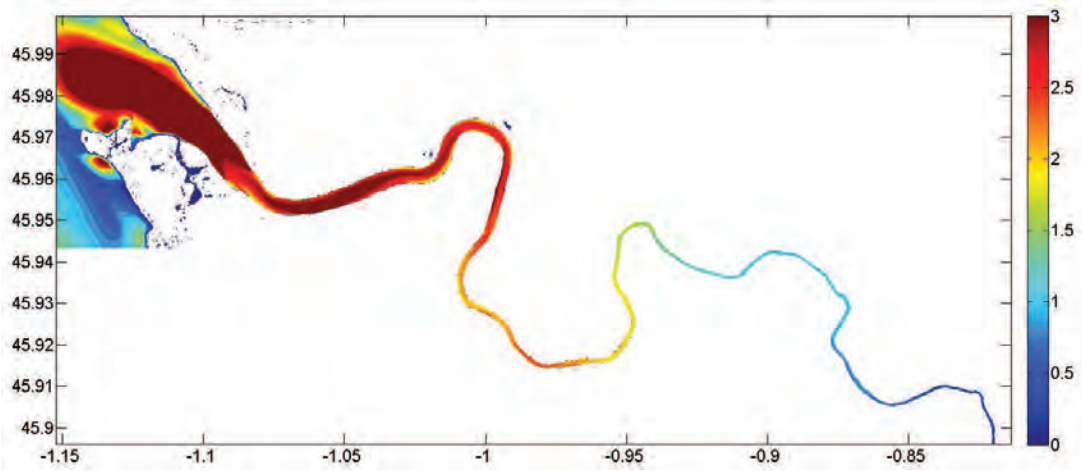


FIGURE 5.7 – Concentrations en sédiments en suspension 4 heures après la marée haute (g/L)

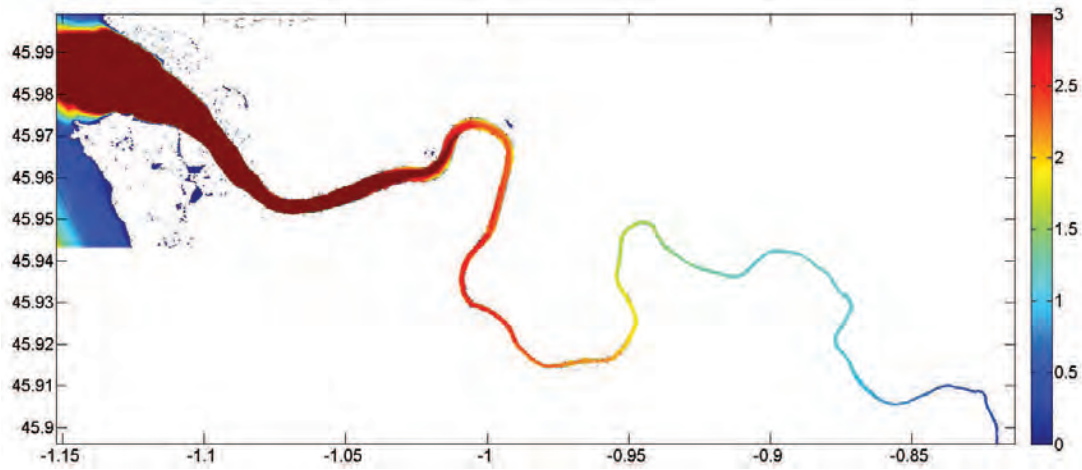


FIGURE 5.8 – Concentrations en sédiments en suspension 5 heures après la marée haute (g/L)

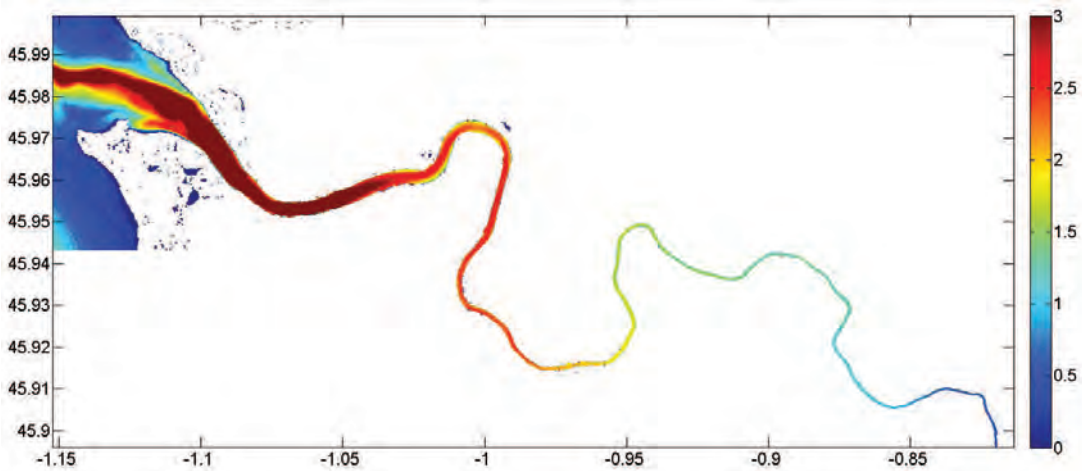


FIGURE 5.9 – Concentrations en sédiments en suspension à marée basse (g/L)

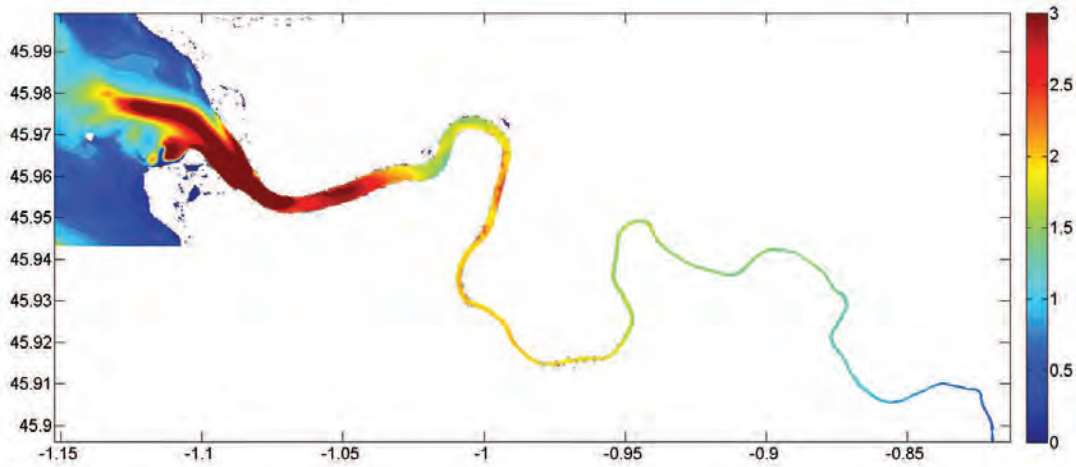


FIGURE 5.10 – Concentrations en sédiments en suspension 1 heure après la marée basse (g/L)

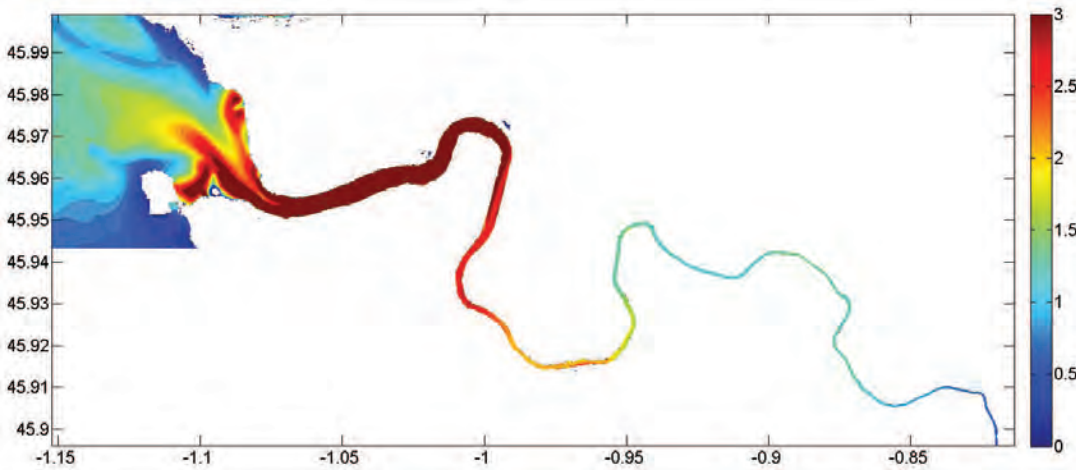


FIGURE 5.11 – Concentrations en sédiments en suspension 2 heures après la marée basse (g/L)

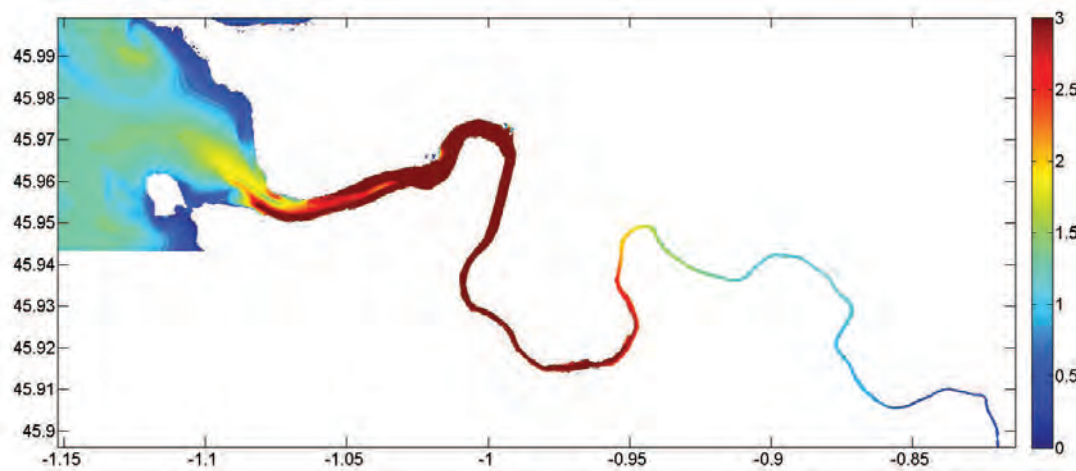


FIGURE 5.12 – Concentrations en sédiments en suspension 3 heures après la marée basse (g/L)



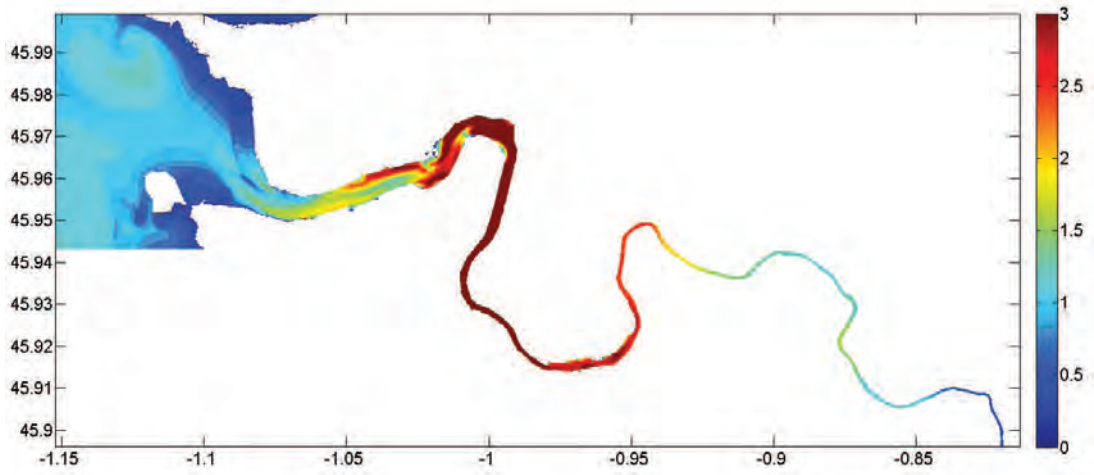


FIGURE 5.13 – Concentrations en sédiments en suspension 4 heures après la marée basse (g/L)

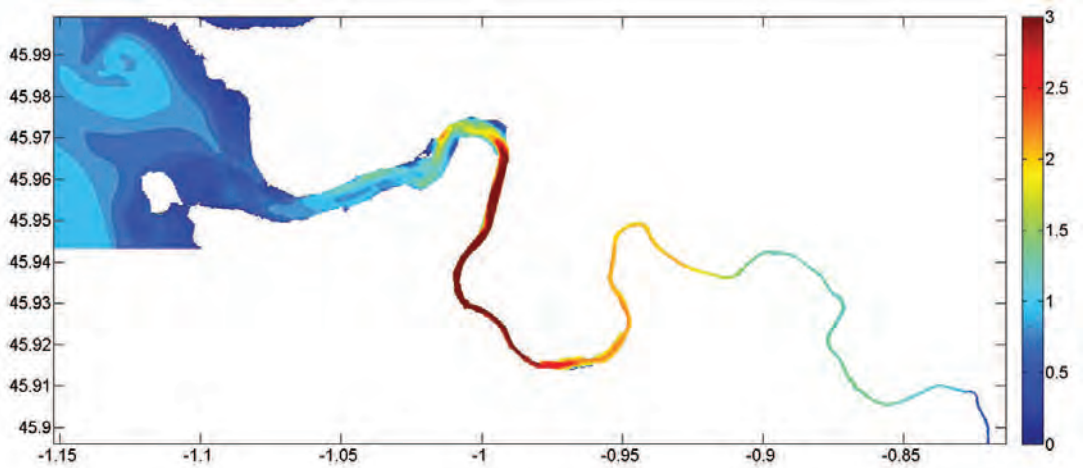


FIGURE 5.14 – Concentrations en sédiments en suspension 5 heures après la marée basse (g/L)

Ces résultats sont complétés par les représentations des concentrations en MES en fonction de la profondeur et de la distance à l'embouchure (figures 5.15, 5.16 et 5.17), permettant d'observer la distribution verticale et la géométrie du bouchon vaseux.

Nous retrouvons ici les principaux résultats énoncés auparavant sur la localisation et l'extension du bouchon vaseux. La concentration obtenue dans le noyau varie de 1.5 g/L à plus de 12 g/L. Ces concentrations maximales sont observées près du fond. En surface, les concentrations maximales atteignent 7 g/L, 5 heures après la marée haute.

A marée haute, la décantation du bouchon vaseux a commencé. Les concentrations près du fond restent élevées (jusqu'à 2.8 g/L). En surface, la concentration reste globalement supérieure à 1 g/L, avec des valeurs comprises entre 0.5 et 1 g/L localement. Cette décantation se poursuit dans l'heure qui suit. La concentration maximale au fond est alors de 1.5 g/L, et elle ne dépasse 1 g/L qu'à la verticale du noyau. Ailleurs, la majorité des valeurs est inférieure à 0.7 g/L. Entre ces deux heures, la position du bouchon vaseux est sensiblement la même, avec une extension de l'ordre de 40 km.

De deux à quatre heures après la pleine mer, on observe clairement une remise en suspension de plus en plus élevée due à l'établissement des courants de jusant. Le bouchon vaseux se développe sur toute la colonne d'eau et se déplace vers l'aval. En amont, les concentrations diminuent mais restent entretenues par la remise en suspension.

Cinq heures après la marée haute, le noyau du bouchon vaseux est dans sa position la plus aval. Les concentrations au niveau du noyau peuvent dépasser les 8 g/L et sont globalement supérieures à 6.5 g/L, sur toute la colonne d'eau.

A marée basse, l'étale de jusant permet la décantation d'une partie des sédiments en suspension. La limite aval du bouchon est nette (de 1 à plus de 5 g/L sur 2 kilomètres) par comparaison à la limite amont où les gradients horizontaux de concentrations sont étalés sur plusieurs kilomètres. Une heure après la marée basse, la décantation se poursuit. Cependant, les concentrations restent fortes comparées à celles obtenues une heure après la pleine mer, à l'étale de flot.

De deux à cinq heures après la basse mer, le bouchon vaseux se déplace progressivement vers l'amont. La taille du noyau diminue, et les concentrations les plus fortes (11 à 12 g/L) sont obtenues cinq heures après la basse mer. L'augmentation de la hauteur d'eau aboutit à une stratification importante. Cinq heures après la marée basse, la différence de concentration entre le fond et la surface atteint 12 g/L au niveau du noyau.

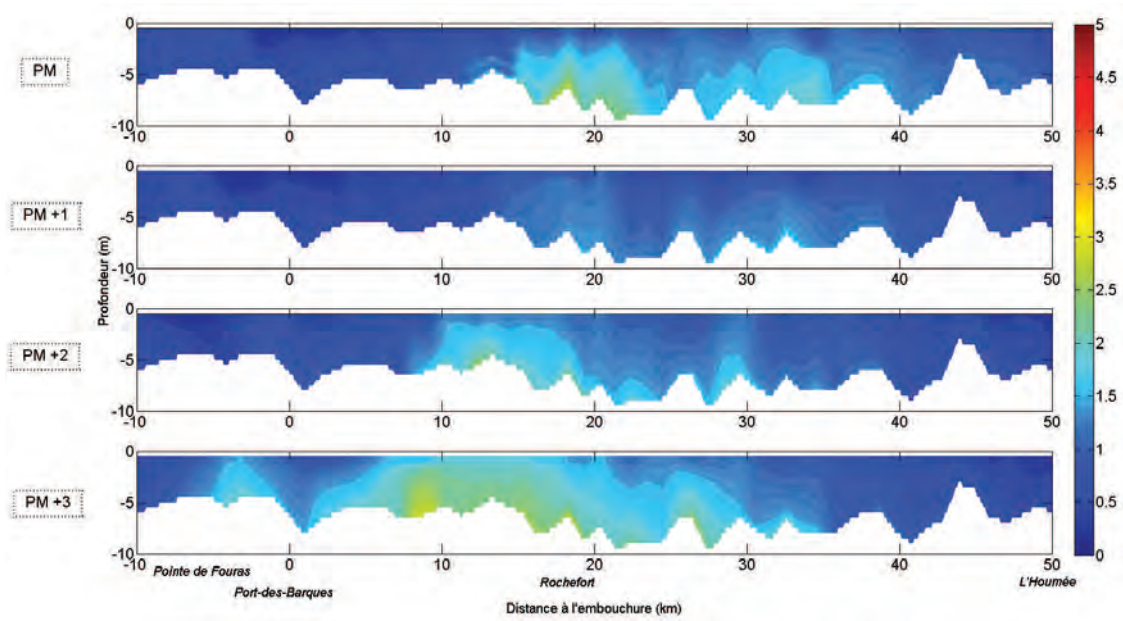


FIGURE 5.15 – Concentrations en sédiments en suspension de pleine mer à pleine mer + 3h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau

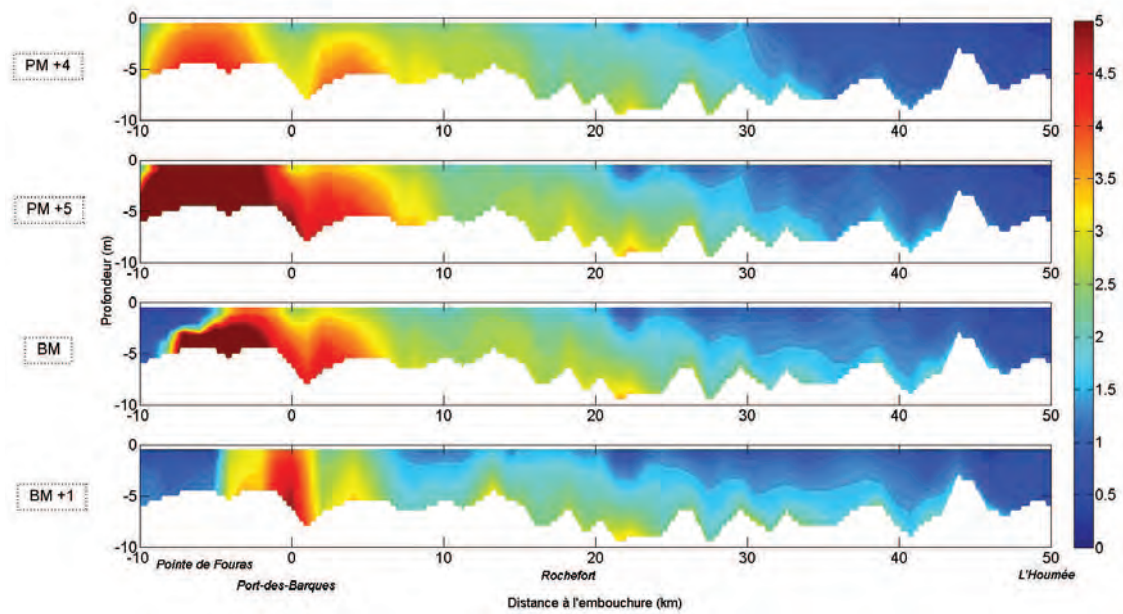


FIGURE 5.16 – Concentrations en sédiments en suspension de pleine mer + 4h à basse mer + 1h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau



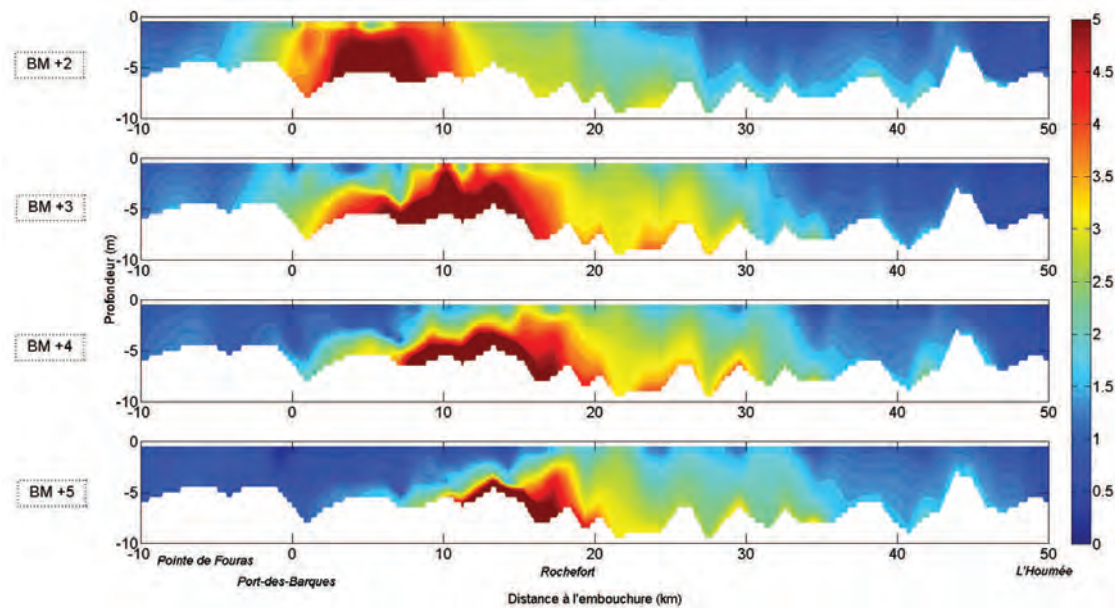


FIGURE 5.17 – Concentrations en sédiments en suspension de basse mer + 2h à basse mer + 5h (g/L) - Débit moyen - Vive-eau

### 5.3.2 Influence du cycle vive-eau/morte-eau

Les paragraphes précédents ont permis de commenter les concentrations en sédiments en suspension obtenues lors d'un cycle de marée de vive-eau. L'influence du coefficient de marée sur les distributions de salinité, notamment sur le mélange et la stratification, a été démontrée dans le chapitre 4. La figure 5.18 présente les concentrations obtenues par modélisation en vive-eau et en morte-eau, pour un débit moyen. Le maximum représenté par les échelles de couleur est volontairement différent, afin de pouvoir visualiser les gradients de concentration en morte-eau. Cela permet par ailleurs d'observer que les ordres de grandeur des concentrations sont globalement divisés par cinq entre la vive-eau et la morte-eau.

Les concentrations maximales obtenues en vive-eau sont plus de 7 fois supérieures à celles obtenues en morte-eau. Le forçage induit par la marée étant plus important, le déplacement du bouchon vaseux entre la marée haute et la marée basse est logiquement plus élevé en vive-eau. En vive-eau comme en morte-eau, nous retrouvons cependant le comportement décrit dans le paragraphe précédent entre la marée haute et la marée basse : les concentrations en sédiments sont plus faibles à marée haute, du fait d'une étale de flot plus longue que celle de jusant, et permettant la décantation et le dépôt des sédiments.

A marée basse, les concentrations les plus fortes sont observées à l'aval en vive-eau. En morte-eau, il apparaît que les valeurs les plus fortes sont au contraire obtenues en amont. Ces concentrations n'étant pas du même ordre de grandeur, il est cependant nécessaire de s'interroger sur la différence entre le noyau apparent observé en vive-eau, et les concentrations maximales obtenues en morte-eau. Celles-ci s'apparentent en effet plus à des remises en suspension locales.

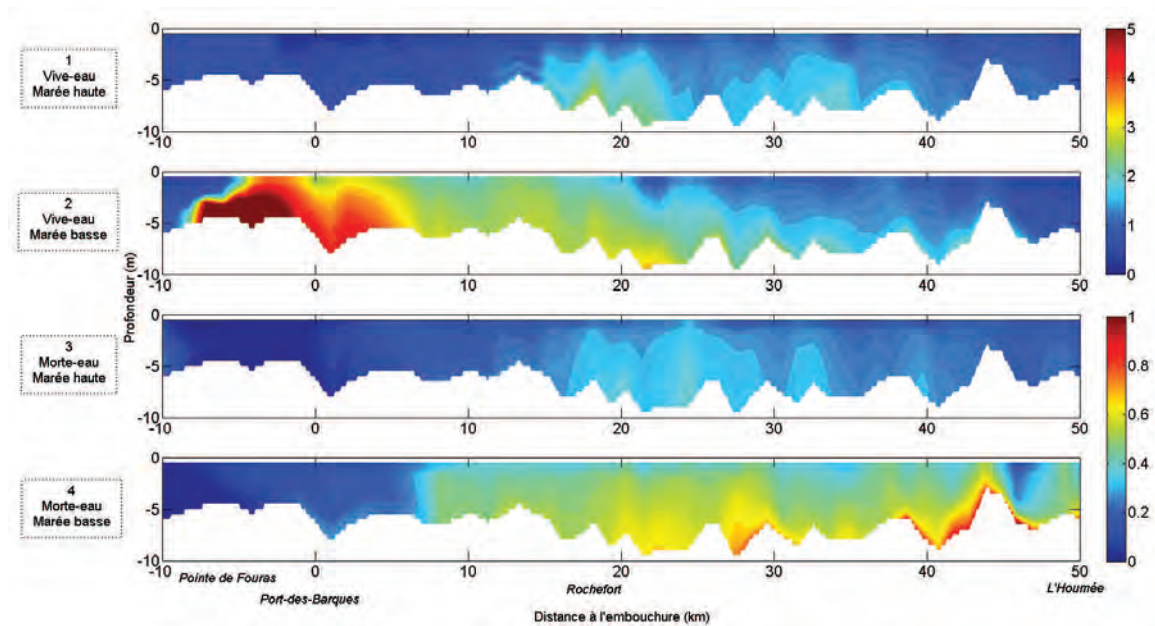


FIGURE 5.18 – Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit moyen

L'existence d'un noyau à proprement parler en morte-eau n'est donc pas claire, particulièrement à marée haute.

L'observation des gradients de concentration semble suggérer que le bouchon vaseux se déplace peu entre la marée haute et la marée basse en morte-eau. Du point de vue du mélange, si on ramène les différences de concentration entre le fond et la surface à la concentration moyenne, les stratifications sont du même ordre de grandeur.

### 5.3.3 Influence du débit fluvial

#### Crue

De la même manière que pour un débit moyen, les concentrations en suspension et leurs variations longitudinales sont représentées en vive-eau et en morte-eau, à marée haute et marée basse (figure 5.19). Les échelles sont encore une fois différentes en vive-eau et en morte-eau.

En crue, les concentrations en sédiments en suspension diminuent fortement à l'amont par rapport au régime moyen. A 50 km de l'embouchure, toutes les concentrations sont inférieures à 0.1 g/L. Un peu plus en aval, les concentrations en morte-eau sont légèrement supérieures (de l'ordre de 0.2 g/L) à celles obtenues en vive-eau (inférieures ou égales à 0.1 g/L). Cette différence peut-être attribuée aux différences de mélange entre les deux conditions de marée. La stratification verticale en morte-eau y est plus importante qu'en vive-eau, ce qui permet d'aboutir à des concentrations en sédiments plus élevées au fond. De plus, l'excursion du noyau du bouchon vaseux étant plus faible en morte-eau (environ 10 km contre 20 km en vive-eau), les particules sont moins entraînées vers l'aval à marée basse.

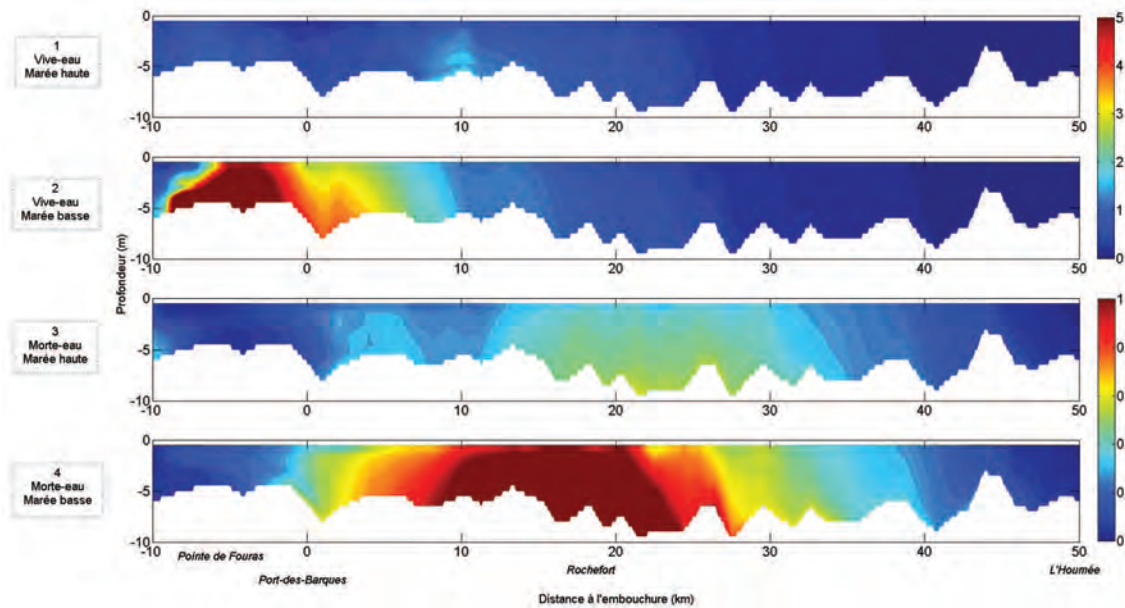


FIGURE 5.19 – Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit de crue ( $400 \text{ m}^3/\text{s}$ )

En vive-eau, la comparaison avec les résultats obtenus avec un débit moyen (figure 5.18) permet d'observer clairement la compaction du bouchon vaseux à marée basse. Alors que l'on atteignait encore des concentrations de l'ordre de  $1 \text{ g/L}$  (au fond), à 50 kilomètres de l'embouchure avec un débit moyen, cette limite est atteinte à 20 km de l'embouchure avec un débit de crue. Le forçage induit par le débit fluvial domine donc la dynamique sédimentaire de l'amont de l'estuaire, repoussant les sédiments vers l'aval. Ce comportement est également observé à marée haute, même si les concentrations sont plus faibles. En revanche, en ce qui concerne la limite aval du bouchon vaseux, la différence entre le régime fluvial moyen et le régime de crue est très faible. Le noyau est légèrement déplacé vers l'aval en crue, mais sa position reste très proche de celle observée avec un débit moyen. De plus, les géométries du bouchon vaseux au niveau du noyau sont très proches. En ce qui concerne les concentrations maximales obtenues, elles sont supérieures en crue, mais la différence ne dépasse pas  $1 \text{ g/L}$ . Cette différence est sans doute due à la compaction du bouchon vaseux commentée auparavant, qui a pour effet d'augmenter la concentration du noyau.

