



**Synthèse des connaissances  
sur l'évolution morphologique et la dynamique des sédiments**

**Les cellules hydro-sédimentaires  
à l'échelle du Parc naturel marin  
de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis**

Projet CELHYSE

Janvier 2023

Menée dans le cadre du projet CELHYSE (CELLules HYdro-SEdimentaires), cette étude scientifique est associée à une note de synthèse, présentée à la fin du présent document.

Le projet CELHYSE a permis la production complémentaire d'une vidéo ainsi que de deux brochures de vulgarisation, à destination du jeune et du grand public.

Le projet CELHYSE a été mené par Anaïs Schmitt (chercheuse), supervisé Eric Chaumillon (professeur de géologie marine) de l'UMR CNRS7266 LIENSs, La Rochelle Université. Le projet CELHYSE a été soutenu financièrement par le Life Marha et le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis / Office français de la biodiversité (OFB).

Pour citer ce document : Schmitt A. et Chaumillon E., 2022, Synthèse sur les cellules hydro-sédimentaires à l'échelle du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (projet CELHYSE), 284 pages.

<b>1. Introduction : Présentation des structures partenaires et éléments contextuels du projet CELHYSE .....</b>	<b>13</b>
1.1. Le Parc naturel marin de l'Estuaire de la Gironde et mer des Pertuis .....	13
1.1.1. Présentation .....	13
1.1.2. Les orientations de gestion .....	15
1.1.3. Les enjeux de la dynamique sédimentaire du Parc .....	15
1.1.4. Les finalités de gestion du Parc concernées par la dynamique sédimentaire ...	17
1.2. La Rochelle Université, le LIENSs et l'équipe DPL .....	17
1.3. Le projet CELHYSE .....	18
1.4. La dynamique sédimentaire contrôlée par différents facteurs .....	20
1.5. La dynamique sédimentaire contrôlée par différentes échelles spatio-temporelles.	22
1.6. Les différents types de côtes et zonation du littoral sur le territoire du Parc .....	24
1.6.1. La nature des matériaux .....	24
1.6.2. Les zonations du domaine littoral .....	25
1.6.3. La dynamique du trait de côte : régression ou transgression .....	27
<b>2. Le Parc marin aujourd'hui. ....</b>	<b>31</b>
2.1. Le cadre géographique .....	31
2.2. Le cadre géologique .....	33
2.3. Le cadre sédimentaire actuel .....	34
2.3.1. L'origine des sédiments .....	34
2.3.2. La répartition des sédiments sur le plateau continental.....	35
2.4. Le cadre géomorphologique et ses caractéristiques sédimentaires .....	38
2.4.1. Les environnements ouvert et semi-fermé. ....	40
2.4.2. Les environnements ouverts .....	40
2.4.3. Les environnements semi-fermés .....	41
2.4.4. Les profils de côtes en milieux ouvert et semi-fermé. ....	47
2.5. Les écosystèmes naturels .....	51
2.5.1. Écosystèmes des substrats rocheux .....	51
2.5.2. Écosystèmes des substrats sableux.....	51
2.5.3. Écosystèmes des vasières, schorres et prés salés .....	52
2.5.4. Écosystèmes des zones du large.....	53
<b>3. Les forçages des évolutions du littoral.....</b>	<b>56</b>
3.1. Les forçages géologiques (à long terme) des évolutions du littoral.....	56
3.1.1. Changements climatiques au Quaternaire .....	56
3.1.2. Les variations globales du niveau marin .....	57
3.1.3. Variations relatives du niveau marin et mouvements verticaux de la croûte terrestre	57
3.1.4. Les variations des apports sédimentaires à l'échelle géologique.....	58
3.2. Les forçages à court terme des évolutions du littoral.....	58
3.2.1. Le cadre climatique .....	58
3.2.2. Les vagues .....	61
3.2.3. La marée astronomique .....	70
3.2.4. Les fleuves.....	75
3.2.5. Les tsunamis.....	77
3.2.6. Les surcotes et submersions marine .....	78
3.3. L'héritage géologique du substratum rocheux .....	80
3.4. Les forçages anthropiques.....	80
3.4.1. L'occupation des sols .....	81
3.4.2. Le développement militaire et les ports commerciaux.....	82
3.4.3. L'augmentation de l'urbanisation et des aménagements côtiers.....	84

3.4.4.	L'exploitation des ressources .....	85
3.4.5.	Les activités de loisirs .....	90
3.4.6.	Les pollutions .....	91
3.4.7.	La réglementation pour la protection des milieux.....	92
3.4.8.	Et dans le futur proche ... ..	93
<b>4.</b>	<b>Les évolutions morphologiques et dynamiques sédimentaires.....</b>	<b>98</b>
4.1.	Évolutions morphologiques et sédimentaires à l'échelle millénaire.....	99
4.1.1.	L'Histoire géologique des vallées incisées du Parc, l'incision du socle et la couverture sédimentaire .....	101
4.1.2.	Conclusion de l'évolution morphologique et la dynamique sédimentaire aux échelles millénaires. ....	116
4.2.	Évolutions morphologique et sédimentaires à l'échelle séculaires (moyenne).....	118
4.2.1.	Les évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire du trait de côte du Parc	119
4.2.2.	Les évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire des fonds marins du Parc	128
4.2.3.	Les forçages des évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire des fonds marins du Parc .....	135
4.2.4.	Conclusion de la dynamique sédimentaire aux échelles séculaires. ....	142
4.3.	Évolutions morphologique et sédimentaires aux échelles pluriannuelles et événementielle (courte).....	144
4.3.1.	Les évolutions morphologiques et sédimentaires pluriannuelles et annuelles du trait de côte du Parc .....	146
4.3.2.	Les évolutions morphologiques et sédimentaires pluriannuelles et annuelles des fonds marins du Parc .....	150
4.3.3.	Les forçages des évolutions morphologiques et sédimentaires à l'échelle pluriannuelles et annuelles. ....	157
4.3.4.	Les submersions marines .....	166
4.3.5.	Conclusion des évolutions morphologique et sédimentaires aux échelles pluriannuelles et événementielle. ....	168
4.4.	Bilan général des évolutions de la dynamique sédimentaire du Parc .....	171
4.4.1.	La dynamique sédimentaire complexe aux différentes échelles spatio- temporelles. ....	171
4.4.2.	La dynamique des sédiments grossiers .....	175
4.4.3.	La dynamique des sédiments fins.....	175
4.4.4.	Synthèse cartographique .....	176
<b>5.</b>	<b>Focus sur des sites d'intérêts .....</b>	<b>179</b>
5.1.	L'embouchure de la Gironde.....	180
5.1.1.	La morphologie et dynamique de l'embouchure de la Gironde.....	180
5.1.2.	La morphologie et la dynamique de la baie de Bonne-Anse et de la flèche de la Coubre	182
5.2.	Systèmes des flèches sableuses du sud Vendée .....	186
5.2.1.	La morphologie et la dynamique de la flèche d'Arcay .....	186
5.2.2.	La morphologie et la dynamique de la Belle Henriette.....	188
5.2.3.	Evolution du système de flèches sableuses .....	189
5.3.	La vasière au large de la Gironde.....	191
<b>6.</b>	<b>Le découpage du littoral en cellule hydro-sédimentaire et les implications pour la gestion du Parc .....</b>	<b>194</b>
6.1.	Définition des cellules hydro-sédimentaires. ....	194
6.2.	Utilisation de la notion de cellule : Cas d'études .....	196

6.2.1.	Une approche historique et internationale.....	196
6.2.2.	Une approche Nationale : exemple de l'utilisation de la notion de cellule hydro-sédimentaire sur la Façade Atlantique. ....	197
6.3.	Synthèse des limites existantes des cellules hydro-sédimentaires du Parc .....	200
6.3.1.	Méthode de découpage du littoral .....	200
6.3.2.	Délimitation des cellules hydro-sédimentaires .....	201
6.4.	Discussion du découpage existant des cellules hydro-sédimentaire, proposition de découpage et pertinence de l'outil pour le Parc .....	202
6.4.1.	Méthode de découpage.....	203
6.4.2.	Proposition d'une carte des cellules sédimentaires du Parc.....	205
6.4.3.	Limitation de la notion de cellules hydro-sédimentaire comme outil de gestion pour le Parc.....	206
6.5.	Conclusion sur les cellules hydro-sédimentaire et recommandation de leurs utilisations en matière de gestion .....	208
<b>7.</b>	<b>Lien entre les connaissances des évolutions morphologiques et sédimentaires et le développement de cinq activités humaines .....</b>	<b>210</b>
7.1.	Les liens entre les évolutions morpho-sédimentaire à 3 échelles de temps et cinq activités humaines. ....	210
7.1.1.	La poldérisation.....	211
7.1.2.	Les aménagements côtiers.....	212
7.1.3.	Le développement des ports et les dragages .....	214
7.1.4.	La conchyliculture.....	215
7.1.5.	Les extractions de granulats .....	216
7.2.	Les boucles de rétroactions de cinq activités humaines avec les évolutions morphologiques et la dynamique des sédiments. ....	218
7.2.1.	La poldérisation.....	218
7.2.2.	Les aménagements côtiers.....	219
7.2.3.	Le développement des ports et les dragages .....	219
7.2.4.	La conchyliculture.....	219
7.2.5.	Les extractions de granulats .....	220
7.3.	Conclusion.....	220
<b>8.</b>	<b>Conclusions et perspectives .....</b>	<b>222</b>
<b>9.</b>	<b>Remerciements .....</b>	<b>224</b>
<b>10.</b>	<b>Note scientifique : Les cellules hydro-sédimentaires à l'échelle du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (projet CELHYSE) .....</b>	<b>254</b>
<b>11.</b>	<b>Glossaire du projet CELHYSE.....</b>	<b>259</b>

## Liste des figures

Figure 1-1 : Carte du périmètre du Parc naturel marin (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	14
Figure 1-2 : Schéma des facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire au sein du Parc naturel marin (modifié d'après Pye and Blott, 2008a). .....	22
Figure 1-3 : Schéma des échelles spatiales et temporelles d'actions des agents dynamiques sur le littoral et des évolutions morphologiques associées (modifié d'après Cowell et Thom, 1994). .....	24
Figure 1-4 : Profil de plage sableuse avec zonation type. ....	27
Figure 2-1 : Carte du contexte géographique du territoire du Parc. ....	32
Figure 2-2 : Carte géologique de la zone du Parc (1/1 000 000) (BRGM). ....	34
Figure 2-3 : Carte de la répartition selon la nature des fonds sur le périmètre du Parc d'après les données du SHOM (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). ....	37
Figure 2-4 : Carte toponymique sur fond bathymétrique, zoom sur le Nord du Parc. ....	39
Figure 2-5 : Carte toponymique sur fond bathymétrique, zoom sur le Sud du Parc. ....	39
Figure 2-6 : Carte de distribution des milieux ouverts et exposés (bleu) et des milieux semi-fermés (jaune) dans le Parc. ....	40
Figure 2-7 : Carte bathymétrique de la baie de Marennes-Oléron (Kervella, 2009) .....	44
Figure 2-8 : Schéma des entités géomorphologiques et de leurs répartitions sédimentaire caractéristiques de l'estuaire de la Gironde (sandwich sédimentaire), (Allen, 1991). ....	46
Figure 2-9 : Profil de plage ouverte de type sableuse. ....	48
Figure 2-10 : Profil de plage ouverte de type rocheuse. ....	48
Figure 2-11 : Profil de plage ouverte de type mixte. ....	48
Figure 2-12 : Profil de plage semi-fermé de type sablo-vaseux avec dune de sable. ....	49
Figure 2-13 : Profil de plage semi-fermé de type vaseux, chenalisé avec dune de sable. ....	50
Figure 2-14 : Profil de plage semi-fermé de type vaseux, chenalisé avec digue. ....	50
Figure 3-1: Courbe globale isotopique des enregistrements sédimentaires de foraminifères benthiques représentatif de l'évolution climatique des derniers 1.8 Ma (Lisiecki et Raymo, 2005). Mise en évidence des périodes glaciaires ( $\delta^{18}\text{O}$ fort) et des périodes interglaciaires ( $\delta^{18}\text{O}$ fort). Le temps se lit de droite (plus vieux : 1,8 Ma) vers la gauche (plus récent : période actuelle 0). ....	56
Figure 3-2 : Graphique de la hauteur des vagues significatives (Hs) au cours du temps (entre 1999 et 2020). Mise en évidence du régime saisonnier et des variations interannuelles. Simulation à l'aide du système de modélisation SCHISM implémenté sur les Pertuis Charentais (Guérin et al., 2016), couplé au modèle régional WaveWatchIII (Bertin et al., 2012). ....	62
Figure 3-3 : a) Carte de l'augmentation (en %) de la hauteur moyenne des vagues par rapport à la moyenne des hivers depuis 1948. b) Graphique de la série temporelle des hauteurs	

## Projet CELHYSE Figures

significatives des vagues mesurées au large du Cap Ferret pendant l'hiver 2013-2014 avec indication des pics énergétiques (Rapport Acclimaterra 2018). .....	63
Figure 3-4 : Schéma de la transformation des vagues et des courants sur l'avant-côte (Anthony and Aagaard, 2020). .....	64
Figure 3-5 : Carte représentative de la hauteur significative moyenne de la Houle (Hs) sur le territoire du Parc, exemple de l'année 2012, issue du système de modélisation WWIII (Bertin et al., 2012; Tolman, 2009). .....	66
Figure 3-6 : Schéma du transport sédimentaire par les vagues dans une direction perpendiculaire à la plage (La mer contre-attaque !). .....	69
Figure 3-7 : Carte représentative des marnages moyens (TR) sur le territoire du Parc, exemple de l'année 2012, issue du système de modélisation WWIII (Tolman, 2009 ; Bertin et al. 2012). .....	72
Figure 3-8 : Représentation et mise en évidence de la déformation de la marée dans l'estuaire de la Gironde. Au large de son embouchure (bleu), la marée est moins forte et symétrique (flot et jusant de durée égale). En se propageant dans l'estuaire interne (vert), la marée est amplifiée et devient asymétrique (le flot est plus court que le jusant). En amont (rouge), le flot dure moins de 5 heures et le jusant 7,5 heures quand le marnage passe de 4 à 5 m, depuis l'embouchure à Bordeaux (La mer contre-attaque !). .....	74
Figure 3-9 : Carte du réseau hydrographique (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	76
Figure 3-10 : Schéma des principaux processus naturels de la dynamique littorale. ....	80
Figure 3-11 : Carte des dragages et gestion des sédiments : moyenne des volumes annuels par secteur (2008-2015), (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	83
Figure 3-12 : Carte de localisation des exploitations de granulats (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	86
Figure 3-13 : Carte bathymétrique des concessions de Chassiron en 2019. Profondeur des zones de souilles comprises entre 17,5 et 28,4 m (Creocean, 2019). .....	88
Figure 3-14 : Carte de localisation des principales zones conchylicoles (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	89
Figure 3-15 : Carte de localisation des activités de pêches (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018). .....	90
Figure 4-1: Exemple de profil sismique avec son interprétation montrant la position des carotes (Allard et al., 2010). .....	101
Figure 4-2 : Carte du golfe de Gascogne montrant le contour des principales vallées incisées mises en évidence par sismique réflexion à haute résolution (Chaumillon et al., 2008). .....	102
Figure 4-3 : Profils sismiques transversaux aux vallées montrant la morphologie des incisions au toit du substratum rocheux (issu de Chaumillon et al., 2008b). A. Profil transversal de la vallée Lay/Sèvre-Niortaise B. Profil transversal de la vallée de La Charente. C. Profil transversal de la vallée de La Gironde. L'axe vertical des profils correspond au temps de trajet bidirectionnel en ms. ....	103
Figure 4-4 : Coupes transverses schématiques montrant les faciès et l'architecture des dépôts mis en place durant la transgression. Mise en évidence du modèle de dépôts en trois phases (Posamentier and Allen, 1994). .....	106

## Projet CELHYSE Figures

Figure 4-5 : Architecture du comblement de la vallée incisée de la Gironde. Mise en évidence de la stratigraphie interne et du pincement vers le large. LST Lowstand Systems Tracts; HST Highstand Systems Tracts; TST Transgressive Systems Tracts (Léricolais et al., 2001). .....	106
Figure 4-6 : Comparaison entre des modèles de remplissage de vallée incisée proposé pour l'estuaire de la Gironde (Allen and Posamentier, 1994) et pour La Charente (Weber et al., 2004a). .....	108
Figure 4-7 : Carte Bathymétrique (A), plan de position des profils sismiques (B), carte isopaque des sédiments meubles recouvrant le socle rocheux (C), carte des contours structuraux du socle rocheux de la Charente (Chaumillon et al., 2008b). .....	110
Figure 4-8 : Modèle de remplissage sur deux profils transversaux des vallées incisées de A) la Sèvre-Niortaise/Lay (Pertuis Breton) et B) la Charente (Pertuis d'Antioche). Mise en évidence des deux zones de centre de dépôts au large (ouest) et sur le littoral (est), séparé par une zone de ravinement au niveau des fosses de Chevarache et d'Antioche (Chaumillon et Weber, 2006). .....	111
Figure 4-9 : Coupes transversales schématisques montrant la variabilité des comblements sédimentaires des vallées incisées et le contrôle par la morphologie du substratum SB = Limite de surface, TS = Surface transgressive, TRS = Surface de ravinement de marée, WRS = Surface de ravinement de vagues, LST = Unité du système de faible hauteur, TST = Unité du système transgressif, HST = Unité du système de haut niveau. (Chaumillon et al., 2008a). .....	113
Figure 4-10 : Courbes d'évolution du niveau de la mer pour la côte Atlantique française au cours des derniers 10 000 ans, associées à la dernière grande transgression marine (Chaumillon et Weber, 2006 modifiée à partir de Ters, 1986 et Lambeck, 1997). .....	114
Figure 4-11 : Carte découpage des vallées Incisées sur fond de facies sédimentaire. ....	117
Figure 4-12 : Évolution morphologique du site de la Belle Henriette entre 1907 et 1982 (Musereau, 2009). ....	120
Figure 4-13 : Évolution de la pointe d'Arcay en 1811, 1824, 1846, 1923, 1975, 2005, (Allard et al., 2008). .....	121
Figure 4-14 : Les évolutions séculaire du trait de côte (27 plages) entre l'île de Ré et la péninsule d'Arvert. a) Evolutions moyennes entre 1840 et 2016, illustrées par des flèches rouges à jaunes pour représenter l'érosion très rapide (> 6 m/an) à faible (< 2 m/an) puis par des flèches vertes pour représenter la progradation du trait de côte. b) Représentation des évolutions du trait de côte par période de temps, les plus récentes sont près du rivage vers les plus anciennes en direction de la mer (Chaumillon et al., 2019). ....	122
Figure 4-15: Évolution du trait de côte de l'Anse de la Maleconche, la pointe des Saumonards jusqu'à la pointe de Bellevue entre 1824 (trait rouge) et 1995 (trait jaune), détail des engraisements (flèches noires) et érosions côtières (flèches vertes), (Weber, 2004). ....	123
Figure 4-16 : Évolution morphologique de la flèche de Bellevue (1977 à 2000), (Ozenne, 2012). .....	124
Figure 4-17 : Évolution du trait de côte de la pointe de Gatseau entre 1945 et 2016 (Bliard, 2016). .....	125
Figure 4-18 : Modifications du trait de côte entre 1950 et 2014, au niveau du Pertuis de Maumusson (Castelle et al., 2018). .....	126

## Projet CELHYSE Figures

Figure 4-19 : Évolutions morphologiques de la flèche du Galon d'Or entre 1950 et 2010 (Ozenne 2012). .....	126
Figure 4-20 : Évolution du trait de côte de la Coubre et Bonne Nase (1825, 1892, 1924, 1950, 1977), (Ozenne 2016, modifié d'après Herzog 2004). .....	127
Figure 4-21 : Évolution de la pointe du Médoc de 1785 à 1935 (Levêque, 1936). .....	128
Figure 4-22 : Carte de synthèse de l'évolution des fonds et du trait de côte dans les Pertuis Charentais entre 1822 et 2000 (Weber, 2004). .....	129
Figure 4-23 : Évolution des fonds marin adjacent à la pointe d'Arçay et le l'Aiguillon, entre 1985 et 2013. Accrétion sédimentaire en jaune/orange et érosion sédimentaire en bleu/vert. Les installations conchylicoles sont représentées en noir (Dehouck et al., 2013). .....	130
Figure 4-24 : Budget sédimentaire du pertuis Breton et du pertuis d'Antioche, zoom sur de la baie de Marennes-Oléron (entre 1824 et des données récentes de 1997 à 2003), (Poirier et al., 2010 ; Bertin et al., 2005). .....	131
Figure 4-25 : Évolution des fonds du pertuis de Maumusson de 1824 à 2001 (Bertin et al., 2005). .....	132
Figure 4-26: Comparaison de levés bathymétriques de 1825 (droite) et 2000 (gauche) à l'embouchure de la Gironde avec la position du trait de côte actuels (SHOM, Cerema, 2015a : levé S182500100 ; SHOM ; Port Autonome de Bordeaux, CEREMA 2019, F6). .....	133
Figure 4-27 : Évolution de l'isobathe -10 m CM de la passe ouest entre 1981 et 2003 - (SAFEGE, SEAMER 2006), (Bernard, 2004, Issue du CEREMA 2019, F6). .....	134
Figure 4-28 : Bilan sédimentaire de l'estuaire de la Gironde pour les trois intervalles de temps considérés : 1962-1970, 1970-1980, 1980-1994 et budget global 1962-1994. Les PK sont des points de référence en km en aval de Bordeaux (PK 0), (Sottolichio et al., 2013). .....	135
Figure 4-29 : Schéma de l'évolution du trait de côte au niveau des embouchure de Maumusson et de la Gironde. Les flèches vertes et larges représentent la migration du trait de côte. Les flèches fines (grises, noires et oranges) représentent le transit sédimentaire liée à la dérive littorale. A) Evolution entre le 19 <sup>ème</sup> et 20 <sup>ème</sup> siècle et B) Evolution entre le 20 <sup>ème</sup> siècle et le 21 <sup>ème</sup> siècle. .....	139
Figure 4-30 : Poldérisation de l'Anse de l'Aiguillon, Issue de Godet et al, (2015). .....	140
Figure 4-31 : Zoom sur l'avancé du trait de côte de l'Anse de l'Aiguillon entre 1950 (jaune) et 2020 (rouge), Issue des mesures projet PAMPAS. .....	141
Figure 4-32 : Les évolutions décennale du trait de côte (27 plages) entre l'île de Ré et la péninsule d'Arvert. a) Evolutions moyennes entre 1999 et 2017 illustrées par des flèches rouges à jaunes pour représenter l'érosion très rapide (> 6 m/an) à faible (< 2 m/an) puis par des flèches vertes pour représenter la progradation du trait de côte. b) Représentation des l'évolutions du trait de côte par période de temps, les plus récentes sont près du rivage vers les plus anciennes en direction de la mer (Chaumillon et al., 2019). .....	148
Figure 4-33 : Brèche et nouvelle ouverture d'entrée (embouchure) dans la baie de Bonne-Anse de 1999 à 2002. Observée par Landsat et images satellite SPOT, issue de Chaumillon et al., (2014). .....	149
Figure 4-34 : Données bathymétriques de la zone d'extraction de sable de Chassiron A) carte bathymétrique de 2016 ; B) Carte bathymétrique de 2019 ; C) Carte bathymétrique différentielle entre 2019 et 2016 ; D) Profils bathymétriques montrant la direction du transport de sable résiduel (profil 1) et la migration des dunes sous marines entre 2016 et 2019 (profil 2).	