En morte-eau, cette compaction et concentration du bouchon vaseux à marée basse sont clairement observées. En régime fluvial moyen, les sédiments en suspension étaient dispersés sur plusieurs dizaines de kilomètres, et l'existence d'un noyau n'était pas vraiment claire (figure 5.18). En crue, le noyau est clairement formé entre 10 et 25 km de l'embouchure, malgré des concentrations inférieures à celles obtenues en vive-eau ( $1.7 \text{ g/L}$  maximum). On peut également supposer que les concentrations sont supérieures à celles obtenues avec un débit moyen, à marée haute comme à marée basse, car le débit fluvial plus important impose un forçage supplémentaire permettant la remise en suspension d'une quantité plus importante de sédiments à l'amont.

## Etiage

Les résultats obtenus en étiage (figure 5.20) suggèrent que les concentrations de sédiments en suspension sont globalement réduites par rapport au régime moyen (figure 5.18). Deux phénomènes peuvent expliquer ce comportement. Tout d'abord, le forçage induit par le fleuve en amont est considérablement réduit et la remise en suspension associée est donc plus faible. D'autre part, le bouchon vaseux est nettement plus étalé et donc moins concentré car moins contraint par l'écoulement fluvial, surtout en vive-eau. Les concentrations maximales obtenues dans le noyau sont donc plus faibles.

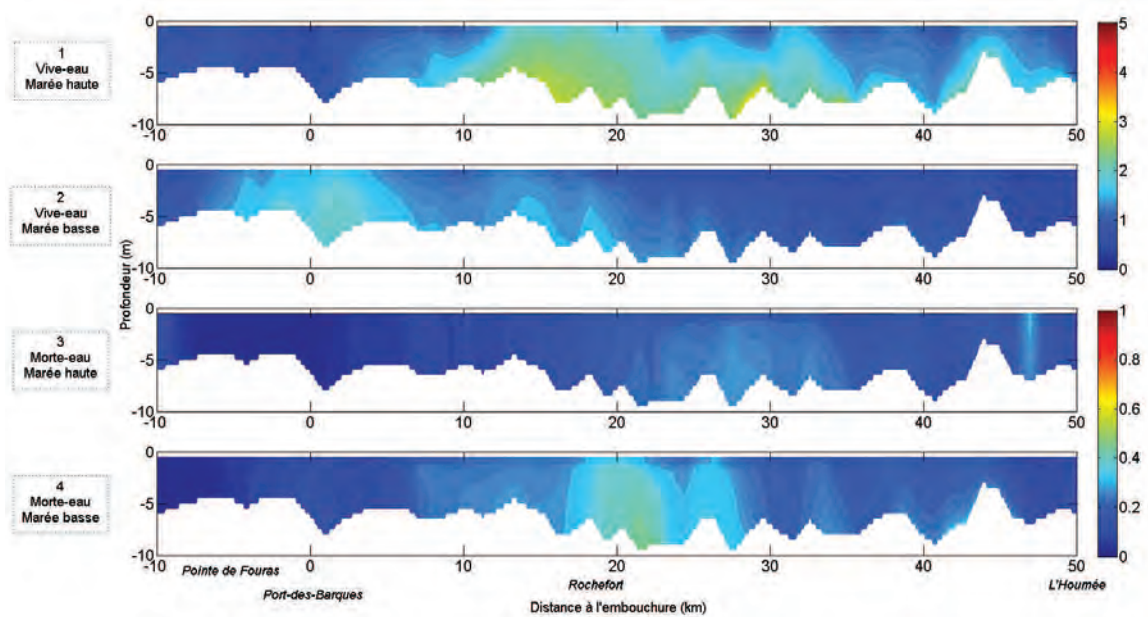


FIGURE 5.20 – Concentrations en sédiments en suspension, pleines et basses mers de vive-eau et morte-eau (g/L) - Débit d'étiage ( $5 \text{ m}^3/\text{s}$ )

L'extension du bouchon vaseux à marée haute de vive-eau est de l'ordre de 50 kilomètres, en considérant la limite de 1 g/L. En morte-eau, la concentration de 1 g/L n'est atteinte ni à marée haute ni à marée basse. Les concentrations restent tout de même plus élevées à marée basse, conformément aux résultats obtenus pour le régime de crue et le régime moyen. L'excursion du bouchon vaseux est peu différente de celle obtenue pour un débit moyen. Elle est par contre plus élevée par rapport à un débit de crue.

### 5.3.4 Transitions saisonnières

De la même manière que pour la salinité, les paragraphes qui suivent présentent les mesures de turbidité effectuées au fond à Port-des-Barques, Rochefort et l'Houmée, alors que des périodes transitionnelles sont observées dans le débit fluvial.

### **Transition d'automne : augmentation du débit fluvial**

Au début de la période, le débit est faible (figure 5.21). Les concentrations en sédiments sont importantes de l'embouchure à l'Houmée. L'apparition d'une crue autour du 23 octobre entraîne une diminution des concentrations très nette à l'Houmée. Les concentrations y sont ensuite inférieures à 0.5 g/L, à l'exception de quelques pics qui peuvent être attribués à des remises en suspension locales indépendantes de l'hydrodynamique du fleuve (passages de bateau, déplacement de la sonde) ou à des artefacts de mesure.

A Rochefort, l'influence de la crue se traduit d'abord par une forte augmentation de la charge sédimentaire en suspension. On peut logiquement supposer que le stock sédimentaire exporté à l'Houmée est déplacé vers l'aval, et notamment vers Rochefort. Alors que le débit se stabilise à nouveau, les variations de concentrations semblent retrouver leur état d'origine.

A Port-des-Barques, la crue observée ne semble pas avoir d'effet majeur sur la dynamique observée. A Rochefort comme à cette station, il est cependant difficile de conclure, les sondes étant saturées la plupart du temps.

Ces résultats correspondent bien à ceux obtenus par modélisation, bien que les débits considérés ne soient pas les mêmes. En cas de crue, la masse de sédiments en suspension est en effet déplacée vers l'aval. Le bouchon vaseux est plus concentré, ce qui peut être relié à l'augmentation de la masse sédimentaire mesurée ici à Rochefort. En revanche, à Port-des-Barques, la dynamique est peu changée car majoritairement dominée par la marée.

### **Transition de printemps : baisse du débit fluvial**

La baisse de débit ayant eu lieu au printemps (figure 5.22) permet d'observer plus particulièrement les dynamiques différentes à Port-des-Barques et à Rochefort. A l'Houmée, comme pour la période présentée précédemment, les concentrations en MES sont très proches de zéro, en dehors de quelques pics non significatifs.

A Rochefort, la baisse progressive du débit entraîne un retour vers des concentrations plus élevées. Cependant, on remarque que les concentrations mesurées entre le 26 avril et le 4 mai sont moins fortes que celles observées lors de la vive-eau suivante (autour du 11 mai), alors que celle-ci est d'amplitude plus faible. Le retour du système vers un régime de fonctionnement "moyen" n'est donc pas immédiat face à la baisse du débit. On peut supposer que les pics de concentration observés lors de la première vive-eau correspondent principalement à des remises en suspension, mais que le noyau du bouchon vaseux n'oscille pas au niveau de cette station. En revanche, les concentrations mesurées lors de la deuxième vive-eau suggèrent que le bouchon vaseux s'est déplacé vers l'amont.

A Port-des-Barques, la baisse du débit fluvial entraîne une légère baisse des concentrations lors de la deuxième vive-eau, ce qui semble logique si le bouchon vaseux s'est déplacé vers l'amont. De fortes concentrations sont tout de même observées sur toute la période, mais l'oscillation du bouchon vaseux selon le cycle flot/jusant semble se produire plus en amont que pendant la crue.



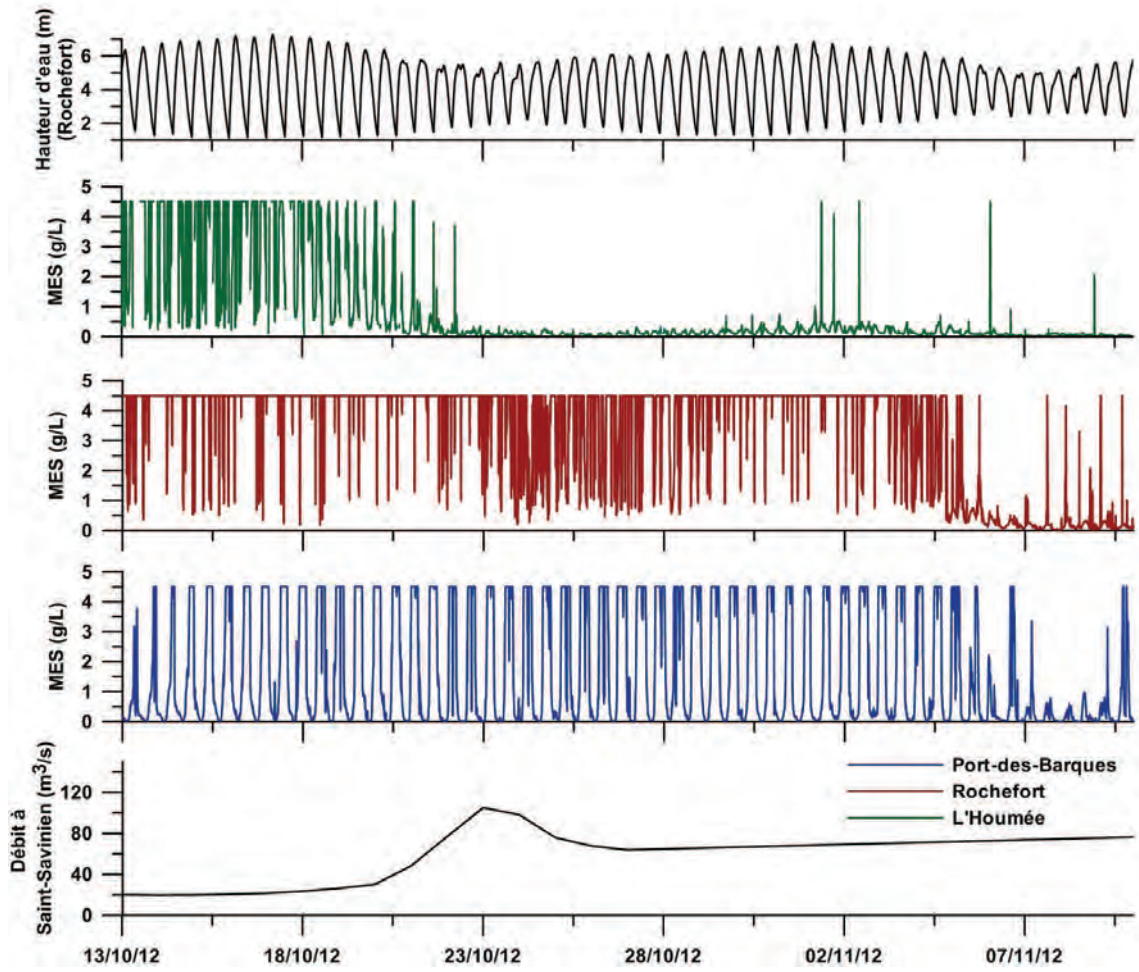


FIGURE 5.21 – Concentrations en sédiments en suspension mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 13 octobre au 9 novembre 2012

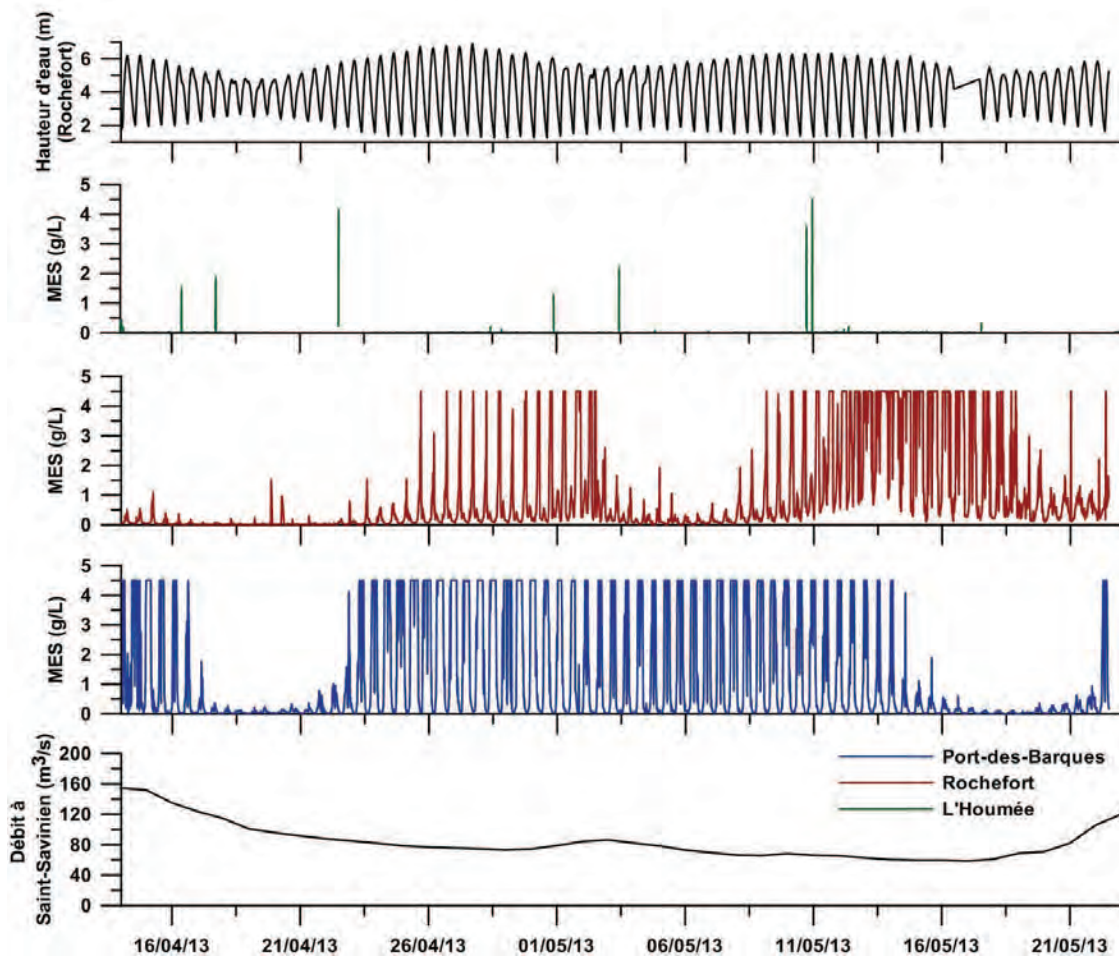


FIGURE 5.22 – Concentrations en sédiments en suspension mesurées au fond à Port-des-Barques, Rochefort, et l'Houmée - 14 avril au 22 mai 2013

## 5.4 Dynamique dépôt/érosion

### 5.4.1 A l'embouchure

L'évolution temporelle de la concentration en MES, du dépôt et de la tension de contrainte sur le fond à l'embouchure est présentée sur la figure 5.23. L'évolution des dépôts est calculée en prenant comme point de référence le dépôt introduit pour l'initialisation du domaine. Les concentrations présentées sont moyennées sur la colonne d'eau. L'évolution des dépôts est en bon accord avec l'évolution du coefficient de marée et des tensions induites sur le fond.

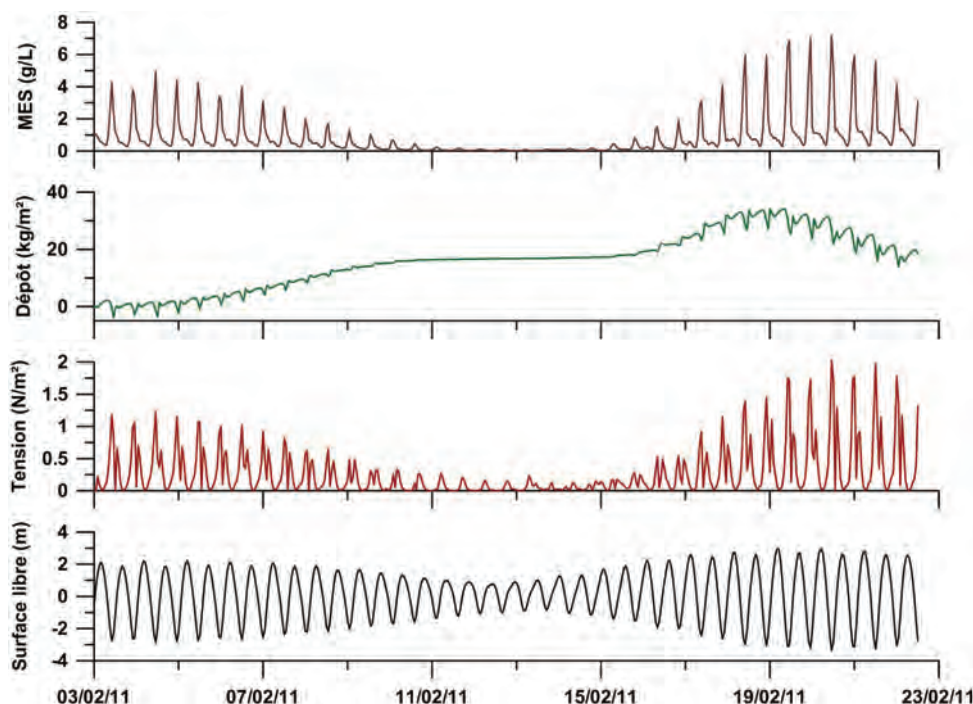


FIGURE 5.23 – Evolution des sédiments en suspension, du dépôt et de la tension sur le fond en fonction de la hauteur d'eau à l'embouchure - Débit moyen

La diminution du marnage au début de la simulation provoque le dépôt progressif de sédiments à l'embouchure. Ces sédiments ne sont pas remis en suspension, et lorsque des conditions de morte-eau sont atteintes, le dépôt se stabilise. Dans ces conditions de marée, nous avons vu que le bouchon vaseux se déplaçait en amont (figure 5.18). Les quantités de sédiments en suspension sont donc faibles, ce qui ne permet pas d'alimenter le dépôt. En revif, on observe une nouvelle augmentation du dépôt. Ce phénomène est dû au déplacement vers l'aval du bouchon vaseux alors que les vitesses de courant n'ont pas encore atteint un maximum. Les dépôts accumulés aux étales ne sont donc pas totalement remis en suspension par les vitesses de courant. A partir du 19 février, les dépôts commencent à diminuer, alors que la tension sur le fond atteint des valeurs de l'ordre de  $2 \text{ N/m}^2$ .



A l'échelle d'un cycle de marée, les deux pics de tension sur le fond, au flot et au jusant, sont bien représentés. Ces deux pics correspondent à des périodes d'érosion. En morte-eau, les tensions sont trop faibles pour remettre en suspension les sédiments de manière significative.

### 5.4.2 Dans l'estuaire

Un deuxième point quelques kilomètres en amont a été choisi pour observer l'évolution des mêmes paramètres dans la zone d'oscillation du bouchon vaseux (figure 5.24).

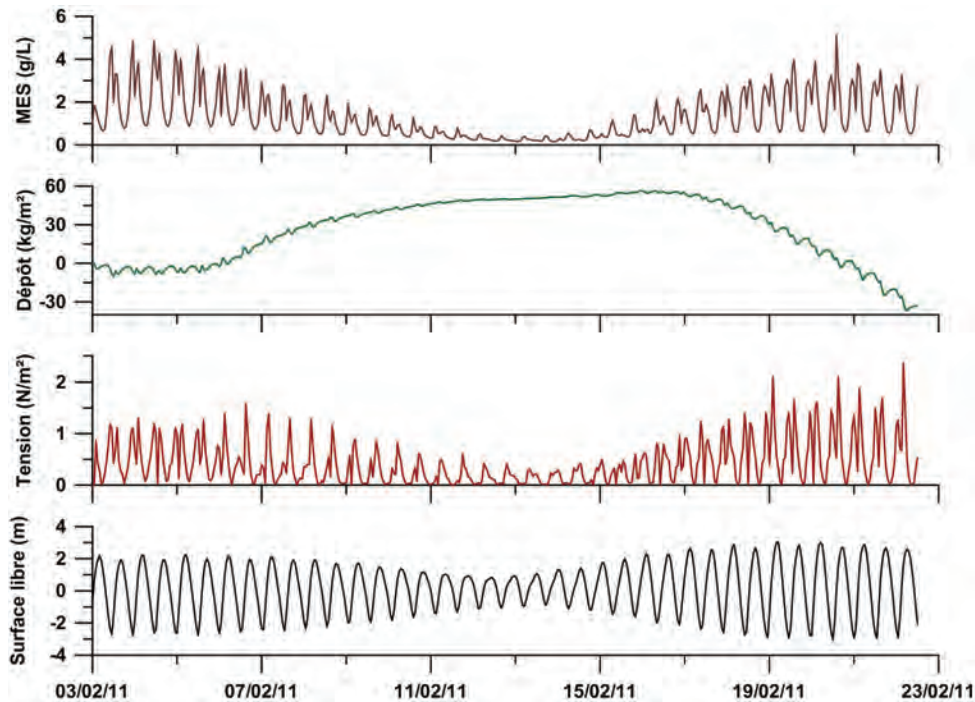


FIGURE 5.24 – Evolution des sédiments en suspension, du dépôt et de la tension sur le fond en fonction de la hauteur d'eau dans la zone d'oscillation du bouchon vaseux - Débit moyen

La diminution progressive du marnage en déchet entraîne une augmentation forte des dépôts. Par comparaison au point précédent, les dépôts sont deux fois plus importants en déchet. Une fois la morte-eau atteinte, les dépôts augmentent encore légèrement. Les oscillations dépôt/érosion dues à l'alternance flot/jusant sont très faibles. En revif, les concentrations en sédiments en suspension augmentent. Comme à l'embouchure, le dépôt est encore possible dans cette période du cycle de marée et le dépôt continue à augmenter. En vive-eau, l'érosion est forte. Toute la vase déposée est remise en suspension et les courants forts continuent d'éroder les sédiments sous-jacents. Ce comportement est différent de celui observé à l'embouchure puisque sur la même période de temps, les sédiments qui y sont déposés en morte-eau ne sont pas totalement remis en suspension lors de la vive-eau. Un envasement de l'embouchure, là où la Charente s'élargit et où les vitesses de courant sont plus faibles, semble donc se produire.

Les tensions sur le fond sont supérieures à celles obtenues à l'embouchure, plus particulièrement lors de la deuxième vive-eau. Le resserrement des berges provoque en effet une accélération

des vitesses en remontant vers l'amont. Les tensions induites sur le fond sont donc logiquement plus importantes.

Les observations d'évolution du fond obtenues grâce à l'ADV haute fréquence placé dans le méandre de Vergeroux permettent également d'observer des tendances de dépôt/érosion sur un cycle morte-eau/vive-eau (figure 5.25). L'évolution du fond est présentée en centimètres par rapport au niveau initial mesuré par l'ADV.

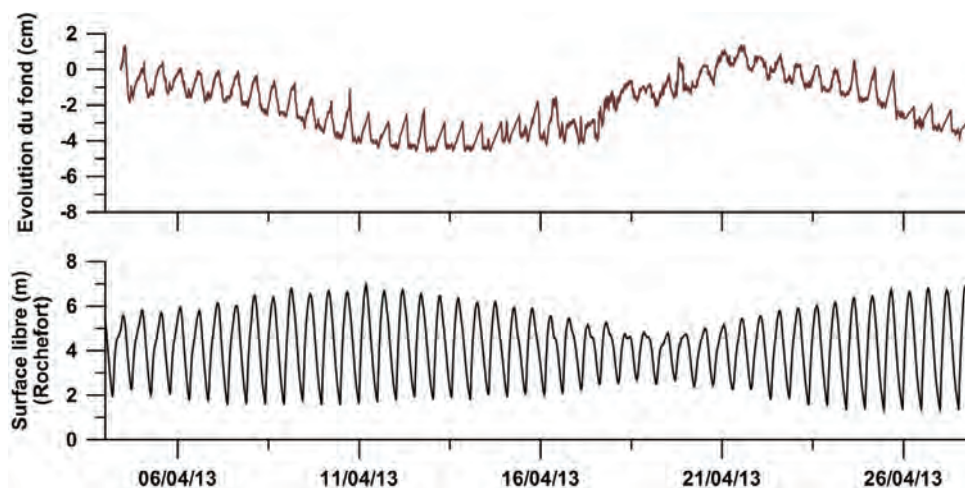


FIGURE 5.25 – Evolution du fond sédimentaire en fonction de la hauteur d'eau - Mesures ADV haute fréquence

Le comportement observé est essentiellement le même que celui obtenu par modélisation. La vive-eau entraîne la remise en suspension et donc l'érosion du fond sédimentaire. En déchet, l'érosion se stabilise puis tend rapidement vers une période d'accrétion en morte-eau. Les oscillations dues au cycle flot/jusant sont également modifiées en morte-eau, notamment au moment de l'inversion de l'asymétrie de la marée (19/05/13). En début de revif, le dépôt continue. L'augmentation du marnage et le renforcement des courants de marée entraîne ensuite une forte érosion.

### 5.4.3 Piégeage des sédiments

Il faut noter que des problèmes de piégeage des sédiments sont actuellement observés dans le modèle le long du chenal de navigation. Ce phénomène est accentué par les méandres à forte courbure de la Charente. Le maillage cartésien régulier provoque alors des irrégularités qui deviennent des pièges à sédiments. Les bords du chenal étant des zones de faible hydrodynamisme, les vitesses de courant sont ensuite trop faibles pour remobiliser les sédiments déposés. A court terme, ce piégeage ne semble pas poser de problèmes notables pour la reproduction des structures turbides et de leur évolution. Les résultats obtenus concernant la position du bouchon vaseux n'apparaissent pas dépendants de ce piégeage. En revanche, dans la perspective d'effectuer des simulations à plus long terme, ce problème devra être résolu.

#### 5.4.4 Dynamique à long terme

Les mesures effectuées sur les piquets placés sur les berges de la Charente sont présentées sur la figure 5.26. Le débit journalier à Saint-Savinien est également indiqué. Pour rappel, les stations A à F vont d'aval en amont, leurs positions sont indiquées sur la figure 3.1. Les simulations présentées auparavant permettent d'observer les dépôts et érosions à l'échelle d'un cycle mort-eau/vive-eau. Ici, c'est à l'échelle de plusieurs mois que les résultats sont présentés.

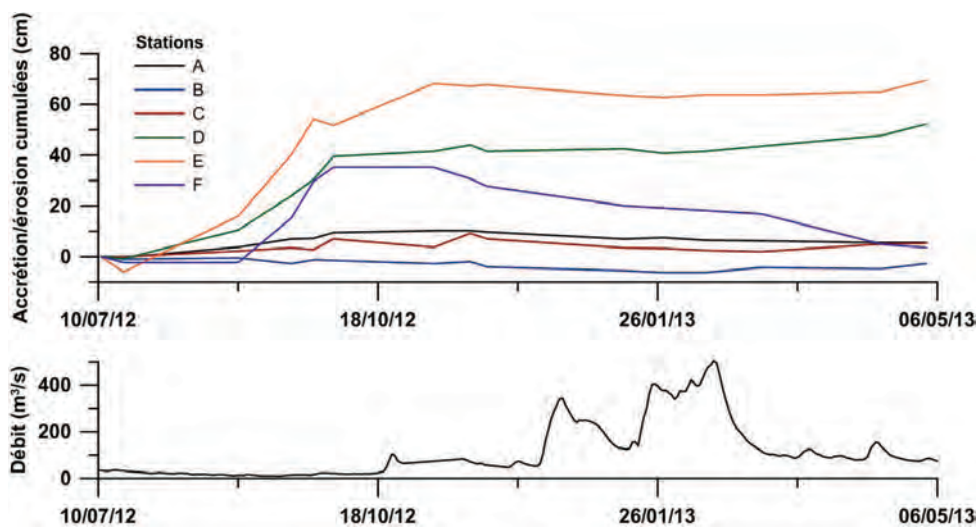


FIGURE 5.26 – Accrétion et érosion sédimentaire observées sur les berges de la Charente

Bien qu'il existe des incertitudes liées à la technique de mesure, il est possible d'observer de fortes tendances géographiques et saisonnières. A l'embouchure (station A), une légère accrétion (de l'ordre de 10 cm) est observée lors de la période d'étiage. Cette accrétion est vite stabilisée lorsque le débit augmente. Sans revenir au niveau initial, une érosion cumulée de 5 cm est observée après les crues hivernales. La station C suit à peu près le même comportement.

La station B est globalement en érosion sur toute la période mesurée, avec quelques épisodes de dépôt. Cependant, cette station est à distinguer des autres car elle est située le long d'un ponton, ce qui modifie l'hydrodynamisme auquel les berges sont exposées.

Les stations D à F sont marquées par une forte accrétion en étiage, respectivement 44 cm, 68 cm et 35 cm. Ramenée sur un mois, l'accrétion maximale observée est de 40 cm. La station F, la plus en amont, tend vers son niveau initial après les crues hivernales. En revanche, les stations D et E sont le lieu d'une accrétion qui semble pérenne. L'augmentation du débit entraîne une stabilisation voire une légère érosion (environ 5 cm), mais pas de remobilisation significative du stock sédimentaire déposé. Une nouvelle accrétion est même observée en fin de période, alors que le débit fluvial baisse.

Cependant, les observations effectuées sur le terrain ont montré que les piquets situés en amont avaient tendance à "glisser" vers le chenal, entraînés par la vase (figure 5.27). Même si le niveau relatif des piquets par rapport à la surface du lit sédimentaire change peu, ce déplacement de la vase vers le chenal pourrait donc compenser en partie les forts dépôts d'été.

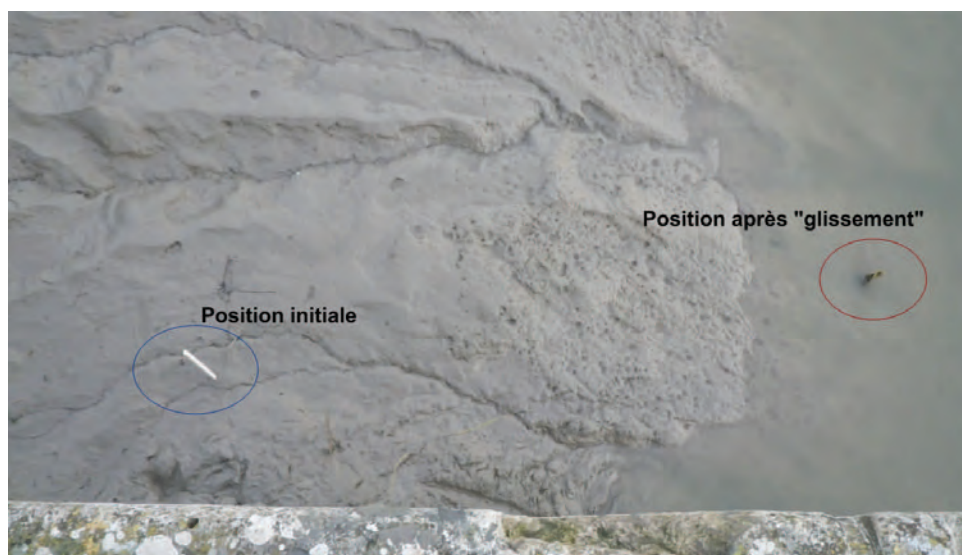


FIGURE 5.27 – Observation du glissement d'un piquet vers le chenal

## 5.5 Bilans et flux sédimentaires

### 5.5.1 Bilans sur l'estuaire

L'évolution de la répartition des sédiments entre le compartiment sédimentaire et la colonne d'eau est calculée à partir des bilans sédimentaires. Une zone englobant l'estuaire de l'embouchure à l'Houmée a été définie, et les bilans sont présentés pour un débit fluvial moyen (figure 5.28). Le stock sédimentaire initial étant introduit en partie par une épaisseur de sédiments initiale dans tout l'estuaire, les variations des sédiments déposés sont représentées par la différence par rapport au stock déposé initial.

La relation entre sédiments en suspension et dépôt est bien représentée. Le stock en suspension augmente en vive-eau et diminue en morte-eau. Le comportement opposé est logiquement observé pour les vases déposées.

Si on effectue un zoom sur quelques cycles de marée en vive-eau, nous pouvons observer la dynamique des remises en suspension et des dépôts en flot et en jusant (figure 5.29). A première vue, les quantités remises en suspension en flot paraissent beaucoup plus importantes qu'en jusant. Cependant, nous avons montré précédemment que le pic de vitesse de jusant était très proche de la marée basse. A l'inverse, les vitesses de flot sont rapidement élevées après la marée basse. Le pic de matières en suspension observé en début de flot pourrait donc résulter de l'action

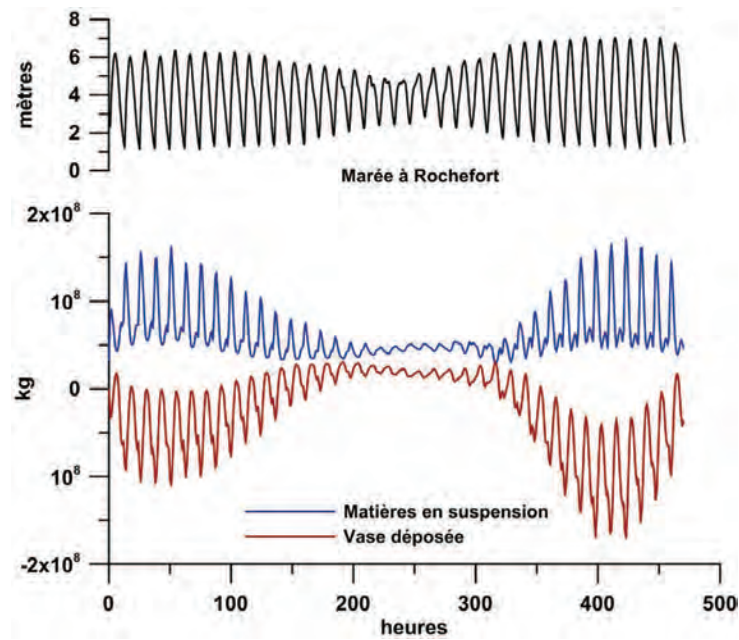


FIGURE 5.28 – Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit moyen

conjointe des fortes vitesses de fin de jusant, et de celles de début de flot. Cette hypothèse semble cohérente vis à vis de l'évolution des vases déposées. En effet, le dépôt observé lors de l'étalement de jusant est faible, voire négligeable devant le dépôt observé pendant l'étalement de flot.

En crue, une nette diminution du stock sédimentaire déposé est observée (figure 5.30). Au bout de 400 heures simulées, les vases déposées sont trois fois moins importantes que pour le régime moyen. La dynamique flot/jusant est toujours présente avec des ordres de grandeur similaires. Au niveau du stock en suspension, même si les valeurs obtenues sont très proches du régime moyen, elles sont légèrement inférieures à la fin de la période simulée. Ces tendances observées sur les matières en suspension et le stock déposé sont cohérentes vis à vis de l'oscillation du bouchon vaseux observée en crue. Celui-ci est en effet déplacé vers l'aval, particulièrement en vive-eau, au delà de la limite fixée ici pour évaluer les stocks sédimentaires.

Du point de vue des vases déposées, la diminution du stock est liée à l'évolution du bouchon vaseux. Celui-ci étant plus dense et repoussé vers l'aval, les vases remises en suspension ne sont pas redéposées dans l'estuaire aux étales, mais plutôt en aval de l'embouchure.

En étiage, le stock sédimentaire déposé augmente fortement, aux dépens du stock en suspension. Ces résultats confirment la baisse des concentrations en suspension obtenues à basse mer et à pleine mer sur la figure 5.20. Le bouchon vaseux étant déplacé vers l'amont, le forçage induit par la marée est plus faible, et le débit est trop faible pour provoquer de fortes remises en suspension. Un dépôt important est observé, ce qui correspond également aux accrétions fortes de la période estivale observées sur les berges.



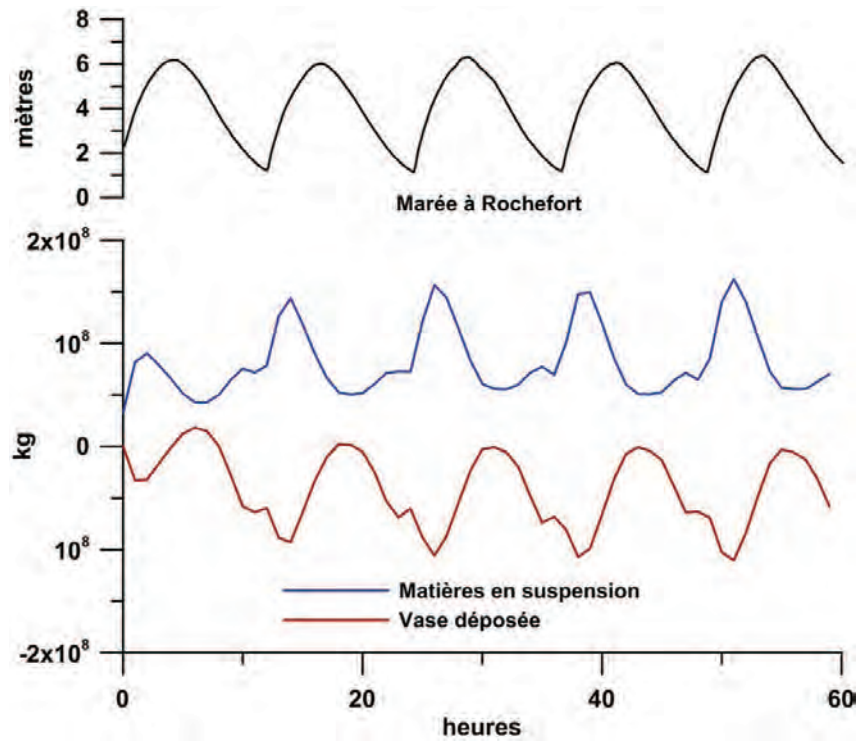


FIGURE 5.29 – Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées sur quelques cycles de marée - Débit moyen

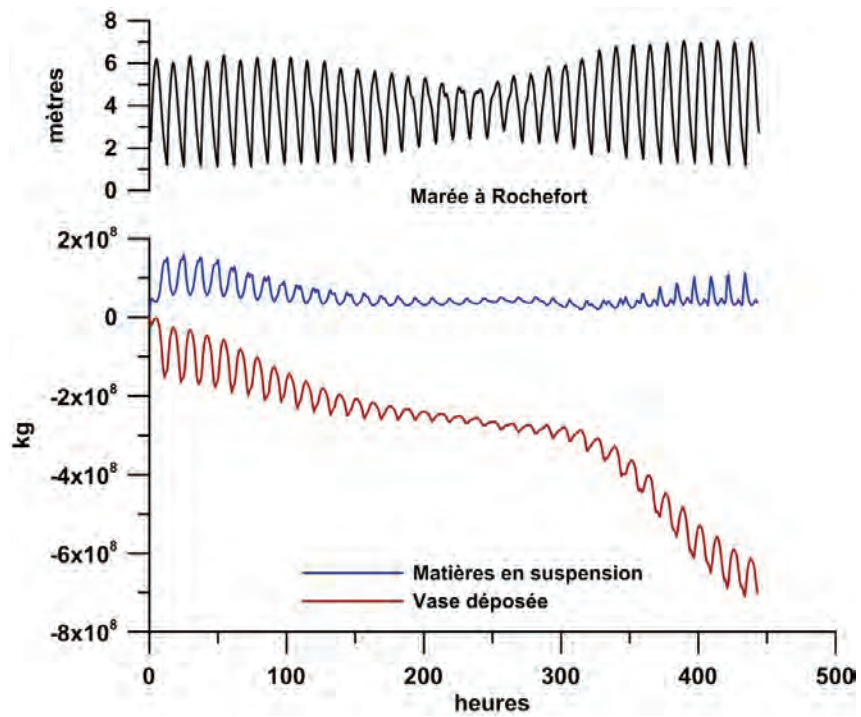


FIGURE 5.30 – Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit de crue

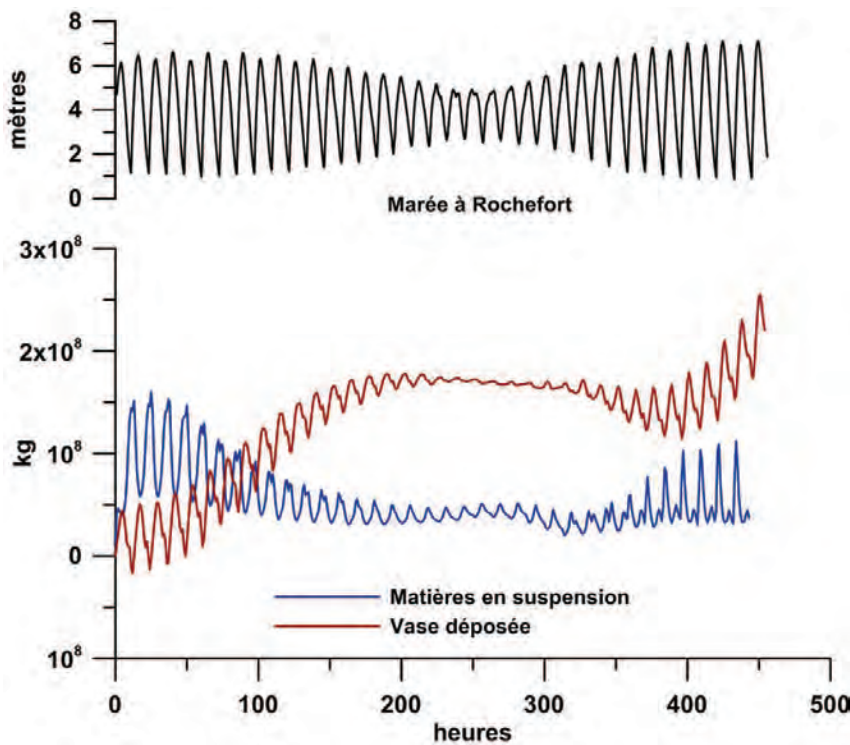


FIGURE 5.31 – Evolution des sédiments en suspension et des vases déposées - Débit d'étiage

### 5.5.2 Flux sédimentaires avec un débit moyen

Les flux sédimentaires cumulés à l'embouchure et à Rochefort (figure 5.32) sont calculés sur la période simulée (figure 5.33). Par convention, les flux positifs sont orientés vers l'ouest.

Les résultats montrent un fort import de matière à l'embouchure en vive-eau. En morte-eau, le flux cumulé se stabilise. A Rochefort, l'ordre de grandeur des flux est plus faible, mais on obtient un flux cumulé négatif, suggérant que le transport sédimentaire est dirigé vers l'aval. Ces résultats sont cohérents par rapport aux observations globales d'envasement dans la Charente (figure 5.26), notamment dans la zone de Rochefort, qui est intermédiaire entre les deux limites de flux considérées ici. La tendance observée semble valide. Cependant, les problèmes de piégeage des sédiments évoqués auparavant peuvent entraîner une surestimation des flux cumulés à l'embouchure. Les sédiments piégés ne sont en effet pas totalement remis en suspension et peuvent provoquer une sous-estimation des flux sortants.

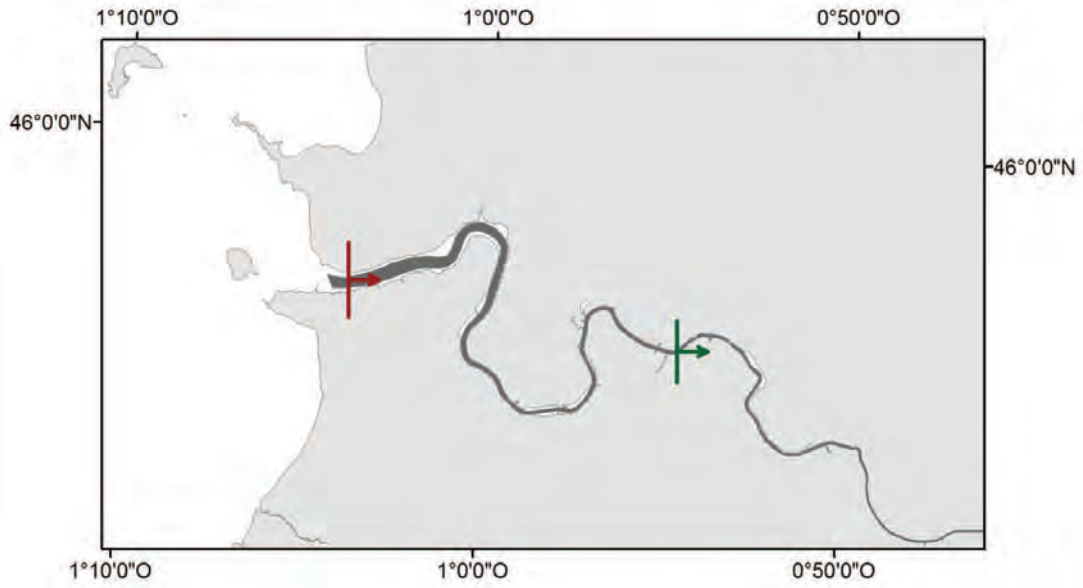


FIGURE 5.32 – Positions correspondant aux flux cumulés calculés - Rouge : embouchure - Vert : Rochefort (amont)

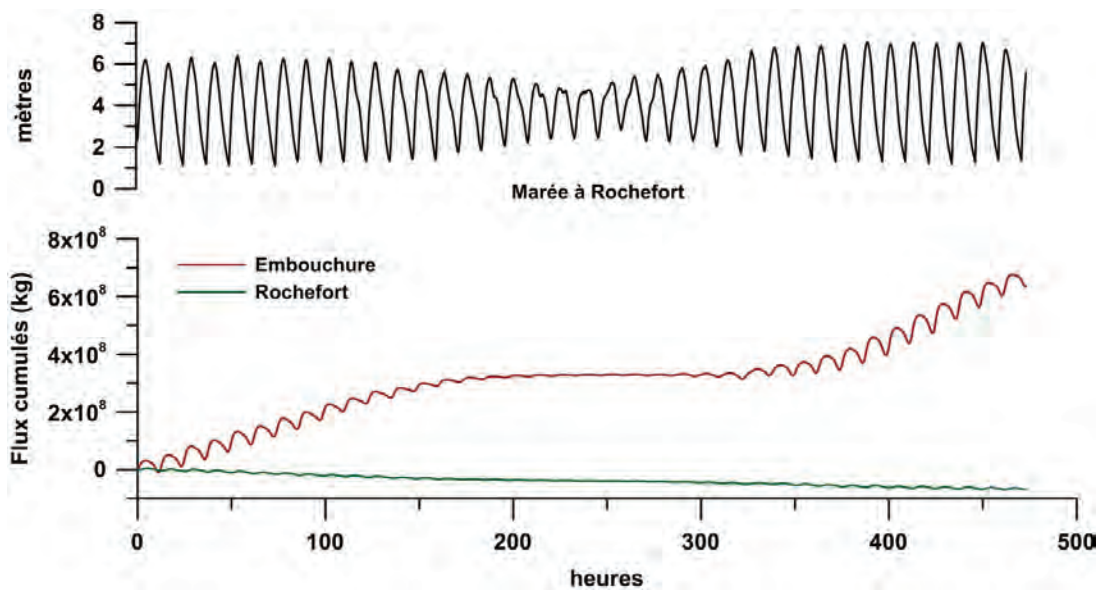


FIGURE 5.33 – Flux cumulés à l'embouchure et à Rochefort - Débit moyen



### 5.5.3 Flux sédimentaires en crue

Afin de déterminer si l'apparition d'un débit de crue pouvait permettre d'évacuer une partie des sédiments visiblement accumulés lors des périodes de débit moyen, une simulation en crue a été effectuée (figure 5.34).

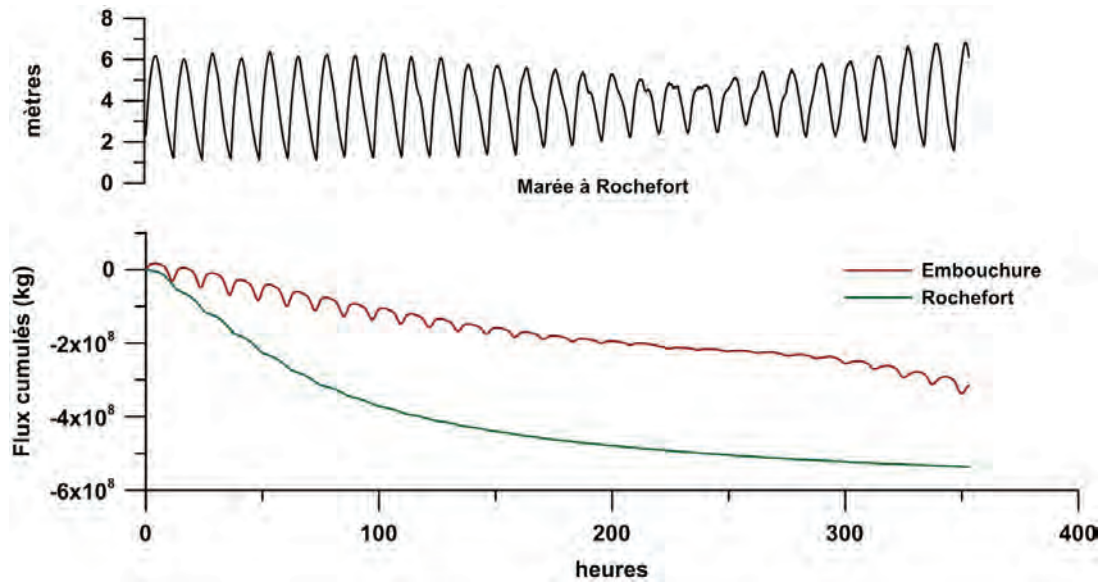


FIGURE 5.34 – Flux cumulés à l'embouchure et à Rochefort - Débit de crue

A Rochefort, les sédiments sont clairement exportés vers l'aval. La fin de courbe asymptotique suggère que l'eau passant cette barrière est de moins en moins chargée en sédiments, ceux-ci ayant été massivement expulsés de la partie amont. A l'embouchure, la tendance est également à l'export vers la baie de Marennes-Oléron, mais les ordres de grandeur obtenus sont plus faibles, et les oscillations dues à la marée sont encore visibles, contrairement à la limite de Rochefort. L'influence de la marée est donc suffisante pour empêcher un export aussi important que celui observé à Rochefort. Comme pour un débit moyen, une stabilisation du flux est observée à l'embouchure en morte-eau.

### 5.5.4 Flux sédimentaires en étiage

Les flux sédimentaires calculés en étiage (figure 5.35) montrent, comme dans le cas d'un régime moyen, un import de sédiments dans l'estuaire. Cependant, cet import semble moins important.

Comme nous l'avons vu précédemment, la masse sédimentaire en suspension est inférieure en étiage. Le faible hydrodynamisme de cette configuration semble donc limiter l'import de sédiments dans l'estuaire, les vases déposées étant très peu remobilisées. Ce faible hydrodynamisme est confirmé par les flux cumulés obtenus à Rochefort. Ceux-ci sont également dirigés vers l'amont, mais sont plus stables que ceux observés en régime moyen.

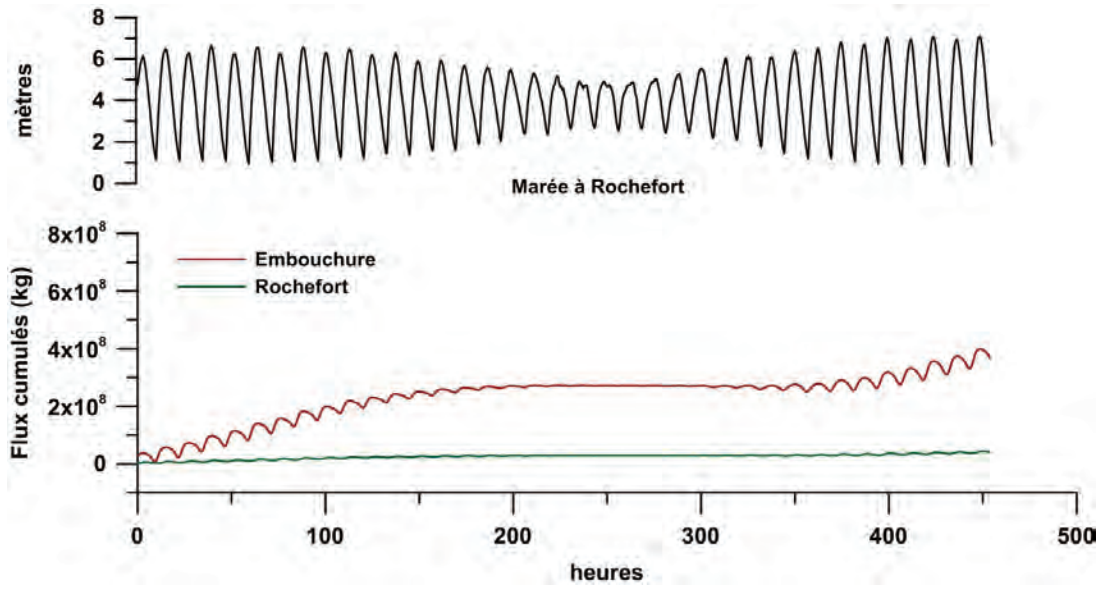


FIGURE 5.35 – Flux cumulés à l’embouchure et à Rochefort - Débit d’étiage



---

## Résumé du Chapitre 5

Les sédiments rencontrés dans la Charente sont des sédiments fins cohésifs, permettant la formation d'un bouchon vaseux dont le comportement est déterminé par l'action des marées et l'importance du débit fluvial.

Les concentrations maximales observées dans le bouchon vaseux sont atteintes aux marées basses de vive-eau et de morte-eau. Celles-ci peuvent atteindre plus de 12 g/L au fond et 7 g/L en surface. En vive-eau, les concentrations les plus faibles sont obtenues autour de l'étale de pleine mer, qui permet aux sédiments de décanter et de se déposer. L'augmentation des vitesses à la fin du jusant assure la remise en suspension des particules déposées et l'augmentation de la masse sédimentaire en suspension. L'étale de basse mer permet également la sédimentation mais dans une moindre mesure que l'étale de pleine mer. En vive-eau et dans le cas d'un débit fluvial moyen, le noyau du bouchon vaseux oscille entre 10 km en aval et environ 20 km en amont (autour de Rochefort). En crue, le bouchon vaseux est plus compact et oscille dans la partie aval de l'estuaire. En étiage, les concentrations obtenues dans le bouchon vaseux sont plus faibles en raison du faible débit fluvial. La remise en suspension est en effet moins importante en amont, et le bouchon vaseux est plus étalé que pour les deux autres débits considérés.

Les bilans sédimentaires effectués montrent une bonne corrélation entre l'évolution des vases déposées et des matières en suspension. En crue, le bouchon vaseux étant déplacé en aval, la masse en suspension et la vase déposée diminuent dans l'estuaire. Les flux sédimentaires calculés montrent en effet un export des particules vers la baie de Marennes-Oléron. En régime moyen, la tendance de l'estuaire est à l'import de sédiments. Ce résultat est cohérent vis à vis des observations effectuées sur le terrain, qui montrent un envasement global des berges de la Charente. En étiage, la tendance est également à l'import de sédiments dans l'estuaire, mais dans une moindre mesure. Contrairement au régime moyen, la masse sédimentaire déposée augmente fortement.

L'analyse des données de turbidité mesurées sur le terrain vient appuyer les observations effectuées dans le chapitre précédent sur les mêmes périodes de temps. Le temps de réponse de l'estuaire face à une augmentation du débit fluvial est plus court que dans le cas inverse. En amont, les sédiments sont exportés rapidement vers l'aval, et l'augmentation de la masse sédimentaire à Rochefort se produit moins d'un jour après le pic de crue. Dans le cas inverse, le retour à un équilibre nécessite plusieurs jours.



6

## Discussion générale



## 6.1 Classification de l'estuaire de la Charente et comparaison à d'autres estuaires

L'estuaire de la Charente ayant été peu étudié jusqu'alors, son positionnement dans les classifications présentées dans le chapitre 1 n'est pas clair. Les paragraphes qui suivent reprennent les principaux indicateurs présentés au début de cette étude pour établir une classification de l'estuaire en fonction de certains des résultats obtenus précédemment.

### 6.1.1 Ratio volumique

Les volumes de flot en vive-eau et en morte-eau sont calculés au moyen de l'équation décrite par Le Moine et Geairon [2011]. L'équation 1.3 est ensuite utilisée pour déterminer le ratio volumique en fonction des conditions de marées et de débit. Les résultats sont présentés dans le tableau 6.1. D'après les auteurs, si  $N$  est supérieur à 1, l'estuaire est très stratifié ;  $N$  proche de 0.25 signifie qu'il est partiellement mélangé ; et  $N$  inférieur à 0.1 correspond à un estuaire bien mélangé.

Tableau 6.1 – Ratio volumique calculé dans la Charente

Marée	Débit ( $m^3/s$ )	$N$
Vive-eau	400	0.41
	50	0.05
	5	0.005
Morte-eau	400	1.23
	50	0.15
	5	0.015

Les résultats obtenus correspondent bien aux observations faites sur la stratification en salinité. En crue, l'estuaire est logiquement plus stratifié, particulièrement en morte-eau. En étiage, la stratification est négligeable en vive-eau. Lorsque le débit est moyen, l'estuaire est partiellement à bien mélangé.

### 6.1.2 Nombre d'estuaire

Le nombre d'estuaire prend en compte la vitesse maximale de flot en surface pour évaluer la stratification de l'estuaire. Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau 6.2. L'estuaire est très stratifié si  $N_e$  est inférieur à 0.03, bien mélangé si  $N_e$  est supérieur à 0.3, et partiellement mélangé entre ces deux valeurs.

Les résultats suivent la même tendance que celle obtenue avec le ratio volumique. La valeur de 11.1 est particulièrement élevée en étiage et vive-eau. Le débit fluvial choisi ( $5 m^3/s$ ) est en effet très faible et représentatif de conditions extrêmes d'étiage. En vive-eau, l'estuaire est partiellement à bien mélangé en fonction du débit. En morte-eau, l'estuaire est très stratifié en



Tableau 6.2 – Nombre d’estuaire calculé dans la Charente

Marée	Débit ( $m^3/s$ )	$N_e$
Vive-eau	400	0.118
	50	1.64
	5	11.1
Morte-eau	400	0.0012
	50	0.022
	5	0.159

crue et partiellement mélangé en étiage. Pour un débit moyen, la valeur de  $N_e$  s’approche de 0.03 mais y reste inférieure. L’estuaire est donc considéré comme très stratifié dans ces conditions.

### 6.1.3 Diagramme d’Hansen et Rattray [1966]

Les indices de stratification et de circulation ont été calculés pour les différentes conditions présentées auparavant (figure 6.1). Les points situés en bas de la figure correspondent à un débit d’étiage. La différence de salinité est alors négligeable devant la salinité moyenne de la colonne d’eau, l’estuaire est bien mélangé. Les deux points situés dans la partie haute de la zone 1b (estuaire stratifié) correspondent à un débit de crue. Les points intermédiaires représentent un régime fluvial moyen, avec une stratification plus importante en morte-eau qu’en vive-eau.

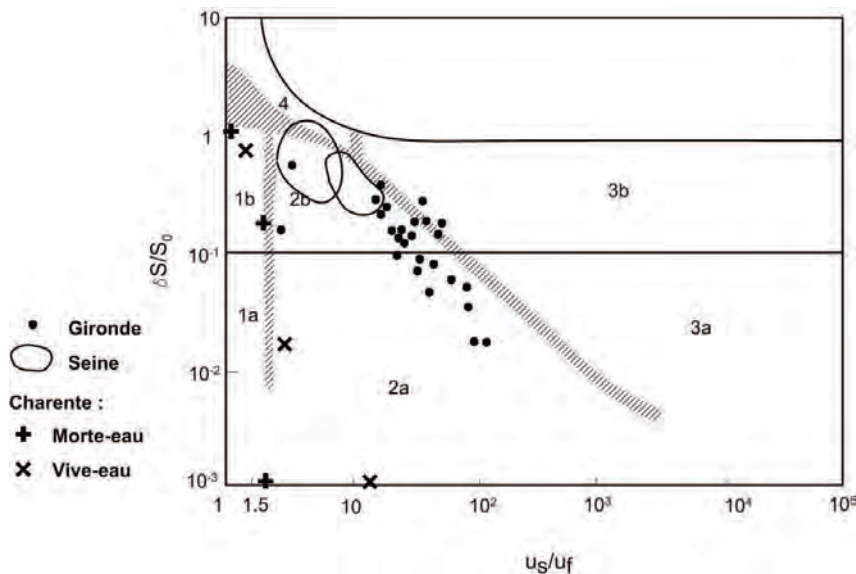


FIGURE 6.1 – Classification d’Hansen et Rattray [1966] appliquée à la Charente, la Gironde [Allen, 1972] et la Seine [Avoine, 1981]

De manière générale, l’estuaire semble donc être partiellement mélangé en régime moyen, avec une stratification plus importante en morte-eau qu’en vive-eau. En crue, l’estuaire est très stratifié. En étiage, il est bien mélangé. Si on utilise le diagramme de Simmons [1955] (figure

6.2) tel qu'il a été appliqué aux estuaires de la Seine [Avoine, 1981], la Gironde [Allen, 1972] et l'Aulne [Bassoullet, 1979], on peut comparer les résultats à ceux obtenus pour ces estuaires. L'échelle de débit fluvial a été agrandie pour pouvoir représenter les débits de la Charente. Le comportement de l'estuaire semble se rapprocher de celui de l'estuaire de l'Aulne. L'estuaire de la Gironde est comparativement plus mélangé, et l'estuaire de la Seine est autant ou plus stratifié, avec une gamme de variations plus faible. Cette comparaison confirme les résultats obtenus avec la classification d'Hansen et Rattray [1966].