## Projet CELHYSE Figures

- Courbe granulométrique d'un échantillon de sable prélevé au sommet d'une dune et dans le creux (G-01 et G-02). La localisation des profils bathymétriques et des échantillons granulométriques est indiquée sur la carte bathymétrique de 2019 (Schmitt and Chaumillon). ..... 151
- Figure 4-35 : Évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon, depuis 2000 jusqu'à 2021. Cartographie des variations d'altitudes (droite) calculées à partir de données Lidar et bathymétrique (gauche), (Olivier, 2022). ..... 153
- Figure 4-36 : Carte Bathymétrique MNT de l'embouchure de Maumusson (issue de la mission EMEMO, 2017). ..... 155
- Figure 4-37 : Imagerie satellites montrant la migration du chenal de marée principal et bancs intertidaux à l'embouchure de Maumusson entre 2017 et 2018. Schéma conceptuel représentant la migration du chenal de marée principale externe et des bancs, Issue du modèle de FitzGerald et al, (2000). ..... 155
- Figure 4-38 : Graphique de la série temporelle des hauteurs significatives des vagues mesurées au large du Cap Ferret pendant l'hiver 2013-2014 avec indication des pics énergétiques (Rapport Acclimaterra 2018). ..... 159
- Figure 4-39 : Photographie aérienne de la pointe de Gatseau et Zoom en photographie d'UAV montrant les dépôts de tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Baumann et al., 2017b). ..... 160
- Figure 4-40 : Variation de l'évolution des matières en suspensions de la Baie de Marennes-Oléron, au cours d'une marée de vive eau : situation de basse mer (gauche), de flot (au centre) et de pleine mer (à droite), (Le Hir, 2010). ..... 161
- Figure 4-41 : Variation des concentrations en matières en suspension de surface dans l'estuaire de la Gironde observée en janvier 2005 lors des mortes eaux, des moyennes et des vives eaux (respectivement a, b, c), (Doxaran et al., 2009). ..... 161
- Figure 4-42 : Illustration du panache de sédiments fins en expulsion sur le domaine côtier au droit des estuaires et des côtes du Parc (Photo : Thomas Pesquet, 2021). ..... 162
- Figure 4-43 : Aperçu conceptuel de l'influence de l'estuaire de la Gironde et de l'estuaire de la Charente dans la baie de Marennes Oléron (Flèche noire). L'épaisseur des flèches est relativement proportionnelle à l'apport de Cd dans la baie de Marennes Oléron. Mise en évidence de l'action des vagues sur la variabilité spatiale et temporelle du transport sédimentaire (Strady et al., 2011). ..... 164
- Figure 4-44 : Évolution et comparaison de la circulation des flux dans la Baie de Marennes-Oléron sans installation conchylicole (gauche) et avec installations conchylicole (droite) (Le Hir, 2010). ..... 165
- Figure 4-45 : Carte du Pertuis Charentais montrant les zones inondées lors des tempêtes Xynthia et Martin (zones bleu turquoise et hachures bleu foncé), les segments du littoral (lignes de couleurs diverses). Les stations marégraphiques (points noirs) et la bouée Oléron (triangle noir), (Breilh et al., 2014). ..... 167
- Figure 4-46 : Valeur des composantes de l'aléa « recul du trait de côte » (Taux d'évolution :  $T_x$  et recul lié à un événement majeur :  $L_{max}$ ) sur le littoral du département de Charente-Maritime (Bernon et al., 2021). ..... 168
- Figure 4-47 : Carte de synthèse des évolutions sédimentaire à trois échelles de temps. A) Dynamique à long terme (Millénaire) ; B) Dynamique à moyen terme (Séculaire) ; C) Dynamique à court terme (pluriannuel et événementiel), (Schmitt et Chaumillon soumis). 173

## Projet CELHYSE Figures

Figure 4-48 : Schéma récapitulatif des forçages naturels et anthropiques au cours du temps. ....	174
Figure 4-49: Compilation des données quantitatives des transports sédimentaires issues de la bibliographie. Mise en évidence de l'évolution du trait de côte : érosion en rouge, accrétion en vert, stable en bleu. Dynamique de la dérive littorale représentée par des flèches noires ; Transport des sédiments fins représenté par des flèches marrons ; Dynamique des transports perpendiculaires représenté par des flèches en pointillés.....	176
Figure 4-50: Carte de localisation des principales études utilisées pour la création de la synthèse de connaissance sur l'évolution morphologique et la dynamique des sédiments du Parc (non exhaustive). ....	178
Figure 5-1 : Carte de l'embouchure de la Gironde.....	181
Figure 5-2 : Evolution de la flèche de la Coubre et de la baie de Bonne-Anse entre 1825 et 1977, (Ozenne 2013). ....	183
Figure 5-3 : Evolution de la flèche de la Coubre et de la baie de Bonne-Anse, entre 1979 et 2006, (Ozenne 2013). ....	184
Figure 5-4 : Dynamique des embouchures de la baie de Bonne-Anse. A) Comparaison d'images satellites SPOT de 2001 à 2012. Convexe fait référence à l'orientation de la courbure du chenal. Les lignes pointillées blanches caractérisent la direction principale de l'allongement de la flèche. B) Modèle conceptuel, (Chaumillon et al., 2014 ; Ozenne 2013). ....	185
Figure 5-5 : Carte des flèches sableuse du sud Vendée. ....	186
Figure 5-6 : Allongement de la flèche d'Arcay entre 1675 et 2010, (Poirier et al., 2017b). .	187
Figure 5-7 : Gain de surface de la flèche d'Arcay déduit par images satellite SPOT (gris foncée) et estimation du taux de transport par dérive littorale (gris clair), entre 1987 et 2005, (Allard et al., 2008a). ....	187
Figure 5-8 : Evolution géomorphologique de la lagune de la Belle Henriette de 1907 à 2014 (Source : IGN, OCM Landscape issue de Hunault et al 2016). ....	189
Figure 5-9 : Photographies aériennes du secteur des Mizottes avant reconnexion de la lagune (en haut) puis, après la succession de tempêtes de 2014, à marée basse (en bas à gauche) et à marée haute (en bas à droite). Issue de Hunault et al., 2016. ....	189
Figure 5-10 : Localisation des Vasières du plateau du Golfe de Gascogne, au large du Parc sur la carte de nature des fonds marins du SHOM. ....	191
Figure 5-11 : Modèle sédimentologique de la dynamique de la Grande Vasière, (Bourillet et al., 2006). ....	193
Figure 6-1 : Schéma conceptuel d'une cellule hydro-sédimentaire, interaction entre les processus de transport transversaux et longitudinaux (modifié d'après Davies 1974, CEREMA 2019). ....	195
Figure 6-2 : Figure de découpage de la côte méridionale de la Californie au nord de Santa Barbare (USA) en cellules littorale (Bowen et Inman, 1966). ....	197
Figure 6-3 : Découpage du découpage de côte du Finistère en cellule hydro-sédimentaire (Hénaff and Le Berre, 2003). ....	198

## Projet CELHYSE Figures

Figure 6-4 : Découpage du « Nord Médoc » en 1 cellule hydro-sédimentaire et 5 sous-cellules homogènes, interdépendantes (1.1 à 1.5) par de l'OCA, 2018 (actuel OCNA).....	199
Figure 6-5 : Aperçu du découpage du trait de côte de France métropolitaine en A) Provinces sédimentaires et B) cellules hydro-sédimentaires. Les limites sont matérialisées par des segments de couleurs, issu des travaux du CEREMA, 2019. ....	200
Figure 6-6 : Carte de découpage du Parc en secteurs homogènes. Limites littorales de couleurs issues du CEREMA 2019. Cellules délimitées en milieu ouvert, ou exposé aux vagues, dans les tons bleu et cellules délimitées en milieu semi-fermé, ou abrité des vagues, dans les tons verts. ....	206
Figure 7-1 : Schéma récapitulatif des facteurs de contrôle et des principaux résultats des évolutions morphologiques et sédimentaires observés aux trois échelles de temps en lien avec les activités humaines du Parc (Schmitt and Chaumillon, soumis).....	211
Figure 7-2 : Schéma des boucles de rétroaction entre les évolutions morphologiques et 5 activités humaines fortement dépendantes de la dynamique sédimentaire : A) Poldérisation ; B) Aménagement côtier ; C) Dragage ; D) Conchyliculture ; E) Extraction de granulats, (Schmitt and Chaumillon, soumis).....	218

### 1. Introduction : Présentation des structures partenaires et éléments contextuels du projet CELHYSE

*Cette synthèse est issue du projet CELHYSE. Elle est basée sur les études existantes concernant la dynamique sédimentaire dans le périmètre du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et mer des Pertuis. Le rapport « Synthèse des connaissances sur l'évolution morphologique et la dynamique des sédiments : les CELLules HYdro-SEdimentaires à l'échelle du Parc Naturel Marin de l'Estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis » est centré sur la description des caractéristiques liées au territoire du Parc. Les connaissances spécifiques liées à la compréhension de cette étude sont regroupées dans un glossaire (page 257, qui reprend les définitions des mots en gras indexés d'une \*). Il est conseillé pour sa lecture de garder en parallèle le texte principal, le glossaire et l'atlas des cartes.*

#### 1.1. Le Parc naturel marin de l'Estuaire de la Gironde et mer des Pertuis

##### 1.1.1. Présentation

Le **Parc naturel marin\*** de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (PNMEGMP) est une aire marine protégée, issue de la loi du 14 avril 2006 et créée en 2015. Il est géré par l'Office Français de la Biodiversité (OFB), un établissement public sous la tutelle du ministère de la Transition écologique. Ses missions sont de préserver le milieu marin, d'améliorer sa connaissance et de contribuer au développement durable des activités maritimes.

Situé au cœur du golfe de Gascogne, c'est le 7<sup>ème</sup> parc français, le second plus vaste des eaux métropolitaines. Il borde plus de 1 000 km de côtes et 114 communes de la Vendée, de la Charente-Maritime et de la Gironde. Il couvre 6 500 km<sup>2</sup> d'un espace marin s'étendant au large jusqu'aux fonds de 50 mètres et remontant dans les estuaires (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

A l'interface terre-mer défini comme la bande littorale, il se compose de six estuaires dont l'un des plus grands d'Europe, la Gironde, de la mer des Pertuis, une zone côtière abritée par des îles, peu profondes avec d'importantes surfaces d'estrans et une zone au large avec des influences plus océaniques. Le Parc regroupe l'ensemble de la diversité des environnements littoraux présents en France. Il est caractérisé par une juxtaposition de côtes rocheuses, sableuses et sablo-vaseuses ce qui permet une importante diversité d'habitats marins. Son littoral de faible altitude rend cette zone particulièrement vulnérable aux submersions marines. De par ses caractéristiques, le territoire du Parc est complexe dans son fonctionnement global.

Site web du Parc :

<https://www.parc-marin-gironde-pertuis.fr/>

Site web du plan de gestion dynamique du Parc :

[Plan de gestion dynamique | Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis \(parc-marin-gironde-pertuis.fr\)](#)

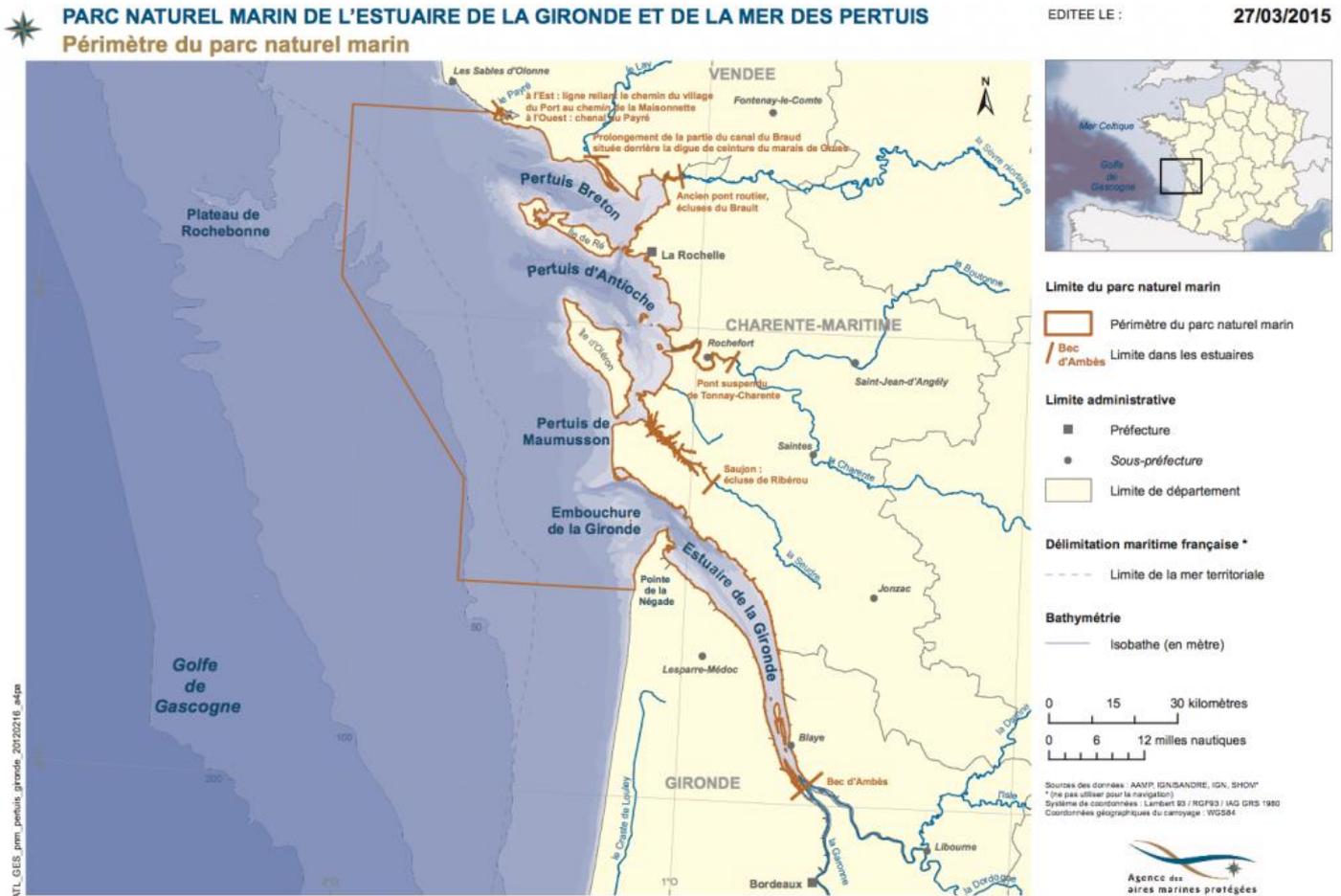


Figure 1-1 : Carte du périmètre du Parc naturel marin (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Le Parc naturel marin couvre trois écosystèmes différents mais interdépendants : l'estuaire de la Gironde, son panache et les **pertuis**\* (Breton, d'Antioche et de Maumusson). Une richesse naturelle remarquable est distinguable sur ces trois grands écosystèmes.

Sous influence des eaux douces, cette aire marine présente une forte productivité planctonique, déterminante pour la **biodiversité**\*, les coquillages élevés sur la zone et les abondantes ressources halieutiques.

Les habitats variés (côtes sableuses, estrans rocheux, vastes vasières...) sont des lieux d'alimentation, de frayère et de nurserie essentiels pour de nombreuses espèces. Couloir de migration des poissons amphihalins (anguille, esturgeon...), le Parc est également un carrefour ornithologique d'importance internationale.

La richesse de ces écosystèmes a très tôt permis l'exploitation et l'utilisation de la mer et de la côte. Ainsi, les **activités maritimes**, liées au bon état écologique du milieu, sont multiples et constituent de forts enjeux socio-économiques.

Les paysages littoraux et insulaires, profondément ancrés entre terre et mer, ont été façonnés par des siècles d'exploitation du sel sur de vastes espaces maintenant largement dédiés à la **conchyliculture** (premier bassin conchylicole européen : 4 000 hectares). Autrefois zone militaire hautement stratégique, ce secteur est depuis longtemps une **zone portuaire** d'importance (60 ports aux vocations diverses : commerce, pêche, loisir). Aujourd'hui, de

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

multiples installations sont présente et essentielles pour le développement économique des territoires. Ce secteur permet le développement d'une forte **activité touristique**, avec diverses pratiques de loisirs très localisées sur le plan d'eau. Résidents et vacanciers viennent rechercher ses richesses naturelles et profiter d'un patrimoine culturel remarquable.

### 1.1.2. Les orientations de gestion

Le conseil de gestion est l'organe de gouvernance du Parc naturel marin ; il est composé de 70 membres : élus, représentants des usagers professionnels et de loisirs, associations environnementales, scientifiques et services de l'État.

Lieu de dialogue, le conseil de gestion décide de la politique du Parc, élabore son plan de gestion et définit ses programmes d'action, mis en œuvre par l'équipe du Parc et ses partenaires. Il émet des avis sur tout projet ayant un impact sur le milieu marin.

Outil de gestion innovant, le Parc construit un véritable projet de territoire en mer où biodiversité et activités sont liées par le bon fonctionnement des écosystèmes.

L'objectif du Parc naturel marin est de faire face aux enjeux de protection et de connaissance de ce milieu naturel d'exception, tout en conciliant un développement durable des activités humaines. Au large, le long du littoral et dans les estuaires, les acteurs locaux participeront à ce projet de territoire, initié par l'État, pour la protection de l'espace marin (<https://ofb.gouv.fr/le-conseil-de-gestion-dun-parc-naturel-marin>).

Les actions du Parc naturel marin répondent aux six grandes orientations de gestion inscrites dans son décret de création :

- **améliorer** et partager les connaissances scientifiques et empiriques des milieux marins, des espèces et des usages.
- **préserver** et restaurer les milieux et les fonctionnalités écologiques, dans un équilibre durable entre biodiversité et activités socio-économiques,
- **renforcer** le lien terre-mer par le partenariat des acteurs concernés afin de préserver la qualité et la quantité des eaux.
- **promouvoir** et développer les activités de pêche professionnelle (côtière et estuarienne), aquacoles et conchylicoles, dans le respect des écosystèmes marins.
- **promouvoir** et développer les activités maritimes portuaires et industrielles ainsi que les activités de loisirs dans le respect des écosystèmes marins.
- **diffuser**, auprès du plus grand nombre, la passion de la mer et impliquer chacun dans la préservation du milieu maritime et littoral.

[JORF n°0090 du 17 avril 2015 :](https://www.legifrance.gouv.fr/loda/id/JORFTEXT000030487008/#:~:text=Dans%20les%20r%C3%A9sum%C3%A9s-.D%C3%A9cret%20n%C2%B0%202015%2D424%20du%2015%20avril%202015%20portant,de%20la%20mer%20des%20Pertuis)

<https://www.legifrance.gouv.fr/loda/id/JORFTEXT000030487008/#:~:text=Dans%20les%20r%C3%A9sum%C3%A9s-.D%C3%A9cret%20n%C2%B0%202015%2D424%20du%2015%20avril%202015%20portant,de%20la%20mer%20des%20Pertuis>

### 1.1.3. Les enjeux de la dynamique sédimentaire du Parc

Les côtes sédimentaires sont plus dynamiques que les côtes rocheuses et concentrent de nombreux enjeux : écosystèmes marins et fonctionnalités, gestion du trait de côte, etc. Elles méritent donc une attention particulière.

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

La détermination des volumes sableux déplacés en domaine littoral est une préoccupation majeure pour tous les acteurs concernés par l'évolution d'une côte (scientifiques, ingénieurs, gestionnaires et aménageurs). Le comblement des littoraux abrités et semi-fermés par des vases est également un enjeu majeur.

Le territoire du PNMEGMP se caractérise par des dynamiques hydro-sédimentaires importantes du continent vers l'océan, du large vers la côte, du Nord vers le Sud, localement du Sud vers le Nord et cela principalement sous l'action des divers courants induits par les vagues et les marées.

Cette dynamique littorale intense sur le territoire du Parc est attestée par de nombreux travaux scientifiques sur la migrations du **trait de côte\***, pouvant dépasser 10 m/an (Allard et al., 2008; Bertin and Chaumillon, 2005; Carbonel and Jouanneau, 1982; Chaumillon et al., 2019, Poirier et al., 2017).

En fonction de la nature des sédiments, sont distingués deux ensembles sédimentaires dans le Parc : les sédiments fins cohésifs (les vases) et les sédiments grossiers granulaires (les sables, graviers et galets). Les **pertuis\***, les **baies\*** et les **estuaires\*** accueillent en majorité les vases, sauf dans les chenaux de marée, tandis que les zones d'**avant-côte\*** (immédiatement sous la limite de la basse mer) ouvertes sur l'océan, accueillent des sables et des graviers.

Selon la nature des sédiments transportés, les dynamiques hydro-sédimentaires s'opèrent sous l'action de différents paramètres qui seront plus amplement décrits par la suite. Les sédiments grossiers sont transportés puis déposés dans les secteurs dominés par les vagues et, dans une moindre mesure, dans des secteurs dominés par les courants de marées, où les courants sont intenses. Le transport par les vagues est à la fois perpendiculaire et parallèle au rivage. Quant à la dynamique des sédiments fins, elle est principalement influencée par les courants de marée, les mers de vents, le mélange eau douce / eau salée et les débits fluviaux.

L'équilibre sédimentaire du système côtier dépend de la balance entre les sédiments entrants et sortants qui se produit à la fois latéralement et transversalement au trait de côte.

Les sédiments sont le support d'habitats d'une grande richesse écologique. Leur bonne qualité, largement tributaire des apports de contaminants par les fleuves, est indispensable pour toutes les espèces en lien avec le fond (espèces dites "**benthiques\***") et par extension à la dimension pélagique des habitats.

Le Parc est caractérisé par la présence de plusieurs embouchures. Des embouchures qui représentent un domaine intermédiaire où s'affrontent les influences marines et fluviales. Elles sont ici qualifiées d'estuaires car 1) le fleuve n'apporte peu voire pas de matériaux grossiers (gravier, sable) 2) l'hydrodynamisme marin est fort (courants de marées et de vagues).

Les apports de sédiments fins par ces embouchures ainsi que le mélange entre les eaux douces et salées sont à l'origine d'une turbidité importante, mais variable. Cette turbidité est également le résultat de la remise en suspension des vases par les courants de marée, les mers de vent lors des tempêtes ou les débits des cours d'eau, dragages, extractions de granulats et les travaux d'implantation d'infrastructures en mer ou sur le littoral.

Les mollusques élevés (huîtres, moules) tolèrent cette turbidité. Cependant, comme toutes les composantes des écosystèmes, ils sont impactés par les fluctuations trop importantes ou par des niveaux de turbidité trop élevés.

Environ 11 millions de m<sup>3</sup> de sédiments sont dragués chaque année dans le Parc dont 10 millions de m<sup>3</sup> pour l'entretien du chenal de navigation et des zones portuaires du Grand Port maritime de Bordeaux. Ces sédiments dragués sont majoritairement immergés en estuaire (immersion, rejet ou remise en suspension).

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

La méconnaissance des dynamiques sédimentaires peut générer de nombreux dysfonctionnements (engraissement, érosion etc....) lors d'interventions humaines ou de projets d'aménagements sur cette emprise spatiale.

Dans le plan de gestion du Parc (<https://parc-marin-gironde-pertuis.fr/actualites/le-plan-de-gestion-son-site-web> ; 2018), les dynamiques hydro-sédimentaires de la partie interne du plateau continental sont abordées au sein de diverses finalités qui seront détaillées ci-après.

### 1.1.4. Les finalités de gestion du Parc concernées par la dynamique sédimentaire

Dans le plan de gestion du PNMEGMP, les dynamiques hydro-sédimentaires de la partie interne du plateau continental sont abordées à l'occasion d'une finalité relative au maintien des dynamiques de stock sédimentaire d'avant-côte (F1). Ces dynamiques côtières sont prises en compte pour les finalités de maintien des habitats marins (F20 et F22). Elles sont par ailleurs considérées au regard des finalités portant sur l'activité d'extraction de granulats marins (F36).

Les dynamiques hydro-sédimentaires sont déterminantes pour le fonctionnement écologique des écosystèmes du Parc et les activités primaires comme la conchyliculture et la pêche. Le Parc accompagne les opérateurs du dragage pour améliorer les pratiques et limiter leur impact environnemental.

De manière plus intégrative, l'ensemble des finalités de gestion inscrites dans le plan de gestion du Parc est directement ou indirectement dépendant des connaissances (ou lacunes) actuelles sur les dynamiques hydro-sédimentaires dans le Parc : stock de sédiments, patrimoine naturel (fonction écosystémique), activités portuaires et usages industriels, pêche et conchyliculture, activités de loisirs.

Aussi, dans une vision transversale, l'avis du Parc est régulièrement sollicité, tout comme son expertise technique dans le cadre de projets ou d'autorisations de travaux.

*Annexe 1 : Finalités de gestion du Parc (Plan de gestion du Parc, 2018).*

## 1.2. La Rochelle Université, le LIENSs et l'équipe DPL

Le laboratoire LIENSs est une Unité Mixte de Recherche interdisciplinaire (UMRi 7266-CNRS) au sein de La Rochelle Université (acronyme LRUniv).

LIENSs met l'interdisciplinarité au service des enjeux du développement durable en lien avec le littoral. Il intègre les compétences de nombreuses disciplines qui vont des sciences de l'environnement aux sciences humaines en passant par la chimie et les biotechnologies.

Ses recherches portent tout particulièrement sur le fonctionnement du système littoral, son évolution dans un contexte de changement global et d'urbanisation croissante des côtes, son usage et son exploitation durable.

L'équipe de la Dynamique Physique du Littoral (DPL) se consacre à l'une des six thématiques de recherche du laboratoire.

Les zones littorales correspondent aux environnements physiques parmi les plus changeants de la planète. Certaines parties des côtes sont en érosion tandis que la plupart des estuaires et

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

environnements semi-fermés se combent. Ces zones littorales sont complexes à étudier car elles sont le lieu d'interactions entre l'hydrosphère, l'atmosphère, la lithosphère et la biosphère. Au-delà de cette complexité naturelle, les zones littorales font face au changement climatique (élévation du niveau de la mer, modification des régimes de tempêtes) et sont souvent soumises à une forte pression anthropique (défenses de côte, dragages, aquaculture, etc.), puisque la moitié de la présence humaine vit sur une bande côtière de 140 km de large. Le projet de l'équipe DPL vise à mieux comprendre la dynamique physique des littoraux, tant du point de vue des processus physiques contrôlant la dynamique hydro-sédimentaire et leurs évolutions morphologiques que des changements environnementaux récents qui modifient ces systèmes : les variations absolues et relatives du niveau de la mer, les changements climatiques et la pression anthropique croissante.

### 1.3. Le projet CELHYSE

C'est à partir du constat d'une absence de synthèse de connaissances concernant les données hydrodynamiques à l'échelle du PNMEGMP qu'est né le projet de recherche et développement fondamentale et appliquée relatif au projet CELHYSE : CELLules Hydro-SEdimentaires au sein du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis.

Ce projet est conduit au sein du laboratoire LIENSs en partenariat avec le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (PNMGMP), en copropriété de l'OFB et de LRUniv.

D'une durée de 14 mois (mai 2021-juin 2022), il a pour objectifs de faire la synthèse de l'état des connaissances actuelles sur les dynamiques hydro-sédimentaires à l'échelle du périmètre du Parc, d'évaluer des unités de gestion sédimentaire (Volet 1) et de contribuer à la sensibilisation du plus grand nombre s'agissant de ces mêmes dynamiques (Volet 2).

Le littoral est un système dont l'équilibre dépend des échanges de sédiments qui se produisent latéralement et transversalement sous l'action principale des courants induits par les vagues et les marées et dans une moindre mesure par les fleuves et les vents. La méconnaissance de ce fonctionnement peut générer de nombreux dysfonctionnements (engraissement sédimentaire, érosion, vulnérabilité aux submersions marines etc.), lors de possibles interventions sur le littoral. Cet équilibre peut notamment s'appréhender grâce à des bilans sédimentaires réalisés à l'échelle de « cellules sédimentaires ».

Les objectifs finaux de CELHYSE sont de délimiter des cellules sédimentaires au sein du PNMEGMP et d'en décrire le fonctionnement. Le découpage du territoire en cellules consiste à apprécier ce qui pourrait être un outil de gestion nouveau à l'échelle du Parc. Ce projet repose sur l'expertise analytique et innovante de la mise en cohérence de nombreuses études réalisées à des échelles spatio-temporelles différentes. Cette mise en cohérence va produire une création de connaissances nouvelles, reposant, entre autres, sur des relations entre différents résultats scientifiques. Ponctuellement, la valorisation de données non publiées pourra renforcer le caractère novateur du projet.