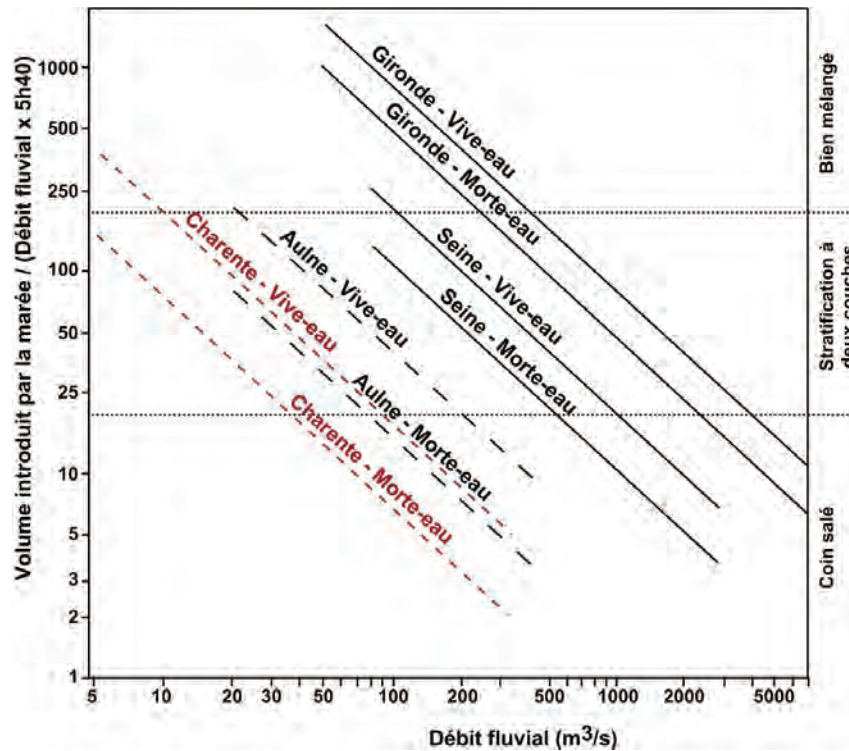


FIGURE 6.2 – Diagramme de Simmons appliqué à la Charente, l'Aulne, la Gironde et la Seine

Les classifications utilisées permettent de caractériser l'écoulement et la stratification saline des estuaires. Elles ne prennent cependant pas en compte tous les différents processus dynamiques régissant le transport, l'érosion et le dépôt des sédiments. L'estuaire de l'Aulne présente ainsi des concentrations maximales de l'ordre de 2 g/L [Delmas et Tréguer, 1983], c'est à dire environ 6 fois inférieures à celles obtenues dans la Charente. Ces classifications doivent donc être accompagnées d'une étude plus complète, afin de déterminer le comportement hydrosédimentaire global de l'estuaire de la Charente.

## 6.2 Dynamique hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente en fonction des marées et du débit fluvial

### 6.2.1 Influence de la marée : cycle morte-eau/vive-eau et cycle flot/jusant

La stratification observée en vive-eau est équivalente ou inférieure à celle obtenue en morte-eau, pour la salinité comme pour les vitesses de courant résiduelles. Le mélange induit par la marée en vive-eau entraîne donc une plus grande homogénéité de la colonne d'eau. En morte-eau, le forçage tidal et les vitesses de courant associées sont réduites. Ces vitesses sont alors trop faibles pour générer une circulation barocline et un mélange turbulent permettant de rompre la stratification observée [Lewis, 1997; Thain *et al.*, 2004].

Du point de vue de l'excursion de l'intrusion saline, les résultats obtenus montrent, pour toutes les conditions de débit, que celle-ci est plus importante en vive-eau. Ce résultat semble réaliste vis à vis du forçage induit par la marée, plus fort en vive-eau.

Les concentrations de sédiments en suspension sont cinq fois inférieures en morte-eau par rapport à la vive-eau. La contrainte induite sur le fond par les courants de marée est donc largement réduite en morte-eau, et la remise en suspension due à la marée est très faible. Les concentrations les plus fortes sont observées en amont, c'est à dire dans la zone d'influence du débit. Ces remises en suspension locales paraissent donc différentes de celle provoquées par la marée en aval en vive-eau. Comme pour l'intrusion saline, le déplacement du bouchon vaseux est beaucoup plus important en vive-eau (plus de 20 km) qu'en morte-eau (moins de 10 km).

D'une manière générale, les résultats obtenus montrent que le transport sédimentaire est plus important lorsque l'amplitude de la marée est plus forte. Les oscillations des flux sédimentaires sont alors plus grandes pour plusieurs raisons. Les vitesses élevées engendrées par les marées de vive-eau permettent de transporter plus de sédiments par unité de temps, et ces vitesses fortes induisent également une contrainte plus forte sur le fond, augmentant le flux d'érosion et la masse sédimentaire en suspension. D'autre part, la turbulence et le mélange induit par la marée sont particulièrement importants en vive-eau, permettant aux sédiments de rester en suspension, alors que les courants faibles des marées de morte-eau autorisent la sédimentation et le dépôt [Dyer, 1997].

A l'échelle temporelle plus petite du cycle flot/jusant, les résultats permettent d'observer l'impact de l'hydrodynamique sur les concentrations en suspension. Les différences de durée des étales de flot et de jusant sont particulièrement mises en valeur. Le dépôt est plus important lors de l'étales de flot, plus longue, alors qu'à l'étales de basse mer, la combinaison des fortes vitesses de fin de jusant et de celles de début de flot entraîne un maintien en suspension des particules. Ce phénomène est cohérent avec d'autres études réalisées sur des estuaires macrotidaux tels que la Seine [Brenon, 1997] et la Gironde [Sottolichio, 1999].

Un des aspects marquants de ce travail de thèse est également le comportement particulier de l'estuaire en ce qui concerne la propagation de la marée. Les inversions systématiques d'asymétrie en fonction du cycle morte-eau/vive-eau sont liées à l'incidence d'une onde de marée déjà déformée lors de son interaction avec le plateau continental, dans le golfe de Gascogne. Les composantes quart-diurnes y sont fortement amplifiées par résonance [Le Cann, 1990] et jouent ainsi un rôle clé dans l'apparition de la variabilité observée dans la Charente, mais aussi dans la partie orientale de la baie de Marennes-Oléron. A cette marée incidente s'ajoute l'effet de la morphologie de l'estuaire. La présence de vasières intertidales et les variations de profondeur du chenal ont pour effet d'obtenir, principalement en déchet, une asymétrie dominée par le flot en embouchure, et dominée par le jusant dans la zone amont de Rochefort.

### 6.2.2 Impact des variations saisonnières du débit fluvial

Comme l'ont déjà démontré plusieurs auteurs [Azevedo *et al.*, 2010; Gong et Shen, 2011; Liu *et al.*, 2007], le débit fluvial a une forte influence sur l'intrusion saline. Pour un débit très faible, synonyme de conditions d'étiage, la limite de l'intrusion saline (prise dans cette étude comme l'isohaline 1 psu) est située entre 47 km (à marée haute de vive-eau) et 37 km (à marée basse de morte-eau) en amont de l'embouchure. Ce faible déplacement de l'intrusion saline en fonction de la marée permet de mettre en évidence la dynamique faible de l'estuaire dans ces conditions d'étiage. Bowen [2003] et Gong et Shen [2011] ont aussi montré l'évolution faible de l'intrusion saline dans ces conditions, respectivement dans les estuaires de l'Hudson (Etats-Unis) et de Modaomen (Chine). Hetland et Geyer [2004] ont également reproduit ce comportement dans le cas d'un estuaire idéalisé.

En cas de crue, l'intrusion saline est déplacée vers l'aval, et exportée dans la baie de Marennes-Oléron à marée basse de vive-eau. A l'île d'Aix, la salinité en surface peut descendre sous 10 psu sous ces mêmes conditions, ce qui confirme l'importance des apports en eau douce de la Charente dans la baie de Marennes-Oléron. La stratification à l'embouchure peut alors atteindre des valeurs de l'ordre de 20 psu. Le calcul des vitesses de courant résiduelles à embouchure vient confirmer ces observations, avec des vitesses en surface pouvant être près de 6 fois supérieures à celles obtenues au fond. Dans ces conditions, la masse d'eau en surface est dominée par l'écoulement fluvial. Le forçage induit par la marée, dominant à l'embouchure malgré l'influence forte du débit de crue, entraîne l'intrusion par la couche de fond d'une masse d'eau salée. L'opposition de ces deux forçages aboutit à la stratification forte observée dans la colonne d'eau.

De la même manière que la crue entraîne un resserrement du gradient de salinité, la concentration du bouchon vaseux augmente dans ces conditions de débit. La différence par rapport au régime moyen est particulièrement marquée en morte-eau. Le forçage induit par le débit fluvial devient dominant devant la marée dans la partie amont de l'estuaire. La géométrie du bouchon vaseux prend une forme de dôme avec de forts gradients de concentration à l'aval et à l'amont du noyau. Alors que celui-ci était peu formé en régime moyen, il est là clairement identifiable.

En étiage, le forçage fluvial est négligeable, ce qui se traduit par une plus grande extension du bouchon vaseux (50 km). L'augmentation de l'extension du bouchon vaseux en étiage a également été montrée par Uncles *et al.* [2006]. Celui-ci devient également moins concentré au niveau du noyau, particulièrement à marée basse de vive-eau. Les vases déposées sont plus difficilement remobilisées, et la masse sédimentaire en suspension totale est réduite. Par comparaison au débit moyen, il faut cependant noter que des concentrations de surface fortes sont obtenues en amont à la marée haute de vive-eau. L'excursion du bouchon vaseux est peu modifiée par rapport à un débit fluvial moyen, démontrant la dominance de la marée dans les mécanismes de formation et de déplacement du bouchon vaseux dans ces conditions de débit.

L'analyse des mesures de salinité effectuées lors des transitions saisonnières a permis d'observer que le temps de réponse de l'intrusion saline à une augmentation du débit fluvial était plus court que pour une diminution du débit. Hetland et Geyer [2004] attribuent ce comportement aux effets non linéaires liés au coefficient de traînée. Lorsque le débit augmente, l'opposition entre ce forçage et le forçage tidal entraîne une diminution des vitesses de courant au fond. Le frottement résultant de l'interaction entre les courants et le fond est donc plus faible. A l'inverse, lorsque le débit diminue, les vitesses sont moins contraintes par l'écoulement fluvial, le frottement est plus important. Selon les auteurs, cette différence a pour effet de modifier les échelles de temps de réponse entre une baisse et une augmentation du débit fluvial.

Le même travail de comparaison a été effectué sur les turbidités mesurées. Le déplacement du bouchon vaseux vers l'aval en crue est confirmé par ces observations. Ce déplacement est relativement rapide (1 à 2 jours). A l'inverse, une diminution du débit fluvial n'entraîne pas un retour aussi immédiat du bouchon vaseux dans la zone de Rochefort. De ce point de vue, les temps de retour à l'équilibre en termes de salinité et de turbidité semblent concorder.

### 6.2.3 Interactions entre gradient de salinité et matières en suspension

Les figures 6.3 et 6.4 permettent d'observer les interactions entre gradients de salinité et bouchon vaseux. Les résultats sont présentés pour les marées hautes et basses de vive-eau (figure 6.3) et de morte-eau (figure 6.4), avec un débit moyen.

En morte-eau comme en vive-eau, on observe une concordance nette entre le bouchon vaseux et les niveaux de salinité observés. En vive-eau, comme indiqué dans le chapitre 4, les niveaux de salinité sont moins resserrés à l'avant du front salin. La limite de 1 psu est donc décalée par rapport à la limite aval du bouchon vaseux. On remarque que cette limite aval du bouchon vaseux correspond plus à l'endroit où les niveaux de salinité se resserrent, provoquant des gradients de densité longitudinaux forts. En morte-eau, les niveaux de salinité sont beaucoup plus resserrés, y compris à l'avant du front salin. La concordance avec la limite aval du bouchon vaseux est alors très nette. Dans les deux cas, il semblerait donc que ce soit un fort gradient de salinité longitudinal qui coïncide avec la limite aval du bouchon vaseux, et non pas la position de l'isohaline 1 psu. Ces résultats sont cohérents avec différentes observations du bouchon vaseux réalisées dans

6.2. Dynamique hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente en fonction des marées et du débit fluvial

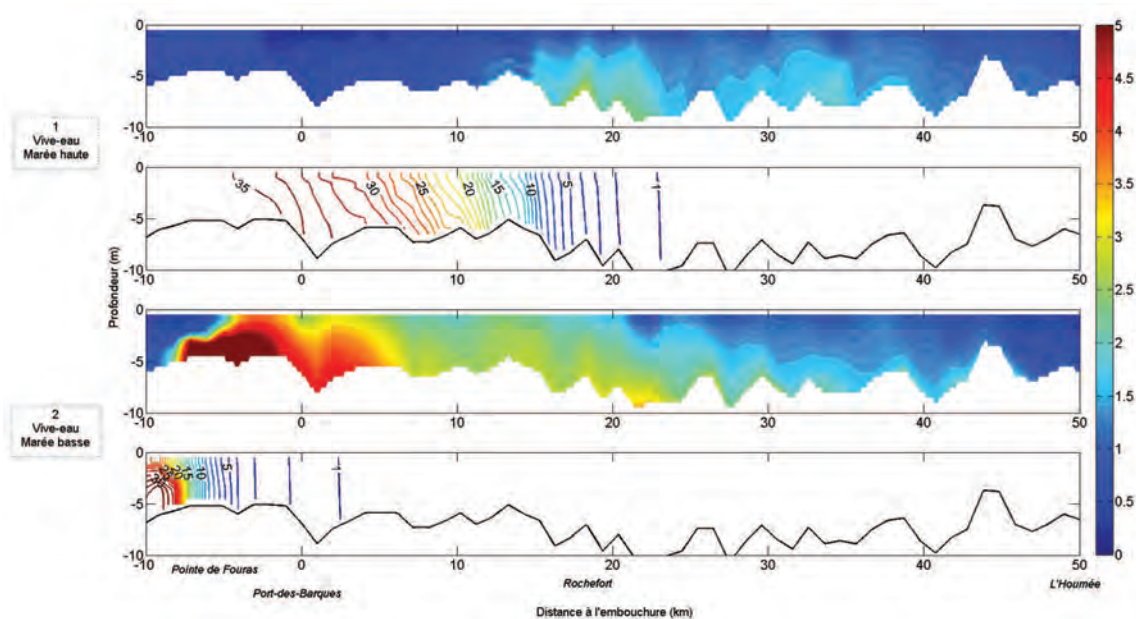


FIGURE 6.3 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit moyen

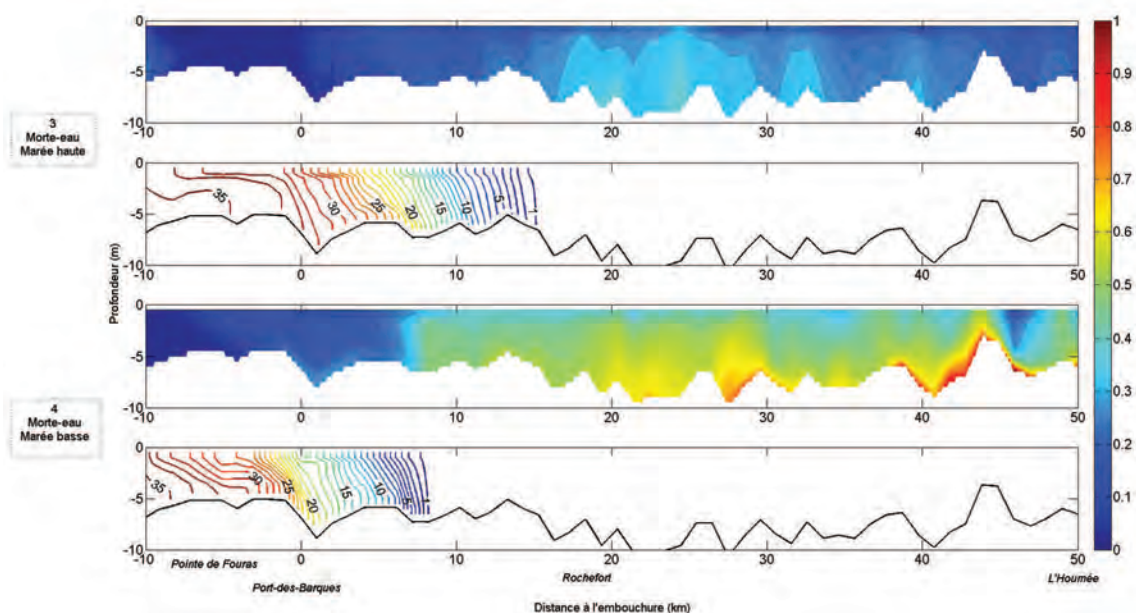


FIGURE 6.4 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit moyen

d'autres estuaires macrotidaux. Sottolichio [1999], dans la Gironde, et Brenon [1997], dans la Seine, ont en effet montré que les gradients de salinité avaient pour effet de rendre le bouchon vaseux plus compact, avec une limite aval nette. Cet effet est particulièrement visible dans la Charente sur les marées basses de vive-eau et morte-eau.

La stratification observée en étiage étant négligeable, la dynamique du bouchon vaseux dans ces conditions est indépendante de l'intrusion saline (figures 6.5 et 6.6). En morte-eau, le bouchon vaseux (de concentration très faible) est encore situé dans la zone de variations longitudinales de salinité. Son déplacement est faible, comme celui de l'intrusion saline, mais ses limites ne semblent pas liées au gradient de salinité longitudinal. En vive-eau, le bouchon vaseux s'étale autant à l'aval qu'à l'amont de l'intrusion saline à marée haute. A marée basse, les concentrations les plus fortes sont observées à plus de 35 km en aval de l'isohaline 1 psu. Le forçage fluvial étant très faible, ces concentrations sont principalement dues aux remises en suspension à l'aval, liées aux forts courants de fin de jusant.

En crue, nous avons vu précédemment que le bouchon vaseux restait contenu à 10 km en aval de l'embouchure à marée basse en vive-eau. Cette limite est proche de celle observée pour les mêmes conditions de marée en débit moyen. La comparaison des concentrations en MES et des niveaux de salinité est présentée sur les figures 6.7 et 6.8. A marée basse, que ce soit en vive-eau ou en morte-eau, la limite aval correspond à un très fort gradient de salinité, à la fois horizontal et vertical. Le gradient de concentration en MES associé est particulièrement fort en vive-eau. A marée haute, les concentrations sont plus faibles et la limite du bouchon vaseux est moins nette, mais cette concordance est aussi observée. Selon Sottolichio [1999], la salinité joue un rôle déterminant dans la stabilisation du bouchon vaseux et limite l'expulsion de sédiments de l'estuaire dans le cas de la Gironde. Des observations du même type ont été faites par Brenon [1997] dans la Seine. Allen *et al.* [1980] et Uncles *et al.* [1998] considèrent que l'effet de l'asymétrie de la marée est dominant pour des débits faibles à moyens, et qu'en cas de crue, la circulation de densité joue un rôle majeur dans le piégeage des sédiments et la formation du bouchon vaseux. Même s'il n'est pas possible de conclure définitivement sur ces effets relatifs dans le cas de la Charente, les résultats présentés ici semblent aller dans ce sens. Une simulation réalisée sans prendre en compte les effets de salinité pourrait apporter de nouveaux éléments permettant de répondre à cette question.

Les gradients de salinité verticaux jouent également un rôle important sur la répartition des concentrations sur la colonne d'eau. A marée basse de vive-eau, en régime moyen comme en régime de crue, on observe de fortes concentrations en sédiments au fond, à la limite de l'intrusion saline. La stratification, très forte à cet endroit, induit en effet une baisse importante du mélange turbulent dans cette zone, ce qui empêche les sédiments d'être répartis sur toute la colonne d'eau. Ce phénomène a été démontré par modélisation numérique par Geyer [1993] et par Burchard et Baumert [1998].



6.2. Dynamique hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente en fonction des marées et du débit fluvial

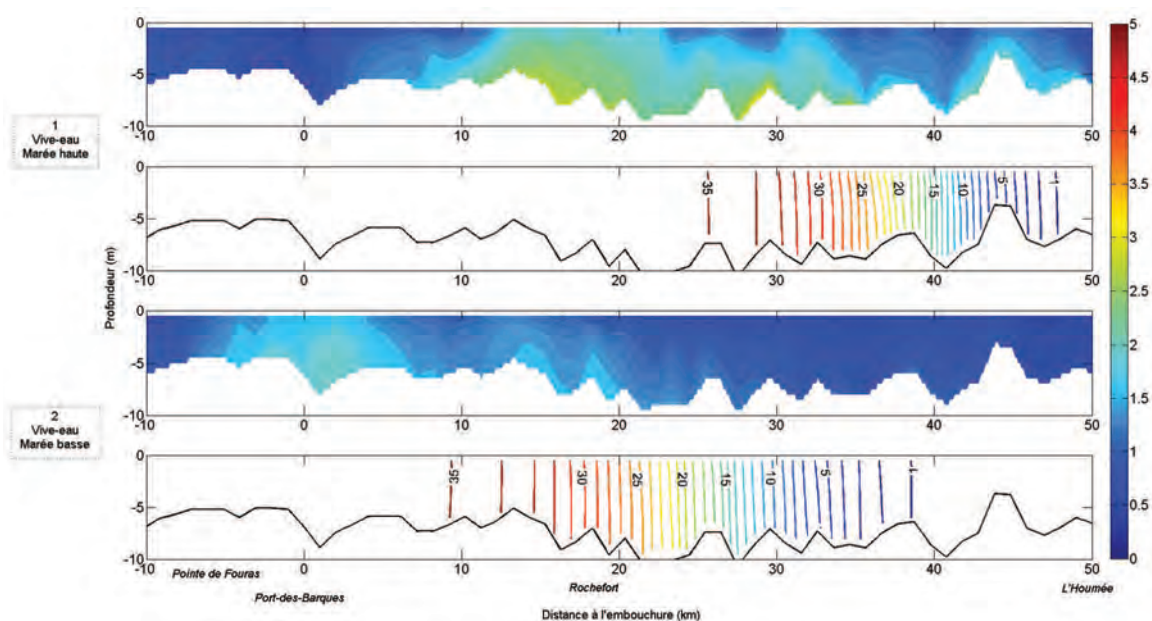


FIGURE 6.5 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit d'étiage

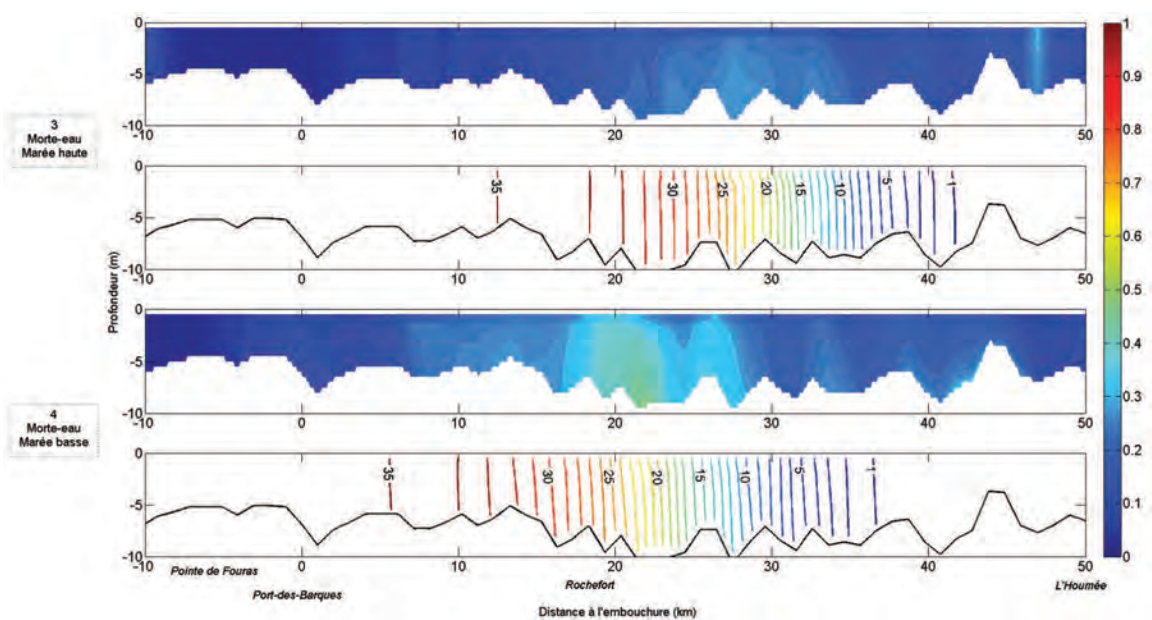


FIGURE 6.6 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit d'étiage



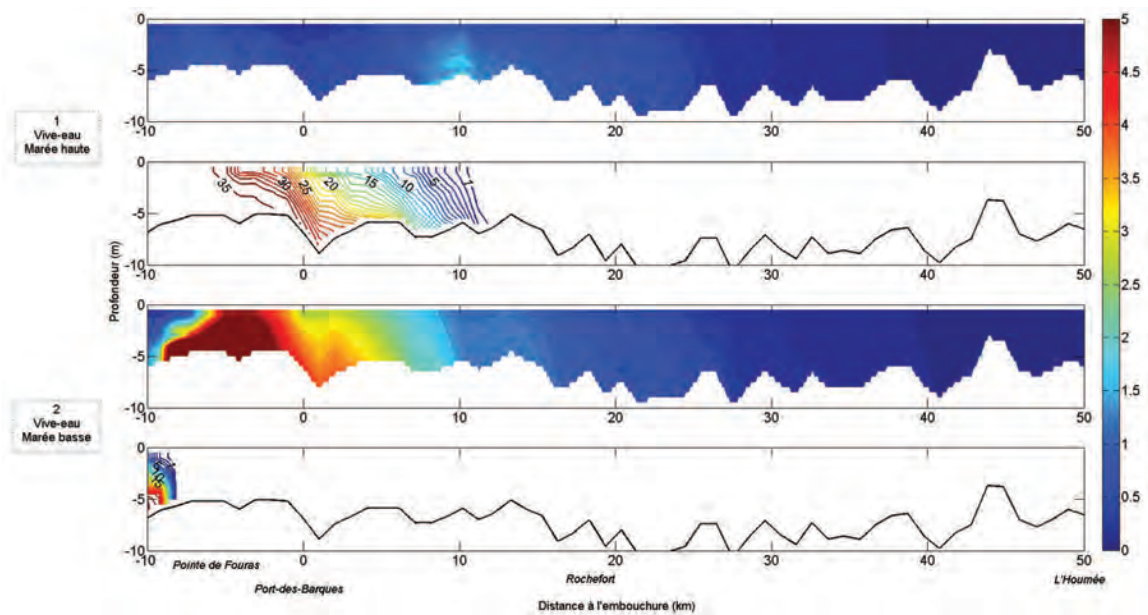


FIGURE 6.7 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en vive-eau - Débit de crue

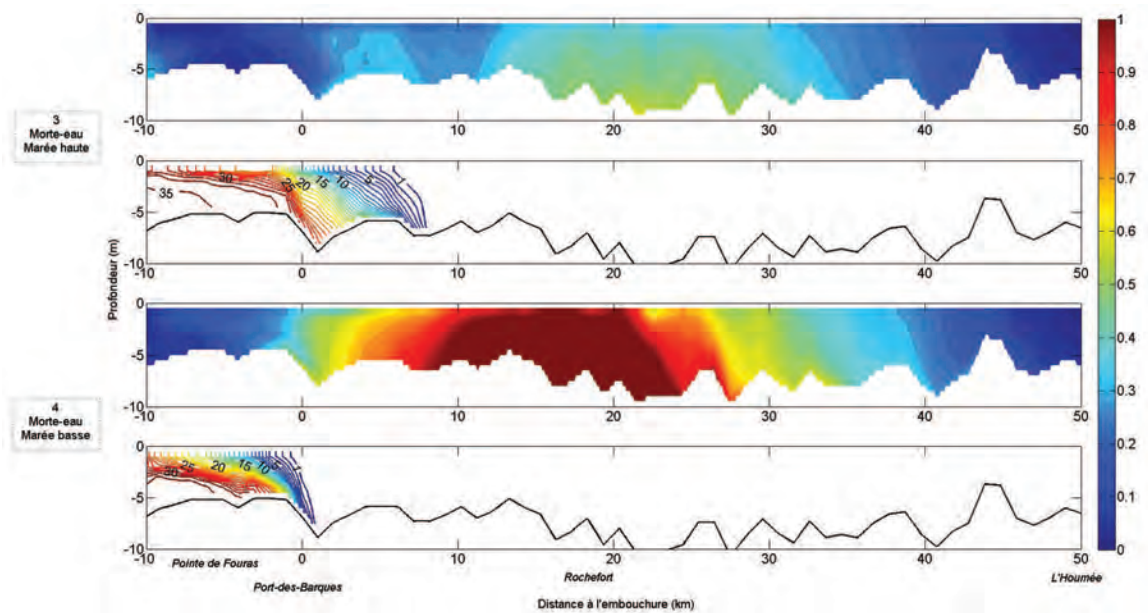


FIGURE 6.8 – Concentrations en sédiments en suspension (g/L) et niveaux de salinité (psu) en morte-eau - Débit de crue

### 6.3 Tendance à l'accumulation

Les flux sédimentaires calculés dans cette étude suggèrent que l'estuaire de la Charente est, dans le cas d'un régime de débit fluvial moyen, sujet à l'accumulation de sédiments. Ces résultats sont en accord avec les diverses observations faites sur le terrain au cours de ces travaux de thèse, et avec les témoignages des différents acteurs impliqués dans la gestion et l'utilisation de l'estuaire. Le Hir *et al.* [2010], dans le cadre d'une modélisation des processus sédimentaires dans la baie de Marennes-Oléron, avaient également observé un import global de sédiments dans la Charente. De manière plus générale, plusieurs auteurs ont montré la tendance des estuaires de plaines à l'accumulation des sédiments dans le cas d'un régime fluvial moyen [Geyer *et al.*, 2001; Meade, 1969]. La circulation gravitationnelle joue un rôle important dans l'apparition de ce phénomène, en générant un courant résiduel dirigé vers l'amont au fond, c'est à dire là où les concentrations en sédiments sont les plus élevées. Ce comportement a notamment été observé dans la baie de Suisun (Etats-Unis) [Ganju et Schoellhamer, 2006, 2009] ou dans l'estuaire de l'Hudson (Etats-Unis) [Geyer *et al.*, 2001].

En crue, les flux calculés à Rochefort montrent un export de sédiments important. A l'embouchure, les flux sont également dirigés vers l'aval, mais les flux cumulés sont environ deux fois plus faibles. Plusieurs phénomènes peuvent expliquer cette différence. D'une part, les sédiments remobilisés en amont peuvent alimenter le bouchon vaseux et augmenter sa concentration en sédiments en suspension. D'autre part, ces sédiments peuvent également être redéposés sur les berges situées plus en aval. Dans les deux cas, une augmentation du stock sédimentaire global entre Rochefort et Port-des-Barques est suggérée.

Geyer *et al.* [2001] ont montré que la simultanéité d'un épisode de crue avec des marées de vive-eau peut être plus importante que l'intensité de la crue elle-même dans l'apparition d'un export de sédiments. En vive-eau, le mélange turbulent permet en effet de réduire la circulation estuarienne caractérisée par des courants de fond dirigés vers l'amont. Les vitesses sont plus homogènes sur la colonne d'eau et le transport global est orienté vers l'aval. De plus, comme indiqué auparavant, les concentrations en sédiments en suspension sont plus élevées. L'export de sédiments est ainsi renforcé.

Du point de vue des flux calculés sur la Charente, ce comportement est nettement observé, puisque les flux sédimentaires cumulés se stabilisent en morte-eau, et deviennent très importants en vive-eau. Cependant, les simulations effectuées concernent des épisodes de crue durables, sur plusieurs jours/semaines. Des conditions de crues ponctuelles n'ont, pour l'instant, pas été simulées avec le modèle hydrosédimentaire. En revanche, ces conditions ayant été rencontrées au cours de l'année d'instrumentation de la Charente, il est possible de calculer des flux sédimentaires à Port-des-Barques en utilisant les données de turbidité acquises sur le terrain et les vitesses de courant modélisées par le modèle hydrodynamique sur cette même période (figures 6.9 et 6.10). Dans ce cas, les débits réels à l'amont sont pris en compte aux bornes du modèle. Les flux et transports nets positifs sont orientés vers l'amont.

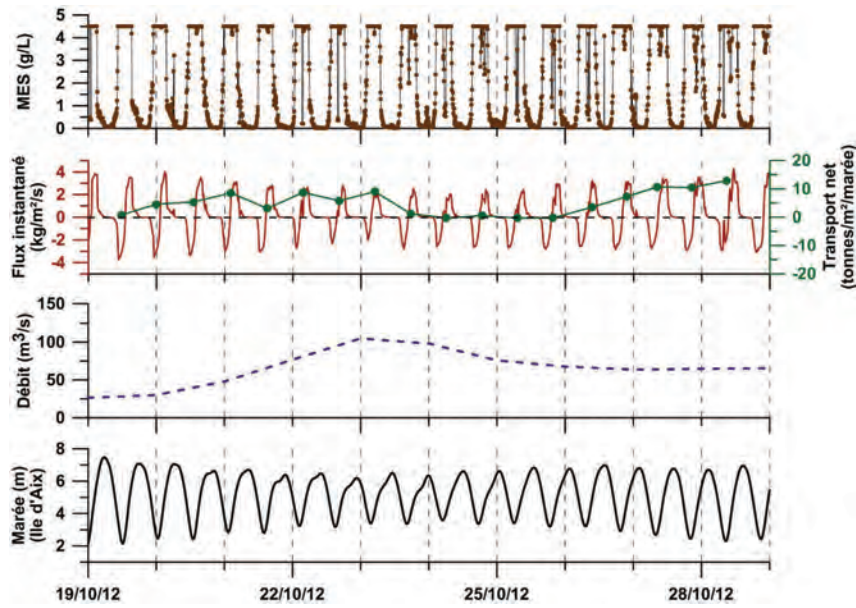


FIGURE 6.9 – Flux de sédiments en suspension ( $kg/m^2/s$ ) et transport net par marée ( $tonnes/m^2/marée$ ) à l'embouchure - Crue de  $100 m^3/s$

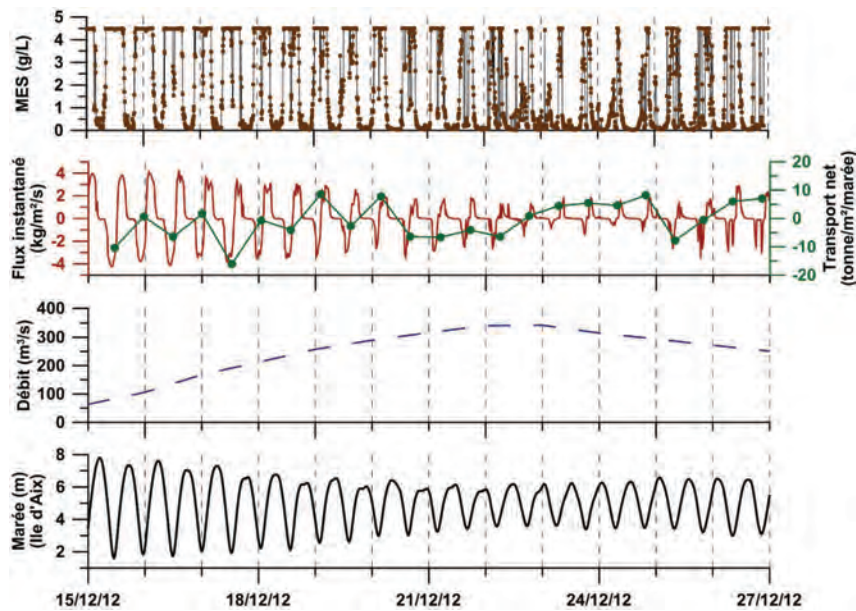


FIGURE 6.10 – Flux de sédiments en suspension ( $kg/m^2/s$ ) et transport net par marée ( $tonnes/m^2/marée$ ) à l'embouchure - Crue de  $350 m^3/s$

Deux crues ayant eu lieu en morte-eau sont présentées ici. La première crue (figure 6.9) est relativement faible ( $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Un import de sédiments est observé au début de la période (déchet). En morte-eau, le transport net tend vers zéro alors que la crue a atteint son pic. On remarque cependant que les concentrations de sédiments en suspension restent élevées sur cette période. Dans ce cas, la diminution de la masse en suspension n'est donc pas la cause du transport net nul. On assiste donc plutôt à un équilibre du transport entre le flot et le jusant. Alors que le débit baisse et que l'amplitude de la marée augmente, le transport net augmente et est à nouveau dirigé vers l'amont.

La deuxième crue (figure 6.10) présentée est plus forte (environ  $350 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Le début de la période est plus hétérogène que la précédente vis à vis du transport net. Le début de la crue correspond alors à une période de déchet. Les vitesses de courant sont alors encore élevées, et la concentration en MES est forte. Un export de sédiments sur cette période est donc obtenu. Cependant, alors que l'amplitude de la marée diminue, quelques points suggèrent un import de sédiments (19-20 décembre). Lorsque la crue atteint son pic, un export de sédiments est observé (21-22 décembre). Cette modification du transport net est associée à une diminution des concentrations en suspension. L'augmentation de l'amplitude de la marée à partir du 23 décembre, combinée à la baisse du débit fluvial, provoque à nouveau un import de sédiments vers l'amont. On remarque d'ailleurs que la concentration de sédiments en suspension mesurée augmente à nouveau. L'embouchure de l'estuaire étant dominée par la marée, on peut supposer que la perturbation de l'équilibre engendrée par une augmentation du débit fluvial est de courte durée. Le système retrouve un équilibre alors que le régime tidal augmente. Afin d'observer un export massif et durable de sédiments, une crue de forte intensité, maintenue sur plusieurs jours/semaines, semble donc indispensable.

Les données de concentration en MES détaillées sur ces figures nous permettent de remarquer les limites de cette méthode. Les concentrations sont en effet souvent saturées du fait de la limite des mesures des sondes à 4000 NTU. Cette limitation représente donc une source d'erreur qu'il faut considérer dans l'interprétation des résultats obtenus. De plus, les flux sont ici calculés à partir de données de turbidités et de courants simulés au fond, c'est à dire là où l'influence de la marée est la plus forte. Il reste donc difficile de généraliser les comportements observés ici à toute la section de l'estuaire.

## 6.4 Limites de la modélisation actuelle pour représenter les processus sédimentaires

### 6.4.1 Dynamique des berges

Les mesures effectuées sur les berges ont démontré une forte accrétion en été, en partie compensée par les crues d'hiver et de printemps. Ces mesures ont cependant permis de mettre en évidence une des limites de la modélisation actuelle des processus sédimentaires. Il apparaît en effet que dans la partie amont de l'estuaire, un phénomène de glissement se produit sur les berges.

Degoutte [2004] mentionne ce phénomène et explique que celui-ci peut notamment avoir lieu après l'apparition de crues. Celles-ci provoquent une érosion dans le chenal qui a pour effet d'augmenter la pente de la berge. La pente de la berge peut finalement atteindre un point de rupture engendrant un glissement. De plus, lors d'une crue, l'eau apporte une certaine stabilité aux berges par la saturation du sol et l'application d'une poussée [Degoutte, 2004]. Lors de la décrue, la baisse du niveau d'eau déstabilise cet équilibre.

Le glissement des berges pourrait donc réapprovisionner le chenal en sédiments. Ces sédiments seraient ainsi disponibles pour être remis en suspension par les courants, plus importants dans cette zone de la section d'écoulement que sur les berges. Degoutte [2004] ajoute que le glissement de la berge entraîne une désorganisation du sol sédimentaire, le rendant plus disponible pour l'érosion. Ce type d'approvisionnement en sédiments n'est pas pris en compte dans le modèle, et pourrait représenter une source non négligeable en termes de stock sédimentaire.

### 6.4.2 Représentation de la crème de vase et interactions avec l'hydrodynamique

La crème de vase, mélange eau-sédiment dont la concentration excède 100 g/L [Krone, 1962], est présente dans l'estuaire de la Charente, notamment au niveau du port de Rochefort. Ce fluide se manifeste sous forme d'une nappe d'épaisseur significative, située au fond. Son impact sur l'hydrodynamique est actuellement pris en compte dans le modèle par l'intégration d'un frottement quasi négligeable dans la zone. Ces résultats ont permis d'améliorer la reproduction des niveaux d'eau à marée basse, qui étaient avant largement surestimés, en se basant sur la même hypothèse que celle formulée par Hamm et Walther [2009] et Walther *et al.* [2007] dans l'estuaire de la Loire. Cette vase fluide provoque en effet une réduction significative du cisaillement sur le fond induit par le frottement, et donc de la dissipation de l'énergie de la marée. Ce phénomène a également été observé sur les côtes brésiliennes, à l'exutoire du fleuve Amazone [Gabioux *et al.*, 2005; Kineke *et al.*, 1996].

En parallèle de ces travaux de thèse, des campagnes au sondeur bi-fréquence 33/200 kHz (Navisound 620, Reson) ont été réalisées sur l'estuaire de la Charente, de la station F précédemment citée à l'embouchure. Ces sondages étaient accompagnés de mesures de turbidité et de salinité,

en surface et selon un profil vertical lorsque le signal du sondeur indiquait une discontinuité. Les résultats obtenus le 12 octobre 2012 (en morte-eau), issus de Coulombier *et al.* [2013] sont présentés sur la figure 6.11.

Les données issues du sondeur bi-fréquence sont représentées d'amont en aval. La salinité mesurée en surface augmente donc graduellement (figure 6.11a). Des profils verticaux ont été réalisés à hauteur de Rochefort (figure 6.11a, encadré en pointillés), alors qu'une barrière assez nette était observée à environ 4 mètres de profondeur. La marée était alors montante. Ces profils ont permis de confirmer la forte stratification en MES à mi-profondeur. Cette stratification a été attribuée à la présence du bouchon vaseux, ce qui paraît cohérent vis à vis des concentrations mesurées au fond sur cette journée à Rochefort (figure 6.11b).

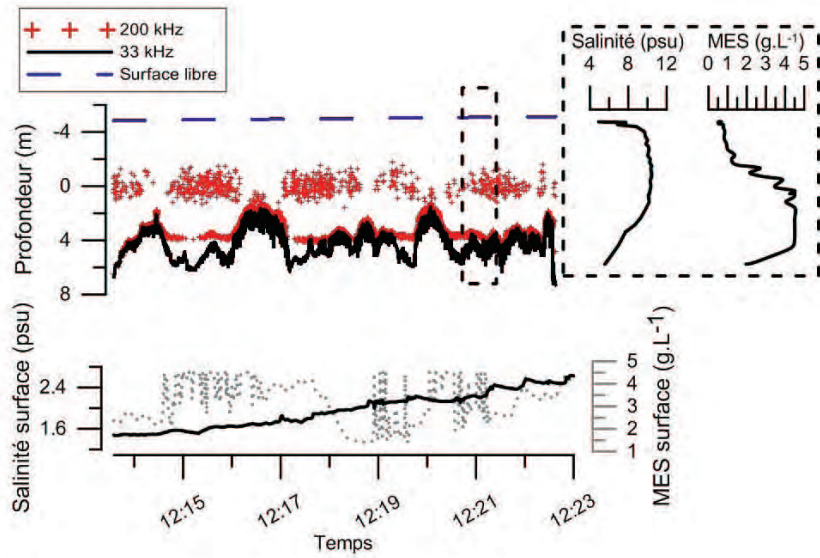
Une deuxième barrière, à environ 1 mètre du fond, est visible sur le sondage comme sur les profils verticaux de salinité et de turbidité. Cette barrière se manifeste par une baisse de la salinité et de la turbidité. Cependant, des erreurs dues à la modification des capacités de mesure de l'instrument en présence de très fortes concentrations en sédiments ont été observées (Sottolichio *et al.*, 2011 et *comm. pers.*). Les chutes de salinité et de turbidité observées seraient donc plutôt des témoins d'une couche sédimentaire de type crème de vase, ce qui est en accord avec les mesures du sondeur.

Cette nappe sédimentaire se déplace selon la marée et le débit fluvial. A l'heure actuelle, sa prise en compte dans le modèle est statique, puisque la longueur de rugosité n'évolue pas en fonction du temps. Bien que les résultats obtenus soient actuellement satisfaisants pour représenter l'évolution des structures turbides, une modification de cette paramétrisation pourrait être envisagée. Afin d'améliorer la représentation de ce phénomène dans l'estuaire de la Charente, il serait donc nécessaire de mettre en place un couplage entre les dépôts obtenus par modélisation et cette longueur de rugosité.

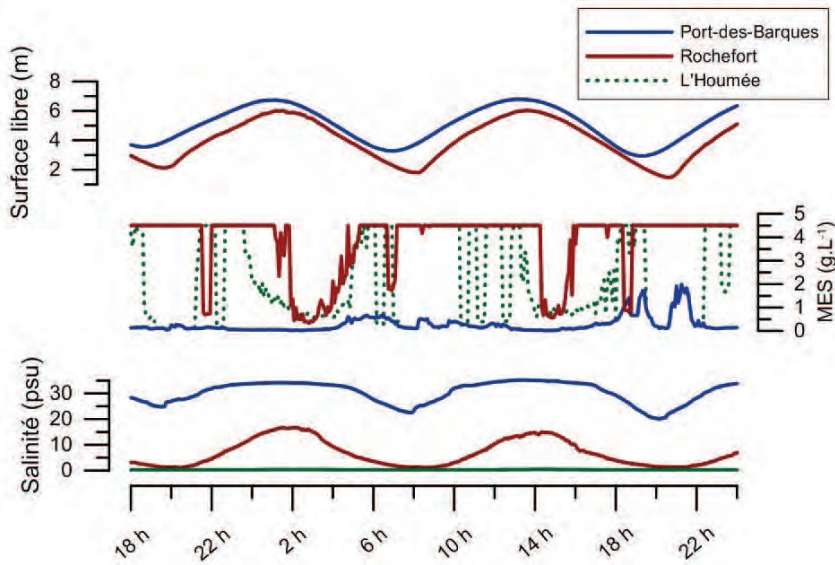
### 6.4.3 Synthèse du comportement hydrosédimentaire de l'estuaire

La figure 6.12 présente un récapitulatif des zones d'oscillation de l'intrusion saline et du bouchon vaseux en fonction du débit. Ces zones sont données à titre indicatif et permettent d'obtenir une vision d'ensemble du système. Les flèches représentent les excursions maximales du bouchon vaseux et de l'intrusion saline en fonction de la marée, déduites des simulations et des observations effectuées sur le terrain. La mise en place de simulations sur une gamme de débits plus grande est susceptible de modifier les écarts présentés ici. Les flux calculés à l'embouchure et en amont de Rochefort sont également représentés, la longueur des flèches étant représentative d'un flux plus ou moins important par rapport aux autres.





(a) Sondage bi-fréquence et turbidité et salinité de surface correspondantes (gauche) - Profil vertical réalisé à Rochefort (droite)



(b) Séries temporelles de salinité et turbidité du 11/12 octobre 2012

FIGURE 6.11 – Sondage bi-fréquence, turbidité et salinité de surface, et séries temporelles correspondantes à Port-des-Barques, Rochefort et l'Houmée, d'après [Coulombier *et al.*, 2013]

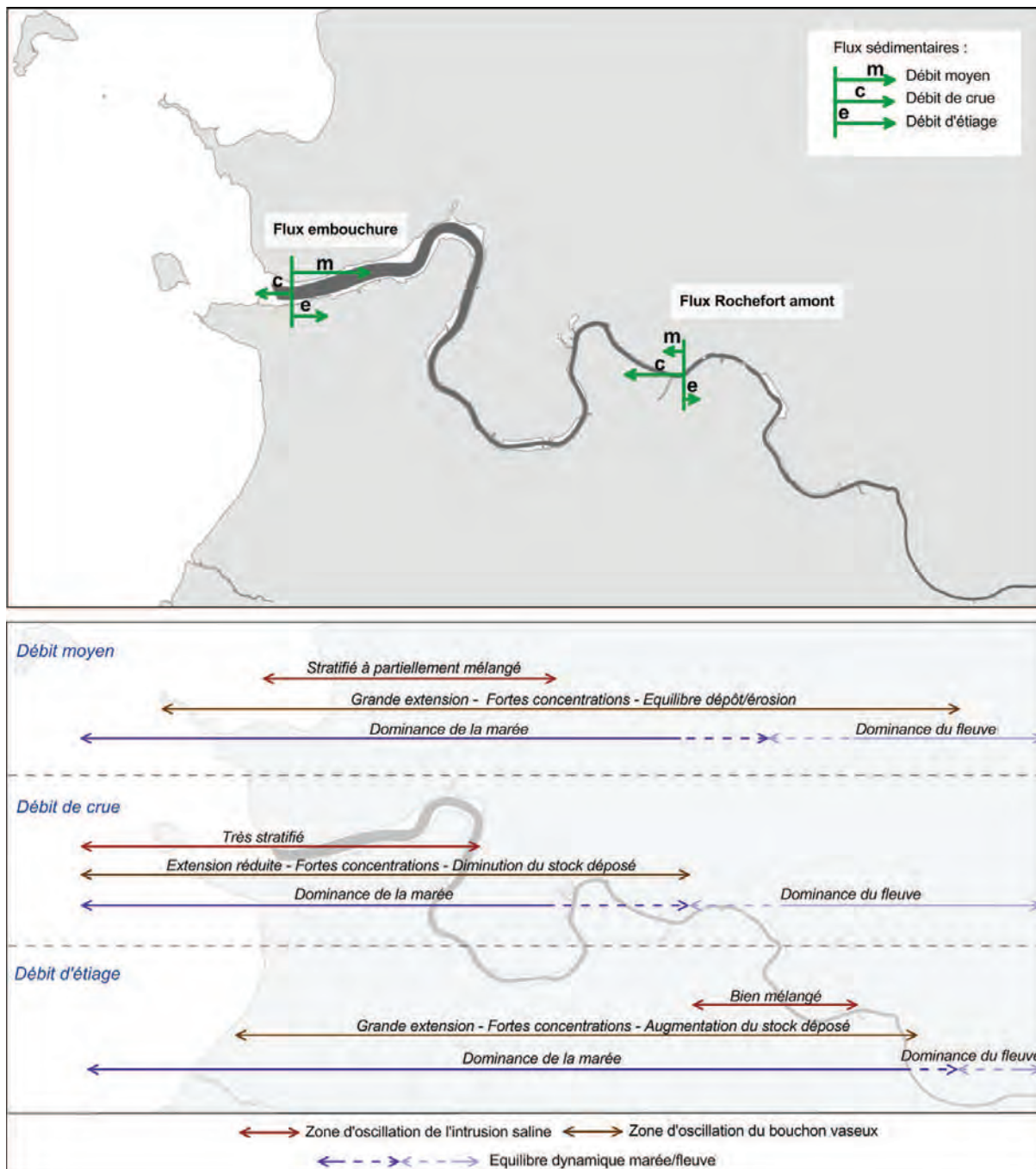


FIGURE 6.12 – Synthèse du comportement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Charente pour différents régimes de débits





# Conclusions et perspectives



---

## Conclusions

Au cours de ces travaux de thèse, nous nous sommes attachés à étudier et définir le comportement de l'estuaire de la Charente d'un point de vue hydrodynamique et hydrosédimentaire. Dans cet objectif, l'acquisition de données *in-situ* et le développement d'un modèle numérique tridimensionnel ont été utilisés. Les deux approches étant complémentaires, les observations effectuées et les résultats de modélisation obtenus ont été combinés afin de dégager les phénomènes structurants ayant lieu dans la Charente.

Le couplage des mesures et de la modélisation a ainsi permis d'acquérir une connaissance de l'estuaire, jusque là non étudié de manière si complète, et de déterminer son comportement général ainsi que ses particularités. L'écoulement et la stratification ont été caractérisés selon différents critères exposés dans la classification des estuaires, en fonction de plusieurs régimes de débit et de marées. Ces mêmes régimes ont été ensuite étudiés du point de vue de leur impact sur la dynamique sédimentaire de l'estuaire.

Le comportement particulier de l'asymétrie de la marée dans l'estuaire a notamment fait l'objet d'une étude plus approfondie. L'inversion de l'asymétrie selon le cycle morte-eau/vive-eau a été reproduite par modélisation. L'application de différentes compositions harmoniques aux bornes du domaine a permis de montrer que ce sont principalement les ondes quart-diurnes M4 et MS4 qui influencent le comportement observé dans la Charente. Celles-ci sont fortement représentées dans le signal incident de la marée en raison de la résonance ayant lieu dans le golfe de Gascogne, aboutissant à l'amplification de leurs amplitudes [Le Cann, 1990]. De l'interaction de cette marée incidente avec la morphologie de l'estuaire résulte la variabilité spatiale et temporelle observée en Charente. L'impact des inversions d'asymétrie sur le transport sédimentaire a été évalué selon la méthode développée par Brown et Davies [2010]. Les résultats montrent une tendance à la concentration de la masse sédimentaire entre Rochefort et l'embouchure (déposée et en suspension), ce qui semble cohérent vis à vis des oscillations du bouchon vaseux obtenues avec le modèle hydrosédimentaire 3D.

Les simulations effectuées avec un débit fluvial moyen et un débit d'étiage montrent une tendance à l'accumulation des sédiments dans l'estuaire de la Charente. Cette conclusion est renforcée par l'observation d'une accrétion forte sur les berges situées entre Rochefort et Tonnay-Charente, à l'échelle d'une année, et ce malgré l'occurrence de crues hivernales et printanières.

L'étude de la dynamique saisonnière, par modélisation et par l'analyse des données terrain, a montré une forte influence du débit fluvial, sur la dynamique de l'intrusion saline comme sur celle du bouchon vaseux. Cependant, l'embouchure reste globalement dominée par la marée, même en cas de forts débits. C'est principalement la zone amont, à partir de Rochefort, qui est fortement

impactée par les variations de débit fluvial. En cas de crue, les sédiments exportés de la partie amont viennent alimenter la zone et augmenter la masse sédimentaire en suspension. Cet effet est particulièrement visible en morte-eau. L'intrusion saline est alors repoussée en aval, et la stratification est très forte. En étiage, la masse sédimentaire en suspension est, à l'inverse, plus faible, et le bouchon vaseux plus étalé. La stratification est négligeable et l'intrusion saline est située à presque 50 km en amont de l'embouchure en vive-eau. Dans tous les cas, le bouchon vaseux ne semble pas être exporté plus loin que 10 km en aval de l'embouchure. La raison du maintien du bouchon vaseux dans cette zone reste à déterminer, et peut être liée à la présence de gradients de densité forts, à la géométrie de la zone, ou à la combinaison de ces deux effets.

### **Perspectives**

En termes de modélisation numérique, plusieurs perspectives permettant d'améliorer la reproduction des phénomènes ayant lieu en Charente sont à envisager.

Tout d'abord, le problème de l'estimation des apports d'eau douce a été évoqué dans le chapitre 3. L'estuaire étant, la plupart du temps, dominé par la marée, ce problème n'est pas crucial du point de vue de la reproduction de la dynamique générale de l'estuaire. Cependant, dans un objectif de modélisation opérationnelle visant à prévoir plus précisément les niveaux de salinité en étiage, l'étude plus approfondie du fonctionnement du barrage de Saint-Savinien sera nécessaire, et aboutirait à l'introduction de débits horaires et non pas journaliers à la limite amont du domaine.

Le principal développement à considérer pour le modèle est la prise en compte des phénomènes de consolidation. Bien que les analyses des carottes sédimentaires montrent que la teneur en eau ne varie pas drastiquement dans le premier mètre de sédiments, il semble que les limites de la validation évoquées dans le chapitre 3 pourraient être sensiblement améliorées en considérant la consolidation. Plus particulièrement, les remises en suspension sont actuellement trop élevées en début de revif. Ce moment de la marée faisant suite à la morte-eau, période pendant laquelle les sédiments sont peu remobilisés par l'écoulement, on peut logiquement supposer que le fond sédimentaire se consolide. Par conséquent, la tension critique d'érosion sera plus élevée, et les remises en suspension en revif plus faibles.

L'impact du vent n'est actuellement pas pris en compte dans le modèle hydrosédimentaire. Son influence sur la dynamique globale du bouchon vaseux est, a priori, peu importante, celui-ci étant le plus souvent situé entre l'embouchure et Rochefort. Cependant, nous avons vu dans le chapitre 2 que les vents locaux pouvaient générer un clapot dans la baie de Marennes-Oléron, notamment au niveau de l'embouchure de la Charente. Plusieurs études ont montré que ce clapot pouvait générer des remises en suspension de sédiments fins, particulièrement dans des zones peu profondes [Bassoullet *et al.*, 2000; Christie *et al.*, 1999; Le Hir *et al.*, 2000]. La prise en compte

---

du vent pourrait donc modifier les concentrations obtenues à l'embouchure et, par conséquent, les flux sédimentaires entrants ou sortants de l'estuaire.

Les piégeages sédimentaires observés dans le modèle peuvent représenter un problème pour la reproduction à long terme des structures turbides. Afin d'éviter ce problème, une modification du maillage peut être envisagée. Brenon [1997] a notamment mise en place un maillage "régularisé" dans le cas de l'estuaire de la Seine, permettant d'éviter le piégeage sur les berges en ne reproduisant plus les courbures du fleuve. L'utilisation d'un maillage curvilinéaire, avec une résolution horizontale variable, est une autre solution. Selon Burchard *et al.* [2004], ce type de maillage permet en effet de mieux représenter la dynamique des estuaires avec méandres. Plusieurs études en modélisation hydrodynamique et hydrosédimentaire l'ont d'ailleurs utilisé au cours de ces dernières années [Gong et Shen, 2011; Hasan *et al.*, 2013; Kervella *et al.*, 2012; Li et Zhong, 2009]. Selon Kervella *et al.* [2012], l'amélioration des résultats est également significative du point de vue hydrodynamique, les variations de section d'écoulement en amont étant souvent mal représentées par les maillages cartésiens.

Les concentrations maximales obtenues par modélisation n'ont pas pu être validées par les mesures *in-situ*. Selon Coulombier *et al.* [2013], la saturation des sondes peut être atteinte sur environ 80 % d'une journée. Ce problème, liée à la limitation des capteurs des sondes YSI à 4000 NTU, pourra être résolu par l'utilisation d'un matériel différent de type OBS (Optical Backscatter Sensor). Ces capteurs permettent d'effectuer une calibration au delà des 4000 NTU en utilisant le voltage en sortie de l'appareil. L'atténuation de ce signal, comparée à des échantillonnages MES sur le terrain, permet d'obtenir une calibration non linéaire. Plusieurs auteurs ont utilisé ce type d'appareil dans des environnements très turbides, par exemple Kineke et Sternberg [1992] dans l'Amazone et Sottolichio *et al.* [2011] dans la Gironde. Une mesure des concentrations en surface permettrait également d'obtenir des valeurs plus faibles.

L'état des connaissances sur la localisation et la dynamique de la crème de vase dans l'estuaire de la Charente reste peu important. La mise en place de mesures plus fines sur la colonne d'eau et le fond (profils verticaux, carottages), et de campagnes de mesures plus ciblées géographiquement, notamment au niveau de Rochefort, permettrait de mieux quantifier sa géométrie, son comportement physique, et les échanges ayant lieu avec la colonne d'eau.



# Bibliographie





- 
- ABRAHAM, G. (1980). On internally generated estuarine turbulence. *In Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Symposium on Stratified Flows*, pages 344–353.
- ALEXIS, A., BASSOULLET, P., LE HIR, P. et TEISSON, C. (1992). Consolidation of soft marine soils : unifying theories, numerical modelling and in situ experiments. *In Proceedings of the 23<sup>rd</sup> Conference on Coastal Engineering*, pages 2949–2961.
- ALLEN, G. (1972). *Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 314 pages.
- ALLEN, G. P. et CASTAING, P. (1973). Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf. *Marine Geology*, 14(5):47–53.
- ALLEN, G. P., SALOMON, J. C., BASSOULLET, P., PENHOAT, Y. D. et de GRANDPRE, C. (1980). Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26:69–90.
- ARAKAWA, A. et LAMB, V. (1977). Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17:173–265.
- AUBREY, D. G. et SPEER, P. E. (1985). A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems part I : observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21:185–205.
- AVOINE, J. (1981). *L'estuaire de Seine : sédiments et dynamique sédimentaire*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 236 pages.
- AZEVEDO, I. C., BORDALO, A. a. et DUARTE, P. M. (2010). Influence of river discharge patterns on the hydrodynamics and potential contaminant dispersion in the Douro estuary (Portugal). *Water research*, 44(10):3133–46.
- BASSOULLET, P. (1979). *Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (Rade de Brest)*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 136 pages.
- BASSOULLET, P., HIR, P. L., GOULEAU, D. et ROBERT, S. (2000). Sediment transport over an intertidal mudflat : field investigations and estimation of fluxes within the "Baie de Marennes-Oléron" ( France ). *Continental Shelf Research*, 20:1635–1653.
- BATTISTI, D. S. et CLARKE, A. J. (1982). A simple method for estimating barotropic tidal currents on continental margins with specific application to the M2 tide off the Atlantic and Pacific coasts of the United States. *Journal of Physical Oceanography*, 12:8–16.
- BERTIN, X. (2005). *Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie / embouchure tidale : le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron*. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 185 pages.

- BERTIN, X., BRUNEAU, N., BREILH, J.-F., FORTUNATO, A. B. et KARPYTCHEV, M. (2012). Importance of wave age and resonance in storm surges : The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 42:16–30.
- BERTIN, X., CHAUMILLON, E., SOTTOLICHIO, A. et PEDREROS, R. (2005). Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities : the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research*, 25(9):1115–1131.
- BLOTT, S. J. et PYE, K. (2001). Gradistat : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26:1237–1248.
- BLUMBERG, A., GALPERIN, B. et O'CONNOR, D. (1992). Modeling vertical structure of open-channel flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(H8):1119–1134.
- BLUMBERG, A. et MELLOR, G. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In HEAPS, N., (Ed.) : *Three-dimensional coastal ocean models*, pages 1–16. American Geophysical Union.
- BOLLE, A., BING WANG, Z., AMOS, C. et DE RONDE, J. (2010). The influence of changes in tidal asymmetry on residual sediment transport in the Western Scheldt. *Continental Shelf Research*, 30(8):871–882.
- BOON, J. D. et BYRNE, R. J. (1981). On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology*, 40:27–48.
- BOUTIER, B., CHIFFOLEAU, J.-F., GONZALEZ, J.-L., LAZURE, P., AUGER, D. et TRUQUET, I. (2000). Influence of the Gironde estuary outputs on cadmium concentrations in the coastal waters : consequences on the Marennes-Oléron bay (France). *Oceanologica Acta*, 23(7):745–757.
- BOWDEN, K. (1967). Circulation and diffusion. In LAUFF, G., (Ed.) : *Estuaries*, pages 15–36. American Association for the Advancement of Science, Publication 83, Washington, D.C.
- BOWEN, M. M. (2003). Salt transport and the time-dependent salt balance of a partially stratified estuary. *Journal of Geophysical Research*, 108(C5):3158.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R. et ZAITLIN, B. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4):139–150.
- BRAASTAD, A., CHAPELOT, J., DELAUAUD, I., DUBOURG, Noves, P., ESTÈVE, G., JOUANNET, G., LAHONDÈRE, C., PRASTEAU, J., REVERCHON, P., SEGUIN, M. et SEGUIN, S. (1992). *Charente : fleuve et symbole*. Editions Le Croît Vif, Paris, 270 pages.
- BRENON, I. (1997). *Modélisation de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 207 pages.