Actuellement, seule l'actualisation des catalogues sédimentaires des côtes françaises rédigée par le CEREMA (2019) vise à une synthèse de connaissance.

La problématique de recherche portée par CELHYSE est complémentaire à ce dernier travail grâce à une précision géographique, une actualisation des connaissances autour de l'aspect hydro-sédimentaire et une approche opérationnelle à des fins de gestion. Cette synthèse a pour

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

objectif de relier les échelles spatio-temporelles depuis l'évènement jusqu'au millénaire en passant par les échelles intermédiaires, pour définir les compartiments littoraux pouvant être autonomes du point de vue des transports sédimentaires transversaux et longitudinaux.

Les délimitations de ces secteurs, en lien direct avec les finalités du Parc, visent la définition de secteurs homogènes des dynamiques hydro-sédimentaires sur un territoire très diversifié. Elles seront variables selon les échelles de temps considérées et définies au cours de la synthèse.

Par l'acquisition et l'analyse de résultats/travaux théoriques ou appliqués et des connaissances, le projet CELHYSE a pour objectif d'être transférable à toutes structures ayant un lien avec la gestion des sédiments.

Le projet est structuré en deux axes de travail :

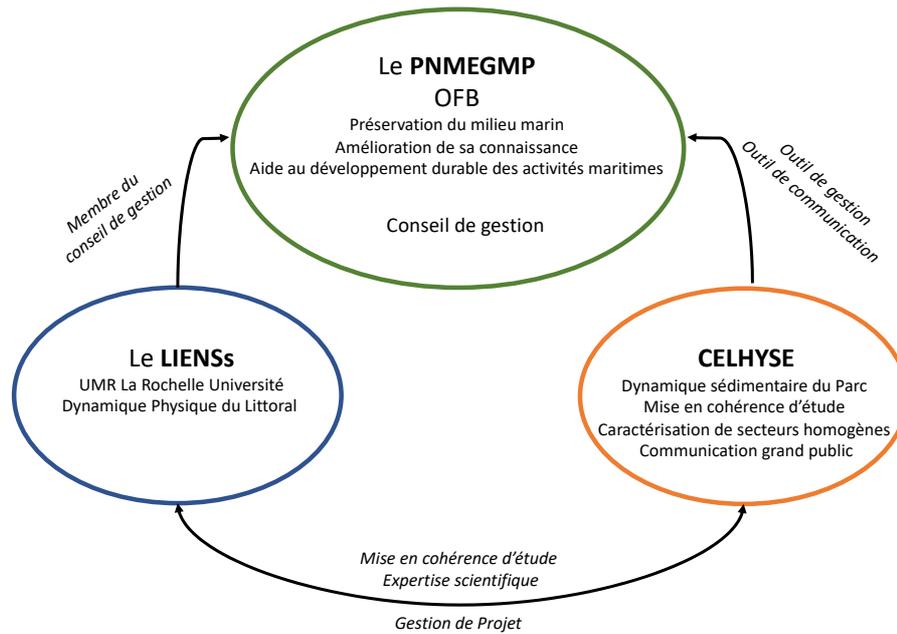
### **1) Vers des unités de gestion sédimentaire à l'échelle du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis.**

- a) Présenter une appréciation générale de l'outil de gestion « cellules hydro-sédimentaires » ;
- b) Présenter en détail les méthodes, outils et protocoles scientifiques théoriques ou appliqués permettant de caractériser des cellules hydro- sédimentaires ;
- c) Caractériser spatialement des cellules hydro-sédimentaires au sein du Parc ;
- d) Caractériser quantitativement et décrire le fonctionnement des cellules hydro-sédimentaires identifiées ;
- e) Caractériser et décrire d'autres dynamiques hydro-sédimentaires à l'œuvre plus localement et particulières au sein du Parc ;
- f) Identifier les potentielles lacunes de connaissances actuelles sur les cellules hydro-sédimentaires & proposer des stratégies d'amélioration de la connaissance au regard des finalités de gestion du Parc ;
- g) Proposer une réponse argumentée à la qualification du volet 1.

### **2) Vers la vulgarisation des connaissances sur les fonctionnements hydro-sédimentaires dans le Parc auprès du grand public.**

Le fonctionnement des écosystèmes marins et estuariens, les activités humaines ainsi que leurs interrelations demeurent largement méconnues par le grand public. Il est indispensable de partager les connaissances sur toutes les composantes écologiques à l'échelle du Parc, notamment sur les fonctionnements hydro-sédimentaires, afin de favoriser la compréhension des écosystèmes au sein de ce milieu riche, dynamique et très attractif.

*Annexe 2 : Liste des livrables en lien avec le projet CELHYSE.*



- Les caractéristiques du Parc permettent l'existence et le fonctionnement d'écosystèmes riches et diversifiés qui sont historiquement le support de nombreuses activités maritimes professionnelles et de loisirs dont l'importance socio-économique pour le territoire est toujours d'actualité.
- Sa gestion a pour objectif d'améliorer la connaissance sur le territoire du Parc et de contribuer à la préservation des écosystèmes marins et au développement durable des activités maritimes.
- Ce territoire est caractérisé par une dynamique sédimentaire exceptionnelle.
- Le constat d'absence de synthèse de connaissances hydro-sédimentaires à l'échelle du Parc a conduit à la création du projet CELHYSE.
- La présente étude a pour objectifs de mettre en cohérence de nombreuses études reliant les échelles spatio-temporelles depuis l'événement jusqu'au millénaire en passant par les échelles intermédiaires, visant la définition de secteurs homogènes sur la dynamique hydro-sédimentaire du territoire très diversifié du Parc.
- La mise en cohérence d'étude de connaissances sur la dynamique des sédiments est un support essentiel pour atteindre les finalités du Parc, à savoir maintenir les dynamiques sédimentaires d'avant-côte, maintenir le bon état écologique des milieux et éviter les impacts dans les zones à enjeux majeurs.

#### 1.4. La dynamique sédimentaire contrôlée par différents facteurs

Dans le système littoral s'exercent des interactions entre les influences **géologique, atmosphérique, océanique et anthropique**. L'ensemble des facteurs de contrôle sera abordé en détail dans le chapitre 3 (Cf C3 : Forçages).

Les différentes interactions ou rétroactions de ce système complexe et mobile engendrent une multitude de **processus côtiers**. Ces processus côtiers agissent sur les **sédiments** et donc sur la **dynamique** et la **géomorphologie** de la zone d'étude (Cowell and Thom, 1994; Pye and Blott, 2008).

Les **contrôles géologiques** régissent le cadre physiographique via l'histoire des marges continentales ainsi que l'abondance et les propriétés des sédiments (mouvements verticaux,

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

formation géologique, disposition et résistance des roches, topographie de l'arrière-pays, prisme sédimentaire, stock).

Les **contrôles atmosphériques** sont dus quant à eux à l'action des champs de vent et à la pression, à l'origine de tempêtes et de cyclones, ou encore aux conditions climatiques érodant la frange côtière et l'intérieur des terres.

Les **contrôles océanographiques** sont liés à l'action des **facteurs hydrodynamiques** (niveau moyen de la mer, houle, marée et courants associés).

**Les climats régionaux de l'océan et de l'atmosphère** déterminent le régime énergétique. Le **régime énergétique** est responsable de l'introduction de l'incertitude dans les processus morfo-dynamiques, et donc de l'évolution côtière, car il est stochastique (Davies, 1980).

Les **contrôles anthropiques** ne peuvent pas être négligés dans cet espace particulièrement attractif d'un point de vue démographique (INSEE recensement de la population 2010 et 2015 ; rapports N1752, dynamisme de la population, 2019). Les activités anthropiques peuvent influencer localement et directement (aménagement et activités sur les fleuves, le littoral et la mer), ou bien globalement et indirectement (accélération du changement climatique ou augmentation des sources de pollution).

La réflexion sur l'évolution du domaine littoral dans le temps nécessite d'intégrer d'autres composants (flux, délais, et boucles de rétroaction) afin de comprendre les processus de fonctionnement. Toute la complexité des analyses de ces environnements vient de la variété des forçages et de la diversité des éléments emboîtés et reliés les uns aux autres. La multiplicité de ces interactions explique que les évolutions des littoraux sont variables dans le temps et l'espace et très difficiles à prévoir.

En général, les environnements littoraux sont dits « ouverts », c'est-à-dire que des flux d'éléments et d'énergie entrent et sortent du système. L'« équilibre dynamique » est atteint si entrées et sorties sont équivalentes.

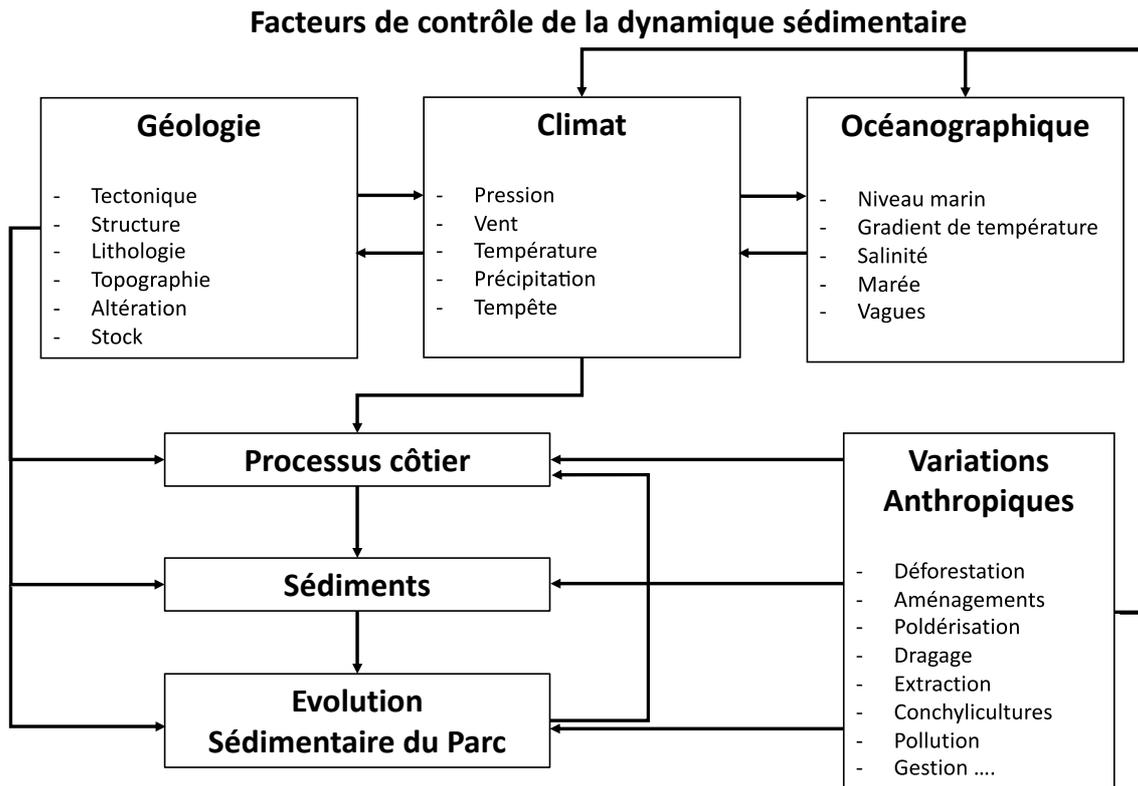


Figure 1-2 : Schéma des facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire au sein du Parc naturel marin (modifié d'après Pye and Blott, 2008a).

### 1.5. La dynamique sédimentaire contrôlée par différentes échelles spatio-temporelles

La dynamique sédimentaire d'un système littoral est contrôlée par des processus physiques (forçages, stock sédimentaire), climatiques et anthropiques intervenant à des échelles temporelles et spatiales diverses (Figure 1-3 : Schéma des échelles spatiales et temporelles d'actions des agents dynamiques sur le littoral et des évolutions morphologiques associées (modifié d'après Cowell et Thom, 1994).). En effet, la dimension temporelle est indispensable pour appréhender la morpho-dynamique côtière puisqu'elle traduit l'évolution du milieu. Plusieurs classifications temporelles sont présentes dans la littérature (Cowell and Thom, 1994; Larson and Kraus, 1995; Stive et al., 1991; Terwindt and Kroon, 1993).

Ce rapport sera découpé selon trois grandes échelles de temps distinctes, allant de l'échelle la plus grande : **millénaire**, jusqu'à la plus courte : l'**évènementiel**, en passant par l'échelle intermédiaire : **séculaire**.

La plus **grande échelle (longue)** concerne principalement la géologie et les sciences de la Terre. Elle inclut des durées comprises entre plusieurs millions et un millier d'années pour des emprises spatiales comprises entre 10 000 et 100 km. Les éléments qui vont se transformer significativement à ces échelles sont les **marges\*** et les **plateaux continentaux\***, l'évolution de la ligne de côte ou la forme des **estuaires\***, d'une **embouchure\***. Le **niveau global de la mer** (ou **niveau eustatique\***), les mouvements verticaux de la croûte terrestre et les apports sédimentaires sont les processus majeurs capables de modifier à long terme la morphologie de

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

ces grands objets. Ces structures à grande échelle façonnent le milieu via leur morphologie initiale ; elles imposent un héritage, qui conditionne l'ensemble des processus à plus petite échelle.

Les **échelles intermédiaires (moyenne)** sont comprises entre un millier d'années et une trentaine d'années, pour des dimensions spatiales allant de 100 à 1 km. Ces échelles visent à reconstituer l'évolution des structures littorales en analysant leurs traces dans les accumulations sédimentaires et à étudier et mesurer la forme de ces structures. Les phénomènes étudiés sont variés, comme par exemple la mise en place et l'érosion d'une barrière sédimentaire, la migration de systèmes **chenaux-bancs** au sein des passes d'une embouchure, l'évolution d'une **flèche sableuse\*** ou d'un prisme littoral. Ainsi, au cours des dernières décennies, les variations du niveau de la mer, les mouvements verticaux sont plus négligeables au sein du Parc. Ce sont les processus hydrodynamiques côtiers, vagues et tempêtes (modulées par la variabilité climatique), marée, qui sont dominants à cette échelle.

La plus **petite échelle (courte)** est comprise entre une trentaine d'années et quelques secondes. Elles seront alors qualifiées d'événementielles, pour des dimensions spatiales allant de 1 km à 1 cm. Les objets littoraux à cette échelle englobent les barres sableuses et les rides sédimentaires. Les processus d'évolution et les forçages sont étudiés en océanographie. Cette discipline consiste tout d'abord à comprendre les phénomènes hydrodynamiques en jeu dans le milieu littoral. Elle vise ensuite à quantifier le transport sédimentaire induit par ces forçages. De nombreuses évolutions rapides sont associées à un changement brutal des conditions hydrodynamiques type tempêtes (Figure 1-3).

Il est également important de souligner que **l'action anthropique\*** influence nettement le littoral dès l'échelle de temps longue. Par exemple, la coupure des échanges sédimentaires sur une côte par la construction d'un port peut avoir une incidence, à l'échelle du siècle, sur la morphologie d'une côte de plusieurs dizaines de kilomètres. C'est également le cas des impacts de la déforestation, de la poldérisation, des dragages et des extractions de sédiments.

Les évolutions morpho-dynamiques sont contrôlées par des processus hydro-sédimentaires qui agissent sur une vaste gamme d'échelles spatiales et temporelles et qui interagissent entre eux. Ainsi, un petit objet sédimentaire dépend des conditions qui sont fixées par la forme de plus grande taille qui le contient. Cette dépendance des évolutions sédimentaires avec le temps explique la structure du présent manuscrit.

Représentation spatio-temporelle de la dynamique sédimentaire

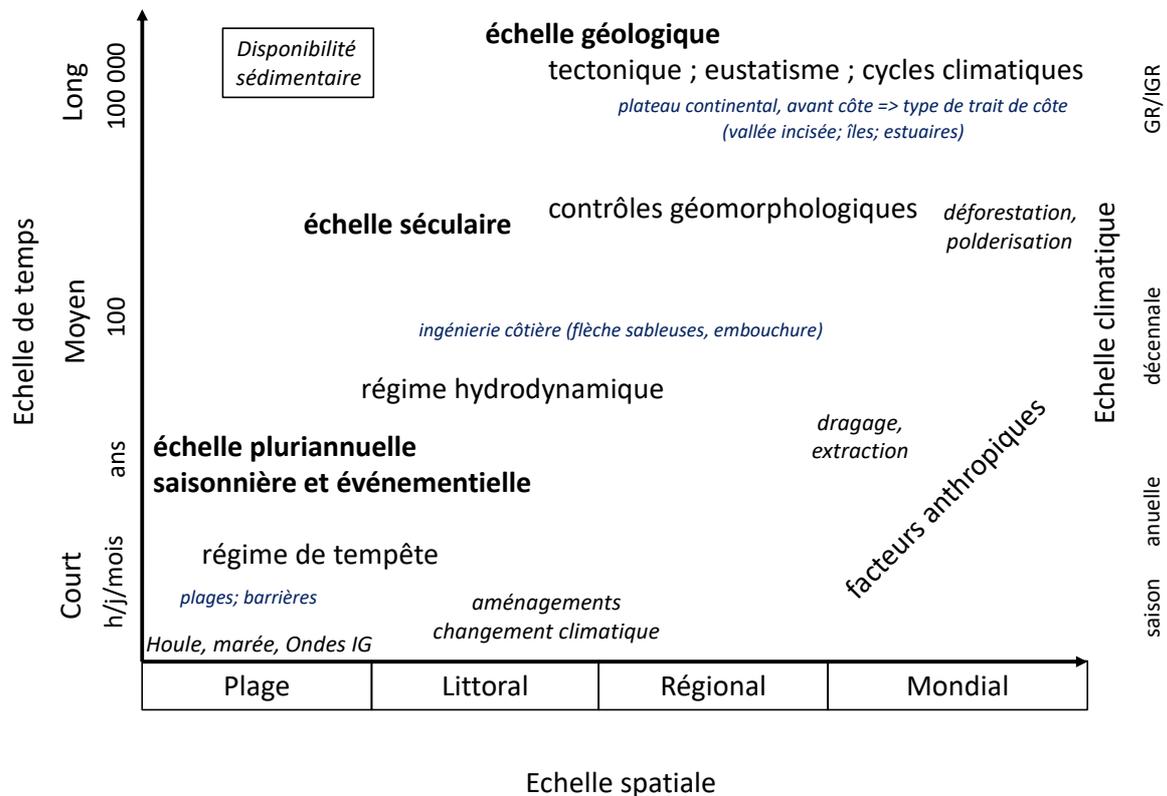


Figure 1-3 : Schéma des échelles spatiales et temporelles d'actions des agents dynamiques sur le littoral et des évolutions morphologiques associées (modifié d'après Cowell et Thom, 1994).

Quelles sont les unités géomorphologiques du Parc en lien avec les différentes échelles spatio-temporelles ? Par quels facteurs de contrôle sont dominées ces unités ?

### 1.6. Les différents types de côtes et zonation du littoral sur le territoire du Parc

Le territoire du Parc est composé d'une grande variété de paysages et de morphologies côtières. Il y a trois façons de différencier et de classer les types de côtes ; en fonction de la nature des matériaux qui la composent ; en fonction des forçages hydrodynamiques dominants et en fonction de la dynamique du trait de côte.

Les sédiments disponibles dans l'**avant-côte\*** sont définis comme le **stock sédimentaire** de la zone côtière directement en lien avec les apports et les forçages dynamiques dominants qui les redistribuent : notion de **bilan sédimentaire\*** (Johnson, 1959; Rosati and Kraus, 1999) et d'**espace d'accomodation\***(Jervey, 1988a).

#### 1.6.1. La nature des matériaux

La distinction la plus simple que l'on puisse faire concernant les différents types de côtes est basée sur la nature des matériaux qui les constituent : roches ou sédiments.

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Les côtes rocheuses sont globalement plus stables. Elles contribuent à alimenter le système littoral en éléments détritiques et leur érosion revêt un caractère irréversible.

A l'opposé, les côtes sédimentaires sont plus mobiles, elles peuvent s'éroder comme s'engraisser et sont particulièrement sensibles aux activités humaines et aux évolutions climatiques.

Le secteur du Parc est caractérisé par la mixité de ses **côtes rocheuses** et ses **côtes sédimentaires**. Parmi les côtes sédimentaires, sont distinguées les **côtes sableuses** ( $> 63 \mu\text{m}$ ) et les **côtes vaseuses** ( $< 63 \mu\text{m}$ ).

Au-delà de la taille des grains, une distinction majeure entre les sables et les vases est leur caractère cohésif ou non. Les sables non cohésifs ont une tendance à s'éroder plus facilement à l'inverse, les vases cohésives nécessitent des courants plus importants pour être érodées. Cependant, lorsque les vases sont en suspension, leur faible taille leur permet d'être facilement transportées par les courants.

Dans certains environnements les sédiments se mélangent entre particules fines (vases) et plus grosse (sables) formant des zones mixtes, plus ou moins mélangées.

### 1.6.2. Les zonations du domaine littoral

Une façon de distinguer les littoraux sédimentaires est de prendre comme critère les paramètres hydrodynamiques responsables des courants qui y déplacent en majorité les sédiments. Ces courants principalement liés aux **vagues**, aux **marées** et aux **fleuves**, seront décrits dans le chapitre 3 (Forçages).

Les modes fondamentaux de **transport** des sédiments par un fluide porteur peuvent se faire selon trois processus en fonction des caractéristiques des grains (granularité) : **suspension**, **charriage** et **saltation** (Allen, 1982; Le Hir, 2008).

Diverses définitions existent concernant l'étendue et les subdivisions morpho-dynamiques du **domaine littoral**. Pour éviter les ambiguïtés des définitions existantes, nous proposons une terminologie standard basée sur Hamon-Kerivel et al., (2020). Toutes les limites sont définies à partir d'une vue en coupe verticale, perpendiculaire au trait de côte de la topographie de la plage. Il est ainsi proposé une zonation étagée à partir de la morphologie et des agents hydrodynamiques de la côte (Figure 1-4).

La **zone rétro-littorale** est relative à l'arrière-côte, au-delà du littoral à l'intérieur des terres. Cette bande côtière peut être de nature variable (marais, sableuse, rocheuse). Elle est particulièrement fréquentée mais aussi particulièrement vulnérable et fait l'objet d'étude pour une gestion intégrée. Cette zone est en dehors de la limite du Parc et ne sera donc pas abordée dans cette synthèse.

La **dune** est une formation sédimentaire typique des plages sableuses exposées à la houle. Elles sont façonnées par les vents, les vagues et la végétation.

Les dunes sableuses naturelles ne sont pas toujours présentes en fonction du type de plages.

Il peut parfois y avoir des falaises rocheuses (Nord de l'île d'Oléron par exemple) ou bien des ouvrages artificiels (digue comme à Aiguillon par exemple).

La **plage** (« **foreshore** ») est la partie du domaine littoral comprise entre la limite des plus basses mers et des plus hautes mers, soit la zone de balancements des marées. Le type de plage donne des caractéristiques variables à cet espace défini aussi comme l'estran (barres sableuses intertidales, chenaux de marées...).

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

La **zone d'avant côte** ou **zone pré-littorale** (« **shoreface** ») correspond à la partie du domaine littoral constamment submergée et proche du rivage.

Les caractéristiques et variabilités des processus hydro-sédimentaires ont permis de définir deux unités au sein de l'avant côte : l'**avant côte supérieur** (upper shoreface) et l'**avant côte inférieur** (lower shoreface) (Anthony and Aagaard, 2020; Hamon-Kerivel et al., 2020; Wright, 1995).

L'**avant côte supérieur** s'étend depuis la limite des plus **basses mers** jusqu'à la **profondeur de fermeture**. La « **profondeur de fermeture\*** » ( $H_c$  ou DoC) correspondant à la profondeur au large de laquelle il n'y a pas de changement significatif de l'élévation du fond (modifications morphologiques) pendant un intervalle de temps donné (1 an) (Hallermeier, 1981; Sabatier et al., 2004). Cette zone au plus près de la côte est soumise à l'action des vagues permanentes et rassemble l'essentiel des échanges sédimentaires en relation avec la position du trait de côte (Sabatier et al., 2004).

L'**avant côte inférieur** s'étend depuis la **profondeur de fermeture** jusqu'à la **profondeur limite** de remise en suspension des sédiments sur le plateau continental par les vagues (Anthony and Aagaard, 2020). La notion de « **profondeur limite\*** » correspond à la limite de remise en suspension des sédiments en considérant un état de mer annuel représentatif ( $H_{wb}$ ) (Hallermeier, 1980; Hamon-Kerivel et al., 2020; Wright, 1995).

La **zone du large** (« **offshore** ») correspond à la partie après la **profondeur limite** qui marque la transition entre l'avant-côte et le plateau continental.

Elle est également définie par deux unités : l'**offshore supérieur** et l'**offshore inférieur** délimités par la **profondeur de fermeture externe**. La « **profondeur de fermeture externe** » marque la zone où l'action des vagues sur le transport sédimentaire est en moyenne insignifiante par rapport aux autres influences.

Toutes les limites décrites sont variables dans le temps selon les caractéristiques des vagues et l'échelle de temps de l'étude.