- 
- BRENON, I. et LE HIR, P. (1999). Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France) : Identification of Formation Processes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(4): 525–544.
- BROWN, J. et DAVIES, A. (2010). Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport. *Geomorphology*, 114(3):431–439.
- BRY, C. et HOFACK, P. (2004). Le bassin versant de la Charente : une illustration des problèmes posés par la gestion quantitative de l'eau. *Courrier de l'environnement de l'INRA*, 52:81–96.
- BURCHARD, H. (2001). On the  $q^2l$  equation by Mellor and Yamada (1974). Notes and Correspondence. *Journal of Physical Oceanography*, 31:1377–1387.
- BURCHARD, H. et BAUMERT, H. (1998). The Formation of Estuarine Turbidity Maxima Due to Density Effects in the Salt Wedge. A Hydrodynamic Process Study. *Journal of Physical Oceanography*, 28(2):309–321.
- BURCHARD, H., BOLDING, K. et VILLARREAL, M. R. (2004). Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary. *Ocean Dynamics*, 54(2):250–265.
- BURCHARD, H., PETERSEN, O. et RIPPETH, T. (1998). Comparing the performance of the Mellor-Yamada and the  $k-\epsilon$  two-equation turbulence models. *Journal of Geophysical Research*, 103:10543–10554.
- CAMERON, G. et PRITCHARD, D. W. (1963). Estuaries. In HILL, M., (Ed.) : *The Sea, Vol. 2*, pages 306–324. Wiley, New York.
- 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 de Bordeaux, 260 pages.
- CASTAING, P. et ALLEN, G. P. (1981). Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde : A macrotidal estuary in France. *Marine Geology*, 40(1-2):101–118.
- CHRISTIE, M., DYER, K. et TURNER, P. (1999). Sediment flux and bed level measurements from a macro tidal mudflat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(5):667–688.
- COULOMBIER, T., TOUBLANC, F. et BRENON, I. (2013). Seasonal monitoring of sediments dynamics in a highly turbid estuary (Charente Estuary, France) : source and sink of the turbidity maximum. In *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Coastal Dynamics*, pages 387–396.
- CUGIER, P. et LE HIR, P. (2002). Development of a 3D hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling. Application to the plume of the Seine river (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55(5):673–695.

- CURTI, C., GEAIRON, P. et LE MOINE, O. (2010). Manuel technique : Méthode utilisée pour la mise à jour 2010 de la bathymétrie des pertuis Charentais et du fleuve Charente. Rapport technique, Ifremer - LERPC, 34 pages.
- DABRIN, A., SCHÄFER, J., BERTRAND, O., MASSON, M. et BLANC, G. (2013). Origin of suspended matter and sediment inferred from the residual metal fraction : Application to the Marennes Oleron Bay, France. *Continental Shelf Research*, In Press.
- DALRYMPLE, R., ZAITLIN, B. et BOYD, R. (1992). Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6):1130–1146.
- DAVIES, J. (1964). A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8:127–142.
- DEGOUTTE, G. (2004). *Cours d'hydraulique, dynamique et morphologie fluviale*. Université de Paris VI, ENGREF, 96 pages.
- DELMAS, R. et TRÉGUER, P. (1983). Evolution saisonnière des nutriments dans un écosystème eutrophe d'Europe occidentale (la rade de Brest). Interactions marines et terrestres. *Oceanologica Acta*, 6(4):345–356.
- DELOFFRE, J. (2005). *La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 237 pages.
- DEWEY, R. K. (1999). Mooring design & dynamics - a Matlab® package for designing and analyzing oceanographic moorings. *Marine Models*, 1(1-4):103–157.
- DIONNE, J. (1963). Vers une définition plus adéquate de l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7:36–44.
- DRONKERS, J. (1986). Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20(2-3):117–131.
- DUPONT, J.-P., GUÉZENNEC, L., LAFITE, R., LE HIR, P. et LESUEUR, P. (2001). Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension.
- DYER, K. (1986). *Coastal and estuarine sediment dynamics*. J. Wiley and Sons, Chichester, 342 pages.
- DYER, K. (1989). Sediment processes in estuaries : future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, 94(C10):14327–14339.
- DYER, K. (1997). *Estuaries : a Physical Introduction*. Wiley, London, 140 pages.
- EISMA, D. (1993). *Suspended mater in the Aquatic environment*. Springer-Verlag, 315 pages.

- 
- FAIRBRIDGE, R. (1980). The estuary : its definition and geodynamic cycle. In OLAUSSON, E. et CATO, I., (Eds.) : *Chemistry and Biochemistry of Estuaries*, pages 1–35. Wiley, New York.
- FISCHER, H. (1972). Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries. *Journal of Fluid Mechanics*, 53(4):671–687.
- FISCHER, H. B. (1976). Mixing and dispersion in estuaries. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 8:107–133.
- FISCHER, H. B., LIST, E. J., KOH, R., IMBERGER, J. et BROOKS, N. (1979). Mixing in Estuaries. In *Mixing in Inland and Coastal Waters*, pages 229–245. Academic Press, New York.
- FITZGERALD, D. et NUMMEDAL, D. (1983). Response characteristics of an ebb-dominated tidal inlet channel. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53:833–845.
- FLINCHEM, E. et JAY, D. (2000). An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51(2):177–200.
- FORTUNATO, A. B. et OLIVEIRA, A. (2005). Influence of intertidal flats on tidal asymmetry. *Journal of Coastal Research*, 215(1):1062–1067.
- FRIEDRICHS, C. et AUBREY, G. (1988). Non-linear tidal distortion in shallow estuaries : a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27:521–545.
- FRY, A. et AUBREY, G. (1990). Tidal velocity asymmetries and bedload transport in shallow embayments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30:453–473.
- GABIOUX, M., VINZON, S. B. et PAIVA, A. M. (2005). Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 25(1):113–125.
- GANJU, N. K. et SCHOELLHAMER, D. H. (2006). Annual sediment flux estimates in a tidal strait using surrogate measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(1-2):165–178.
- GANJU, N. K. et SCHOELLHAMER, D. H. (2009). Calibration of an estuarine sediment transport model to sediment fluxes as an intermediate step for simulation of geomorphic evolution. *Continental Shelf Research*, 29(1):148–158.
- GEYER, W. R. (1993). The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. *Estuaries*, 16(1):113.
- GEYER, W. R., WOODRUFF, J. D. et TRAYKOVSKI, P. (2001). Sediment transport and trapping in the Hudson River Estuary. *Estuaries*, 24(5):670–679.
- GIBSON, R., ENGLUND, G. et HUSSEY, M. (1967). The theory of one- dimensional consolidation of saturated clays. *Geotechnique*, 17:261–273.

- GONG, W. et SHEN, J. (2011). The response of salt intrusion to changes in river discharge and tidal mixing during the dry season in the Modaomen Estuary, China. *Continental Shelf Research*, 31(7-8):769–788.
- GOULEAU, D., JOUANNEAU, J., WEBER, O. et SAURIAU, P. (2000). Short- and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research*, 20:1513–1530.
- GOURIOU, T. (2012). *Evolution des composantes du niveau marin à partir d'observations de marégraphie effectuées depuis la fin du 18ème siècle en Charente-Maritime*. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 493 pages.
- GRINSTED, A., MOORE, J. C. et JEVREJEVA, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11:561–566.
- GUÉZENNEC, L. (1999). *Hydrodynamique et transport en suspension du matériel fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France)*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 237 pages.
- GUILCHER, A. (1965). *Précis d'Hydrologie - Marine et Continentale*. Masson, Paris, 389 pages.
- HAMM, L. et WALTHER, R. (2009). Morphodynamic coupling of bottom roughness and fluid mud for modelling tidal propagation in the Loire estuary (France). *In 31st Coastal Engineering Conference*, pages 1–11.
- HANSEN, D. et RATTRAY, M. (1966). New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11:319–326.
- HARLEMAN, D. et ABRAHAM, G. (1966). One-dimensional analysis of salinity intrusion in the Rotterdam Waterway. *Pub. no. 44, Delft Hydraulics Laboratory*.
- HASAN, G. J., van MAREN, D. S. et FATT, C. H. (2013). Numerical Study on Mixing and Stratification in the Ebb-Dominant Johor Estuary. *Journal of Coastal Research*, 286:201–215.
- HAYES, M. (1975). Morphology of sand accumulation in estuaries : an introduction to the symposium. *In CRONIN, L., (Ed.) : Estuarine Research*, volume 2, pages 3–22, New York. Academic Press.
- HÉRAL, M., RAZET, D., DESLOUS-PAOLI, J., MANAUD, F., TRUQUET, I. et GARNIER, J. (1984). Hydrobiologie du bassin de Marennes-Oléron - Résultats du réseau national d'observation : 1977 à 1981. *Annales de la Société des Sciences Naturelles de la Charente-Maritime*, 7(2):259–277.

- 
- HERRY, C., LAZURE, P. et DUMAS, F. (2006). Effet du mode d'introduction aux limites des ondes de marée sur un modèle local haute définition. In *IX<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Civil - Génie Côtier*, pages 73–80. Editions Paralia.
- HETLAND, R. et GEYER, W. R. (2004). An idealized study of the structure of long, partially mixed estuaries. *Journal of Physical Oceanography*, 34:2677–2691.
- HOPKINSON, C. et HOFFMAN, R. (1984). The estuary extended - A recipient-system study of estuarine outwelling in Georgia. In KENNEDY, V., (Ed.) : *The Estuary As A Filter*, pages 313–330. Academic Press, New York.
- HUANG, H., CHEN, C., BLANTON, J. O. et ANDRADE, F. a. (2008). A numerical study of tidal asymmetry in Okatee Creek, South Carolina. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78(1):190–202.
- JEWELL, S. A., WALKER, D. J. et FORTUNATO, A. B. (2012). Tidal asymmetry in a coastal lagoon subject to a mixed tidal regime. *Geomorphology*, 138(1):171–180.
- KERVELLA, S. (2009). *Dynamique des sédiments fins et mixtes des zones intertidales de la baie de Marennes-Oléron*. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 292 pages.
- KERVELLA, Y., KHOJASTEH POUR FARD, I., LE HIR, P., RENAULT, E. et LEMOINE, J.-P. (2012). Modélisation hydrodynamique tridimensionnelle en coordonnées curvilignes non-orthogonales de l'estuaire de la Seine. In *XII<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Cherbourg*, pages 89–100. Editions Paralia.
- KINEKE, G. et STERNBERG, R. (1992). Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor. *Marine Geology*, 108(3-4):253–258.
- KINEKE, G. C., STERNBERG, R. W. et TROWBRIDGE, J. H. (1996). Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, 16(5-6):667–696.
- KIRBY, R. et PARKER, W. (1983). Distribution and behaviour of fine sediment in the Severn Estuary and Inner Bristol channel, UK. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 40:83–95.
- KRANENBURG, C. (1994). The fractal structure of cohesive sediment aggregates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 39:451–460.
- KRONE, R. (1962). Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes. *Final Report Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research laboratory. Univ. California, Berkeley*.
- KYNCH, G. (1952). A theory of sedimentation. *Faraday Society Transactions*, 48:166–176.



- LAFITE, R. (1990). *Caractérisation et dynamique des particules en suspension dans un domaine macrotidal influencé par un estuaire : exemple de la baie de Seine orientale (France)*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 293 pages.
- LAZURE, P. et DUMAS, F. (2008). An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31(2):233–250.
- LE CANN, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf. *Continental Shelf Research*, 10(8):723–758.
- LE FLOCH, J. (1961). *Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la Seine et la Seine-Maritime*. Thèse d'état, Université de Paris, 507 pages.
- LE HIR, P., BASSOULLET, P. et JESTIN, H. (2001). Application of the continuous modeling concept to simulate high-concentration suspended sediment in a macrotidal estuary. In MCANALLY, W. et MEHTA, A., (Eds.) : *Coastal and Estuarine Fine Processes*, pages 229–247.
- LE HIR, P., CAYOCCA, F. et WAELES, B. (2011). Dynamics of sand and mud mixtures : A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31(10):S135–S149.
- LE HIR, P. et KARLIKOW, N. (1992). Sediment transport modelling in a macrotidal estuary : do we need to account for consolidation processes? In *Proceedings of the 23rd Conference on Coastal Engineering*, pages 3121–3134.
- LE HIR, P., KERVELLA, S., WALKER, P. et BRENON, I. (2010). Erosion, dépôts et transits sédimentaires associés dans le bassin de Marennes-Oléron. *La Houille Blanche*, 5:65–71.
- LE HIR, P., ROBERTS, W., CAZAILLET, O., CHRISTIE, M., BASSOULLET, P. et BACHER, C. (2000). Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20(12-13):1433–1459.
- LE MOINE, O. (2013). Bassins versants et débits des principaux fleuves des pertuis charentais. Rapport technique, Ifremer - LERPC, 26 pages.
- LE MOINE, O. et GEAIRON, P. (2011). Développement d'une méthode d'estimation des flux du fleuve Charente pas courantométrie doppler. Rapport technique, Ifremer - LERPC, 29 pages.
- LE ROY, R. et SIMON, B. (2003). Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne. Application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques. In *Rapport technique, EPSHOM, Rapport 002/03*.
- LEENDERTSE, J. et GRITTON, E. (1971). A water quality simulation model for well mixed estuaries and coastal seas. Rapport technique, Rand Corporation, New York, 53 pages.

- 
- LEVASSEUR, A., SHI, L., WELLS, N. C., PURDIE, D. a. et KELLY-GERREYN, B. a. (2007). A three-dimensional hydrodynamic model of estuarine circulation with an application to Southampton Water, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(3-4):753–767.
- LEWIS, R. (1997). *Dispersion in Estuaries and Coastal Waters*. John Wiley & Sons, Chichester, 312 pages.
- LI, M. et ZHONG, L. (2009). Flood-ebb and spring-neap variations of mixing, stratification and circulation in Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, 29(1):4–14.
- LI, M., ZHONG, L. et BOICOURT, W. C. (2005). Simulations of Chesapeake Bay estuary : Sensitivity to turbulence mixing parameterizations and comparison with observations. *Journal of Geophysical Research*, 110(C12):C12004.
- LI, Z. (1994). *Modélisation numérique du transport des sédiments remis en suspension dans un estuaire - Application à la Gironde*. Thèse de doctorat, Université Paris 06, 174 pages.
- LIU, W.-C., CHEN, W.-B., CHENG, R. T., HSU, M.-H. et KUO, A. Y. (2007). Modeling the influence of river discharge on salt intrusion and residual circulation in Danshuei River estuary, Taiwan. *Continental Shelf Research*, 27(7):900–921.
- MA, G., SHI, F., LIU, S. et QI, D. (2011). Hydrodynamic modeling of Changjiang Estuary : Model skill assessment and large-scale structure impacts. *Applied Ocean Research*, 33(1):69–78.
- MAGGI, F. (2005). *Flocculation dynamics of cohesive sediment*. Thèse de doctorat, University of Technology, Delft, 136 pages.
- MANNING, A. et DYER, K. (1999). A laboratory examination of flocc characteristics with regard to turbulent shearing. *Marine Geology*, 160:147–170.
- MANOJ, N. T., UNNIKRISSNAN, A. S. et SUNDAR, D. (2009). Tidal asymmetry in the Mandovi and Zuari estuaries, the west coast of India. *Journal of Coastal Research*, 25(6):1187–1197.
- MEADE, R. (1969). Landward transport of bottom sediments of the Atlantic Coastal Plain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:222–234.
- MEHTA, A. (1988). Laboratory studies on cohesive sediment deposition and erosion. In DRONKERS, J. et VAN LEUSSEN, W., (Eds.) : *Physical processes in estuaries*, pages 427–445. Springer-Verlag.
- MEHTA, A. (1991). Review notes on cohesive sediment erosion. In *Proceedings of Coastal Sediments '91*, pages 40–53.
- MEHTA, A. et LI, Y. (1997). A PC-based short course on fine-grained sediment transport engineering. In *Coastal and Oceanographic Engineering Department*. University of Florida.

- MEHTA, A. et PARCHURE, T. (2000). Surface erosion of fine-grained sediment revisited. In FLEMMING, B., DELAFONTAINE, M. et LIEBEZEIT, G., (Eds.) : *Muddy coast dynamics and resource management*, pages 55–74. Elsevier, Amsterdam.
- MELLOR, G. L. et YAMADA, T. (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31:1791–1806.
- MELLOR, G. L. et YAMADA, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of geophysics and space physics*, 20(4):851–875.
- MIGNIOT, C. (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, 7:561–619.
- MIGNIOT, C. (1989). Tassement et rhéologie des vases - Deuxième partie. *La Houille Blanche*, 2:95–111.
- MIKES, D., VERNEY, R., LAFITE, R. et BELORGEY, M. (2004). Controlling factors in estuarine flocculation processes : experimental results with material from the Seine estuary, Northwestern France. *Journal of Coastal Research*, 41:82–89.
- MITCHELL, S. et WEST, J. (2002). Particle size distribution in an estuarine turbidity maximum region. *Proceedings in Marine Science*, 5:251–263.
- MITCHENER, H. et TORFS, H. (1996). Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29:1–25.
- MODÉLAN, J. (2010). *Structure de communauté et écologie trophique planctonique, approche écosystémique de la contamination métallique*. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 236 pages.
- MODÉLAN, J., DAVID, V., BOUVAIS, P., RICHARD, P. et FICHET, D. (2012). Organic matter exploitation in a highly turbid environment : Planktonic food web in the Charente estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 98:126–137.
- MOORE, R. D., WOLF, J., SOUZA, A. J. et FLINT, S. S. (2009). Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK : A tidal asymmetry approach. *Geomorphology*, 103(4):588–596.
- MOUCHEL, J.-M. (1997). Flocculation et sédimentation dans l'estuaire de la Seine. In *Rapport d'activité Seine Aval*, pages 137–173.
- NEZU, I. et NAKAGAWA, H. (1993). *Turbulence in open-channel flows*. Balkema, Rotterdam, 281 pages.
- NICHOLS, M. et BIGGS, R. B. (1985). Estuaries. In DAVIS, R., (Ed.) : *Coastal Sedimentary Environments*, pages 77–173. Springer-Verlag, New York.

- 
- NICOLLE, A. et KARPYTCHEV, M. (2007). Evidence for spatially variable friction from tidal amplification and asymmetry in the Pertuis Breton (France). *Continental Shelf Research*, 27(18):2346–2356.
- NIDZIEKO, N. J. et RALSTON, D. K. (2012). Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta. *Journal of Geophysical Research*, 117(C3):1–17.
- NUNES VAZ, R. a. et SIMPSON, J. H. (1994). Turbulence closure modeling of estuarine stratification. *Journal of Geophysical Research*, 99(C8):16143–16160.
- OCKENDEN, M. et DELO, E. (1988). Consolidation and erosion of estuarine mud and sand mixtures. In WALLINGFORD, H., (Ed.) : *Report No. SR 149*.
- OLABARRIETA, M., COCO, G., ZHOU, Z. et CASTANEDO, S. (2013). Effect of externally and internally generated overtides on tidal basin hydro-morphodynamic feedbacks. In *Poster - 8th Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Santander, Spain.
- PARRA, M., TROUKY, H., JOUANNEAU, J., GROUSSET, F., LATOUCHE, C. et CASTAING, P. (1998). Isotopic study (Sr-Nd) of the origin of Holocene fine-grained deposits on the Atlantic littoral, SW France. *Oceanologica Acta*, 21(5):631–644.
- PARTHENIADES, E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(HY1):105–139.
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B. et LENTZ, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8):929–937.
- PERILLO, G. M. (1995). Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. In *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology*, pages 17–47. Elsevier Science.
- POTSMA, H. (1967). Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In LAUFF, G., (Ed.) : *Estuaries*, pages 158–179. American Society of Advanced Science.
- PRANDLE, D. (2003). Relationships between tidal dynamics and bathymetry in strongly convergent estuaries. *Journal of Physical Oceanography*, 33(12):2738–2750.
- PRANDLE, D. (2009). *Estuaries : dynamics, mixing, sedimentation and morphology*. Cambridge University Press, 236 pages.
- PRITCHARD, D. W. (1952). Estuarine Hydrography. *Advances in Geophysics*, 1:243–280.
- PRITCHARD, D. W. (1955). Estuarine circulation patterns. *Proceedings ASCE*, 81(717):1–11.

- RAVAIL, B., HERAL, M., MAESTRINI, S. et ROBERT, J.-M. (1988). Incidence du débit de la Charente sur la capacité biotique du bassin ostréicole de Marennes-Oléron. *Journal de Recherche Océanographique*, 13:48–52.
- ROSS, M. et MEHTA, A. (1989). On the mechanics of lutoclines and fluid mud. *Journal of Coastal Research*, 5:51–61.
- SAVENIJE, H. H. (2005a). Introduction : description and classification of alluvial estuaries. In *Salinity and Tides in Alluvial Estuaries*, pages 1–22. Elsevier.
- SAVENIJE, H. H. (2005b). Tide and estuary shape. In *Salinity and Tides in Alluvial Estuaries*, pages 23–68. Elsevier.
- SCHIFFMAN, R., PANE, V. et SUNARA, V. (1985). Sedimentation and consolidation. In *Flocculation, Sedimentation and Consolidation. Proceedings of the Engineering Foundation Conference*, pages 57–121.
- SCHIJJF, J. et SCHÖNFELD, J. (1953). Theoretical considerations on the motion of salt and fresh water. In *Proceedings of Minnesota International Hydraulics Convention*, pages 321–333.
- SIMMONS, H. (1955). Some effect of upland discharge on estuarine hydraulics. *Proceedings ASCE*, 81(792):1–20.
- SMAGORINSKY, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations I : The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91(3):99–164.
- SOTTOLICHIO, A. (1999). *Modélisation de la dynamique des structures turbides (bouchon vaseux et crème de vase) dans l'estuaire de la Gironde*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 184 pages.
- SOTTOLICHIO, A. et CASTAING, P. (1999). A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 329:795–800.
- SOTTOLICHIO, A., HURTHUR, D., GRATIOT, N. et BRETTEL, P. (2011). Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10):S36–S49.
- SOULSBY, R. (1997). *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford, London, 249 pages.
- SPEER, P. E. et AUBREY, D. G. (1985). A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems part II : theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21:207–224.
- SPEER, P. E., AUBREY, D. G. et FRIEDRICHS, C. (1991). Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. In PARKER, B. B., (Ed.) : *Tidal Hydrodynamics*, pages 321–339. John Wiley, New York.

- 
- SPICER, P. et PRATSINIS, S. (1996). Shear-induced flocculation : the evolution of floc structure and the shape of the size distribution at steady state. *Water Research*, 30(5):1049–1056.
- STANISIÈRE, J.-Y., DUMAS, F., PLUS, M., MAURER, D. et ROBERT, S. (2006). Caractérisation des composantes hydrodynamiques d'un système côtier semi-fermé : Le Bassin de Marennes-Oléron. Rapport technique, Ifremer - LERPC, 112 pages.
- STOMMEL, H. (1951). Recent developments in the study of tidal estuaries. Rapport technique, Woods Hole Oceanographic Institution, Ref.No.51–33 pages.
- STRADY, E., KERVELLA, S., BLANC, G., ROBERT, S., YVES STANISIÈRE, J., COYNEL, A. et SCHÄFER, J. (2011). Spatial and temporal variations in trace metal concentrations in surface sediments of the Marennes Oléron Bay. Relation to hydrodynamic forcing. *Continental Shelf Research*, 31(9):997–1007.
- TEISSON, C., OCKENDEN, M., LE HIR, P., KRANENBURG, C. et HAMM, L. (1993). Cohesive sediment transport processes. *Coastal Engineering*, 21:41–69.
- TESSON, M. (1973). *Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France)*. Thèse de doctorat, Bordeaux 1.
- THAIN, R., PRIESTLEY, A. et DAVIDSON, M. (2004). The formation of a tidal intrusion front at the mouth of a macrotidal, partially mixed estuary : a field study of the Dart estuary, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(1):161–172.
- THORN, M. et PARSONS, J. (1980). Erosion of cohesive sediment in estuaries : an engineering guide. In *Proceedings of the 3rd International Symposium on Dredging Technology*, pages 349–358.
- TOLHURST, T., BLACK, K., PATERSON, D., MITCHENER, H., TERMAAT, G. et SHAYLER, S. (2000). A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 20(10-11):1397–1418.
- TOORMAN, E. et BELARMONT, J. (1993). Mathematical modeling of cohesive sediment settling and consolidation. *Coastal and Estuarine Studies*, 42:167–184.
- TORFS, H., MITCHENER, H., HUYSENTRUYT, H. et TOORMAN, E. (1996). Settling and consolidation of mud/sand mixtures. *Coastal Engineering*, 29(1-2):27–45.
- TOUBLANC, F., BRENON, I., COULOMBIER, T. et LE MOINE, O. (2013). Salinity and suspended sediment dynamics in response to forcing changes in a small macrotidal estuary (Charente, France). In *Proceedings of the 7th International Conference on Coastal Dynamics*, pages 1707–1718.

- UNCLES, R. et STEPHENS, J. A. (1993). The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar estuary , United Kingdom. *Estuaries*, 16(1):126–141.
- UNCLES, R. J., EASTON, A. E., GRIFFITHS, M. L., HARRIS, C., HOWLAND, R. J. M., KING, R. S., MORRIS, A. W. et PLUMMER, D. H. (1998). Seasonality of the turbidity maximum in the Humber-Ouse estuary , UK. *Marine Pollution Bulletin*, 37(3-7):206–215.
- UNCLES, R. J., STEPHENS, J. A. et HARRIS, C. (2006). Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system : the upper Humber and Ouse Estuary, UK. *Marine Geology*, 235:213–228.
- VALLE-LEVINSON, A. (2010). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press, 326 pages.
- VAN LEUSSEN, W. (1994). *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. Thèse de doctorat, Universiteit van Utrecht, 488 pages.
- VAN RIJN, L. C. (1998). *Principles of Coastal Morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, 730 pages.
- VAN STRAATEN, L. et KUENEN, P. (1958). Tidal action as a cause of clay accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28(4):406–413.
- VERNEY, R. (2006). *Processus de contrôle de la dynamique des sédiments cohésifs*. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 323 pages.
- WAELES, B. et LE HIR, P. (2004). Modélisation du transport de sédiments mixtes (vase et sable fin). In *VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier*, pages 241–249.
- WALTHER, R., BERTRAND, O., RIEU, J. et HAMM, L. (2007). Modélisation tridimensionnelle de la salinité et de la turbidité dans l'estuaire de la Loire : couplage des processus. *La Houille Blanche*, 4:47–55.
- WANG, Y.-H., RIDD, P. V., WU, H.-L., WU, J.-X. et SHEN, H.-T. (2008). Long-term morphodynamic evolution and the equilibrium mechanism of a flood channel in the Yangtze Estuary (China). *Geomorphology*, 99(1-4):130–138.
- WANG, Z., JEUKEN, M., GERRITSEN, H., de VRIEND, H. et KORNMAN, B. (2002). Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary. *Continental Shelf Research*, 22(17):2599–2609.
- WARNER, J. C., GEYER, W. R. et LERCZAK, J. A. (2005a). Numerical modeling of an estuary : A comprehensive skill assessment. *Journal of Geophysical Research*, 110(C5):C05001.

- 
- WARNER, J. C., SHERWOOD, C. R., ARANGO, H. G. et SIGNELL, R. P. (2005b). Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling*, 8:81–113.
- WEBER, N., GARLAN, T. et CHAUMILLON, E. (2003). Les cartes sédimentologiques du SHOM des côtes vendéo-charentaises au 1/50 000 ième : 7404G et 7405G (Des Sables d’Olonne à l’embouchure de la Gironde). *In 9ème congrès de Sédimentologie, ASF*.
- WHITEHOUSE, R., SOULSBY, R., ROBERTS, W. et MITCHENER, H. (2000). *Dynamics of estuarine muds*. HR Wallingford édition, 210 pages.
- WILLMOTT, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Oceanography*, 2:184–194.
- WINTERWERP, J. (1999). *On the dynamics of high-concentrated mud suspension*. Thèse de doctorat, University of Technology, Delft, 186 pages.
- XING, Y., AI, C. et JIN, S. (2012). A three-dimensional hydrodynamic and salinity transport model of estuarine circulation with an application to a macrotidal estuary. *Applied Ocean Research*, 39:53–71.