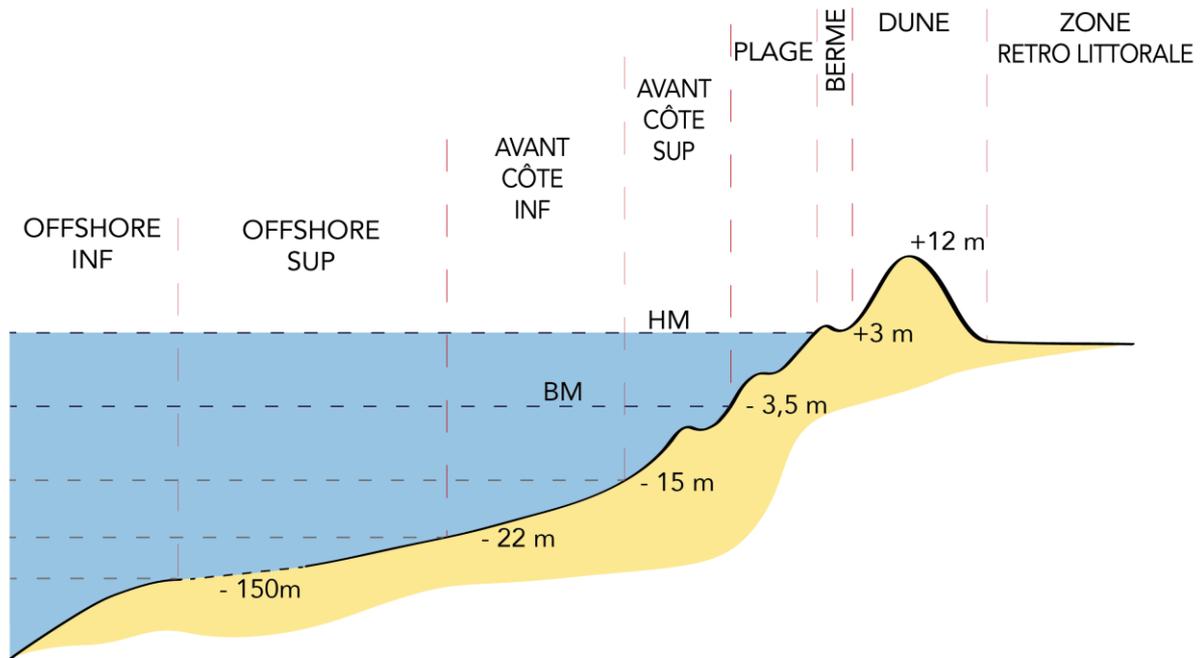


Figure 1-4 : Profil de plage sableuse avec zonation type.

Les côtes soumises à la marée et constituées par un relief sous-marin sableux sont souvent composées de **barres sableuses**, formées entre l'avant-côte supérieur et la plage. Ce sont les barres **subtidales**, **intertidales** et la **berme**.

Dans la zone du Parc, malgré la présence de marées, ces barres ne sont pas souvent présentes. En effet, même dans les zones les plus exposées aux vagues, les faibles pentes, les forts marnages et la granulométrie des sables ne permettent pas toujours la formation des barres. Ces barres sont observées essentiellement au niveau de la côte Sauvage (presqu'île d'Arvert). C'est un système beaucoup plus marqué sur les plages sableuses du Médoc ou des Landes.

### 1.6.3. La dynamique du trait de côte : régression ou transgression

Une **avancée** de la mer au-delà de ses limites antérieures avec submersion de zones plus ou moins vastes des parties basses des continents correspond à une **transgression marine\***. Elle se traduit par une perte du terrain qui est associée à une **érosion\*** du littoral.

L'**aggradation\*** correspond au cas particulier dans lequel le système sédimentaire est en équilibre. Il est alors créé autant d'espace d'accommodation qu'il en est comblé par sédimentation, la bathymétrie ne varie pas.

Un **recul** de la mer en-deçà de ses limites antérieures avec émergence de zones plus ou moins vastes est appelé **régression marine\***. Celle-ci se traduit par un gain du terrain qui est associé à une **accrétion\*** du littoral.

Les trois paramètres qui expliquent la dynamique d'avancée ou de recul d'une côte par rapport à la mer sont les variations du niveau marin, les mouvements verticaux de la côte et les apports en sédiments. Ainsi, transgressions et régressions sont l'expression des variations bathymétriques au cours du temps. Celles-ci synthétisent en effet les variations d'espace d'accommodation et de flux sédimentaire.

## CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Quelles sont les zones en transgression et régression sur le territoire du Parc ?

Quelles sont les évolutions morphologiques observées au cours du temps ?

- Le littoral est un système dynamique complexe en interaction entre océan et continent qui fait intervenir une multitude de facteurs de contrôle pour la compréhension de son évolution.
- La dynamique des sédiments côtiers implique de nombreux processus agissant à différentes échelles de temps. Depuis l'échelle millénaire, comprenant le cadre géologique, jusqu'aux échelles événementielles, en passant par les échelles intermédiaires.
- Les types de côtes sur le territoire du Parc sont diversifiés : rocheuses, sédimentaires. Un domaine littoral découpé en différentes zones depuis la berme jusqu'au domaine offshore supérieur.
- Les stocks, mouvements et accumulations sédimentaires sont essentiels à la compréhension du budget sédimentaire et de l'évolution transgressive ou régressive des côtes.
- L'attractivité de cette zone mobile augmente le forçage anthropique et l'intérêt d'une gestion spécifique en passant par l'amélioration des connaissances du système côtier.

## ORGANISATION

### Organisation de la synthèse

Suite à cette **Introduction (C1)**, la synthèse est organisée en **six grandes parties** avant de **conclure (C8)** :

La première partie est une description statique du **territoire du Parc** tel qu'il est observable aujourd'hui (**C2**), sans prendre en compte ses évolutions. Dans cette partie, sont développés le cadre géologique, géomorphologique, sédimentologique et la diversité des habitats. Ces descriptions suggèrent de nombreuses questions quant à la genèse et l'évolution des formes et objets observés. Les réponses seront apportées dans la partie traitant des évolutions (**C4**).

La deuxième partie aborde **les forçages (C3)** climatiques, hydrologiques, océanographiques et anthropiques qui façonnent le domaine littoral depuis les temps géologiques. Cette partie est essentielle pour comprendre les évolutions traitées dans la partie C4.

La troisième partie traite des évolutions morphologique du Parc et de ses dynamiques sédimentaire (**C4**). Elle est découpée en trois sous-sections en fonction des différentes échelles de temps précédemment définies : **millénaires (C4-1)**, **séculaires (C4-2)** puis, **pluriannuelles à événementielles (C4-3)**. Cette partie se termine par un bilan des connaissances sur les évolution morphologique et sédimentaires décritent aux trois échelles de temps.

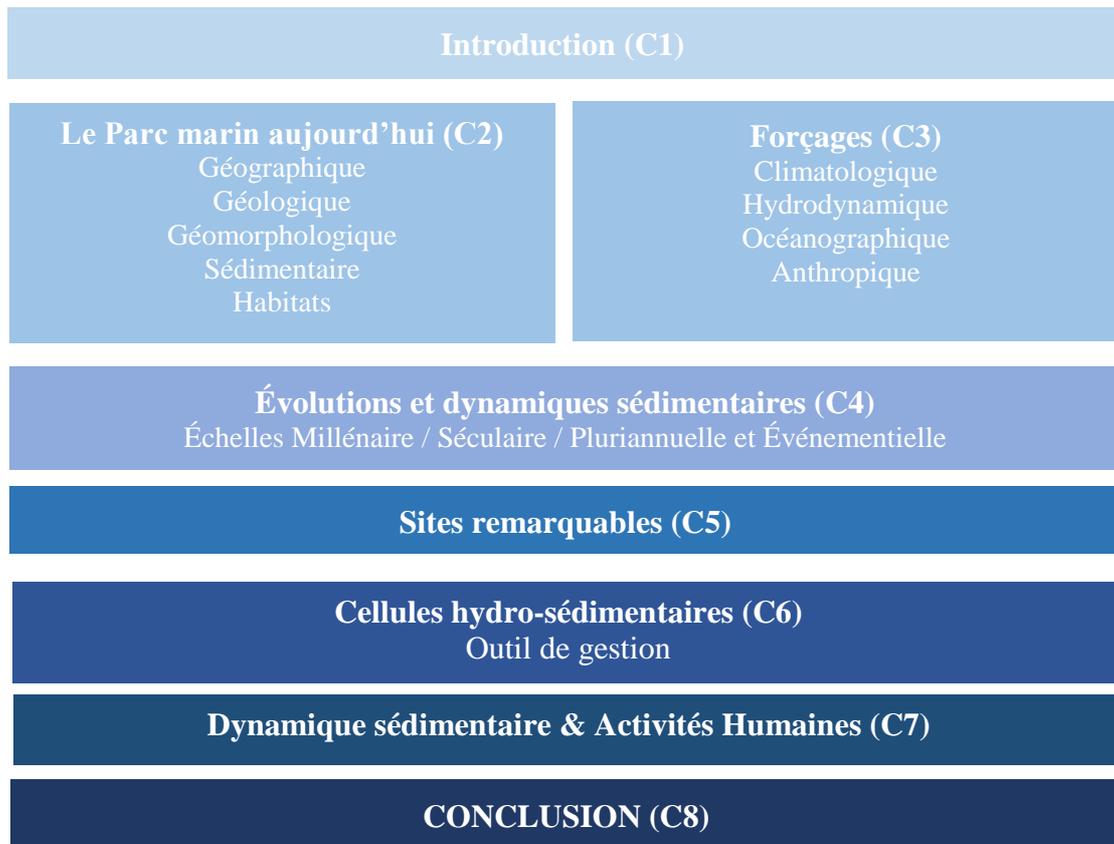
La quatrième partie correspond à des **focus** du fonctionnement de trois **sites remarquables (C5)**. Les sites sont choisis pour leur intérêt écologique et correspondent à : l'embouchure de la Gironde, les flèches sableuses Sud Vendée et les vasières du large.

La cinquième partie est dédiée au découpage du Parc en **cellule hydro-sédimentaire (C6)**. Cette section commence par la définition et l'historique de la notion de cellule hydro-sédimentaire. Ensuite, à partir des données existantes et de la synthèse de l'évolution des sédiments (**C4**), il est proposé une carte de fonctionnement hydro-sédimentaire du Parc, comme outil de gestion. Un outil discuté, avec une mise en évidence des avantages et inconvénients de cette notion de cellule.

En sixième partie le **lien entre les connaissances de la morphologie et la dynamique sédimentaire et la gestion des activités anthropiques** dans le Parc sont abordés (**C7**). Ces relations sont détaillées via l'exemple de cinq activités : la poldérisation, l'aménagement côtier, le dragage des ports, la conchyliculture et l'extraction de granulats.

Enfin, une **conclusion (C8)** est dédiée aux principaux résultats abordés au cours de la synthèse pour répondre à la qualification du volet 1 : «vers des unités de gestion sédimentaire pour le Parc ».

## ORGANISATION



## 2. Le Parc marin aujourd'hui.

Cette partie présente les **caractéristiques observables** du domaine du Parc dans sa situation actuelle. Elle comprend successivement les cadres **géographique**, **géologique** et **géomorphologique** du territoire. Elle décrit également le **cadre sédimentaire** et les **habitats naturels** de la province qui dépendent directement de la géographie, de la géologie et de la géomorphologie.

### 2.1. Le cadre géographique

Le Parc est localisé à la transition entre le littoral à dominante rocheuse de Sud-Bretagne et celui, sableux, d'Aquitaine. Sa limite continentale comprend plus de 1 000 km de côte depuis le sud des Sables-d'Olonne (plage du Veillon au nord de l'estuaire du Payré) en Vendée jusqu'au Sud de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde (pointe de la Négade). En mer, il correspond à la partie interne du **plateau continental\*** du golfe de Gascogne (Figure 2-1). Sa superficie de 6 500 km<sup>2</sup> en fait le deuxième plus grand parc marin de l'Hexagone.

Le Parc est caractérisé par la présence d'îles : Ré, Oléron, Aix et Madame.

Les plus grandes sont les îles de Ré et d'Oléron avec des superficies de 85 et 174 km<sup>2</sup> respectivement. Elles correspondent à des môles rocheux sur lesquels s'ancrent des flèches littorales barrant des baies (Barusseau and Martin, 1971).

Ces deux grandes îles sont séparées du continent par des bras de mer appelés localement « **pertuis** », un terme qui signifie « passage » en vieux français. Ceux-ci sont au nombre de trois du nord au sud : le pertuis Breton, le pertuis d'Antioche et le pertuis de Maumusson.

Ces **trois pertuis** sont chacun connectés à des réseaux hydrographiques différents. Le pertuis Breton reçoit les eaux de deux fleuves : le Lay et la Sèvre-Niortaise. Le pertuis d'Antioche reçoit les eaux de La Charente. Le pertuis de Maumusson est situé dans le prolongement de l'embouchure de la Seudre.

Il existe des passes marines d'orientation nord-sud entre ces pertuis qui sont appelées localement « **coureaux\*** » : le coureau de La Pallice au nord et le coureau d'Oléron au sud.

Plus au Sud, l'**estuaire de la Gironde**, reçoit les eaux de la Dordogne et de la Garonne au niveau du Bec d'Ambès. Avec une longueur de 75 km et une largeur variant d'amont en aval de 3 km à 18 km, la Gironde est un des plus vastes estuaires d'Europe. Il sépare le littoral sableux du Médoc située au sud, des côtes rocheuses calcaires des Charentes au nord.

Le domaine littoral du Parc se caractérise donc par un trait de côte très découpé où se distinguent et s'opposent des **environnements ouverts et semi-fermés**. Cette distinction permet un découpage géographique de l'espace du Parc en plusieurs domaines qui serviront de base dans les descriptions de cette synthèse.

Les **environnements ouverts** vers l'océan comprennent la **plateforme continentale** et les **côtes exposées**, soit du nord au sud :

- la **côte exposée de Sud Vendée** qui s'étend de l'estuaire du Payré à la pointe du Grouin du Cou ;
- la **côte exposée de l'île de Ré** qui s'étend de la pointe du Lizay à la pointe de Chanchardon ou pointe de la Marielle ;

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

- la **côte exposée de l'île d'Oléron** qui s'étend de la pointe Chassiron à la pointe de Gateau ;
- la **côte exposée de la presqu'île d'Arvert** qui s'étend de la pointe espagnole, ou pointe d'Arvert, jusqu'à la pointe de la Coubre.
- la **côte exposée du Sud de l'estuaire de la Gironde** qui s'étend de la pointe de Grave à la pointe de la Négade.

Les **environnements semi-fermés** comprennent du nord au sud :

- le **pertuis Breton** qui s'étend de la pointe du Grouin du Cou en Vendée au nord à La Rochelle (pointe des Minimes) au sud et est limité au sud-ouest par la côte nord de l'île de Ré (pointe du Lizay à la pointe de Sablanceaux) ;
- le **pertuis d'Antioche** qui s'étend de La Rochelle au nord-est à l'embouchure de la Seudre au sud. Il est limité par la côte sud-ouest de l'île de Ré (de la pointe de Chanchardon ou pointe de la Marielle à la pointe de Sablanceaux), et par la côte nord-est de l'île d'Oléron (de la pointe de Chassiron à la pointe de Gateau) ;
- le **pertuis de Maumusson**, qui est limité à l'est par l'embouchure de la Seudre dans la baie de Marennes-Oléron, au sud par la côte nord de la presqu'île d'Arvert, et au nord par la pointe de Gateau, située au sud de l'île d'Oléron ;
- l'**estuaire de la Gironde**, qui s'étend de la pointe de la Coubre à la pointe de la Négade en passant par le Bec d'Ambès.

Ces grands ensembles peuvent inclure des environnements semi-fermés de plus petite taille comme la **baie de l'Aiguillon** à l'est du pertuis Breton, le **fier d'Ars** au sud du pertuis Breton, la **baie de Marennes-Oléron**, la **baie de Bonne-Anse** au nord de la Gironde.

### PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS" Géographie

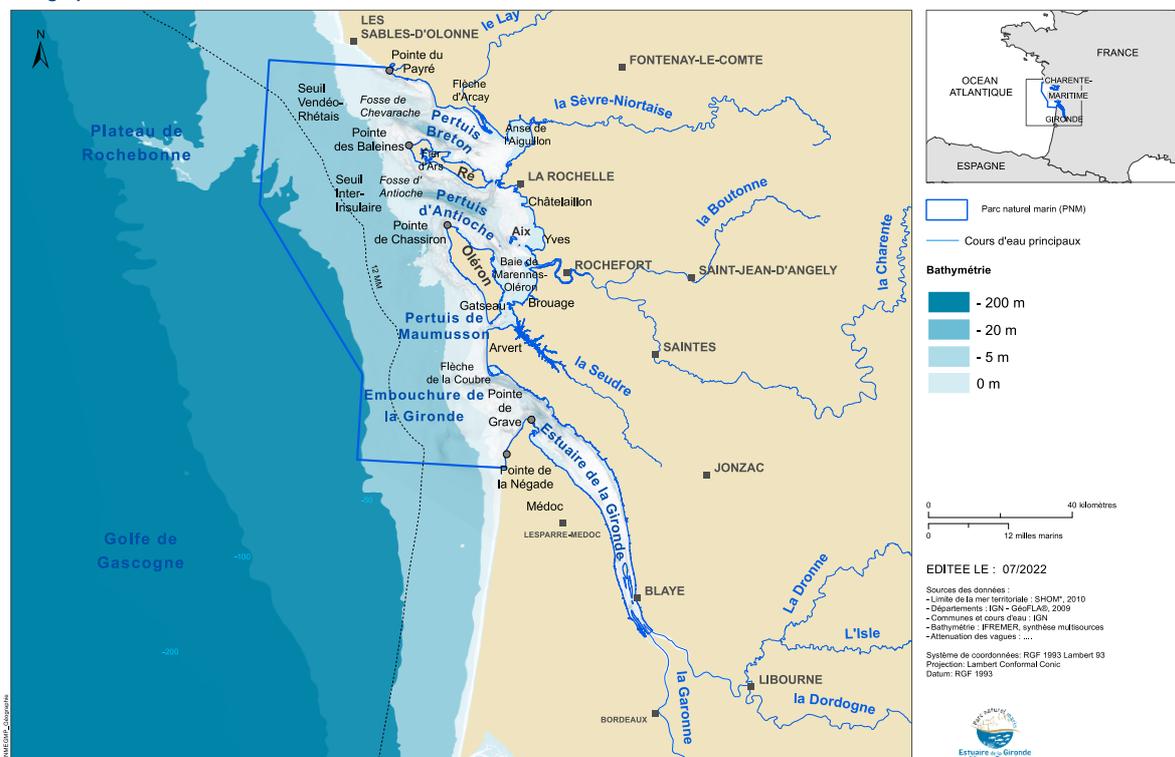


Figure 2-1 : Carte du contexte géographique du territoire du Parc.

Pourquoi les rivières débouchent-elles systématiquement au fond des pertuis ?

De nombreuses cités balnéaires et ports de tailles petites à moyennes jalonnent ce littoral essentiellement tourné vers le commerce, le tourisme, l'agriculture, la conchyliculture, la pêche... L'occupation des sols et leurs usages sont étroitement liés à la nature de la côte (voir le catalogue sédimentaire des côtes sédimentaires françaises pour plus de détails : CEREMA, 2019).

### 2.2. Le cadre géologique

Le territoire du Parc se situe au nord du Bassin aquitain, à la limite du massif armoricain (Barusseau and Martin, 1971; Robert, 1969). Il est localisé dans un vaste monoclinale de **pendage\*** sud-sud-ouest principalement composé de séries sédimentaires calcaires et de marnes d'âge **jurassique et crétacé**. Ces couches sédimentaires présentent des déformations par **failles\***, principalement orientées Nord-Ouest/Sud-Est, liées à l'ouverture du golfe de Gascogne, à la fin du **Crétacé inférieur** (Stauffer and Tarling, 1971). Ces failles sont elles-mêmes héritées de déformations encore plus anciennes liées à la formation de la chaîne de montagne hercynienne, lors de la fin de l'ère primaire (Dévonien à Carbonifère).

Plus tard, lors du Paléogène (première partie du Tertiaire), ce monoclinale a subi des plissements en anticlinaux et synclinaux à large rayon de courbure au cours de la compression pyrénéenne (Bourgeuil et al., 1976a, 1976b, 1972; Ziegler, 1992). Un système de déformation ancien mais toujours actif, comme en témoigne le récent tremblement de terre de Montendre en 2019 (magnitude 4.9 sur l'échelle de Richter).

Ces déformations, plis et failles sont à l'origine de l'orientation Nord-Ouest/Sud-Est, des principales îles, des pertuis et de la Gironde (Chaumillon et al., 2008b). Cette tectonique détermine ainsi la morphologie de la zone côtière qui se poursuit en mer sous la forme de larges platiers. Ainsi, il y a des **falaises\*** de calcaires suivant cette même direction Nord-Ouest/Sud-Est au droit de pointes littorales (la pointe du Plomb, Chef-de-Baie, Minimes, du Chay) et qui se prolongent sur l'île de Ré.

La partie septentrionale de l'île d'Oléron est rocheuse et correspond au prolongement maritime de l'anticlinal saintongeais qui se serait formé au Tertiaire (Lutécien), il y a environ quarante millions d'années lors de l'orogénèse pyrénéenne (Figure 2-2).

L'histoire du comblement sédimentaire de la zone a fait l'objet de plusieurs études (Allard et al 2010; Bertin et al., 2004; Poirier et al., 2010; Weber et al., 2004b, 2004a) et sera décrite plus amplement (Cf chapitre 4-1).

### PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS" Géologie (BRGM)

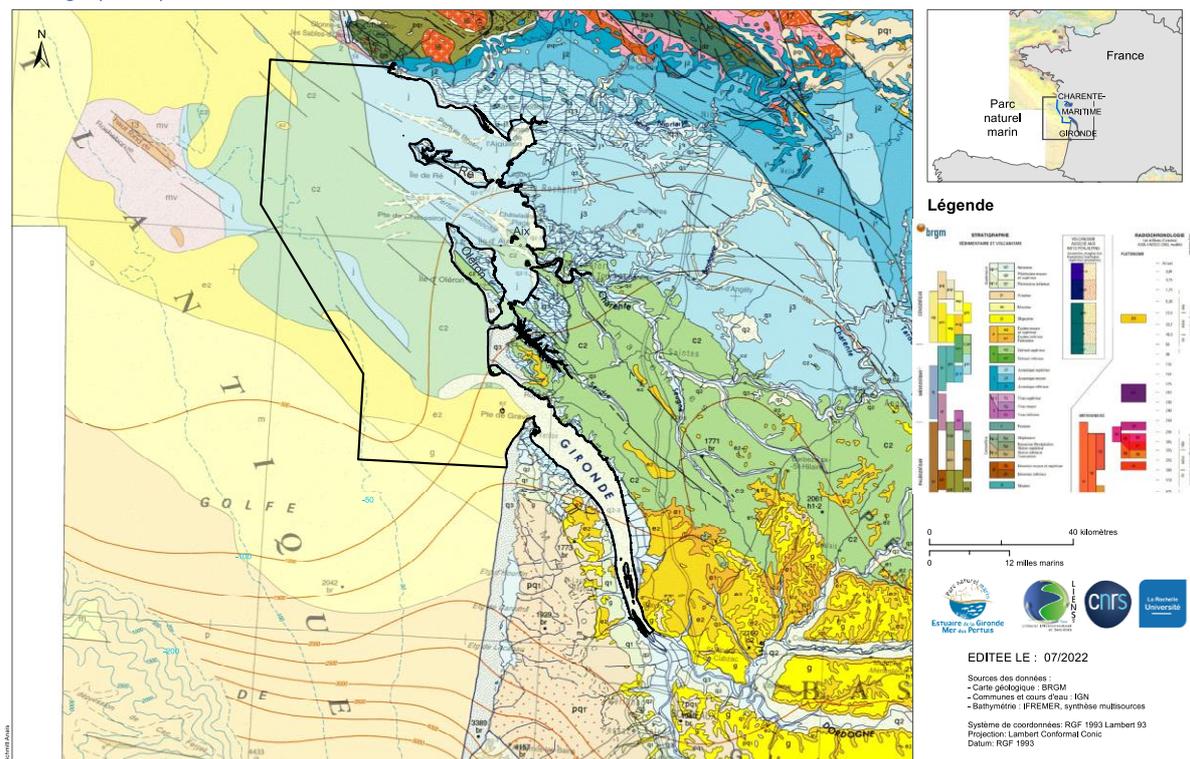


Figure 2-2 : Carte géologique de la zone du Parc (1/1 000 000) (BRGM).

### 2.3. Le cadre sédimentaire actuel

#### 2.3.1. L'origine des sédiments

À l'échelle du Parc, les apports de sédiments actuels ont majoritairement quatre origines : les apports terrestres par le phénomène d'érosion des côtes rocheuses, les apports terrestres par les fleuves, les apports marins par remobilisation des agents hydrodynamiques et les apports biologiques.

##### 2.3.1.1. Apports terrestres par l'érosion

Les **côtes rocheuses**, composant les falaises et platiers, contribuent à l'apport de sédiments (vases, sables, graviers et galets) dans les zones marines par un processus d'**érosion**. Cette érosion est en premier lieu gouvernée par des facteurs de prédisposition intrinsèques aux falaises (géologie, lithologie géométrie, discontinuité...). Les facteurs de déclenchement sont principalement continentaux (circulation d'eau via infiltration, ruissellement, contexte hydrogéologique, température...) mais ils peuvent aussi être marins (variation des niveaux d'eau, choc mécanique des vagues à la base de la falaise...). Certains facteurs sont dits aggravants comme le déblaiement des sédiments en pied ou le **sous-cavage\***.

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

### 2.3.1.2. *Apports terrestres par les fleuves*

Les **apports sableux** d'origine **fluviale** au plateau continental sont indéterminés. Ils sont généralement considérés comme faibles ou négligeables à l'époque actuelle et la charge en **charriage\*** est déjà piégée au sein des estuaires (A. Feral, 1970).

Les apports en **sédiments fins** proviennent majoritairement des deux grands fleuves (la Garonne et la Dordogne) et correspondent probablement à plus de 90% des apports sédimentaires continentaux. Le transport se fait par mise en suspension de sédiments fins et de matières dissoutes. Des sédiments fins qui ensuite, décantent sur le plateau continental (Cowell and Thom, 1994).

Dans l'estuaire de la Gironde, tous les sables d'origine fluviale se déposent dans le delta de fond de baie (Feral, 1970) et 75% des limons et argiles en suspension d'origine fluviale se déposent dans le bassin central de l'estuaire (Allen et al., 1972).

Dans les pertuis charentais, la connaissance relative aux apports en sédiments fins d'origine fluviale est synthétisée dans Poirier, (2011): 40 à 90 % des apports sédimentaires proviennent de l'estuaire de la Gironde avec 20 à 65 t/km<sup>2</sup>/an (Castaing and Jouanneau, 1987; J. L. Gonzalez et al., 1991; Parra et al., 1998; Poirier et al., 2011) tandis que la Charente apporte 4 à 5 t/km<sup>2</sup>/an. Les apports de la Charente au pertuis d'Antioche sont estimés à 100 000 t/an (Tesson, 1973; Toubanc, 2013).