# A

## Liste des symboles et lettres grecques



---

## Liste des symboles

- $b$  : largeur du chenal ( $m$ )  
 $d$  : profondeur ( $m$ )  
 $C$  : concentration en MES ( $g.L^{-1}$ )  
 $C_{df}$  : coefficient de frottement au fond (-)  
 $C_{ds}$  : coefficient de frottement en surface (-)  
 $C_p$  : chaleur spécifique de l'eau de mer à pression constante ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ )  
 $C_s$  : concentration locale sédiments ( $g.L^{-1}$ )  
 $D_f$  : diamètre représentatif des floes ( $m$ )  
 $D_p$  : diamètre représentatif des particules ( $m$ )  
 $e$  : indices des vides (-)  
 $E_0$  : constante d'érosion ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ )  
 $f$  : paramètre de Coriolis ( $s^{-1}$ )  
 $F_e$  : flux de dépôt ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ )  
 $F_e$  : flux d'érosion ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ )  
 $F_o$  : nombre de Froude (-)  
 $g$  : accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ )  
 $G$  : gradient absolu de cisaillement de l'écoulement ( $s^{-1}$ )  
 $h$  : hauteur d'eau ( $m$ )  
 $H$  : hauteur d'eau ( $m$ )  
 $k$  : perméabilité ( $m^2$ )  
 $K_x, K_y$  : coefficients de diffusion horizontaux ( $m^2.s^{-1}$ )  
 $l$  : longueur de mélange turbulent ( $m$ )  
 $N$  : fréquence de Brunt-Väisälä ( $s^{-1}$ )  
 $N_H, K_H$  : coefficients de viscosité et de diffusion turbulente horizontaux ( $m^2.s^{-1}$ )  
 $N_z, K_z$  : coefficients de viscosité et de diffusion turbulente verticaux ( $m^2.s^{-1}$ )  
 $P$  : pression ( $Pa$ )  
 $P_a$  : pression atmosphérique ( $Pa$ )  
 $P_0$  : pression hydrostatique ( $Pa$ )  
 $P_t$  : prisme tidal ( $m^3$ )  
 $Q_f$  : débit fluvial ( $m^3.s^{-1}$ )  
 $Q_T$  : flux de chaleur à la surface ( $J.m^{-2}.s^{-1}$ )  
 $Re$  : nombre de Reynolds (-)  
 $Re_f$  : nombre de Reynolds de floe (-)  
 $S$  : Salinité ( $psu$ )  
 $S_0$  : salinité moyenne sur la section ( $psu$ )  
 $T$  : période de la marée ( $s$ )  
 $u, v, w$  : composantes horizontales et verticale de la vitesse ( $m.s^{-1}$ )

$u_w, v_w$  : composantes de la vitesse du vent à 10 mètres ( $m.s^{-1}$ )  
 $u_f$  : vitesse moyenne au fond ( $m.s^{-1}$ )  
 $u_{fl}$  : vitesse maximale de flot en surface ( $m.s^{-1}$ )  
 $u_s$  : vitesse moyenne en surface ( $m.s^{-1}$ )  
 $u_t$  : vitesse RMS ou moyenne quadratique de la vitesse ( $m.s^{-1}$ )  
 $u_*$  : vitesse de frottement ( $m.s^{-1}$ )  
 $W_m$  : vitesse moyenne verticale du fluide ( $m.s^{-1}$ )  
 $W_s$  : vitesse de chute ( $m.s^{-1}$ )  
 $x$  : distance à l'embouchure ( $m$ )  
 $z$  : distance par rapport au fond ( $m$ )  
 $z_0$  : longueur de rugosité ( $m$ )

### Lettres grecques

$\beta$  : coefficient de convergence (-)  
 $\epsilon$  : taux de dissipation de l'énergie cinétique ( $m^2.s^{-3}$ )  
 $\kappa$  : constante de von Karman (-)  
 $\lambda$  : largeur de l'estuaire à l'embouchure ( $m$ )  
 $\nu$  : viscosité cinématique de l'eau ( $m^2.s^{-1}$ )  
 $\rho$  : masse volumique de l'eau douce ( $kg.m^{-3}$ )  
 $\rho_a$  : masse volumique de l'air ( $kg.m^{-3}$ )  
 $\rho_e$  : masse volumique de l'eau ( $kg.m^{-3}$ )  
 $\rho_p$  : masse volumique d'une particule ( $kg.m^{-3}$ )  
 $\sigma'$  : contrainte effective ( $Pa$ )  
 $\tau_{**}$  : tensions de contrainte de Reynolds ( $Pa$ )  
 $\tau_b$  : contrainte de cisaillement au fond ( $Pa$ )  
 $\tau_{cd}$  : contrainte critique de dépôt ( $Pa$ )  
 $\tau_{ce}$  : contrainte critique d'érosion ( $Pa$ )  
 $v$  : excès de pression interstitielle ( $Pa$ )  
 $\xi$  : épaisseur de sédiment sec ( $m$ )  
 $\zeta$  : variation de la hauteur d'eau par rapport à son état de repos ( $m$ )

B

Composantes harmoniques du modèle  
CST-France



Tableau B.1 – Composantes harmoniques du modèle CST-France

Longues périodes	Diurnes	Semi-diurnes	Tiers-diurnes	Quart-diurnes	Sixièmes-diurnes
Niveau moyen	2Q1	2MN2S2	MQ3	2NMS4	3MNK6
Sa	SIGMA1	2NS2	2MK3	2MMUS4	3MNS6
Ssa	Q1	3M2S2	M3	2MNS4	3MNUS6
MSm	RHO1	OQ2MNK2	SO3	2MNUS4	4MK6
Mm	O1	OQ2	MS3	3MK4	2NM6
Msf	MS1	MNS2	MK3	N4	4MS6
Mf	MP1	MNUS2	2MQ3	MN4	2MN6
	MP1 (2)	2MK2	SP3	MNU4	2MNU6
	M1	2N22NM2	S3	2MSK4	3MSK6
	KHI1	MU2 2MS2	SK3	2MKS4	M6
	PI1	MU2 2MS2 (2)	K3	SN4	3MKS6
	P1	N2		3MN4ML4	MSN6
	S1	NU2		NK4	2ML6
	K1	OP2MSK2		2SMK4	MNK6
	PSI1	gamma2		MS4	2MT6
	PHI1	M(SK)2		MK4	2MS6
	THETA1	M2		2SNM4	2MK6
	J1	MKS2		2MSN4	2SN6
	SO1	M(KS)2		S4	3MSN6
	OO1	LAMBDA2		SK4	3MKN6
	KQ1	L2 2MN2			2SM6
		NKM2			MSK6
		T2			
		S2			
		R2			
		K2			
		MSN2			
		KJ2MKN2			
		2SM2			
		SKM2			





C

Champs de courants dans la partie aval  
de l'estuaire de la Charente



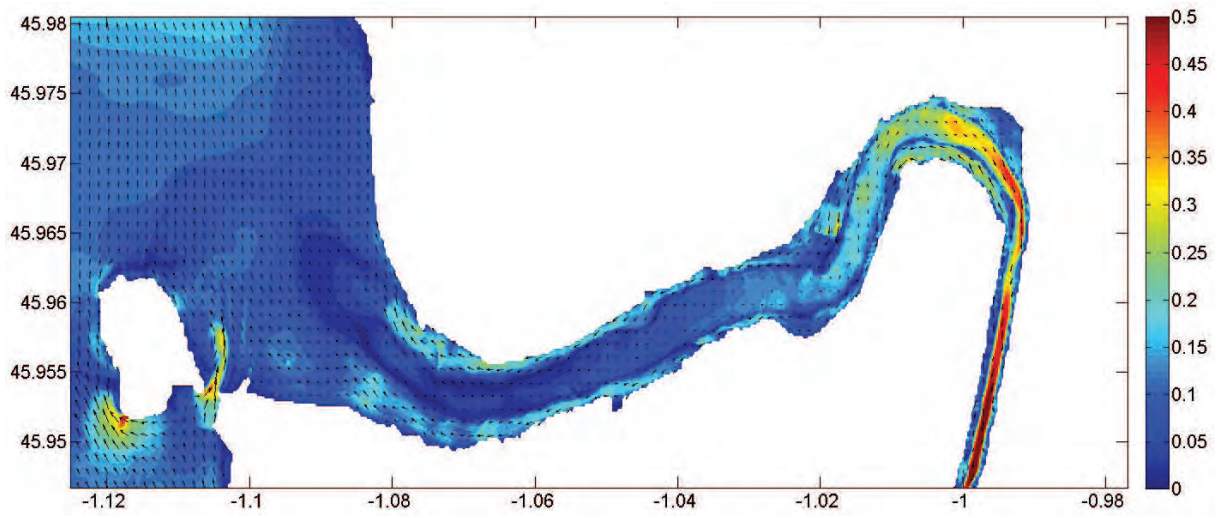


FIGURE C.1 – Vitesses de courant instantanées à marée haute (m/s)

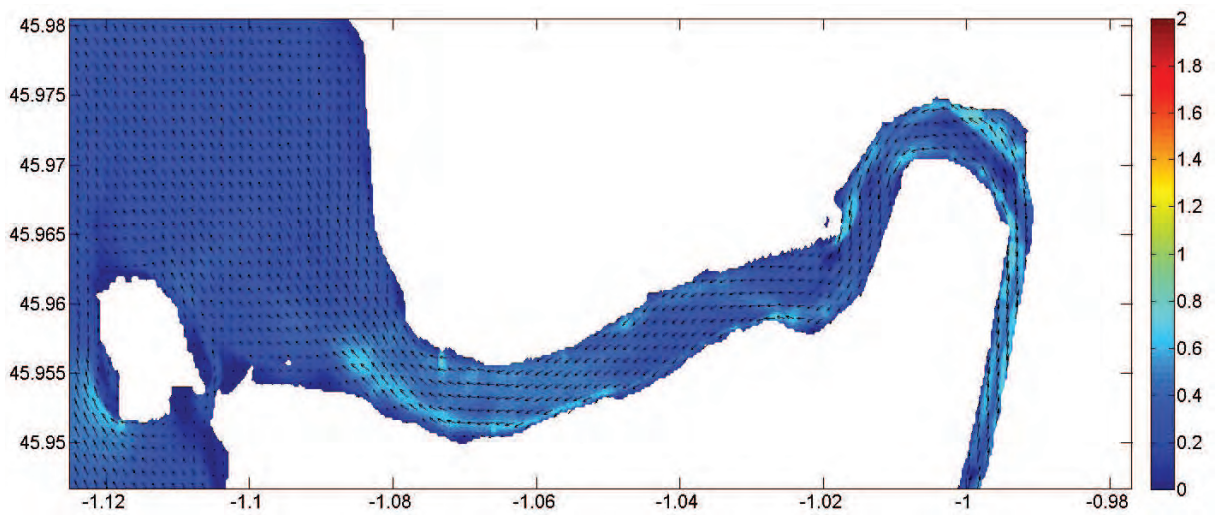


FIGURE C.2 – Vitesses de courant instantanées 1 heure après la marée haute (m/s)

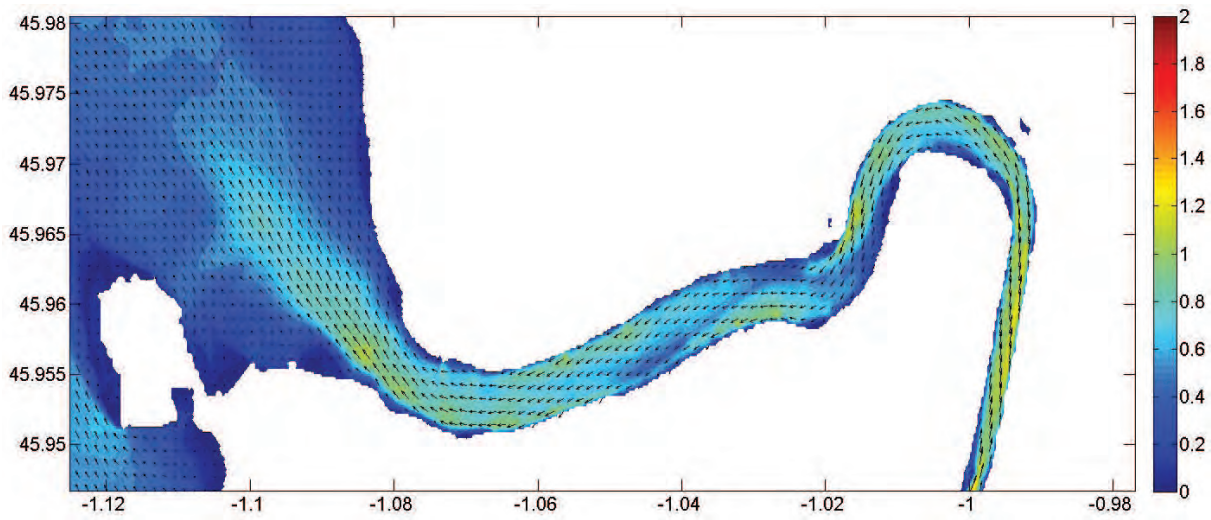


FIGURE C.3 – Vitesses de courant instantanées 2 heures après la marée haute (m/s)

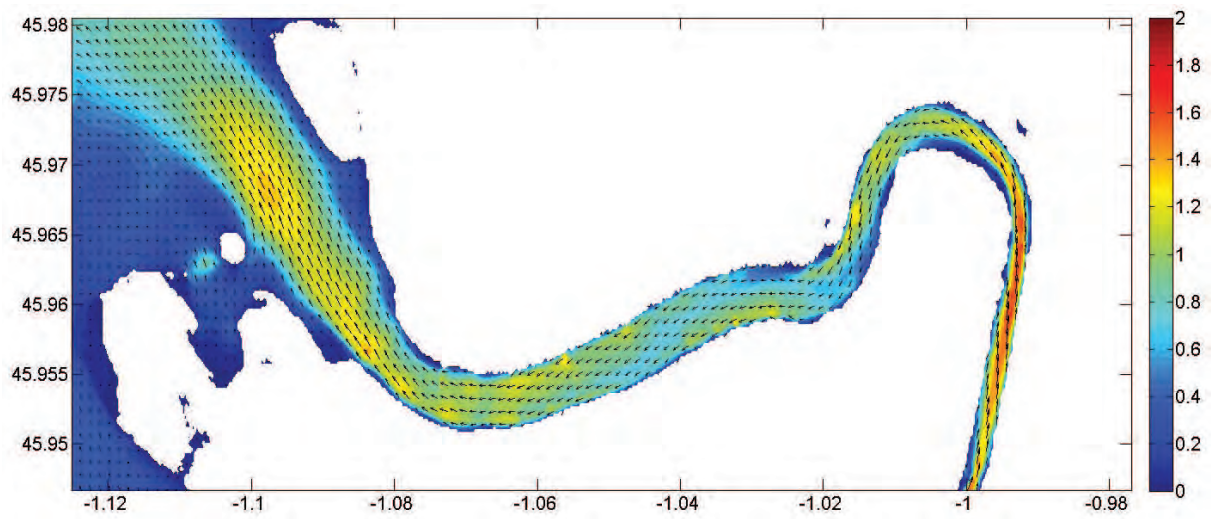


FIGURE C.4 – Vitesses de courant instantanées 3 heures après la marée haute (m/s)

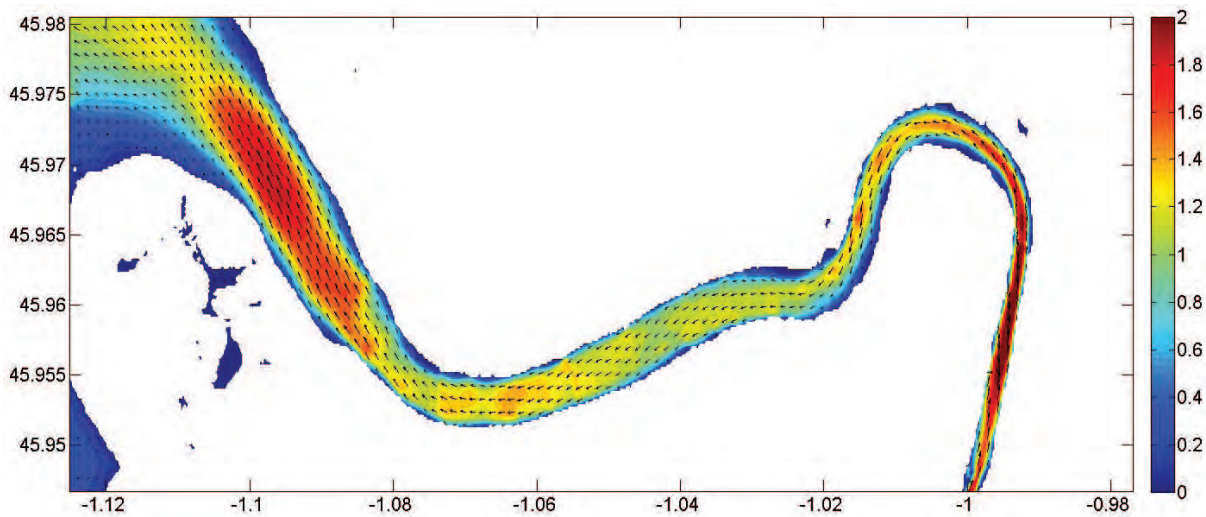


FIGURE C.5 – Vitesses de courant instantanées 4 heures après la marée haute (m/s)

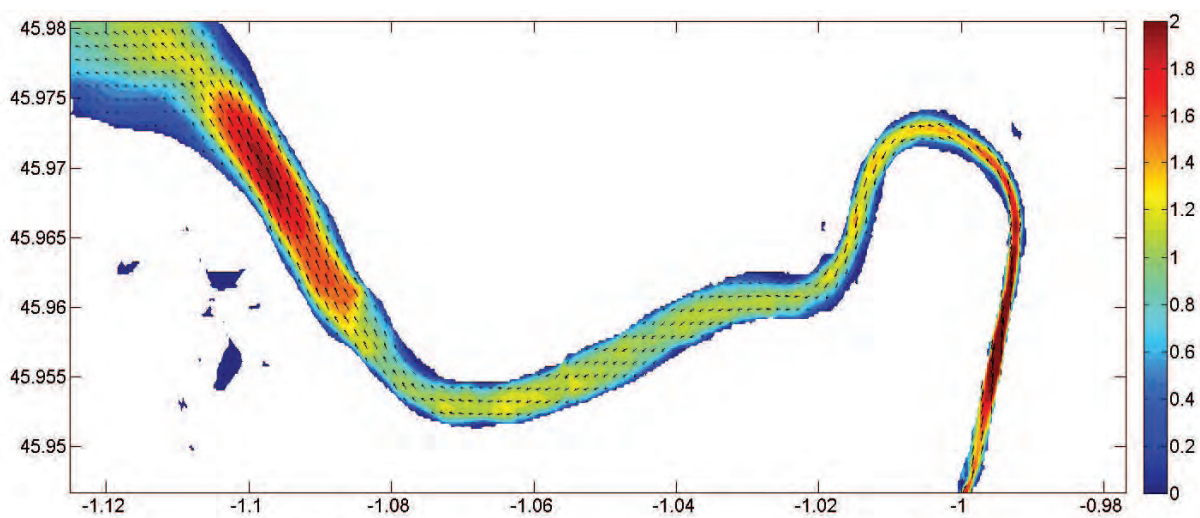


FIGURE C.6 – Vitesses de courant instantanées 5 heures après la marée haute (m/s)



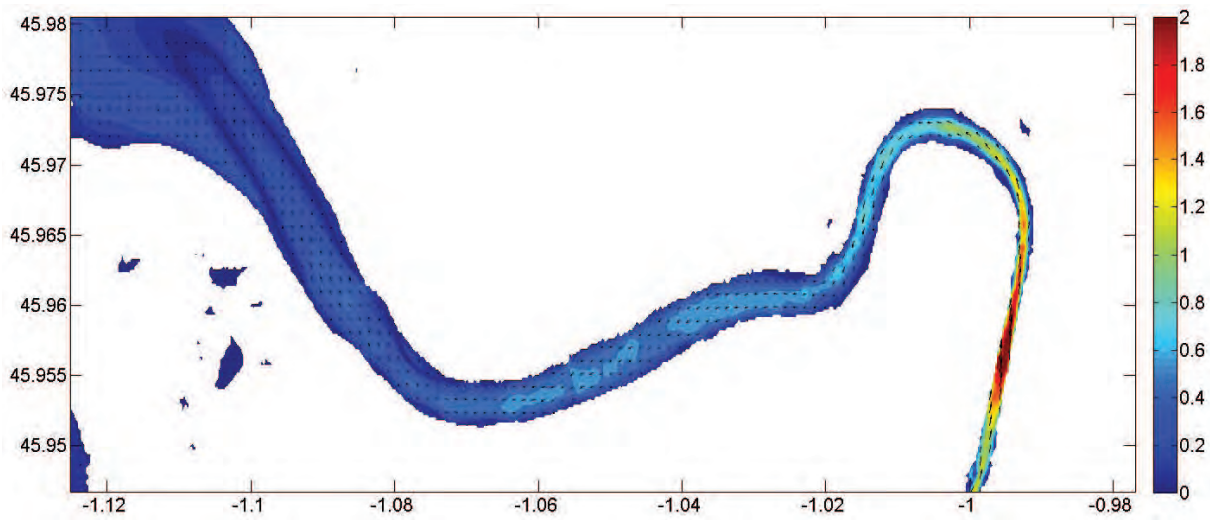


FIGURE C.7 – Vitesses de courant instantanées à marée basse (m/s)

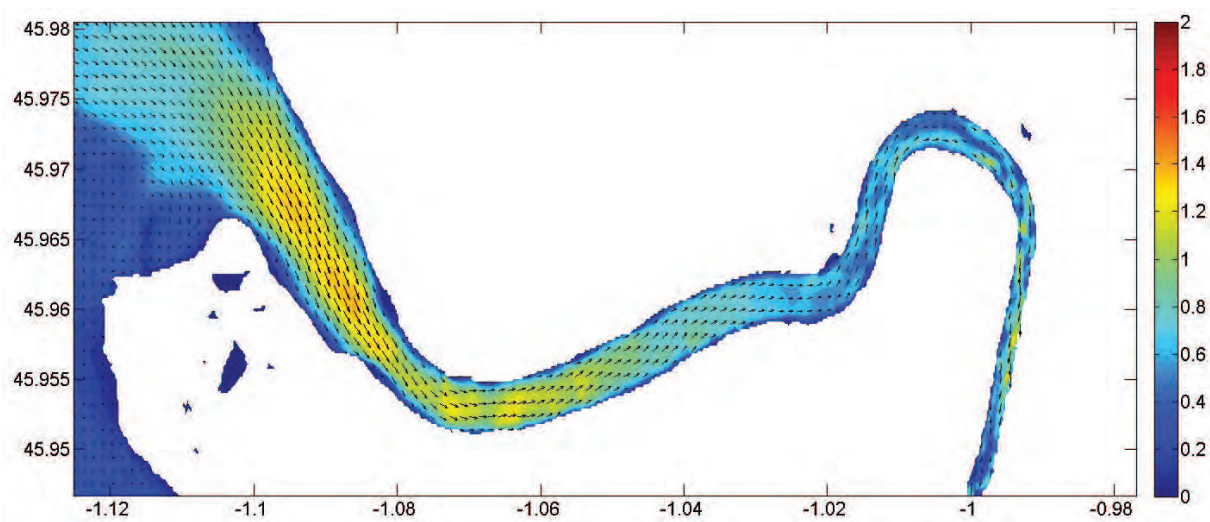


FIGURE C.8 – Vitesses de courant instantanées 1 heure après la marée basse (m/s)

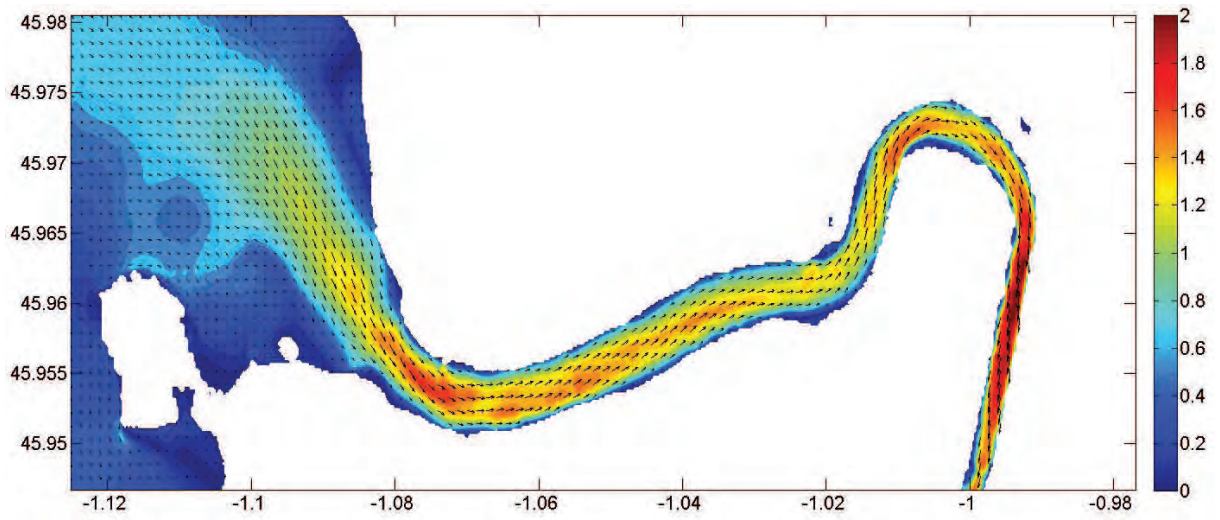


FIGURE C.9 – Vitesses de courant instantanées 2 heures après la marée basse (m/s)

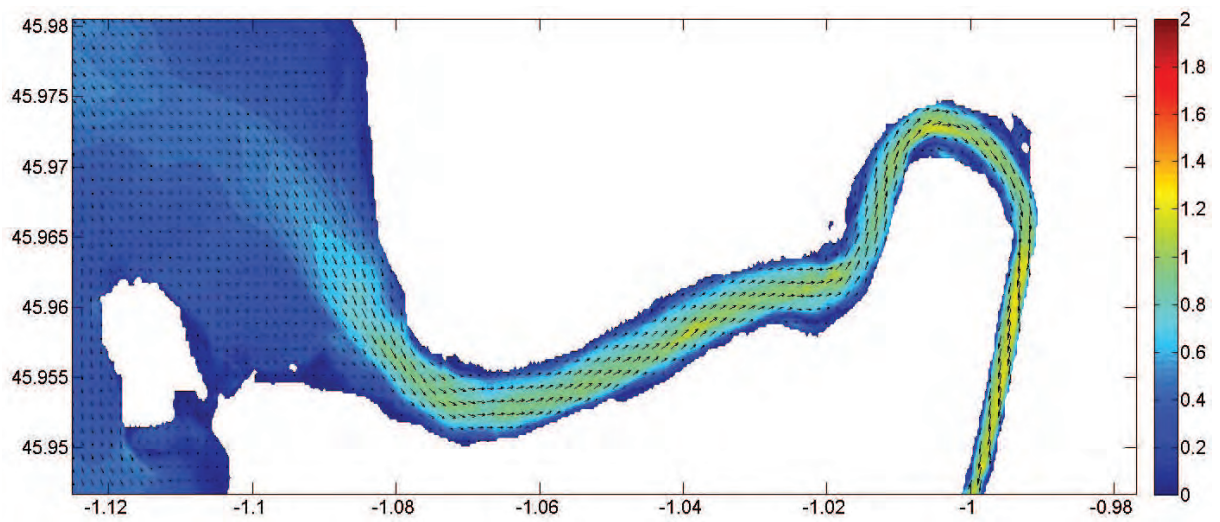


FIGURE C.10 – Vitesses de courant instantanées 3 heures après la marée basse (m/s)



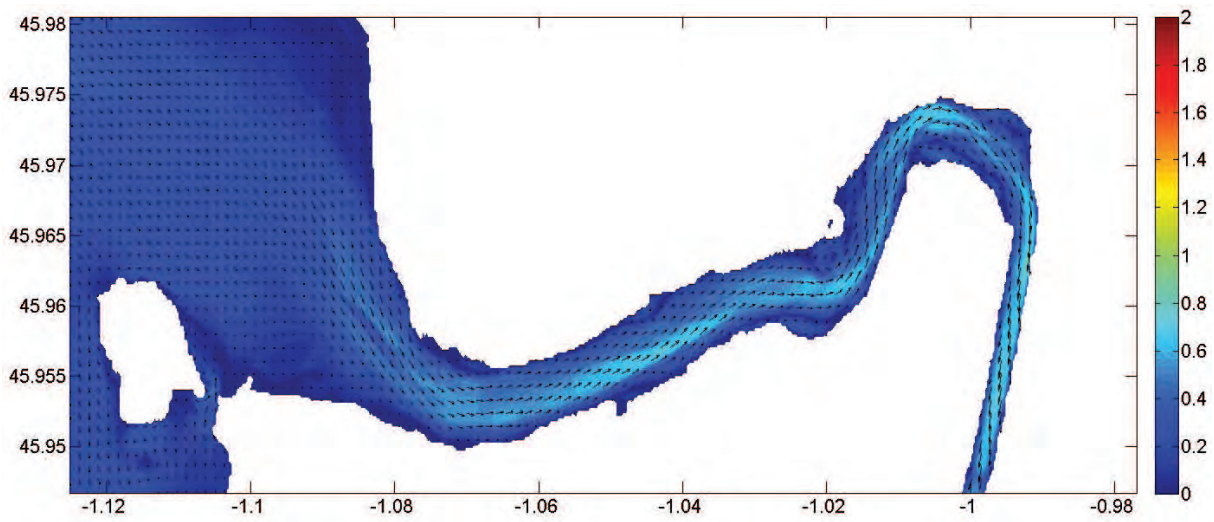


FIGURE C.11 – Vitesses de courant instantanées 4 heures après la marée basse (m/s)

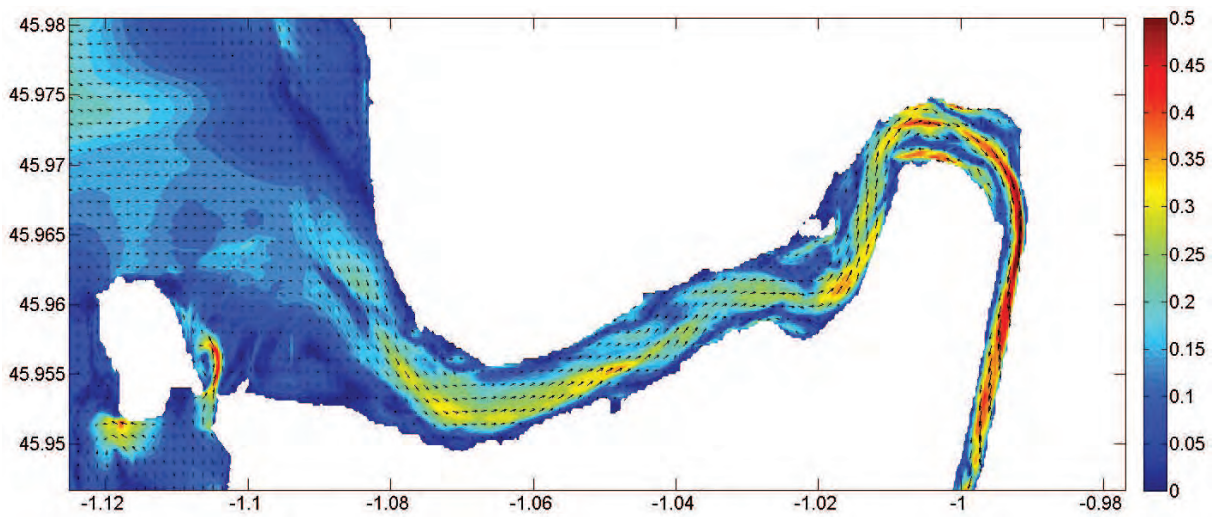


FIGURE C.12 – Vitesses de courant instantanées 5 heures après la marée basse (m/s)

D

Acte de colloque des *XII<sup>èmes</sup>* journées  
Nationales Génie Côtier - Génie Civil,  
Cherbourg (2012)





## Inversion de l'asymétrie de la marée, sur un cycle morte-eau vive-eau, dans l'estuaire de la Charente (France)

Florence TOUBLANC<sup>1</sup>, Isabelle BRENON<sup>1</sup>, Olivier LE MOINE<sup>2</sup>

1. Université de La Rochelle, UMR 7266 CNRS – LIENSs, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.

*florence.toublanc@univ-lr.fr, isabelle.brenon@univ-lr.fr*

2. IFREMER-LERPC, Centre de La Tremblade, Ronces-les-bains, 17390 La Tremblade, France.

*olivier.le.moine@ifremer.fr*

### Résumé :

La compréhension de la dynamique des estuaires représente un enjeu majeur, à la fois pour des raisons environnementales et économiques. La plupart des études menées sur ces problématiques ont été réalisées sur de grands estuaires (Hudson, Etats-Unis; Severn, Royaume-Uni; Yangtze, Chine; Gironde, France, ...). Les systèmes plus petits tels que l'estuaire de la Charente restent quant à eux peu étudiés et compris. L'hydrodynamique de cet estuaire est ici étudiée au moyen de mesures ADCP. L'asymétrie de la marée, phénomène connu en milieu estuarien, présente certaines particularités dans ce milieu macrotidal et peu profond.

### Mots-clés :

Estuaire – Asymétrie de la marée – Hydrodynamique – Mesures ADCP

### Abstract:

Understanding the hydrodynamics of estuaries is a very sensitive issue, for both economic and environmental reasons. Many studies investigating these dynamics have been conducted on major estuaries (Hudson, USA; Severn, UK; Yangtze, China; Gironde, France, ...), whereas smaller systems such as the Charente estuary (Atlantic coast, France) remain poorly understood. This observation is illustrated here by the tidal asymmetry. Although it is a well-known phenomenon, some unusual aspects appear from the Charente estuary study, based on ADCP measurements.

### Keywords :

Estuary – Tidal asymmetry – Hydrodynamics – ADCP measurements

### 1. Introduction

L'asymétrie tidale est un phénomène connu et communément observé en milieu estuarien. Lors de sa propagation dans un estuaire, la marée présente en effet un comportement asymétrique (distorsion non linéaire de l'onde), impactant directement sa dynamique (AUBREY *et al.*, 1985). Ainsi sont définis les estuaires dominés par le flot, et ceux dominés par le jusant. Lorsqu'une embouchure est dominée par le flot, les

vitesse de courant sont plus élevées lors de cette phase, et la durée du montant (ou flux) est significativement plus courte que la durée du perdant (ou reflux). Le comportement inverse est observé pour un système dominé par le jusant (AUBREY *et al.*, 1985 ; FRIEDRICHS & AUBREY, 1988). Ce phénomène a une importance considérable en termes de transport de sédiments (ALLEN *et al.*, 1980). Les estuaires dominés par le flot auront tendance à s'emplir de sédiments alors que les systèmes dominés par le jusant auront tendance à expulser les sédiments vers l'océan.

Plusieurs études prouvent qu'un changement de certaines caractéristiques d'un estuaire peut provoquer, sur le long terme, une inversion de la dominance. Par exemple, des changements significatifs sur la géométrie d'un estuaire (section mouillée, bathymétrie, berges, ...) peuvent influencer l'asymétrie de la marée observée. Une réduction importante de la section de passage à l'entrée d'un chenal aura tendance à favoriser l'apparition d'une dominance de flot (BOON & BYRNE, 1981). Des variations importantes dans la bathymétrie d'un estuaire peuvent aussi entraîner une inversion de l'asymétrie de la marée (BOLLE *et al.*, 2010). L'apparition au cours du temps de grandes vasières a également une influence non négligeable sur la propagation de la marée (FORTUNADO & OLIVEIRA, 2005). Ainsi, en présence de vasières, une dominance de jusant sera privilégiée. A l'inverse, pour les systèmes soumis à des régimes macrotidaux, la probabilité d'obtenir une dominance de flot sera plus importante.