Les apports du Lay, de la Sèvre-Niortaise et de la Seudre sont négligeables, malgré l'absence de quantification, ce qui peut s'expliquer en particulier en raison des faibles débits observés (Poirier et al., 2010).

Ces sédiments fins sont principalement captés dans les estuaires, mais on les retrouve également dans les baies adjacentes, situées au nord des embouchures, abritées des houles qui jouent un rôle de **puits de sédiment**.

### 2.3.1.3. *Apports marins*

L'essentiel du matériel sableux et grossier du plateau est issu du **remaniement *in situ*** des dépôts produits lors des périodes glaciaires (Jouanneau et al., 1999), eux-mêmes issus en partie de l'érosion du plateau continental lors des périodes plus anciennes (Howa, 1987).

### 2.3.1.4. *Apports biologiques*

La contribution biogénique correspond à des débris coquilliers (ex : coquilles de mollusques principalement), à des accumulations issues de la précipitation biochimique de matières minérales ou à des débris végétaux. Cette concentration en matière organique est plus importante au niveau des zones semi-fermées : dans les estuaires par les apports des fleuves (Fuentes-Cid et al., 2015) et dans les baies par l'apport issu des installations ostréicoles (Allard et al., 2008b; Bertin et Chaumillon, 2006).

## 2.3.2. La répartition des sédiments sur le plateau continental

La nature des sédiments décrite ci-dessous correspond à une échelle temporelle courte.

La **marge continentale** sur laquelle s'inscrit le territoire du Parc marin peut être qualifiée de « **maigre** » à l'échelle planétaire car sa couverture sédimentaire est fine (épaisseur de l'ordre de

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

2 à 4 km) par opposition aux marges dites « grasses » ou les épaisseurs sédimentaires sont importantes (supérieures à 4 km).

De nombreuses études ou travaux universitaires ont précisé la nature, l'épaisseur et la répartition des sédiments ainsi que les apports et mouvements le long de la côte du territoire du Parc. Des plus anciennes études aux plus récentes, il y a :

- La thèse de Barusseau (1973), les rapports de « Recherche de granulats marins dans la zone des pertuis charentais » effectué par le BRGM (1976) et CNEXO (1984).
- L'« Étude géologique préliminaire à la recherche de granulats au large de l'estuaire de la Gironde » en 1978-79 par le BRGM.
- Plus récemment Weber (2004) propose dans un premier temps, une carte de synthèse issue de données SHOM des sédiments superficiels des Sables d'Olonne à l'estuaire de la Gironde. Son étude a permis la création d'une « Carte des épaisseurs de sédiments meubles » (Chaumillon and Weber, 2006).
- Une synthèse des épaisseurs de sédiments à l'échelle du territoire est proposée dans « l'inventaire national des granulats marins » sur la période 1969 à 1981 (Stanisière, 2006). Enfin, la « carte G » effectuée par le SHOM (2009) repose sur l'utilisation et la compilation de toutes les données disponibles et donne des informations globales à une échelle proche du 1/50 000<sup>e</sup> sur la nature des fonds. La répartition des sédiments est complexe et variée (Figure 2-3).

Cinq grandes catégories de fonds superficiels marins sont identifiées, donnant au Parc une diversité morpho-sédimentaire remarquable (Weber, 2004).

- les graviers (2 % de la superficie du Parc),
- la roche (7 %),
- les sables et graviers et sables et graviers envasés (13 %),
- les vases et vases sableuses (26 %),
- les sables et sables envasés (52 %).

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
**Nature des fonds superficiels**

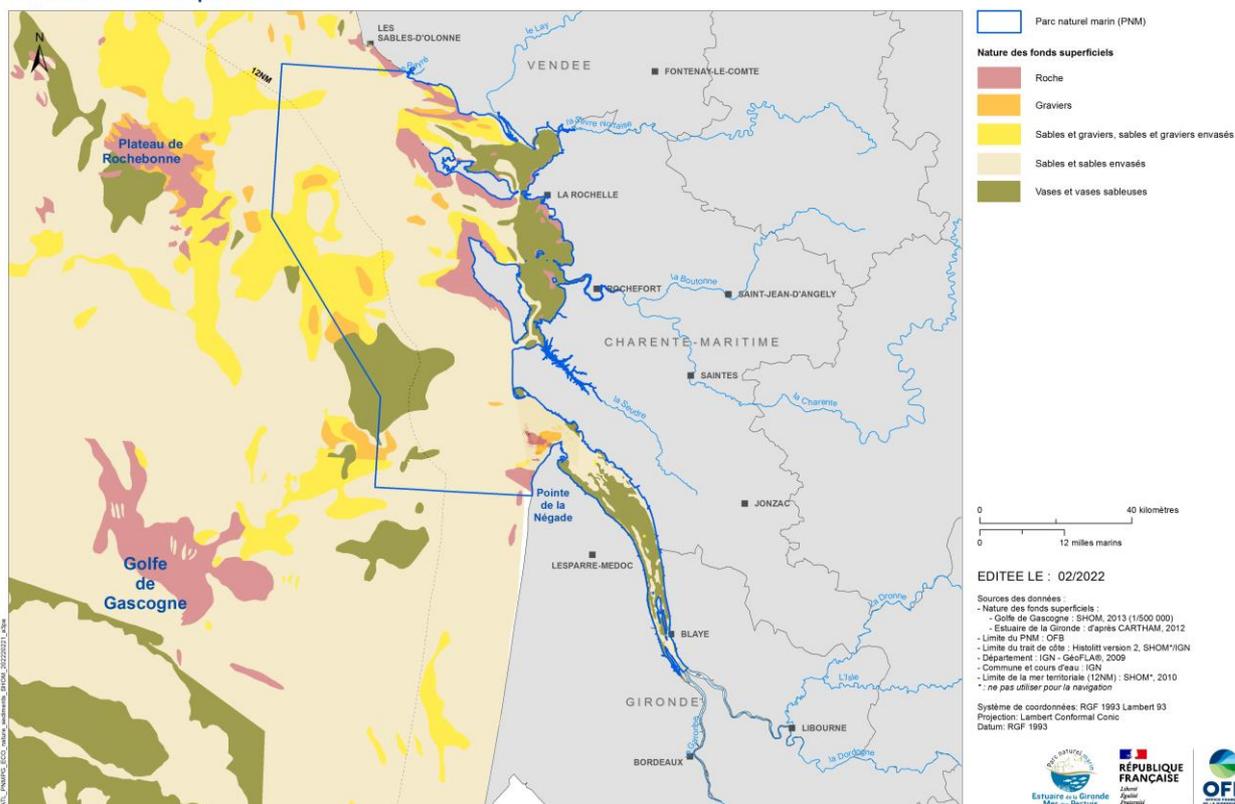


Figure 2-3 : Carte de la répartition selon la nature des fonds sur le périmètre du Parc d'après les données du SHOM (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Les **roches** sont bien développées sur les façades occidentales des îles de Ré, d'Oléron où elles affleurent sous la forme de vastes platiers intertidaux et subtidaux situés dans la continuité des îles. Sur le continent, les principales falaises se trouvent à la limite Nord du Parc (pointe du Payré), de La Rochelle (depuis la pointe Saint-Clément jusqu'à la pointe de Roux), à l'embouchure de la Gironde (depuis la grande côte jusqu'à la pointe de Suzac) et sur la rive droite de l'estuaire de la Gironde (depuis Talmont-sur-Gironde à Saint-Georges-de-Didonne).

**Pourquoi retrouve-t-on les zones rocheuses essentiellement sur la façade occidentale des îles ?**

Les **vases** sont les matériaux prédominants et très répandus dans les zones abritées (baies, partie interne des pertuis charentais, ou estuaires). Dans les pertuis, la limite sable/vase est souvent assez franche délimitant ainsi des zones de sédimentation bien distinctes.

Environ 65 % des sédiments fins d'origine fluviatile se déposent sur le **plateau continental**, en couches pouvant atteindre 4 m d'épaisseur, sur des bancs vaseux relativement importants au large (50 m), dont le plus vaste est la Grande Vasière. La granulométrie de ces bancs est fine à très fine : ils sont constitués de 25 à 75 % d'argiles et limons (Jouanneau et al., 1999).

**Comment expliquer la présence des vasières au large ?**

Les **sables** sont présents localement près des côtes sur une mince frange et au large dans les **chenaux\*** (entre les deux îles et dans la zone entre la Vendée et l'île de Ré). Les dépôts sableux prédominent à l'ouest du pertuis Breton (Poirier et al., 2011).

Pourquoi retrouve-t-on une telle répartition des sables et des vases sur le territoire ?

Comment les deux entités de la zone des pertuis avec ses baies et la zone de l'estuaire et de la Gironde sont-elles liées ?

### 2.4. Le cadre géomorphologique et ses caractéristiques sédimentaires

Les pertuis dans leur totalité, tout comme la Gironde, peuvent être qualifiés d'**environnements estuariens** d'après la définition géologique (Dalrymple et al., 1992), puisqu'ils reçoivent des sédiments à la fois apportés et/ou influencés par les vagues, les marées et les fleuves. Compte tenu de la quasi-omniprésence des côtes rocheuses et/ou des affleurements rocheux sous-marins en alternance avec des côtes sédimentaires, Chaumillon et Weber (2006) puis Chaumillon et al., (2010), proposent de qualifier les pertuis d'« estuaires mixtes à côte rocheuse », une catégorie intermédiaire entre les estuaires de plaine côtière, purement sédimentaires et les fjords ou les rias rocheux.

En outre, la prédominance des vagues dans les embouchures, matérialisées par des flèches sableuses (flèche de la Coubre, pointe d'Arçay, pointe de Gatseau, etc...), la prédominance des marées avec de forts **marnages\*** dans les zones abritées (environnements macrotidaux) conduit à classer les grands ensembles que représentent les pertuis et la Gironde comme des environnements mixtes, c'est-à-dire, dominés à la fois par les vagues et les marées. Ils représentent des cas intermédiaires, entre des systèmes estuariens barrés (comme le bassin d'Arcachon) et des systèmes ouverts comme les estuaires de la Loire ou de la Seine (Chaumillon et al., 2010).

A plus petite échelle spatiale, il existe des estuaires dominés par les vagues et les marées. Ainsi, le petit estuaire du Payré, situé à la limite septentrionale du Parc, est barré par une flèche sableuse. Il appartient donc à la catégorie des estuaires dominés par les vagues. Au niveau des embouchures entre les petits fleuves et les pertuis, les estuaires du Lay, de la Sèvre-Niortaise, de la Charente, de la Seudre, sont des estuaires de plaine côtière dominés par les marées.

Enfin, si on considère la classification de Salomon et Allen (1983), l'estuaire de la Gironde est hypersynchrone puisqu'il se caractérise par une amplitude des marées plus forte vers l'amont que vers l'embouchure et une asymétrie de la courbe de marée vers l'amont (flot plus bref avec un courant plus intense) (Cf chapitre 3).

Le très fort contraste entre l'estuaire de la Gironde connecté à deux grands fleuves (débit > 200 m<sup>3</sup>/s) et deux grands bassins versants (surface > 20 000 km<sup>2</sup>) et les pertuis connectés à des petits fleuves (débit < 200 m<sup>3</sup>/s) et des petits bassins versants (surface < 20 000 km<sup>2</sup>) implique des différences hydrologiques et sédimentaires importantes.

Qu'est-ce qui explique la géomorphologie actuelle des estuaires du Parc ?

Dans cette partie, seront exposées successivement les caractéristiques géomorphologiques des environnements ouverts puis des environnements semi-fermés selon une logique géographique du nord au sud (Figure 2-4 ; Figure 2-5).

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

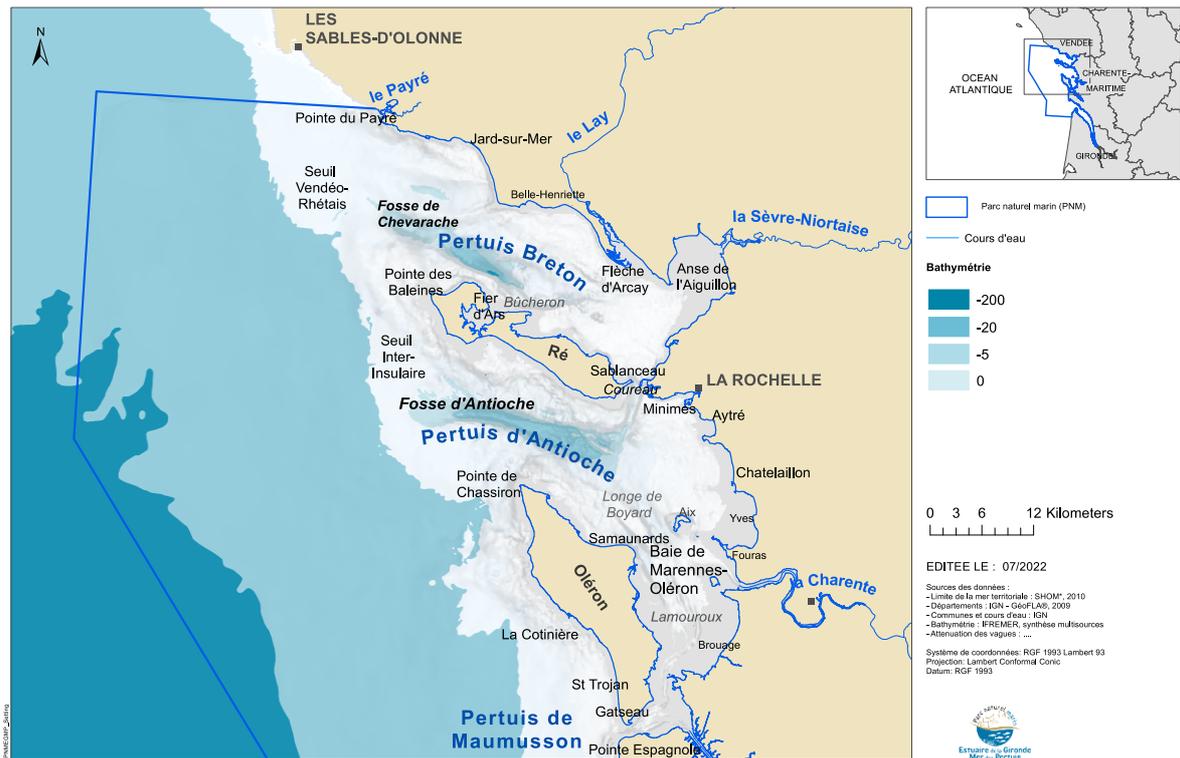


Figure 2-4 : Carte toponymique sur fond bathymétrique, zoom sur le Nord du Parc.

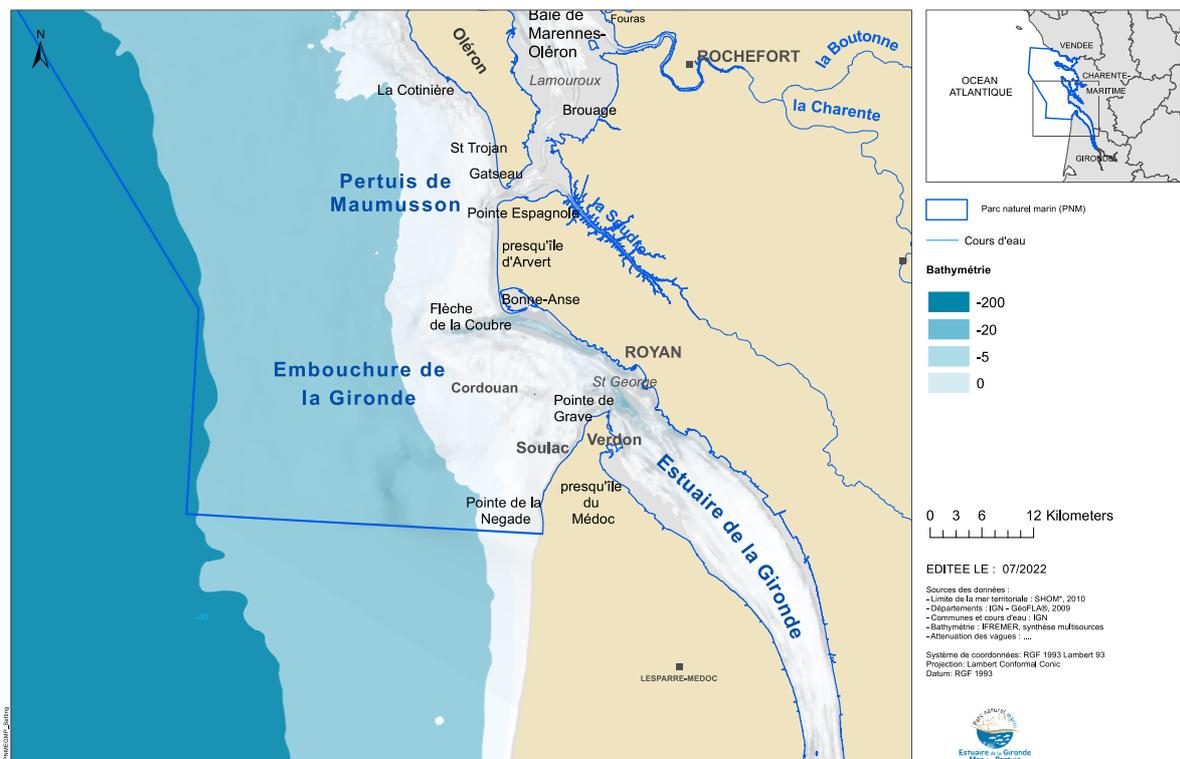


Figure 2-5 : Carte toponymique sur fond bathymétrique, zoom sur le Sud du Parc.

### 2.4.1. Les environnements ouvert et semi-fermé.

Avant de préciser les facteurs dominants des différents secteurs présents dans le Parc (chapitre 4), une première distinction plus globale sera utilisée entre les **milieux ouverts exposés** aux vagues et les **milieux semi-fermés abrités**.

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**

Zonation du domaine littoral : Milieu semi-fermé et Milieu ouvert (avant-côte supérieure, avant-côte inférieure, offshore).

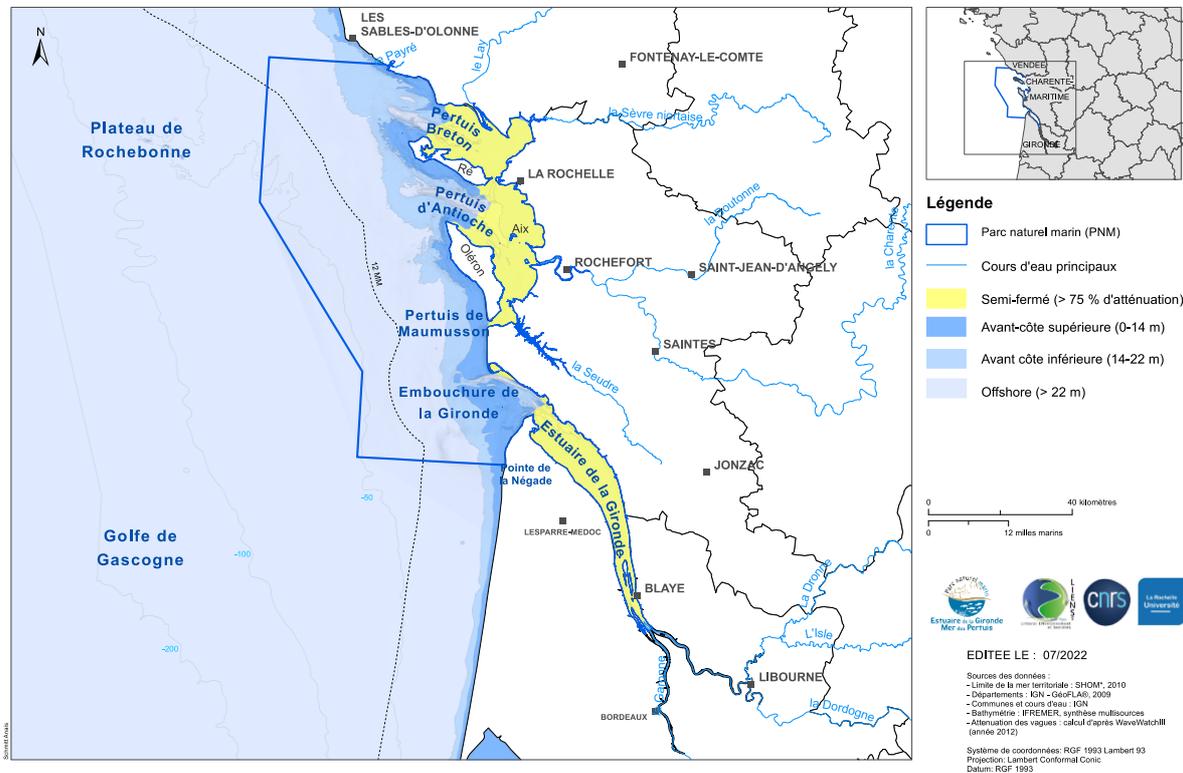


Figure 2-6 : Carte de distribution des milieux ouverts et exposés (bleu) et des milieux semi-fermés (jaune) dans le Parc.

### 2.4.2. Les environnements ouverts

#### 2.4.2.1. La plateforme continentale

Le périmètre du Parc couvre une partie du plateau continental interne, qui est particulièrement étendue au large (plus de 4 km) et qui constitue son domaine le plus ouvert. Le Parc découpe le plateau autour de l'isobathe - 50 m par sa frontière administrative à l'ouest. A l'est, la limite du plateau continental est matérialisée par une rupture de pente le séparant du domaine littoral. Le Parc occupe une position particulière sur le plateau continental Atlantique situé à la transition entre le massif sud-armoricain et le bassin Aquitain.

Cette zone sous-marine au substratum rocheux prolonge le continent vers le large.

La morphologie du plateau a été étudiée par plusieurs auteurs comme Barousseau, (1973); Lapiere, (1969); Vanney, (1969).

#### 2.4.2.2. La côte exposée du Sud Vendée

Sur la côte Vendéenne située dans le territoire du Parc, la géomorphologie du littoral est caractérisée par des estrans essentiellement rocheux. Elle inclut la présence ponctuelle de plages de galets ou de plaquages discontinus sableux développés à la faveur des dépressions

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

topographiques. Prenant appui sur les estrans rocheux, des barrières sableuses caractérisent ce trait de côte ainsi que le développement de la flèche sableuse de l'estuaire du Payré située au nord (plage du Veillon) et la flèche sableuse de Saint-Vincent-sur-Jard.

Dans les fonds supérieurs à 10 m CM, les sables sont fins (0,20 mm) (DHI et GEOS, 2007).

### 2.4.2.3. *La côte exposée de l'île de Ré*

Sur la façade occidentale (ouest) exposée de l'île de Ré, depuis la pointe du Lizay à la pointe de Chanchardon (ouest), la géomorphologie du littoral est caractérisée par un estran rocheux (entre 500 et 1000 m de largeur) sur lequel se développe une barrière sableuse.

### 2.4.2.4. *La côte exposée de l'île d'Oléron*

Sur la façade occidentale (ouest) exposée de l'île d'Oléron, la géomorphologie du littoral est caractérisée par des estrans rocheux développés vers le large entre Chassiron et l'anse du Marais Salé. Au nord de Vert-Bois la côte est généralement basse avec de petites barrières sableuses, suivi d'estrans rocheux (entre 500 et 1000 m de largeur). Au Sud de Vert-Bois jusqu'à la pointe de Gatseau (Grand Plage), s'étend la grande barrière sableuse de Saint-Trojan. Cette barrière est une flèche sableuse qui est ancrée sur l'estran rocheux de l'île d'Oléron et qui s'est développée vers le Sud sur environ 10 km (Bertin et al., 2005, 2004).

### 2.4.2.5. *La côte exposée de la presqu'île d'Arvert*

La « presqu'île d'Arvert » correspond à un très vaste domaine d'estrans sableux et de présence de barrières sableuses. La pointe sud est caractérisée par la **flèche sableuse de la Coubre** qui enserre la **baie de Bonne-Anse** et détermine son évolution.

### 2.4.2.6. *La côte exposée du Sud de l'estuaire de la Gironde*

Le littoral entre la pointe de la Négade et le pointe de Grave au nord constitue la ride Sud-Est de l'embouchure de la Gironde et s'intègre dans le système des passes de la Gironde. Elle est caractérisée par une barrière sableuse.

## 2.4.3. Les environnements semi-fermés

La géomorphologie des pertuis Charentais montre, de la côte vers le large, trois ensembles géomorphologiques successifs typiques (Chaumillon and Weber, 2006) :

- une zone interne très plane et peu profonde incluant l'**estran et l'avant-côte**. Ces fonds marins sont tapissés de sédiments, le plus souvent des vases et des sables dans des chenaux de marées. Les affleurements rocheux y sont rares ;
- une zone **intermédiaire, profonde** appelée localement « fosse » avec la fosse de Chevarache (- 58 m CM) dans le pertuis Breton et fosse d'Antioche (- 40 m CM) dans le pertuis d'Antioche. Ces fosses ont une orientation Ouest-Nord-Ouest Est-Sud-Est. Au niveau du pertuis de Maumusson, la zone profonde est plus réduite et correspond au chenal principal de marée de cette embouchure tidale ;
- une zone **peu profonde**, culminant à - 20 m CM, constituant un **seuil** séparant les fosses de la plateforme continentale interne. Ces seuils sont recouverts d'une couverture sableuse

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

d'épaisseur très variable. Ils constituent la limite entre le pertuis et le plateau continental marqué par une pente douce.

### 2.4.3.1. *Le pertuis Breton*

Le pertuis Breton (360 km<sup>2</sup>) est caractérisé par des **zones d'estrans** très plats et peu profonds, vaseux vers l'est et sableux ou rocheux vers le nord, entrecoupés par des chenaux de marée. Ces zones subtidales essentiellement rocheuses fixent sa position. Les dépôts sableux prédominent à l'ouest du **pertuis Breton** (Poirier et al., 2011).

Dans la zone intermédiaire, la **fosse de Chevarache** (- 58 m) est délimitée à l'ouest par le **seuil rocheux Vendéo-breton** (Chaumillon et Weber, 2006; Weber et al., 2004).

Les structures géomorphologiques de la côte sont détaillées par secteur du nord vers le sud : De la **pointe du Grouin du Cou à la pointe de l'Aiguillon** la géomorphologie côtière est constituée d'une barrière sableuse à l'ouest et par deux flèches sableuses qui se sont développées vers le Sud-est (Allard et al., 2008) : la **pointe d'Arcay** (1 km de large par 6 km de long) et la **pointe de l'Aiguillon** (700 m de large par 13 km de long), entre lesquelles débouche l'estuaire du Lay, caractérisé par de vastes estrans vaseux. La flèche de l'Aiguillon marque la frontière Nord-Est du Pertuis breton et la frontière nord-ouest de la **baie de l'Aiguillon**.

La **baie de l'Aiguillon** (entre la pointe de l'Aiguillon et la pointe rocheuse de Saint-Clément) où se situe l'embouchure actuelle de la Sèvre-Niortaise, a une forme subcirculaire. Elle est constituée par des estrans vaseux avec de vastes **slikkes\***, une couronne de **schorre\*** et un chenal de marée principal (rivière de Marans) qui prolonge vers le large l'estuaire de la Sèvre-Niortaise. Il y a d'autres chenaux liés aux polders qui y débouchent (Blanloeil, 2017; DHI et GEOS, 2007; Olivier, 2022).

De la **pointe Saint-Clément à La Rochelle**, la frange côtière est constituée de falaises calcaires du Jurassique (10 à 15 m de hauteur) qui correspondent à la limite occidentale du plateau d'Aunis. Un estran rocheux prolonge la falaise vers la mer.

L'**île de Ré** est une île basse dont l'altitude ne dépasse pas une quinzaine de mètres et dont la plupart des plages reposent sur le substratum rocheux. Sur sa façade orientale depuis la pointe du Lizay à la pointe de Sablanceaux (est), trois unités se distinguent :

- entre la pointe du Lizay (Les Portes-en-Ré) et Saint-Martin-de-Ré, deux grandes zones basses abritent les marais du **Fier d'Ars** et de la fosse de Loix. Le Fier d'Ars est une baie tidale comprenant une embouchure tidale et un delta de jusant nommé « banc du Bûcheron ». Les estrans sont très vastes, à dominante vaseuse dans les parties internes de la baie et sablo-vaseuse et sableuse à proximité de l'embouchure ;
- de Saint-Martin-de-Ré au fort de la Prée, l'estran est rocheux avec parfois la présence de falaises côtières ;
- entre le fort de la Prée et la flèche sableuse de Sablanceaux (Rivedoux-Plage), la côte et l'estran sont essentiellement sableux ou sablo-vaseux.

### 2.4.3.2. *Le pertuis d'Antioche*

Le pertuis d'Antioche (450 km<sup>2</sup>) est caractérisé par des **estran**s à faible pente de nature sablo-vaseux et vaseux, comportant une épaisseur de vases croissante vers l'embouchure de la Charente (Chaumillon et Weber, 2006; Weber et al., 2004).

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

Le chenal de marée, situé dans le prolongement de l'embouchure de la Charente, se scinde en deux avec le chenal de l'ouest et le chenal de l'est qui encadrent un banc de sable lobé orienté Nord-Ouest / Sud-Est : la **longe de Boyard** (Chaumillon et al., 2002a, 2008a).

Plus à l'ouest, la **fosse d'Antioche** (- 40 m CM) est caractérisée par une absence de couverture sédimentaire et délimitée à l'ouest par le **seuil inter-insulaire** (- 19 m CM) (Weber et al., 2004).

Les structures géomorphologiques de la côte sont détaillées par secteur du nord vers le sud :

Sur la façade occidentale de **l'île de Ré**, depuis la pointe de Chanchardon (ouest) à la pointe de Sablanceaux, deux unités se distinguent :

- entre la pointe de Chanchardon et la pointe de Chauveau la géomorphologie du littoral ouest de l'île est caractérisée par le développement de vastes estrans rocheux pouvant atteindre de 2 à 3 km dans l'anse du Martray. Localement, une barrière sableuse est développée comme entre Martay et les Grenettes.
- entre la pointe rocheuse de Chauveau à l'ouest et l'extrémité de la flèche sableuse de Sablanceaux à l'est, la côte et l'estran sont sableux (Rivedoux-Plage).

De **La Rochelle à l'estuaire de la Charente**, la géomorphologie se caractérise par une succession de baies de type sablo-vaseux et vaseux (baie de La Rochelle, baie d'Aytré, baie de Chatelaillon, baie d'Angoulins, baie d'Yves) séparées par des caps rocheux calcaires et leurs prolongements sous-marins : pointe des Minimés, pointe du Chay, pointe de Châtelailon, Yves, Fouras, île d'Aix, île Madame. Des barrières sédimentaires séparent les marais rétro-littoraux de la mer (Weber, 2004).

La **baie de Marennes-Oléron** prolonge le pertuis d'Antioche au Sud. Elle s'étend du marais de Brouage à l'est à la côte orientale de l'île d'Oléron à l'ouest (Figure 2-7). Elle est limitée au nord par une parallèle reliant la Pointe des Saumonards à la Pointe de Fouras. Cette limite longe les chenaux de marée qui bordent le banc de sable de la Longe de Boyard et le bras de mer entre l'île d'Aix et la Pointe de la Fumée. Elle est limitée au sud par une ligne entre la Pointe de Gatseau et la Pointe Espagnole de la presqu'île d'Arvert correspondant à l'embouchure tidale du pertuis de Maumusson.

Elle est caractérisée par :

- un estran vaseux en pente douce très étendu (156 km<sup>2</sup> à l'isobathe + 5 m et 50 km<sup>2</sup> à 0 m), (Gouleau et al., 2000; Tesson, 1973).
- un banc de sable (banc de Lamouroux) et deux communications océaniques : au nord avec le pertuis d'Antioche par un chenal de marée vaseux (chenal de la Rade des Trousses) et au sud avec le pertuis de Maumusson par un chenal de marée sableux (coureau d'Oléron) (Stanisière, 2006).
- une couverture vaseuse épaisse, répartie de façon discontinue (Allard et al., 2010).
- des **affleurements\*** rocheux présents localement sur les côtes (pointe de Port-des-Barques, île Madame, pointe du Chapus) et des barrières sédimentaires peu élevées.

La morphologie sédimentaire de la baie de Marennes-Oléron subdivise cette baie en deux parties par le coureau d'Oléron et ses chenaux (Allard et al., 2010; Kervella, 2009). La partie orientale forme une vasière (supérieure, intermédiaire et inférieure) et la partie occidentale constitue un platier sablo-vaseux (Hily, 1977; Sauriau et al., 1989).

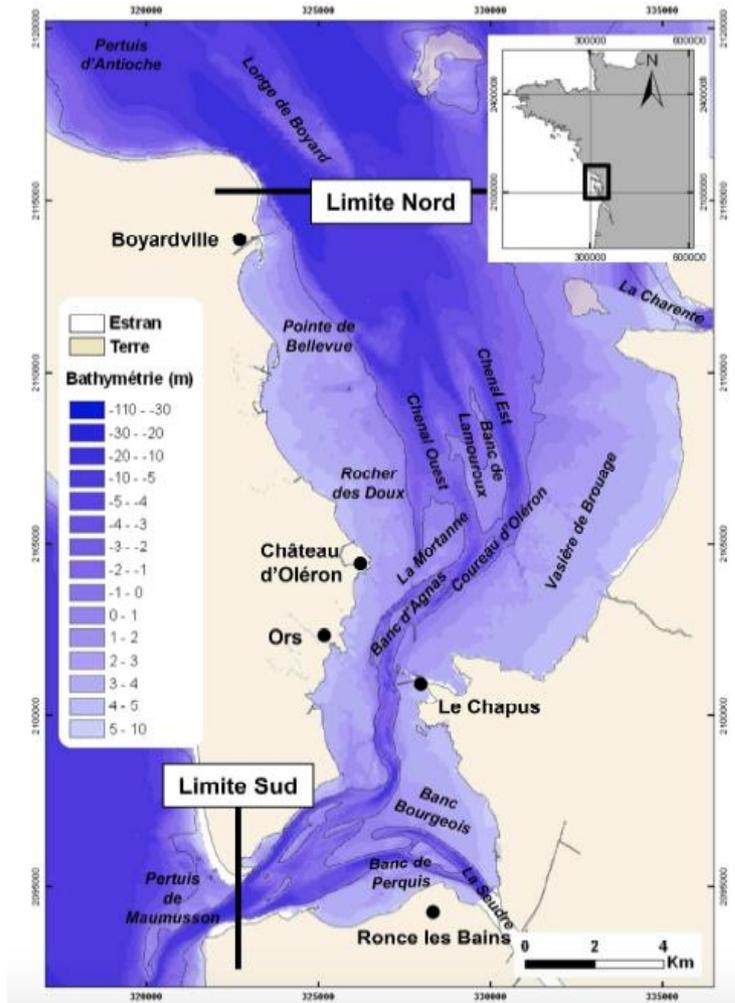


Figure 2-7 : Carte bathymétrique de la baie de Marennes-Oléron (Kervella, 2009)

Le long de la **côte orientale de l'île d'Oléron**, quatre principales unités peuvent être distinguées depuis la pointe de Chassiron au nord et la pointe de Gatseau au sud :

- entre la pointe de Chassiron et le port du Douhet, s'étend une côte rocheuse, basse, qui se prolonge en mer par un platier rocheux d'environ 1 000 m de largeur. Les plages sableuses se trouvent généralement dans la partie supérieure de l'estran, avec des barrières sableuses parfois présentes à l'arrière (Les Huttes/Seulières) ;
- entre le port du Douhet et Boyardville, des barrières sableuses sont bien développées ;
- entre Boyardville et Saint-Trojan, des zones basses marécageuses bordent des marais et se prolongent en mer par des estrans très larges, essentiellement argilo-sableux, où abondent les parcs à huîtres et où le substratum rocheux affleure au droit de Château-d'Oléron. Il y a aussi deux flèches sableuses : la flèche de Boyardville et celle de Bellevue (F Ozenne, 2012).
- entre Saint-Trojan et la pointe de Gatseau, s'étend un important massif dunaire qui s'appuie sur une flèche sableuse et se prolonge sur la façade atlantique jusqu'à Vert-Bois.

#### 2.4.3.3. *Le pertuis de Maumusson*

Le pertuis de Maumusson (170 km<sup>2</sup>) est une embouchure tidale qui fait la communication entre la baie de Marennes-Oléron et l'océan Atlantique. Bien qu'appelé également pertuis, il se différencie par sa nature sédimentaire et sa morphologie beaucoup plus étroite (environ 1 km) (Bertin et al., 2004) que les pertuis Breton et d'Antioche (environ 20 km). Il se caractérise par des chenaux de marée, un delta de jusant, au large et un delta de flot, côté baie (Allard et al., 2010; Bertin et al., 2005, 2004; Chaumillon et al., 2008a). Entre ces deltas, le chenal principal de l'embouchure correspond à la zone la plus profonde, soit - 20 m CM. Au nord, la côte en amont de la dérive littorale correspond à la flèche sableuse de Gatseau. Au sud, la côte en aval de la dérive littorale correspond au nord de la presqu'île d'Arvert. Côté océan et à proximité du chenal principal, les estrans sont sableux. Plus vers l'est, les estrans deviennent plus larges et sablo-vaseux.

#### 2.4.3.4. *L'estuaire de la Gironde*

La Gironde (635 km<sup>2</sup>) a été étudiée très tôt en raison de nombreuses données acquises lors des travaux d'aménagements, en particulier d'un point de vue stratigraphique et sédimentologique (Allen, 1972; Allen et al., 1972; Allen et Posamentier, 1994; Feral, 1970; Posamentier et Allen, 1993). De ce fait, l'estuaire de la Gironde a été utilisé comme un modèle stratigraphique pour les estuaires (Allen et Posamentier, 1994; Chaumillon et al., 2010; Posamentier et Allen, 1993). Il présente une morphologie intermédiaire d'estuaire dominée à la fois par les vagues et la marée. Les travaux pionniers de Allen (1992, 1993, 1994) proposent de découper l'estuaire en trois parties sur des critères à la fois géomorphologiques et sédimentologiques (Dalrymple et al., 1992), soit d'amont en aval (Figure 2-8):

- **l'estuaire interne ou amont**, comprenant les **chenaux méandriformes** dominés par les marées et le **delta de fond de baie**, caractérisé par des accumulations de sables continentaux en alternance avec de la vase ;
- **l'estuaire moyen ou bassin central**, caractérisé par des dépôts de vases ;
- **l'estuaire externe ou embouchure estuarienne**, caractérisé par des dépôts de sables marins riches en coquilles.

Les structures géomorphologiques de l'estuaire de la Gironde sont détaillées par secteur d'amont en aval.

**L'estuaire interne ou amont**, situé entre 130 km et 45 km de l'embouchure, est subdivisé en deux parties : une partie **amont** (130 à 75 km de l'embouchure) qui comprend des chenaux fluviaux méandriformes, étroits et peu profonds (-10 m) avec une morphologie sous l'influence de la marée (Sottolichio et Castaing, 1999) ; une marée qui peut être encore perceptible jusqu'à 40 km en amont (La Réole) ; une **partie aval ou delta de fond de baie** (entre Bec d'Ambès et Saint-Christoly ; 75 à 45 km de l'embouchure), formée de bancs tidaux et des îles estuariennes, constituées majoritairement de sables avec un drapage vaseux (Chaumillon et al., 2013; Feniès and Tastet, 1998; A. Feral, 1970) séparées par des chenaux estuariens qui avancent jusque dans la partie centrale de l'estuaire (Allen, 1991).

**L'estuaire moyen ou bassin central** (entre Saint-Christoly et l'embouchure : 30 km) est caractérisé par deux chenaux tidaux argilo-sableux (le chenal de Saintonge et la partie aval du chenal de navigation) peu profonds (-10 m). De grands estrans vaseux peuvent atteindre près de 1 200 mètres de large sur la rive droite, comme à Mortagne, et 2 800 mètres sur la rive gauche dans l'anse du Verdon. Il s'agit d'une zone mixte dominée à la fois par la marée et les vagues.

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

Dans ses parties moyennes, l'estuaire se caractérise par la présence d'un **bouchon vaseux\***, formé par flocculation des particules fines (vase) en suspension en raison du mélange eau douce/eau salée. C'est la zone de **turbidité\*** maximale, qui contient des concentrations supérieures à 1 g de sédiments en suspension par litre, ce qui donne souvent un aspect trouble à l'eau (Migniot, 1971).

Le bouchon vaseux se déplace d'amont en aval suivant le débit du fleuve (Doxaran et al., 2009) et le moment de la marée (flot ou jusant) et peut être expulsé de temps en temps au-delà de l'embouchure lors de fortes crues (Dabrin et al., 2014). La masse sédimentaire constituant le bouchon vaseux peut représenter de 1 à 3 ans d'apports de sédiments par le fleuve. Cette masse sédimentaire du bouchon varie entre 4 000 000 à 5 000 000 tonnes pour la Gironde (Jouanneau et al., 1983).

Une partie des suspensions décante et s'accumule près du fond pour former des couches très concentrées et denses, portant le nom de « **crème de vase** ». Leur épaisseur est maximale (ordre métrique) en période de mortes eaux. Ce stock, où la concentration des sédiments est très forte (100 à 400 g/L), joue un rôle fondamental dans la dégradation de la qualité du milieu. En effet, les micropolluants adsorbés sur les sédiments viennent s'accumuler dans le bouchon vaseux et sont redistribués lors de son expulsion. Par ailleurs, une anoxie complète peut se produire au sein de la crème de vase avant sa remise en suspension (Sottolichio, 1999).

L'**embouchure**, située à l'aval de la Pointe de Grave, est constituée au nord d'un chenal principal, la Passe de l'Ouest (entre -15 et -35 m). Celle-ci longe les falaises de Saintonge et continue vers l'ouest jusqu'à la « Pointe de la Coubre », puis prend une direction est-ouest plus à l'ouest. Ce chenal est tapissé de sables coquilliers grossiers et de graviers, dont les terminaisons amont et aval sont bordées de deltas de marée (flot et jusant) et dont la partie proche du plateau continental est remaniée par la houle (Sottolichio et Castaing, 1999).

Le plateau rocheux de Cordouan est situé entre la Passe de l'Ouest, et un chenal peu profond appelé Passe Sud avec des bancs sableux (banc du Gros Terrier, banc de Montrevel, banc du Chevier). Le plateau de Cordouan est peu profond (3 à 8 m) et est recouvert de sables à l'ouest et de graviers à l'est. Un ensemble qui forme une barre d'embouchure à l'entrée de l'estuaire (Braud, 1986; Mallet, 1998).

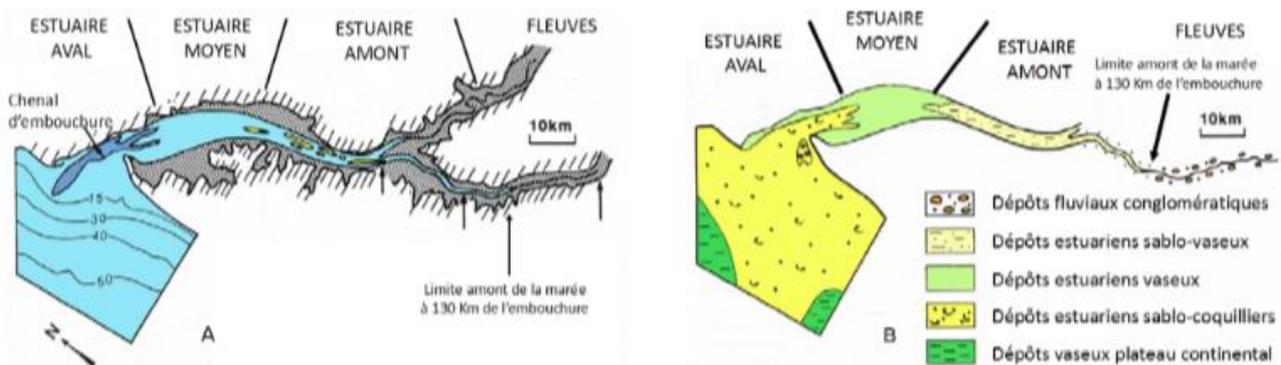


Figure 2-8 : Schéma des entités géomorphologiques et de leurs répartitions sédimentaire caractéristiques de l'estuaire de la Gironde (sandwich sédimentaire), (Allen, 1991).

Comment circulent les eaux et les sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde : quel est le rôle de la marée et des gradients de densité ? Quelle a été l'évolution morpho-dynamique

passée et quelle sera l'évolution future de l'estuaire, en particulier sous l'effet de l'amplification de la marée ? Quel est le rôle des forçages climatiques et des pressions anthropiques ?

Au niveau du trait de côte de l'embouchure de la Gironde, trois unités se distinguent du nord et au sud :

- la **baie Bonne-Anse** qui est caractérisée par de vastes estrans sableux disséqués par des chenaux de marées dont le développement et l'évolution sont liés à l'embouchure et à l'extrémité de la flèche de la Coubre ;
- de Saint-Palais-sur-Mer à la pointe de Suzac, les estrans sont essentiellement rocheux avec la présence de falaises calcaires (15-20 m) ou ponctuellement sableux dans des plages de poche appelées conches ;
- de la pointe de Grave à la pointe de la Négade, les estrans sont sableux et constituent le début du littoral sableux du Médoc.

#### 2.4.4. Les profils de côtes en milieux ouvert et semi-fermé.

##### 2.4.4.1. Les côtes en milieux ouverts

Les **milieux ouverts** présentent des surfaces majoritaires au sein du Parc. Les vagues sont présentes sur une bonne partie du territoire marin et sur une partie des côtes à caractère **sédimentaire** (

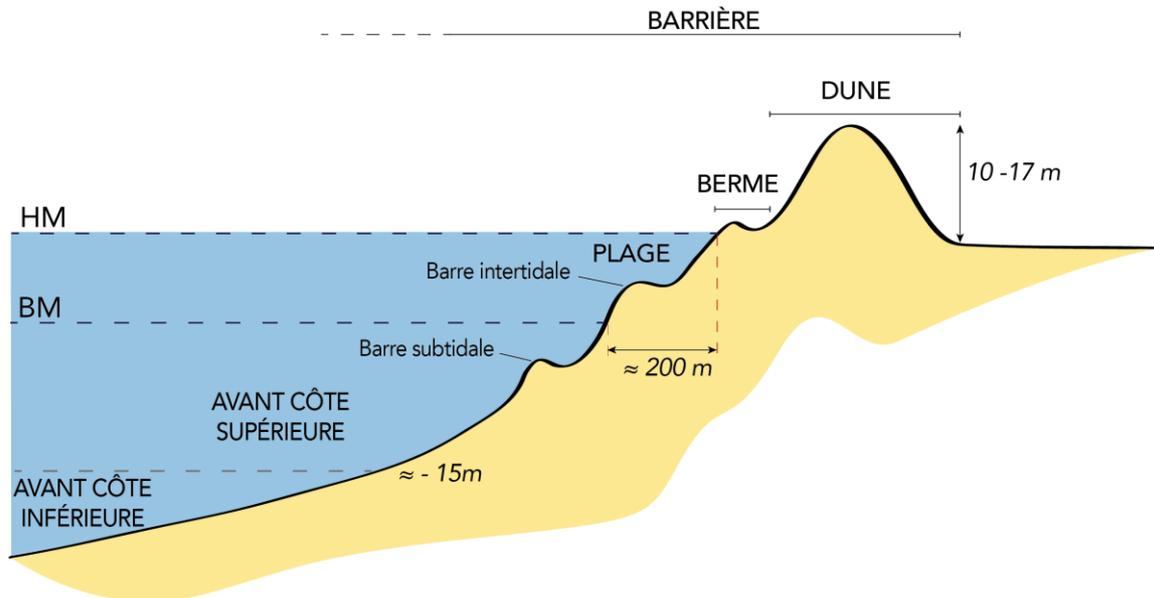


Figure 2-9) où le profil de plage typique reprend les composantes de l'avant-côte, la plage et la dune comme c'est le cas sur la côte sauvage de la presqu'île d'Arvert par exemple. Les côtes ouvertes peuvent également être de nature **rocheuse** (Figure 2-10), comprenant une avant-côte et un estran rocheux puis une falaise comme sur le littoral au Nord de l'île d'Oléron par exemple (Pointe de Chassiron). Enfin, il y a des côtes **mixtes** (Figure 2-11) où une dune sédimentaire est édifiée sur un estran rocheux comme aux niveaux des plages de conche de l'île de Ré par exemple.

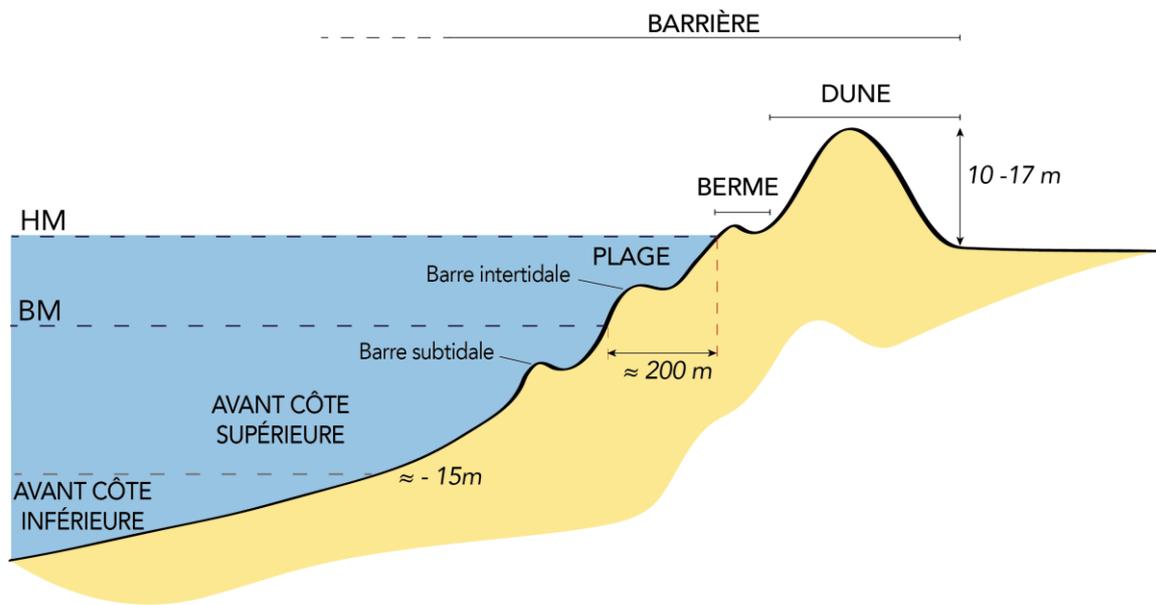


Figure 2-9 : Profil de plage ouverte de type sableuse.

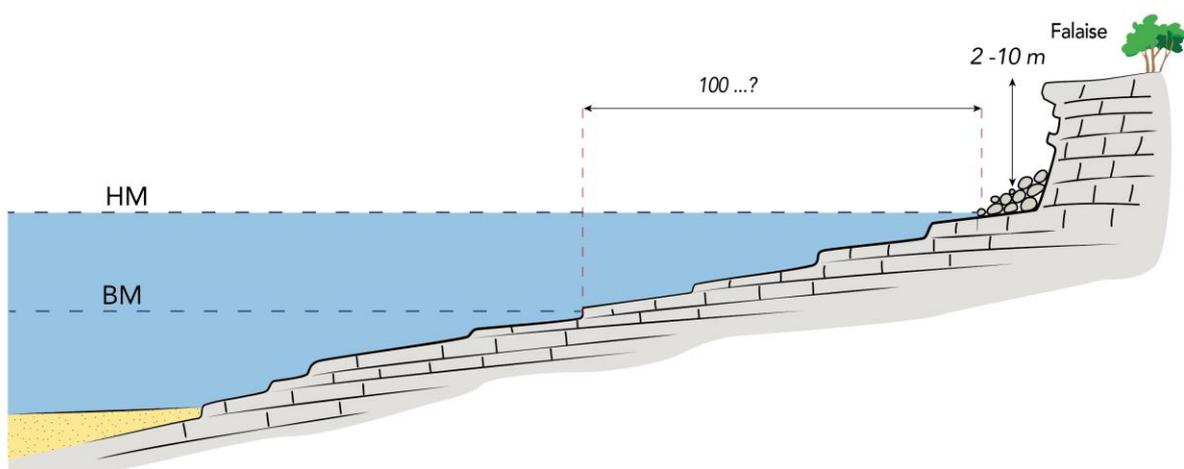


Figure 2-10 : Profil de plage ouverte de type rocheuse.