Dans le cadre de cette étude, une inversion à court terme de l'asymétrie tidale, sur un cycle vive-eau/morte-eau, a été observée dans l'estuaire de la Charente. La compréhension de ce phénomène particulier représente un enjeu important pour l'étude de l'hydrodynamique mais aussi de la dynamique sédimentaire de l'estuaire. Ces questions scientifiques sont elles-mêmes impliquées dans des problématiques plus larges d'ordre économique et sociétal.

## **2. Zone d'étude et contexte**

Le secteur d'étude se situe au centre de la façade Atlantique française. La Charente, fleuve peu profond long de 381,4 km, se jette dans l'Océan Atlantique au nord de la baie de Marennes-Oléron. Ce bassin soumis à un régime macrotidal est sous influence d'une marée semi-diurne. L'amplitude de la marée peut atteindre 6,5 m en embouchure, avec un niveau d'eau moyen proche de 5 m. Selon les différents acteurs et usagers de la Charente, la marée dynamique est ressentie à plus de 80 km de l'embouchure.

L'estuaire (figure 1) est caractérisé par la présence de grandes vasières et un hydrodynamisme faible, menant à des concentrations de sédiments en suspension très importantes. Le type de sédiments rencontré est quasi exclusivement cohésif (diamètre inférieur à 63  $\mu\text{m}$ ). Un barrage, situé à Saint-Savinien (47 km de l'embouchure), permet de réguler les inondations dues à la Charente, en cas de crues liées au fleuve ou à la marée.

Les activités économiques de cette région sont nombreuses et diversifiées : pêche et culture marine (huîtres, moules), navigation commerciale, activités portuaires à Rochefort ou à Tonnay-Charente, et activités de loisirs et de tourisme liées à la mer et au fleuve. La Charente représente également une source d'eau potable pour la région. Dans ce contexte, la compréhension de la dynamique de l'estuaire, qui influence les pertuis charentais d'une manière globale (STANISIERE *et al.*, 2006), représente un enjeu important pour ces activités économiques.



Figure 1. Vue satellite de l'estuaire de la Charente (Google Earth).

### 3. Matériel et méthodes

Cette étude se base principalement sur des mesures effectuées au moyen d'un ADCP (Acoustic Doppler Current Velocimeter). Deux campagnes ont été menées, en 2006 (STANISIERE *et al.*, 2006) et 2011. Le point de mesure en embouchure de Charente (à hauteur de Port des Barques, marqueur rouge sur la figure 1) a été échantillonné pendant des durées de deux mois, en 2006 (du 17 mars au 14 mai) et en 2011 (du 11 février au 8 avril).

Des suivis de débits journaliers sont également utilisés, afin de déterminer le degré d'influence du débit fluvial sur le comportement particulier observé.

A partir des données de hauteur d'eau en fonction du temps, les durées du flot et du jusant ont été calculées. Les données de vitesses ont été intégrées sur la hauteur  $z$ , afin d'obtenir une vitesse moyenne en fonction du temps. A partir de ce résultat, les vitesses



moyennes de flot et de jusant ont été calculées, en omettant les vitesses de la première et de la dernière cellule de mesure (sur 25 cellules au total), celles-ci étant bruitées par l'interface entre les deux milieux.

#### 4. Résultats et discussion

Les figures suivantes présentent les résultats obtenus pour la campagne effectuée en 2011. Sur la figure 2, les vitesses moyennes de flot et de jusant sont représentées, en parallèle avec les débits journaliers, et le ratio de ces deux vitesses au cours de la campagne. Les durées de chaque phase de flux ou reflux sont également présentées, avec les données de hauteur d'eau. L'influence du vent est négligée pour cette étude, celui-ci étant faible et peu variant sur toute la durée de la campagne.

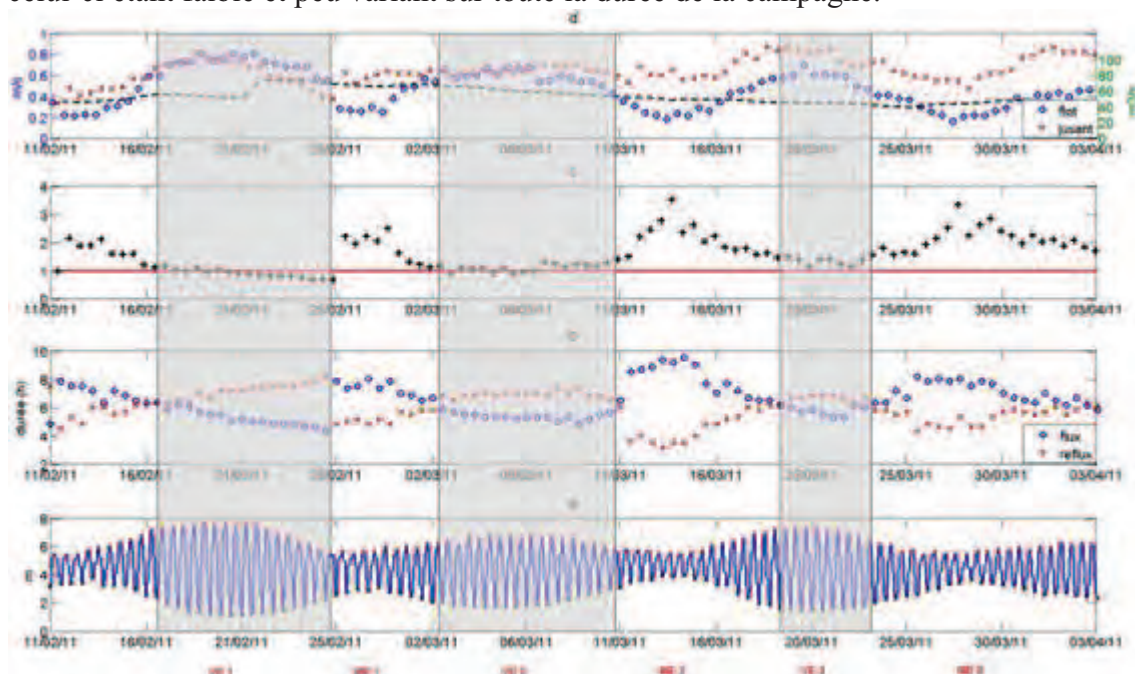


Figure 2. a) Hauteur d'eau, b) Durées flux et reflux (respectivement o et x), c) Ratio vitesses moyennes de flot et de jusant (respectivement o et x), d) Vitesses moyennes de flot et de jusant, et débit journaliers (traits discontinus).

##### a) Durées des phases de flux et de reflux

Les durées de flux et de reflux (figure 2b) permettent de mettre en évidence une inversion de l'asymétrie de la marée. Les premières tendances émanant de ces résultats sont les suivantes :

- Lors des périodes de mortes eaux, les durées de reflux sont plus courtes que les durées de flux. Pour les mortes eaux les plus faibles (ME 2), cette tendance est accentuée. La phase de flux est alors trois fois plus longue que la phase de reflux (9h contre 3h).

- Lors des périodes de vives eaux, ce sont les phases de flux qui sont plus courtes que les phases de reflux.

Ces résultats ont également été observés sur la campagne menée en 2006. Ces observations suggèrent l'apparition d'une dominance de jusant en morte-eau (zones non grisées, figure 2), et le passage à une dominance de flot en vive-eau (zones grisées).

L'asymétrie tidale remarquée à l'embouchure de la Charente est donc dépendante du moment de la marée. Des résultats similaires avaient été obtenus par LE HIR *et al.* (2000), sur la vasière de Brouage, située juste au sud de la Charente, et par NICOLLE (2006), en divers endroits des pertuis charentais.

La figure 3 qui représente la hauteur d'eau entre le 8 mars 2011 (VE 2 en déchet) et le 17 mars 2011 (ME 2 en revif), permet d'observer clairement l'inversion de la dominance au cours du temps. Au début de ce signal, le flux est plus court que le reflux. Ce comportement s'inverse entre le 11 mars et le 12 mars, pour aboutir à des phases de reflux plus courtes que les phases de flux pendant les mortes-eaux.

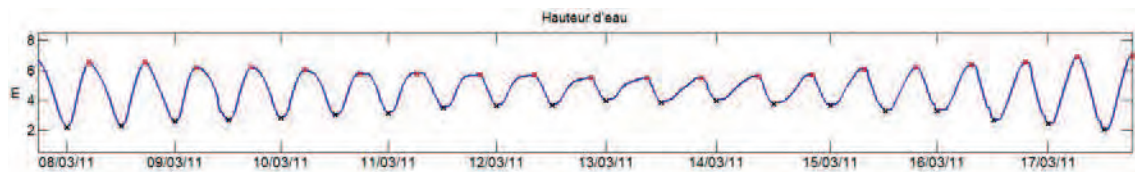


Figure 3. Fin de vive-eau n°2 et morte-eau n°2.

Cette figure permet de remarquer un autre phénomène : la tenue du plein. Entre le 12 et le 14 mars, la marée montante atteint une sorte de palier à partir duquel l'augmentation de la hauteur d'eau au cours du temps devient très faible, voire inexistante. La figure 4 met en évidence l'occurrence de doubles pleines mers, toujours lors de cette transition entre une dominance de flot et une dominance de jusant (VE 1 vers ME 1). Ces phénomènes, observés dans d'autres estuaires européens (LEVASSEUR *et al.*, 2007), sont très probablement dus à la géométrie particulière des pertuis charentais, qui influence l'hydrodynamique de l'estuaire. Cette géométrie va modifier la propagation de la marée en impactant l'amplification ou non des composantes harmoniques de celle-ci. Selon MEDEIROS et KJERFVE (1988), l'apparition de doubles pleines mers ou doubles basses mers est due à la superposition d'une marée de fréquence supérieure sur la marée dominante. Les composantes M4 ou M6 peuvent donc venir modifier la propagation attendue de la marée, sous certaines conditions particulières favorisées par des géométries contraintes. C'est le cas des pertuis charentais, avec un trait de côte particulièrement complexe, la présence d'îles et donc de plusieurs chenaux, et enfin une faible profondeur du milieu. La propagation de la marée y est donc directement impactée par ces paramètres (NICOLLE, 2006)



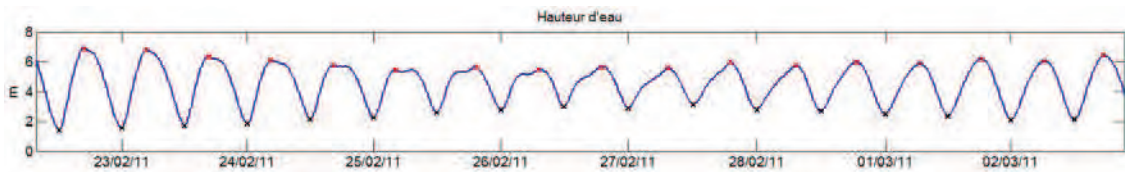


Figure 4. Morte-eau n°1.

b) Vitesses moyennes

L'étude des vitesses moyennes observées pour chaque phase de flux et de reflux permet également de caractériser l'asymétrie de la marée (figure 2d). En effet, dans le cas d'une dominance de jusant, les vitesses devraient être plus élevées pendant le flux par rapport au reflux, et vice versa pour une dominance de flot (FRIEDRICHS & AUBREY, 1988) :

- Pour les mortes eaux, les vitesses de courant de jusant sont bien plus élevées que les vitesses de courant de flot. De la même manière que pour les hauteurs d'eau, ce comportement est accentué pour les mortes eaux les plus faibles (ME 1).
- Pour les vives eaux, la tendance est moins claire. Les vitesses moyennes de flot sont légèrement plus élevées pour la VE 1, mais la différence est quasi inexistante pour la VE 2. Lors de la VE 3, les vitesses moyennes de flot restent plus faibles que les vitesses moyennes de jusant.

Ces résultats sont confirmés par les ratios représentés en figure 2c, tous les points supérieurs à 1 représentant des vitesses de jusant plus élevées que les vitesses de flot.

Ces premières observations suggèrent donc qu'une durée de flux plus courte n'entraîne pas systématiquement des vitesses de flot plus élevées (et vice versa).

A partir de ces résultats, l'hypothèse d'un remplissage de l'estuaire en morte-eau, avec des vitesses de flot plus faibles, mais une durée de flux très longue, est envisagée. En vive-eau, les vitesses de jusant restent légèrement plus fortes, ou équivalentes aux vitesses de flot, avec une durée du reflux plus longue, l'estuaire se viderait.

Cette première hypothèse doit cependant être nuancée. Lors des basses mers de vives eaux, il est apparu que l'ADCP ne pouvait pas mesurer de vitesses dans la colonne d'eau, celui-ci étant à peine immergé. Les vitesses lors de ces étales sont donc manquantes dans l'évaluation des vitesses moyennes, ce qui peut biaiser les résultats obtenus. Une deuxième campagne de mesures menée au printemps 2012 permettra donc de confirmer ou non l'hypothèse formulée ci-dessus.

c) Influence du débit

L'évolution du débit journalier est aussi représentée sur la figure 2d. Celui-ci varie entre un minimum de 39,7 m<sup>3</sup>/s et un maximum de 74,2 m<sup>3</sup>/s, avec une moyenne de 52,5 m<sup>3</sup>/s sur la durée de la campagne.

L'interaction entre le forçage du fleuve et le forçage de la marée peut apporter une première explication au phénomène observé. En morte-eau, le forçage hydrodynamique

exercé par le fleuve prendrait en effet le pas sur le forçage tidal, avec pour résultat des phases de reflux plus courtes et des vitesses de courant de jusant plus élevées. En vive-eau, le forçage de la marée prendrait le dessus, grâce à des vitesses de courant de marée plus élevées, provoquant un flux plus court.

## **5. Conclusions**

Cette étude met en évidence la dynamique particulière d'un estuaire peu profond et soumis à un régime macrotidal tel que l'estuaire de la Charente, concernant l'asymétrie de la marée.

Sur un même cycle de marée, le reflux peut être plus court ou plus long que le flux. En vive-eau, la phase de flux est plus courte, contrairement aux mortes eaux, pour lesquelles la phase de reflux est plus courte. Du point de vue de la durée des phases de flux et de reflux, une inversion de l'asymétrie, sur une courte période de temps, est donc mise en évidence.

Concernant les vitesses moyennes calculées pour chacune des phases, l'inversion de la dominance semble moins claire, puisque les vitesses de jusant sont généralement supérieures ou égales aux vitesses de flot, quelle que soit la période dans le cycle de marée. Une durée de flux ou de reflux n'engendre donc pas nécessairement des vitesses de courant de flot ou de jusant plus élevées au court de ces périodes.

Selon la littérature (FRIEDRICHS & AUBREY, 1988 ; WANG *et al.*, 2002), les estuaires peu profonds auraient tendance à être majoritairement dominés par le flot, alors que les estuaires les plus profonds seraient préférentiellement dominés par le jusant. L'estuaire de la Charente est considéré comme peu profond, et présente pourtant une dominance de jusant marquée en morte-eau, et une dominance de flot en vive-eau.

Les modélisations numériques hydrodynamiques et hydrosédimentaires de l'estuaire de la Charente sur MARS3D permettront de mettre en évidence les mécanismes pouvant expliquer cette inversion de l'asymétrie de la marée. Plus particulièrement, l'influence des composantes harmoniques de la marée, la forme et la bathymétrie du chenal seront étudiés. Les données de hauteur d'eau à Port des Barques seront également comparées aux mesures marégraphiques issues de la station de l'île d'Aix (réseau RONIM), située à quelques kilomètres de distance.

## **Remerciements :**

Les auteurs remercient le Conseil Général de la Charente Maritime pour le financement de la thèse dans laquelle cette étude s'inscrit. Le CNRS et l'Université de La Rochelle sont également remerciés. Cette étude n'aurait pas été possible sans le concours du laboratoire Ifremer LERPC de La Tremblade et de la région Poitou Charentes. Christophe Arnaud, Florence Cornette, Jean-Michel Chabirand, Philippe Geairon, Stéphane Robert et Jean-Luc Seugnet sont particulièrement remerciés pour leur aide précieuse sur le terrain.

## 6. Références bibliographiques

- ALLEN G.P., SALOMON J.C., BASSOULLET P., DU PENHOAT Y., DE GRANPRE C. (1980). *Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries*. *Sedimentary Geology*, n°26 (1-3), pp. 69-90. doi:10.1016/0037-0738(80)90006-8
- AUBREY D.G., SPEER P.E. (1985). *A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, Part 1: Observations*. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, n°21 (2), pp 185-205. doi:10.1016/0272-7714(85)90096-4
- BOLLE A., WANG Z.B, AMOS C., DE RONDE J. (2010). *The influence of changes in tidal asymmetry on residual transport in the Western Scheldt*. *Continental Shelf Research*, n°30 (8), pp 871-882. doi:10.1016/j.csr.2010.03.001
- BOON J.D. III, BYRNE R.J. (1981). *On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems*. *Marine Geology*, n°40 (1-2), pp 27-48. doi:10.1016/0025-3227(81)90041-4
- FORTUNADO A.B., OLIVEIRA A. (2005). *Influence of intertidal flats on tidal asymmetry*. *Journal of Coastal Research*, n°21 (5), pp 1062-1067. doi:10.2112/03-0089.1
- FRIEDRICH C.T., AUBREY D.G. (1988). *Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis*. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, n°27 (5), pp 521-545. doi:10.1016/0272-7714(88)90082-0
- LE HIR P., ROBERTS W., CAZAILLET O., CHRISTIE M., BASSOULLET P., BACHER C. (2000). *Characterization of intertidal flat hydrodynamics*. *Continental Shelf Research*, n° 20 (12-13), pp. 1433-1459. doi:10.1016/S0278-4343(00)00031-5
- LEVASSEUR A., SHI L., WELLS N.C, PURDIE D.A., KELLY-GERREYN B.A. (2007). *A three-dimensional hydrodynamic model of estuarine circulation with an application to Southampton Water, UK*. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, n°73 (3-4), pp 753-767. doi:10.1016/j.ecss.2007.03.018
- MEDEIROS C., KJERFVET B. (1988). *Tidal characteristics of the Strait of Magellan*. *Continental Shelf Research*, n°8 (8), pp 947-960. doi:10.1016/0278-4343(88)90056-8
- NICOLLE A. (2006). *Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais*. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle
- STANISIERE J-Y., DUMAS F., PLUS M., MAURER D., ROBERT S. (2006). *Hydrodynamic characterization of a semi-enclosed coastal system: Marennes-Oléron (France) basin*. <http://archimer.ifremer.fr/doc/2006/rapport-2353.pdf>, Ifremer report.
- WANG Z.B, JEUKEN M.C.J.L, GERRITSEN H., DE VRIEND H.J, KORNMANN B.A. (2002). *Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary*. *Continental Shelf Science*, n°22 (17), pp 2599-2609. doi:10.1016/S0278-4343(02)00134-6

E

Poster présenté à la conférence PECS,  
New-York (2012)

# Ebb/Flood Dominance Inversion Over a Neap/Spring Tidal Cycle in the Charente Estuary (France)

F. Toublanc<sup>1,\*</sup>, I. Brenon<sup>1</sup>, T. Coulombier<sup>1</sup>, O. LeMoine<sup>2</sup>, P. Geairon<sup>2</sup>

<sup>1</sup> UMR 7266 CNRS-ULR 'LIENSs', Institute for Coastal and Environmental Research (ILE), University of La Rochelle

<sup>2</sup> IFREMER-LERPC, Center of La Tremblade

\* [florence.toublanc@univ-lr.fr](mailto:florence.toublanc@univ-lr.fr)



This study focuses on the tidal asymmetry, a phenomenon commonly observed in estuaries (Aubrey *et al.*, 1985, Friedrichs *et al.*, 1988). Numerous studies proved that long-term significant changes in estuary characteristics (geometry, bathymetry, presence of tidal flats) can be responsible for a change in the ebb/flood dominance (Fortunado *et al.*, 2005, Bolle *et al.*, 2010). More surprisingly, short term dominance changes in the tidal asymmetry have been observed in the Charente estuary.

## Study Area : The Charente Estuary

Location : French Atlantic Coast

- Small, shallow estuary with large intertidal zones
- Semi-diurnal, macrotidal regime
- High cohesive sediment load
- Complex geometry : islands, shoreline

## Motivation

- Understand the mechanisms responsible for the tidal asymmetry inversion
- Determine the influence of this phenomenon on the sediment dynamics

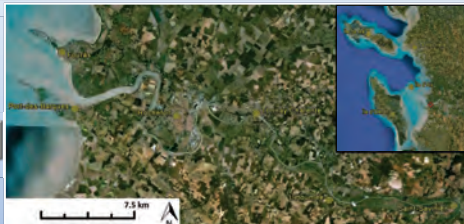


Fig 1. Charente estuary and location on the French Atlantic Coast (Google Earth)

## Short term tidal asymmetry inversion

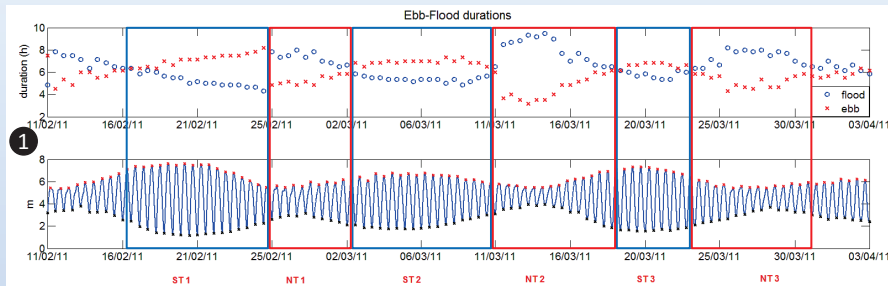


Fig 2. Ebb and flood durations at the mouth calculated from ADCP data obtained in 2011

- Neap tide (NT) : flood longer than the ebb  
Stronger phenomenon for the lowest tidal ranges (NT2)
  - Spring tide (ST) : ebb longer than the flood
- 1 Ebb-Flood durations
- Shorter ebb => stronger ebb velocities
  - Shorter flood => comparable velocities or stronger ebb velocities (ST3)
  - Constant river discharge => no influence
- 2 Velocities

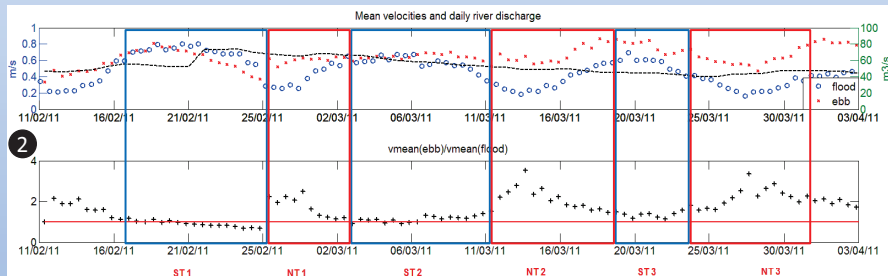


Fig 3. Mean horizontal velocities over the ebb (or flood) duration and ratio

## Numerical modeling : influence of the tidal harmonic constituents

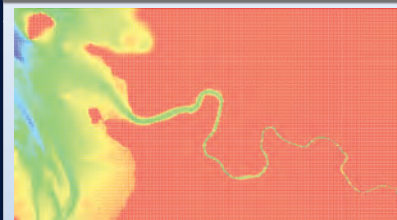


Fig 4. Bathymetry and grid

2D Modeling

20 m grid

Boundary conditions :

- Tides : harmonic composition
- River discharge

Goal : determine the influence of the harmonic composition on the asymmetry inversion

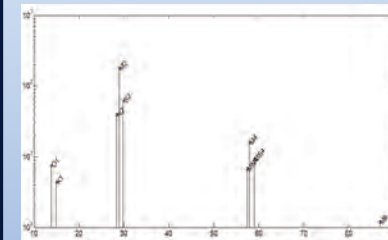


Fig 5. Main tidal harmonic constituents at the river mouth (analysis with MAS - SHOM)

Diurnal and semi-diurnal constituents only : no asymmetry inversion

Quarter-diurnal constituents : asymmetry inversion, and better reproduction of the curve shape

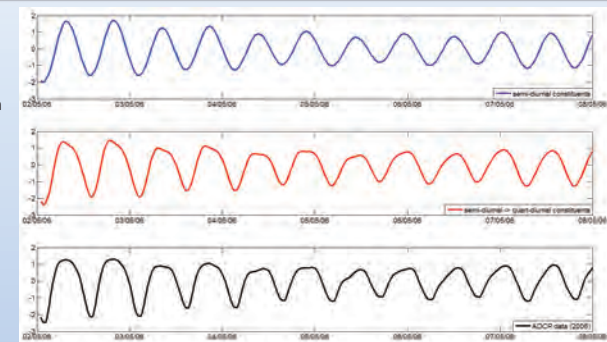


Fig 6. Water surface elevation at the river mouth for two different configurations, compared with in situ data

=> Importance of the quarter-diurnal constituents : non linear interactions with the continental shelf  
=> Consistent with the harmonic analysis (fig.5) and the specificity of the area (large continental shelf, islands, complex coastline)

=> Consequences on sediment transport ?

## Perspectives : influence on the sediment dynamics

Is there an influence of the tidal asymmetry dominance changes on the sediment dynamics ?

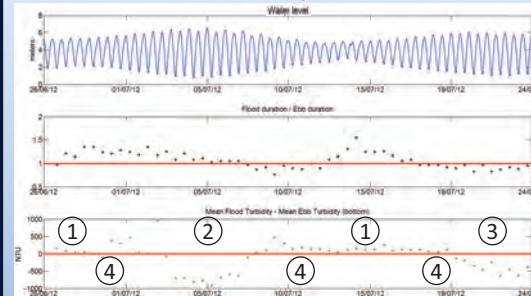


Fig 7. Depth, flood/ebb durations ratio and flood - ebb turbidity difference.  
N.B : the depth is not measured at the exact same point as the turbidity. New data will be available soon to avoid this source of error.

- 1 Neap Tide :
- Flood duration (FD) / Ebb duration (ED) > 1
  - Turbidity difference > 0
  - => Upstream sediment transport ?

Spring Tide : two cases

- 2 High tidal coefficient
- FD/ED ≈ 1
  - Turbidity difference << 0
- 3 Average tidal coefficient
- FD/ED < 1
  - Turbidity difference < 0
  - => Downstream sediment transport ?

- 4 Spring ↔ Neap Tide transitions

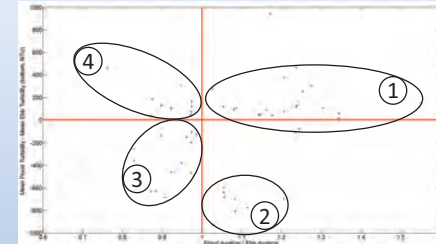


Fig 8. Flood - ebb turbidity difference against flood/ebb durations ratio

=> Ebb dominance : inward sediment transport  
=> Flood dominance : seaward sediment transport

⚠ To be confirmed, with currents velocities data, more accurate ssh data, and fluxes calculation

## References

- Aubrey, D.G. and Speer, P.E., 1985, "A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, Part 1: Observations", *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 21, 185-205.
- Bolle, A., Wang, Z.B., Amos, C., De Ronde, J., 2010, "The influence of changes in tidal asymmetry on residual transport in the Western Scheldt", *Continental Shelf Research*, 30, 871-882.
- Fortunado, A.B. and Oliveira, A., 2005, "Influence of intertidal flats on tidal asymmetry", *Journal of Coastal Research*, 21, 5, 1062-1067.
- Friedrichs, C.T. and Aubrey, D.G., 1988, "Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis", *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 27, 521-545.

## Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge funding from the Conseil Général de Charente Maritime, the CNRS, the FEDER and the University of La Rochelle. This study would not have been possible without the technical and data support from the Ifremer-LERPC Laboratory. The authors also acknowledge the SHOM for the use of MAS and for the data provided through the REFMAR portal.

Physics of Estuaries and Coastal Seas Symposium  
12-16 August 2012





# Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente

## Résumé

Les estuaires macrotidaux tels que l'estuaire de la Charente sont le siège d'une interaction constante entre la marée et le débit fluvial. L'objectif de ce travail est d'étudier le comportement de l'estuaire en fonction de ces forçages, et de déterminer leur impact sur les distributions horizontale et verticale de la salinité et des sédiments fins cohésifs. Un modèle tridimensionnel hydrosédimentaire a été mis en place sur l'estuaire afin de reproduire la dynamique estuarienne observée dans la Charente. Ce modèle a été validé via l'obtention de mesures *in-situ* venant également appuyer et compléter les simulations de réponse aux forçages effectuées.

Dans l'estuaire de la Charente, l'asymétrie de la marée présente la particularité de s'inverser en fonction du cycle morte-eau/vive-eau. Le modèle a permis de déterminer l'influence de la marée incidente et de la morphologie de l'estuaire sur ce comportement, et d'évaluer son impact sur la salinité et la dynamique sédimentaire de l'estuaire. L'évolution globale de la marée lors de sa propagation dans l'estuaire a été étudiée, ainsi que l'influence du débit fluvial sur la circulation estuarienne, l'intrusion saline, et la stratification. Les résultats montrent que l'embouchure de l'estuaire reste dominée par la marée même en cas de crue, et que la stratification est inversement proportionnelle au débit fluvial.

Le bouchon vaseux est reproduit par le modèle hydrosédimentaire, et ses variations en fonction des cycles de marée flot/jusant et morte-eau/vive-eau sont étudiées. La marée est le processus dominant dans la formation et le déplacement du bouchon vaseux. Les simulations montrent cependant une forte influence du débit fluvial sur sa géométrie et sa concentration, particulièrement en crue où il est plus compact et se déplace sur une distance plus courte. Les flux sédimentaires et les observations faites sur le terrain suggèrent que les sédiments sont importés dans l'estuaire en régime fluvial moyen et d'étiage, et qu'un envasement se produit. En crue, le bouchon vaseux est maintenu à 10 km en aval de l'embouchure et un export de sédiments vers la baie de Marennes-Oléron est obtenu.

*Mots-clés* : estuaire de la Charente, marée, intrusion saline, stratification, sédiments fins, bouchon vaseux, érosion/sédimentation, modélisation numérique.

---

## Abstract

Macrotidal estuaries such as the Charente estuary are characterized by a constant interaction between the tides and the river runoff. The aim of this work is to study the estuary behavior in function of these forcings, and to determine their impact of the horizontal and vertical distributions of salinity and fine cohesive sediments. A three-dimensional model was developed to reproduce the estuarine dynamics observed in the Charente estuary. This model was validated using *in-situ* measurements, which can also confirm and provide additional information when compared to the different forcing simulations.

In the Charente estuary, the tidal asymmetry is characterized by its inversions in function of the neap/spring tidal cycle. The model was used to determine the influence of the incident tide and the estuarine morphology on this behavior, and to evaluate its impact on salinity and sediment dynamics in the system. The overall evolution of the tide during its propagation in the estuary was studied, together with the river runoff influence on the estuarine circulation, the saline intrusion and stratification. Results show that the estuary mouth stays tide-dominated even in the event of a flood, and that stratification is inversely proportional to the river runoff.

The turbidity maximum is well reproduced by the hydrosedimentary model, and its variations in function of the flood/ebb and neap/spring tidal cycles are studied. Tidal forcing is the main mechanism leading to the formation and movement of the turbidity maximum. However, simulations show a strong influence of the river runoff on its geometry and concentration, especially when the runoff is high. The turbidity maximum is then more compact and moving on shorter distances. Calculated sedimentary fluxes and observations made on the field suggest that sediments are imported in the estuary for low and medium river runoffs, and that siltation is occurring. In the event of a flood, the turbidity maximum is maintained 10 km upstream of the mouth and sediments are exported into the Marennes-Oléron bay.

*Keywords* : Charente estuary, tides, saline intrusion, stratification, fine sediments, turbidity maximum, erosion/sedimentation, numerical modelling.