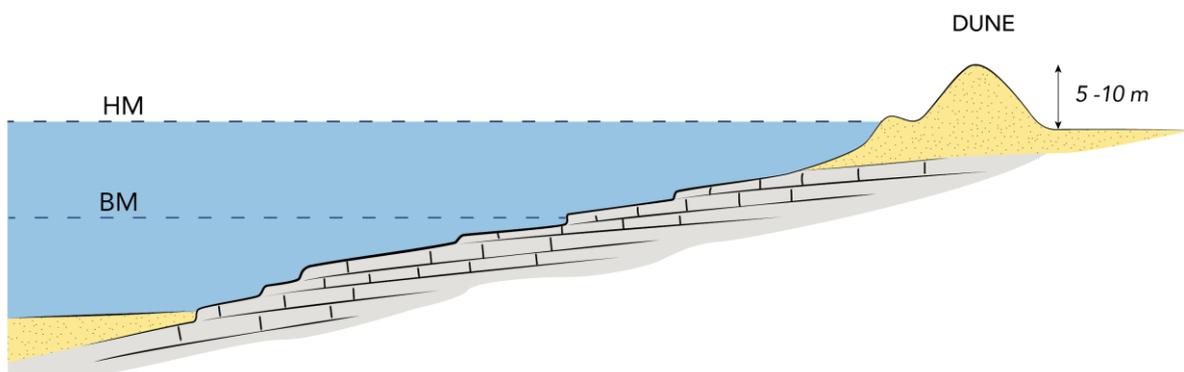


Figure 2-11 : Profil de plage ouverte de type mixte.

Les **côtes sédimentaires** dominées par les vagues sont le plus souvent relativement rectilignes ou présentent un rayon de courbure large et se caractérisent par un relief sédimentaire allongé, subparallèle à la côte et relativement étroit, souvent à dominante sableuse, appelé « **barrière** ». En partant de la mer vers la terre, cette barrière est constituée par l'**avant-côte** qui correspond à la zone de battement des vagues et qui est soumise aux allées et venues de la marée, parfois la création d'une berme et de la **dune** façonnée par les vents et la végétation, ainsi que par les vagues exceptionnelles.

Il y a plusieurs configurations de barrières sédimentaires distinguées d'un point de vue géomorphologique dans le monde. Le Parc en représente deux types : les barrières à extrémité libre (**flèches**) et les **barrières accolées** au continent (Figure 2-6).

### 2.4.4.2. Les côtes en milieux semi-fermés

Les **milieux semi-fermés** (estuaire, baie) sont caractérisés par des larges estrans à pentes faibles. Les côtes peuvent être constituées de sables mais elles sont le plus souvent dominées par les vases. De même que pour les côtes ouvertes, plusieurs profils de plage sont présents dans le Parc. Il y a des côtes sablo-vaseuses avec des dunes sableuses en haut de plage comme à l'ouest de l'île d'Oléron au niveau de la flèche de Bellevue par exemple (Figure 2-12). Les côtes peuvent être chenalisées par des chenaux de marée, avec une petite dune sédimentaire en haut de plage comme sur les rives gauches de Brouage (Figure 2-13). Dans certaines zones de marais, aucune barrière naturelle ne s'est façonnée. L'espace rétro-littoral est alors généralement protégé par un aménagement comme dans la baie de l'Aiguillon par exemple (Figure 2-14).

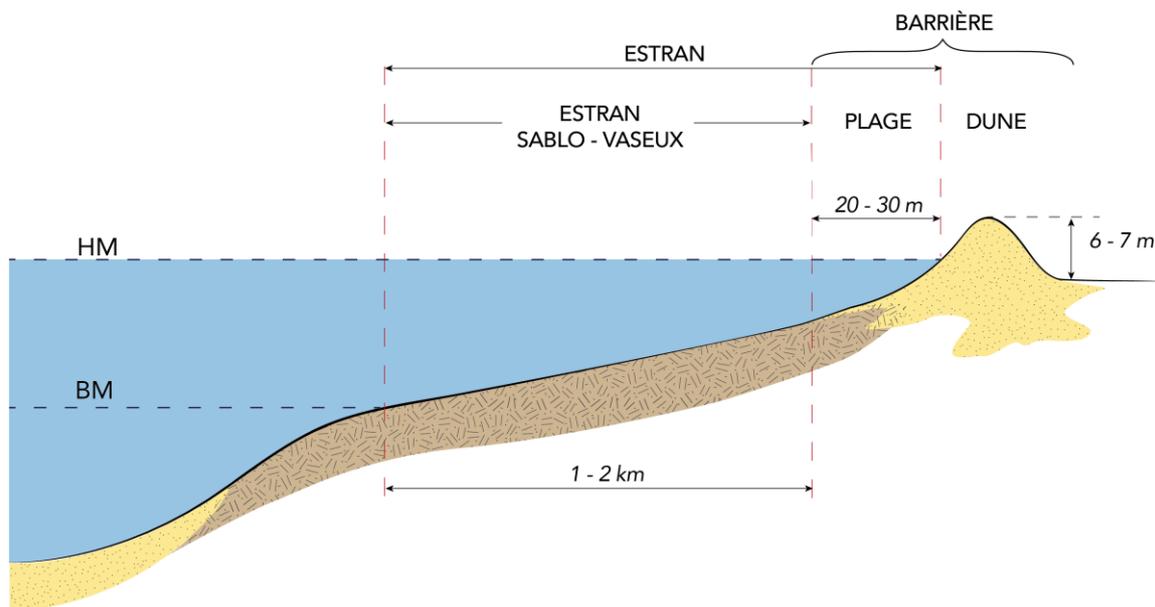


Figure 2-12 : Profil de plage semi-fermé de type sablo-vaseux avec dune de sable.

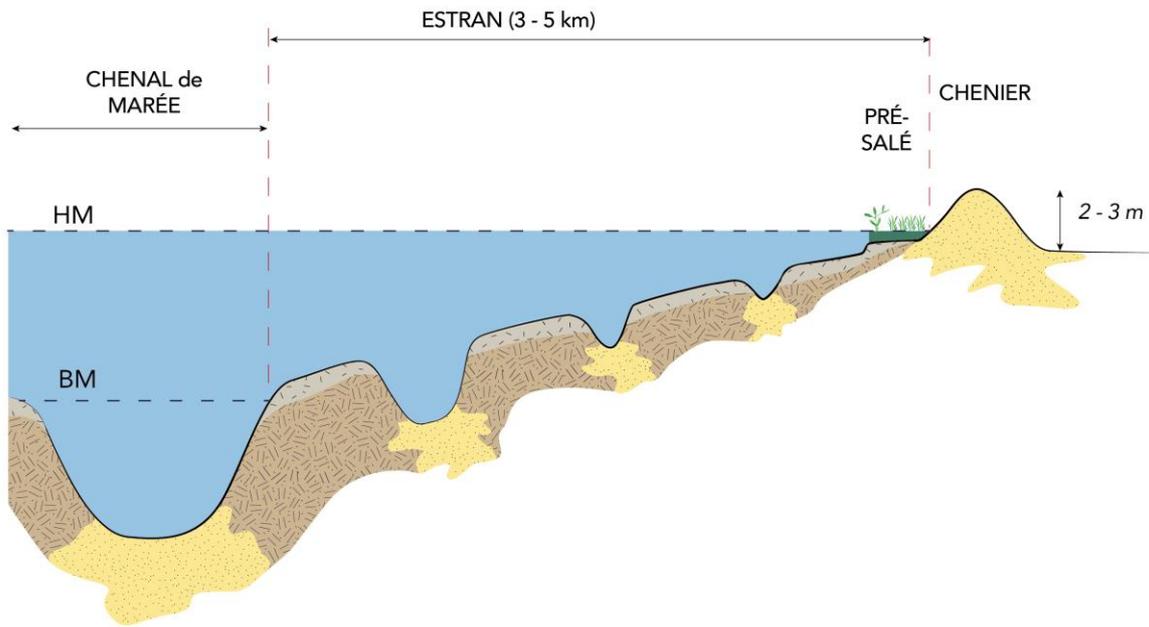


Figure 2-13 : Profil de plage semi-fermé de type vaseux, chenalisé avec dune de sable.

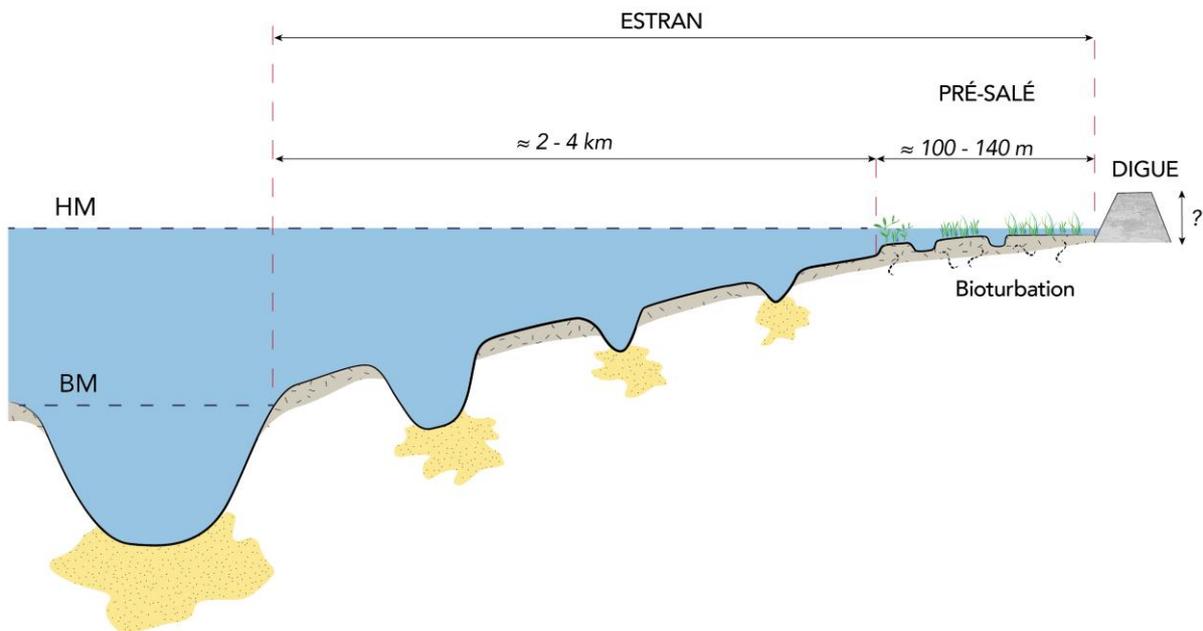


Figure 2-14 : Profil de plage semi-fermé de type vaseux, chenalisé avec digue.

Pourquoi y a-t-il une telle diversité des types de côtes sur le territoire du Parc ?

- La géomorphologie du Parc, complexifiée par le fort découpage du trait de côte, est représentée en fonction de l'exposition avec le large (vagues).
- Il y a des domaines ouverts, avec la présence d'estrans rocheux ou sableux et des domaines semi-fermés, caractérisés par quatre environnements estuariens aux estrans essentiellement vaseux, celui de la Sèvre-Niortaise et du Lay (Chaumillon and Weber,

2006), de la Charente (Weber et al., 2004), de la Seudre (Chaumillon et al., 2010) et de la Gironde (Allen and Posamentier, 1994 ; Lericolais et al., 2001 ; Chaumillon et al 2008b ; Chaumillon et al., 2019).

- Il y a six estuaires dans le Parc : 1 est en milieu ouvert et dominé par les vagues (Le Payré), 1 est en milieu mixte, dominé à la fois par les vagues et la marée (La Gironde), 4 sont en milieu semi-fermé, dominés par la marée (Le Lay, La Sèvre-Niortaise, La Charente et la Seudre).

Pourquoi retrouve-t-on des zones profondes dans les pertuis et l'estuaire de la Gironde séparées du plateau continental par des zones plus hautes ?

### 2.5. Les écosystèmes naturels

Le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis correspond à un vaste espace marin contenant des écosystèmes d'une grande richesse. Les écologues ont dénombré plus de 200 espèces de macro-algues, 1 000 espèces d'invertébrés, 10 espèces de poissons exploitées par la pêche, 10 espèces de poissons qui partagent leur vie entre milieux salés et eau douce et plus de 250 espèces d'oiseaux (<https://parc-marin-gironde-pertuis.fr/>).

Les êtres vivants qui s'y développent dépendent en grande partie de leur biotope, en particulier du substratum des fonds marins. Une grande diversité d'habitats, depuis des fonds rocheux à des fonds sableux et vaseux est présente dans le Parc à des profondeurs et des à niveaux d'agitation variables (Classification EUNIS, 2015 : Bajjouk et al., 2015; Poirier et al., 2010). Dans cette section, l'accent sera mis sur les biotopes et les écosystèmes ayant une influence notable sur la dynamique sédimentaire.

#### 2.5.1. Écosystèmes des substrats rocheux

Les côtes nord et ouest des îles de Ré et d'Oléron sont dominées par la présence des estrans rocheux dont la principale caractéristique est liée à la nature calcaire du substrat. Ces platiers sont constitués d'une succession de lits calcaires (localement appelées « banches ») qui s'altèrent en produisant de nombreux galets et blocs, et laissent apparaître ici et là des mares permanentes et des zones d'accumulations sableuses temporaires en lien avec la forte dynamique hydro-sédimentaire. L'étagement des peuplements des avant-côtes rocheuses est directement lié aux conditions hydrodynamiques locales (marée, courant, exposition ...), à l'ensoleillement et à la pente. Le substrat rocheux se compose essentiellement des communautés d'espèces fixées aux rochers et de quelques espèces mobiles.

En pied de falaise se développent des champs de blocs, notamment sur les côtes rocheuses des îles et de l'estuaire de la Gironde. Certains estrans sont constitués de galets et sables graveleux, qui accueillent une plus faible abondance et diversité d'organismes marins (pas d'organismes fixés). Sur certaines portions du littoral, l'attaque de la mer peut provoquer des éboulements qui génèrent des champs de blocs s'accumulant sur l'estran.

Ces estrans rocheux sont plus ou moins colonisés par des algues (algues rouges et brunes type fucales à la pointe des Baleines) ou par des espèces animales (balanes, huîtres, hermelles) (Sauriau et al., 2017; Sauriau et Blanchet, 2018; Vollette et al., 2016).

#### 2.5.2. Écosystèmes des substrats sableux

Ces habitats, correspondant le plus souvent à des haut de plage et dunes, recèlent une faune et une flore très variables selon les conditions. La position des dunes à la jonction entre terre et mer contribue à la mise en place d'une diversité des paysages et des espèces. Ils sont soumis aux effets mécaniques de la mer (phénomènes d'érosion ou d'accrétion) et aux rudes conditions de vie (salinité, niveau d'énergie lié à la houle...). Il en résulte une forte spécialisation des espèces et un fort endémisme. En haut d'estrans sableux, l'habitat des laisses de mer joue un rôle important contre l'érosion et favorise la formation des dunes embryonnaires. En effet, ces dernières fixent le sable en faisant obstacle à son déplacement éolien et, par la matière organique qu'elles contiennent, permettent la germination et la croissance des plantes terrestres (Laporte-Fauret, 2021).

### 2.5.3. Écosystèmes des vasières, schorres et prés salés

Les prés salés se situent dans la partie supérieure de l'estran (« schorre » en néerlandais et appelés « mizottes » dans la baie de l'Aiguillon ; Verger, 2005). Ils sont occupés par un tapis végétal plus ou moins dense caractérisé par une flore halophile adaptée à la submersion régulière par l'eau de mer, lors des niveaux marins élevés (Godet et al., 2015). Les communautés végétales rencontrées sont dépendantes de la durée et la fréquence des submersions. Ces habitats peuvent participer à fixer une partie du littoral car il a été montré que la végétation du schorre permet de réduire fortement l'énergie des vagues et donc de limiter les submersion et l'érosion (Détriché et al., 2011).

Les vasières et vasières estuariennes (baie de l'Aiguillon, baie de Moëze, fier d'Ars, une faible partie de la baie de Bonne-Anse, embouchure de la Charente, aval de l'estuaire de la Gironde) se situent dans les parties moyennes et inférieures de l'estran. Elles constituent des hauts lieux de productivité biologique (microphytobenthos, vers et bivalves). Les vasières intertidales jouent notamment un rôle essentiel de nourricerie pour les nombreuses espèces juvéniles (Boschet et al., 2018).

Les vasières côtières, quant à elles, occupent principalement les baies de Marennes-Oléron ainsi que les quatre estuaires (Lay, Sèvre-Niortaise, Charente et Seudre) des pertuis charentais. Deux habitats particuliers sont observés sur ces sédiments meubles : les herbiers de zostères et les récifs d'hermelles (Kily et Kerninon, 2012).

Sur certains secteurs abrités, des herbiers de zostères jouent un rôle important dans la dynamique sédimentaire : les parties endogées stabilisent le substrat tandis que la couverture des feuilles constitue un frein à l'**hydrodynamisme\***, favorisant le piégeage des particules fines et pouvant protéger le littoral contre l'érosion (Ganthy, 2011; Ganthy et al., 2013, 2011).

Les plus grands herbiers à *Zostera noltei* se situent dans les pertuis charentais (environ 1 300 ha, avec des herbiers particulièrement bien développés sur la côte est de l'île d'Oléron (Auby et al., 2014; Sauriau et al., 2009). Ils se trouvent également, mais de manière anecdotique, dans d'autres secteurs, comme sur l'île d'Aix ou l'île de Ré (Cajeri et al., 2012; Sauriau et al., 2013) ou encore dans l'estuaire du Lay (Auby et al., 2013; Sauriau et al., 2015; Sauriau and Blanchet, 2018). Les herbiers à *Zostera marina*, bien qu'assez répandus avant la maladie les ayant décimés dans les années 1930 (plus de 1 180 ha dans les années 1920 dans les pertuis charentais ; Auby et al., 2014; Sauriau et al., 2009), sont aujourd'hui rares dans la province, avec de petits herbiers, notamment présents sur l'île de Ré (Sauriau et al., 2009).

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

Les hermelles *Sabellaria alveolata* sont des vers marins construisant des tubes de particules sableuses agglomérées par un ciment sécrété par cette espèce. À partir d'une certaine densité, les hermelles peuvent former de simples placages sur du substrat dur, ou, à partir de fragments de substrat dur qui peuvent coloniser des estrans meubles et se développer sous la forme de structures récifales aux formes variées (boules, structures coalescentes ou véritables platiers ; Dubois, 2003).

Une prolifération de crépidules est également observée sur le territoire du Parc depuis les années 1960-1970 (Sauriau et al., 1998) et dix-huit gisements ont été détectés dans la zone des pertuis charentais : 181 ha au niveau de la presqu'île de Fouras, 615 ha dans la baie de Marennes- Oléron et 1 738 ha dans le pertuis Breton (Sauriau et al., 1998 ; Weber, 2004). Ces crépidules favorisent la sédimentation des vases par piégeage des bio-agrégats.

Au sud, l'estuaire de la Gironde est un estuaire moins pollué et artificialisé que les estuaires de la Seine ou de la Loire malgré ses nombreux aménagements depuis le 19<sup>ème</sup> siècle. L'estuaire de la Gironde est riche en poissons migrateurs, dont certaines espèces sont en danger d'extinction comme l'esturgeon d'Europe.

Vers l'ouest, le panache de la Gironde est formé par le brassage et le mélange des eaux douces de la Gironde dans l'océan Atlantique.

L'ensemble joue un rôle essentiel dans le développement de la richesse halieutique (poissons, crustacés, mollusques) et nourrit les coquillages élevés sur la zone (huîtres, moules).

Ces vasières (tidales et subtidales) sont essentielles car elles servent de garde-manger, d'abri, de lieux de frayère et de nourricerie. La fine pellicule de phytoplancton qui se développe à leur surface est à la base de la chaîne alimentaire de nombreuses espèces de poissons, de mollusques, de crustacés mais également d'oiseaux.

### 2.5.4. Écosystèmes des zones du large

Sur les fonds allant jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur, ce qui correspond à la limite ouest du territoire du Parc, les étendues de sable, de vase ou de graviers regorgent de vie. Les vers marins, les crustacés et les coquillages qui y prolifèrent représentent une nourriture abondante pour les derniers esturgeons d'Europe et de nombreuses espèces de poissons qui se nourrissent sur le fond.

Les nutriments apportés par les fleuves côtiers permettent d'importantes productions végétales (bloom phytoplanctonique) ce qui donne lieu à de fortes concentrations de poissons pélagiques qui, à leur tour, attirent les oiseaux marins, dauphins, merlus, bars... Et à la base de toute la chaîne alimentaire marine, le phytoplancton produit de l'oxygène. Cette zone présente d'abondantes ressources halieutiques, exploitées par la pêche. Au large des îles, d'autres espèces profitent de ce secteur poissonneux comme les mammifères marins, les oiseaux océaniques, les raies et requins... Ainsi c'est un milieu de fréquentation de nombreuses espèces patrimoniales. Et à cela, s'ajoutent encore les milliers d'oiseaux marins qui viennent s'y nourrir en hiver : puffin des Baléares, fou de Bassan, petit pingouin, guillemot de Troïl... (Plan de gestion OFB, 2018 ; <https://plan-gestion.parc-marin-gironde-pertuis.fr>).

La richesse de ces écosystèmes a très tôt permis l'exploitation et l'utilisation de la mer et de la côte.

- Le Parc s'inscrit sur un vaste monoclin de pendage sud-sud-ouest principalement composé de séries sédimentaires calcaires et de marnes d'âge jurassique et crétacé.
- Il est situé à la confluence de l'océan, de trois pertuis, ces mers intérieures protégées par

des îles, et de 6 estuaires dont celui de la Gironde.

- Cette zone géographique est caractérisée par une grande complexité géomorphologique avec un réseau de quatre vallées incisées, des côtes rocheuses (falaises, platier ...) et sédimentaires sableuses ou vaseuses (barrière, baies, estrans, marais ...) et des constructions de types bancs, flèches ou chenaux.
- La nature des fonds superficiels est un patchwork hétérogène, composé de roches, de sables et de vases. Les roches sont essentiellement situées sur la façade occidentale. Les sables sont majoritairement présents en zone d'avant-côte, au large et dans les chenaux de marée tandis que les sédiments fins sont observés en-dehors des chenaux dans les environnements semi-fermés tels que les pertuis, les baies mais aussi en zone d'avant-côte au droit de l'embouchure de la Gironde. Les apports sédimentaires sont essentiellement d'origine terrestre (fleuve, érosion) ou biologique et potentiellement remobilisés depuis le plateau.
- La diversité géomorphologique et sédimentaire génère une grande richesse d'écosystèmes naturels directement impactant et/ou impacté par la dynamique des sédiments qui constituent leur habitat.

## CHAPITRE 2 : CONTEXTE

Quelques chiffres :

**2015** : année de création du Parc  
**2018** : approbation du plan de gestion 2018/2033 du Parc  
**2019** : première stratégie d'action triennale du Parc 2019-2021  
**2010** : accord cadre entre LRUniv et PNMEGMP  
**7<sup>ème</sup>** Parc Français ; **2<sup>ème</sup>** Parc le plus vaste de métropole  
**6 500 km<sup>2</sup>** de superficie et plus de **1 000 km** de côtes  
**114** communes ; **3** départements ; jusqu'à **50 m** de profondeur  
**6** estuaires ; **60** ports ; **4 000 ha** de conchyliculture  
**260 km<sup>2</sup>** ; fosse - **58 m** : le pertuis Breton  
**450 km<sup>2</sup>** ; fosse - **40 m** : le pertuis d'Antioche  
**170 km<sup>2</sup>** ; chenal - **20 m** : le pertuis de Maumusson  
**635 km<sup>2</sup>** : chenal principal - **35 m** : estuaire de la Gironde  
**90 %** : apport de sédiment par les fleuves  
**20 à 65 t/km<sup>2</sup>/an** : apport de la Gironde  
**4 à 5 t/km<sup>2</sup>/an** : apport de la Charente

### 3. Les forçages des évolutions du littoral

Pour comprendre les évolutions sédimentaires et les caractéristiques des écosystèmes au sein du périmètre du Parc, il est nécessaire de décrire leurs facteurs de contrôle (ou forçages). Afin de suivre la logique de la présentation des évolutions du Parc (Cf chapitre 4), ce sont les forçages à long terme (ou forçages géologiques), niveaux de la mer absolu et relatif et apports sédimentaires qui seront décrits d'abord. Seront ensuite décrits les forçages à plus court terme : atmosphériques (pressions, vents, tempêtes), océanographiques (vagues et marées), apports en eaux continentales (fleuves). La présence très fréquente d'affleurements rocheux, sur les côtes ou en mer, est également un facteur de contrôle de la dynamique sédimentaire qui sera présenté ensuite. Pour finir sera mentionné l'activité humaine qui dans les domaines littoraux et marins, est un facteur de contrôle non négligeable.

#### 3.1. Les forçages géologiques (à long terme) des évolutions du littoral

De nombreuses caractéristiques géomorphologiques et sédimentaires des habitats du Parc sont héritées de l'histoire géologique et sont indissociables des changements climatiques, des variations du niveau marin et des apports sédimentaires lors des dernières centaines de milliers d'années.

##### 3.1.1. Changements climatiques au Quaternaire

*Méthode : Les variations climatiques au cours des temps géologiques sont enregistrées dans les sédiments ou les glaces qui s'accumulent en couches successives. Les mesures peuvent se faire par exemple via la stratigraphie isotopique\* dans les glaces ou encore la mesure des fossiles dans les sédiments marins.*

Le **Quaternaire\*** correspond aux derniers 2.5 Ma de l'Histoire de la Terre. Il est caractérisé par des cycles de périodes froides (glaciaires) et de périodes chaudes (interglaciaires) récurrents, avec des périodes dominantes de 40 000 puis 100 000 ans. Ces cycles climatiques sont associés à des changements du volume des glaces et, par conséquent, de la composition isotopique moyenne de l'oxygène de l'océan mondial ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Pour illustrer la cyclicité climatique au cours des derniers 1.5 Ma, la compilation de données sur carottes marines connues sous le nom de LR04 est présentée en Figure 3-1 (Lisiecki et Raymo, 2005). Ces cycles climatiques sont également associés à des modifications majeures de la biosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, l'atmosphère et la lithosphère. Liés par des cycles biogéochimiques, ils ont participé à une série d'interactions apparemment systématiques, qui ont donné lieu à des changements du climat global. Ces changements climatiques ont produit des variations du niveau de la mer de grande ampleur qui ont eu des conséquences majeures sur les évolutions de tous les littoraux du monde.

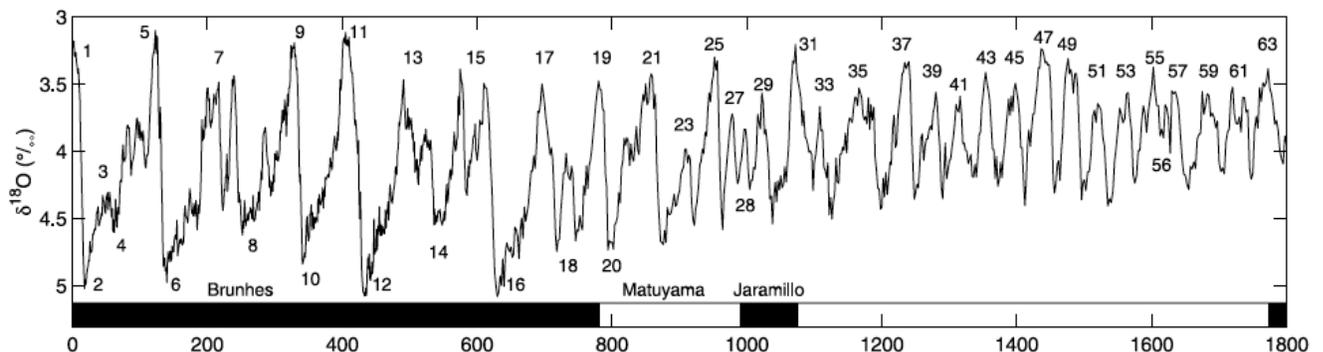


Figure 3-1: Courbe globale isotopique des enregistrements sédimentaires de foraminifères benthiques représentatif de l'évolution climatique des derniers 1.8 Ma (Lisiecki et Raymo, 2005). Mise en évidence des

*périodes glaciaires ( $\delta^{18}O$  fort) et des périodes interglaciaires ( $\delta^{18}O$  fort). Le temps se lit de droite (plus vieux : 1,8 Ma) vers la gauche (plus récent : période actuelle 0).*

### 3.1.2. Les variations globales du niveau marin

Les variations du niveau marin imposées par les changements climatiques se singularisent par le fait qu'elles sont globales et de très grande ampleur.

Les changements climatiques du Quaternaire ont déclenché de très fortes variations du niveau de la mer qui s'expliquent par le **changement du volume d'eau** dans les océans. Deux causes expliquent ces changements du volume d'eau dans les océans (Haq, 2014; Miller, 2005). La première cause correspond aux changements de température des océans. Quand les océans se réchauffent, ils se dilatent, leur volume augmente et ainsi la mer va monter ou inversement. Ces changements de température entraînent des variations de hauteur du niveau marin allant de moins d'un mètre à une dizaine de mètres sur des périodes variant de l'année à plusieurs milliers d'années. La seconde cause correspond aux échanges d'eau entre les domaines océaniques et continentaux où l'eau est stockée dans les glaciers, les calottes glaciaires, les lacs, les rivières et le sous-sol. C'est principalement les changements de volume des glaces qui ont un impact sur le niveau de la mer. Ainsi, en période froide, ou période glaciaire, un maximum d'eau est séquestré dans les glaces qui sont très étendues et épaisses. Cela conduit à un niveau de la mer qui peut être à plus de 100 m plus bas que le niveau actuel, correspondant à une période chaude interglaciaire. Ainsi, lors du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau de la mer était de 120 m plus bas que le niveau actuel.

Une telle chute du niveau de la mer a entraîné le déplacement des littoraux sur plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres vers le large. Ceci a eu pour effet de provoquer une augmentation des surfaces continentales terrestres et un creusement des vallées des fleuves qui devaient rejoindre des littoraux 120 m plus bas qu'auparavant. Par conséquent, les taux d'érosion et les apports sédimentaires vers les littoraux ont considérablement augmenté. Depuis, la planète s'est réchauffée et a rebasculé en période interglaciaire. Les glaces continentales ont fondu, ce qui a entraîné une élévation rapide du niveau de la mer. Cette élévation a inondé de vastes domaines continentaux et plus particulièrement les vallées creusées en période de bas niveau marin, qui se sont transformées en estuaires.

### 3.1.3. Variations relatives du niveau marin et mouvements verticaux de la croûte terrestre

De tels changements dans les volumes des glaces et des océans impliquent des variations de masse importantes sur la lithosphère et la croûte terrestre (Kominz, 2001). Ainsi, une augmentation de masse va se traduire par un enfoncement de la croûte, alors qu'une diminution de masse entraînera un soulèvement (Visher, 1999). Ces mouvements verticaux sont régionaux. Par exemple, la fonte de la calotte glaciaire qui recouvrait la Scandinavie lors du dernier maximum glaciaire a conduit à un soulèvement de cette région. Ces mouvements verticaux, en réponse aux variations de masse, ne sont pas instantanés en raison de la viscosité du manteau terrestre sous la lithosphère. De fait, la Scandinavie se soulève encore aujourd'hui alors que la glace a disparu depuis plusieurs milliers d'années. Ainsi, en Scandinavie, ce soulèvement est plus rapide que l'élévation globale du niveau marin aujourd'hui, ce qui implique que, dans cette région, la mer baisse par rapport à la côte. Ces mouvements verticaux régionaux sont donc très importants pour l'évolution des littoraux. La combinaison des mouvements verticaux et des variations globales absolues du niveau marin permet de définir les variations relatives du niveau de la mer par rapport à une côte.

Dans le domaine du Parc, les mouvements verticaux actuels mesurés au niveau de La Rochelle sont très faibles (< 1 mm/an) (données CD Pyrénées Atlantiques/GPM-La Rochelle/ SHOM : <http://data.shom.fr>) ce qui implique que les variations absolues et relatives du niveau de la mer sont équivalentes.

### 3.1.4. Les variations des apports sédimentaires à l'échelle géologique

La forte amplitude des variations du niveau des mers à l'échelle géologique (plusieurs milliers d'années) impose des changements drastiques dans les apports sédimentaires vers les littoraux.

Ces sédiments, essentiellement apportés en périodes de chute et bas niveau, sont redistribués sur la plateforme continentale, principalement par les vagues, au gré des variations du niveau de la mer. Ainsi, de nos jours, les apports sédimentaires, en particulier les apports en particules grossières (sables, graviers, etc...) vers les côtes, sont relativement faibles et les mouvements sédimentaires se font principalement aux dépens de stocks anciens de sédiments hérités des faibles niveaux marins antérieurs.

A long terme, ce sont les cycles climatiques, les mouvements verticaux de la croûte terrestre qui font varier le niveau de la mer ce qui conditionne les espaces de dépôt ainsi que les apports sédimentaires.

### 3.2. Les forçages à court terme des évolutions du littoral

A une échelle globale, les évolutions à court terme du littoral sont principalement liées à l'action des vagues (Van Rijn, 2011) et des tempêtes. Les fleuves peuvent également exercer un contrôle essentiel, en raison de leurs apports sédimentaires depuis le continent. Vagues et fleuves sont des forçages dépendants du climat. Enfin, les marées, contrôlées par la position des astres, jouent un rôle essentiel dans la redistribution des sédiments, en particulier dans les régions où elles sont amplifiées, c'est-à-dire dans les embouchures, estuaires et baies. C'est pourquoi, bien que leurs actions puissent se manifester simultanément, nous présenterons successivement : le climat avec le régime des vents et les précipitations, les vagues, les marées et les fleuves. A partir de cette présentation, seront décrites les conséquences hydrodynamiques générées par ces forçages telles que les surcotes et submersions marines.

#### 3.2.1. Le cadre climatique

*Méthode : Les données climatologiques\* sont suivies par des stations qui mesurent la température de l'air et de l'eau, la salinité, la pression atmosphérique, les précipitations, l'ensoleillement et le vent ; ces données peuvent être retrouvées sur le site de Météo-France.*

*Une banque de données constituée par l'Ifremer dans le cadre du projet Bobyclim (Bay of Biscay Climatology) rassemble les données de température de la mer et de salinité constituées par des profils de mesures hydrologiques du Golfe de Gascogne, issues de campagnes en mer entre 1862 et 2010. Elle donne des informations mensuelles à travers toute la colonne d'eau avec une résolution de 1/10 de degré.*

*Les données de précipitations mesurées par les pluviomètres des stations météorologiques sont rassemblées dans une base de données CLIMatologiques de Météo-France (BDCLIM) depuis 1958. Les événements mémorables sont documentés grâce à des études d'archives et aux sauvegardes des données pluviométriques anciennes sur le site pluiesextremes.meteo.fr*

*Les vents sont mesurés par des sémaphores situés sur la pointe de Chassiron et à la Coubre. Leurs caractéristiques font l'objet de mesures continues depuis 1951, des données rassemblées par une base de données de météo-France. Des mesures en temps réel notamment utilisées pour les modélisations sont retranscrites sur les sites de prévision des vents.*

*Les tempêtes ont fait l'objet de plusieurs synthèses récentes à différentes échelles à terre (Tonnerre, 2001 ; Bessemoulin, 2002 ; Drevet, 2002 ; Garnier, 2010 ; Feuillet et al., 2012 ; VIMERS 1, 2014) en mer (Bertin et al 2012 ; Breilh et al 2013 ; OCA).*

### 3.2.1.1. Les conditions climatiques

Le Parc, par sa localisation géographique, est situé dans un **cadre climatique atmosphérique** caractérisé comme **océanique et tempéré** avec des hivers doux (en moyenne 4,8 °C à La Rochelle) et des étés tempérés (moyenne de 20,5 °C à La Rochelle). Il est caractérisé par un fort taux d'ensoleillement annuel (2 200 heures) plaçant la région comme la plus ensoleillée de la côte atlantique française (mesure stations de l'aérodrome de La Rochelle et de Château d'Oléron).

Les **températures des eaux de surface** ont une moyenne annuelle entre 13 °C (18,5 °C en été à 9 °C en hiver) et 15 °C (19,5 °C en été à 10,5 °C en hiver) du Nord au Sud. En **profondeur** (50 m), les températures varient peu avec une moyenne située autour de 12 °C.

La **stratification** saisonnière des eaux du domaine littoral résulte principalement de la combinaison des changements de température saisonniers des eaux de surface, des apports fluviaux et d'une langue d'eau chaude automnale (Vandermeersch, 2012), en lien avec les cycles de radiation solaire.

Le réchauffement des eaux de surface du printemps à l'automne se caractérise par la présence d'une thermocline à environ 20-30 m de profondeur. Cette zone isole les eaux de surface dont la température est d'environ 10 °C supérieure à celle du fond.

Il existe également un **gradient de salinité** saisonnier entre l'Est et l'Ouest (variations entre 24 et 35 ‰). Cette variation se traduit en majorité par l'effet des apports d'eau douce par les fleuves côtiers, notamment celui de la Gironde (IFREMER, 2012). Les salinités les plus faibles sont enregistrées à l'exutoire de la Gironde. Les apports d'eau douce créent des **stratifications halines\*** en lien avec les débits fluviaux et les caractéristiques des vents (Lazure and Jégou, 1998).

Devant l'estuaire de la Gironde, il a été déterminé par télédétection (Castaing, 1981) que l'influence estuarienne a une superficie de 1 000 km<sup>2</sup> et s'étend au-delà de -50 m. Les gradients de salinité indiquent que les eaux de la Gironde sont principalement dirigées vers le nord-ouest (Le Moine et al., 2009; Weber et al., 1991).

Ces descriptions, basées sur les mesures actuelles, définissent le cadre climatique propice au fort développement des écosystèmes présents dans le Parc. Les variabilités des paramètres de températures de l'air, de l'eau ou de salinité peuvent impacter directement la répartition des habitats naturels et indirectement influencer l'évolutions du domaine littoral.

### 1.1.1.1. Les variations des pressions atmosphériques

Le climat est classiquement défini par la moyenne des paramètres précédemment décrits (température, vent, précipitation...). Ces moyennes climatologiques appelées « normales » sont dépendantes de l'apport d'énergie solaire (rayonnement). Cependant, ces conditions météorologiques diffèrent toujours un peu et constituent la variabilité naturelle du contexte climatique.

Si cette variabilité augmente avec la latitude elle est notable dans la région Aquitaine où la circulation atmosphérique générale est dite « zonale ». Cette circulation et ses perturbations sont directement liées à des différences des champs de pression atmosphérique.

Parmi les phénomènes atmosphériques impactant sur le territoire du Parc il y a l'*oscillation Nord Atlantique* (NAO). Celle-ci décrit les variations du régime océan-atmosphère et se mesure généralement comme la

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande : un indice de bascule de pression entre le Sud et le nord du bassin Nord Atlantique qui est corrélée à l'oscillation arctique. L'activité NAO est dite forte (NAO +) lorsque la bascule de pression est forte entre le nord et le sud, ce qui implique d'importantes fluctuations de la pression autour de sa moyenne. Au contraire, l'indice est faible (NAO-) lorsque la pression ne varie pas ou peu. Cet indice traduit une modification d'intensité et de la trajectoire des perturbations. L'impact sur les conditions météorologiques d'une NAO positive se traduit par des étés plus humides et frais et des hivers humides et doux (Delaygue, 2018).

Dans l'océan Atlantique Nord, d'autres indices de pression atmosphérique influence le climat (Martínez-Asensio et al., 2016) : *West Europe Pressure Anomaly* (WEPA) ; L'oscillation *East Atlantic* (EA) ; L'*East Atlantic-West Russia* (EA-WR).

L'impact de ses variabilités interannuelles est aussi important sur les écosystèmes et les sociétés que les variations régulières des saisons. Un été humide et frais ou un hiver sec et sans précipitations ont par exemple des conséquences sur la végétation, l'agriculture et les activités économiques (Delaygue, 2018).

### 3.2.1.2. Les précipitations

Dans ce cadre climatique océanique, les pluies sont abondantes et réparties tout au long de l'année entre 700 et 900 mm sur 110 à 130 jours par an, en lien avec les perturbations atlantiques. Bien qu'il y ait une grande variabilité d'une année sur l'autre, le cumul maximum est généralement mesuré en novembre-décembre-janvier et le minimum en juin-juillet. En hiver, les pluies tombent plus régulièrement alors qu'en été des pluies intenses sont associées aux orages. Les variabilités de précipitations interannuelles sont essentiellement expliquées par les variations de la circulation atmosphérique (NAO).

Les précipitations moyennes et extrêmes impactent directement les débits liquides des cours d'eau et inversement, le nombre de jours de sécheresse peut augmenter l'érodabilité des sols. Elles peuvent modifier leurs apports en matières solides à la côte, participer à l'évolution des falaises par infiltration de l'eau et indirectement impacter la nature et la répartition des habitats naturels terrestres et marins (Jalón-Rojas et al., 2021).

### 3.2.1.3. Les vents

Les **vents** les plus fréquents et les plus forts sont d'origine marine et issus des directions Sud-Ouest à Nord-Ouest (50% des observations). Dans cette catégorie, 75% des vents montrent des vitesses comprises entre 4 et 16 nœuds (7 à 30 m/s) sur toute l'année. Les vents les plus forts (supérieur à 25 nœuds soit 46 km/h) sont généralement enregistrés de Septembre à Avril et représentent alors durant cette période 25% des observations (Météo France, mesure La Coubre, La Rochelle, 1985 à 2004). Il est également observé une forte proportion de direction Est à Nord-Est, qualifiés de « vents de terre ».

Les vents ont une influence importante sur la dynamique de la zone littorale et notamment sur les sédiments par plusieurs biais : ils peuvent agir via le **transport éolien** et ainsi déplacer des quantités importantes de sédiments depuis la plage vers la dune ou le continent. Les volumes de sable transporté par les vents peuvent atteindre plusieurs m<sup>3</sup> à dizaines de m<sup>3</sup> par mètre de côte par an et ainsi contribuer à l'érosion des côtes (Pedreros, 2001).

Les vents agissent directement sur la couche superficielle de l'océan (environ 100 mètres d'épaisseur). Les courants de surface générés ont une vitesse proche de 3% de la vitesse du vent (Wu, 1975) dans la direction principale du vent, avec un angle vers la droite en raison de l'effet de Coriolis\*.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

En profondeur, la vitesse décroît et décrit une spirale d'Ekman\* (de Madron et al., 1999), dépendante de la puissance du vent (Idier et al., 2006). L'action directe du vent sur l'océan est donc limitée à une couche superficielle.

Ces courants de surface sont les principaux responsables du transport et du renouvellement des masses d'eau sur le plateau continental. En général, les vents de direction Ouest et Sud, dominants en hiver et automne d'une vitesse de 20 m/sec, génèrent des courants dirigés vers le Nord-Ouest pouvant atteindre 20 cm/s au fond (Idier et al., 2006). Les vents de direction Nord-Ouest, plus dominants en été et au printemps, génèrent des courants dominants vers le Sud, Sud-Ouest (Lazure and Desmare, 2012). Ces courants de vent ont une action négligeable sur les sédiments au niveau du littoral. Par l'action des vents à la surface des océans dans le domaine côtier, il peut y avoir des phénomènes d'**upwelling**\* (Ifremer-Shom, 2012).

Enfin, une **action majeure du vent** lors du frottement sur la surface libre de l'océan est la **formation des vagues** dont la nature et les effets seront décrits ci-dessous.

### 3.2.1.4. Les tempêtes

Les côtes du territoire du Parc sont fréquemment touchées par des **tempêtes**\*.

Ce phénomène météorologique est caractérisé par des **vents violents** (force 10 minimum de l'échelle Beaufort, avec des vents de 90 à 177 km/h et des rafales de 110 à 150 km/h) et des précipitations intenses qui peuvent être associées à des orages, grêles etc. et peuvent générer d'importantes dégradations environnementales et matérielles. La fréquence des tempêtes dans le Parc est plus intense en automne et en hiver (novembre-mars).

En période de tempêtes, les **débites des cours** d'eau augmentent ainsi que la capacité de ceux-ci à transporter des sédiments. Ainsi, par le biais des augmentations de précipitation, il y a une augmentation des apports en matières solides qui vont alimenter les stocks sédimentaires côtiers.

Le climat du Parc océanique et tempéré est favorable aux développements des nombreux écosystèmes. Les changements de pression atmosphérique expliquent des variabilités climatiques interannuelles. Les variations des précipitations influencent le débit des fleuves. Les vents génèrent des vagues. Les tempêtes génèrent de forts vents et précipitations amplifiant leurs effets associés.

### 3.2.2. Les vagues

*Méthode : Les instruments qui permettent de mesurer les paramètres des **vagues** au large sont les **houlographes** mis en dehors de la zone de déferlement. En eau peu profonde, ce sont des capteurs de pressions qui sont déployés pendant le temps de la campagne de mesures.*

*Ces appareils mesurent la hauteur (H), la période (T) et la direction des vagues.*

*Dans le cadre du service National d'Observation, le programme DYNALIT va mettre en place un capteur permaçant avec des mesures en continu.*

*Il est possible de consulter en temps réel les paramètres des vagues sur le site du Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ, <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr> ou le site du Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales (SONEL) <https://www.sonel.org/?page=maregraphe&idStation=3162>.*

*Outre les bases de données de référence, une modélisation rétrospective a également été effectuée (Dodet et al., 2010).*

*Les vagues et la marée ont été simulées à l'aide du système de modélisation SCHISM (Zhang et al., 2016), implémenté sur les Pertuis Charentais tel que décrit dans Guérin et al., (2016) avec une résolution spatiale*

de l'ordre de 200 m à la côte. Dans cette configuration, le modèle de circulation hydrodynamique SCHISM est utilisé en 2DH et est entièrement couplé au modèle spectral de vagues WWMII (Tolman, 2009; Bertin et al., 2012). Le long de sa frontière ouverte, SCHISM est forcé par les amplitudes et phases des 18 principaux constituants de marée provenant du modèle régional de Bertin et al., (2012) et WWMII est forcé par une série temporelle de spectres directionnels provenant d'une application régionale du modèle d'état de mer WaveWatchIII. Pour le deux modèles, le forçage atmosphérique provient de la réanalyse atmosphérique CFSR (Saha et al., 2014).

Les vagues\* sont des ondes\* générées par le vent. Elles se caractérisent par une **amplitude\***, une **période\*** et une **longueur d'onde\***.

### 3.2.2.1. Caractéristiques des vagues dans le Parc

Lorsque les vagues sont en formation et observées dans la zone “fetch”, elles correspondent à « **la mer de vent** ». Elles présentent alors un fort étalement directionnel et leurs périodes sont comprises entre 2 et 8 s.

**Les vagues océaniques** régulières observées dans le golfe de Gascogne se caractérisent par une forte amplitude, hauteur maximum ( $H_{max}$ ) entre 1 et 15 m et une longue période ( $T_{max}$ ) entre 4 et jusqu'à 20 s, provenant en majorité de la direction 280 °N (bases CANDHIS Oléron).

On distingue des **régimes saisonniers** de houle avec des vagues plus fortes en hiver et plus faibles en été, observés entre 1997 et 2018 (Bertin et al., 2008; Dodet et al., 2019a).

- des **houles estivales** qui correspondent à 58-69 % du climat annuel, d'orientation nord-ouest, direction 274 à 310 °N, caractérisées par une amplitude située entre 0,8 et 2,5 m (moyenne d'environ 1 m) et une période de 6 à 12 s ;
- des **houles hivernales** (novembre-mars) qui correspondent à 15-27 % du climat annuel, d'orientation ouest, direction 265 à 280 °N, avec une amplitude entre 1 et 9,4 m (moyenne d'environ 2,5 m) et de période plus élevée de 11 à 15 s.

En plus du régime saisonnier, l'activité des vagues hivernales le long de la côte atlantique est fortement affectée par les schémas climatiques à grande échelle, comme l'oscillation de l'atlantique nord (NAO) (Castelle et al., 2017; Bruno Castelle et al., 2018; Dodet et al., 2010).

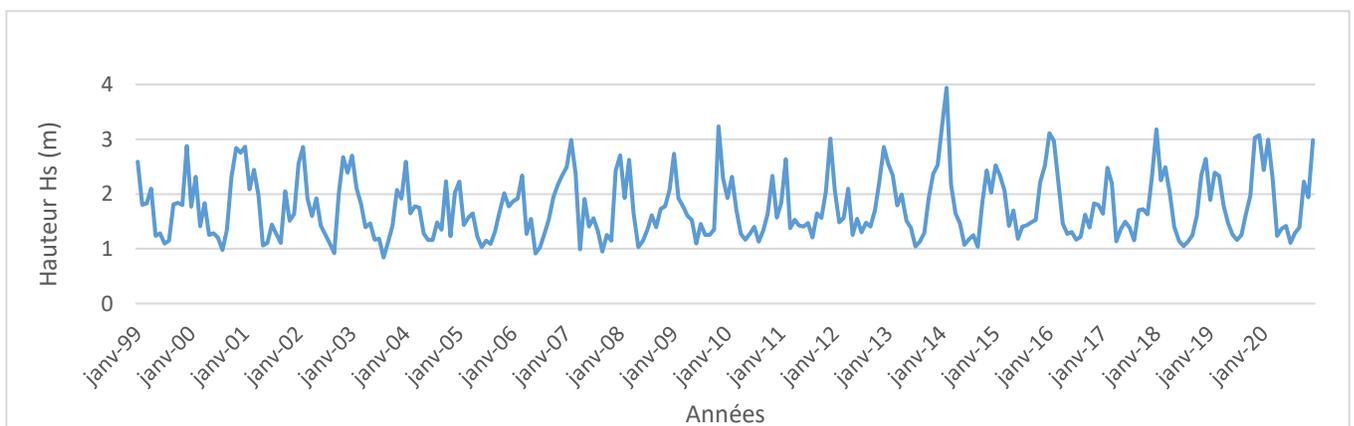


Figure 3-2 : Graphique de la hauteur des vagues significatives ( $H_s$ ) au cours du temps (entre 1999 et 2020). Mise en évidence du régime saisonnier et des variations interannuelles. Simulation à l'aide du système de modélisation SCHISM implémenté sur les Pertuis Charentais (Guérin et al., 2016), couplé au modèle régional WaveWatchIII (Bertin et al., 2012).

**Les événements de tempêtes** ponctuent le régime régulier et le rythme saisonnier caractéristique des vagues du Parc. Ils sont associés à des vagues plus fortes, plus hautes, avec des périodes plus longues. Par exemple, au large de l'île d'Oléron, la hauteur significative des vagues moyennes est de 2 m, mais peut atteindre plus de 9 m lors d'évènements extrêmes (Breilh et al., 2014). Il a été constaté que l'hiver 2013-2014 a été le plus énergétique du point de vue des vagues depuis au moins 1948 (Masselink et al., 2016; Masselink and Russell, 2013) (Figure 3-3).

Une houle sera d'autant plus énergétique et apte à déplacer des sédiments qu'elle possède une forte amplitude et une grande période. Ainsi, beaucoup d'évolutions majeures des côtes se déroulent pendant des tempêtes, qui ont tendance à renforcer les phénomènes de courant décrits ci-dessus.

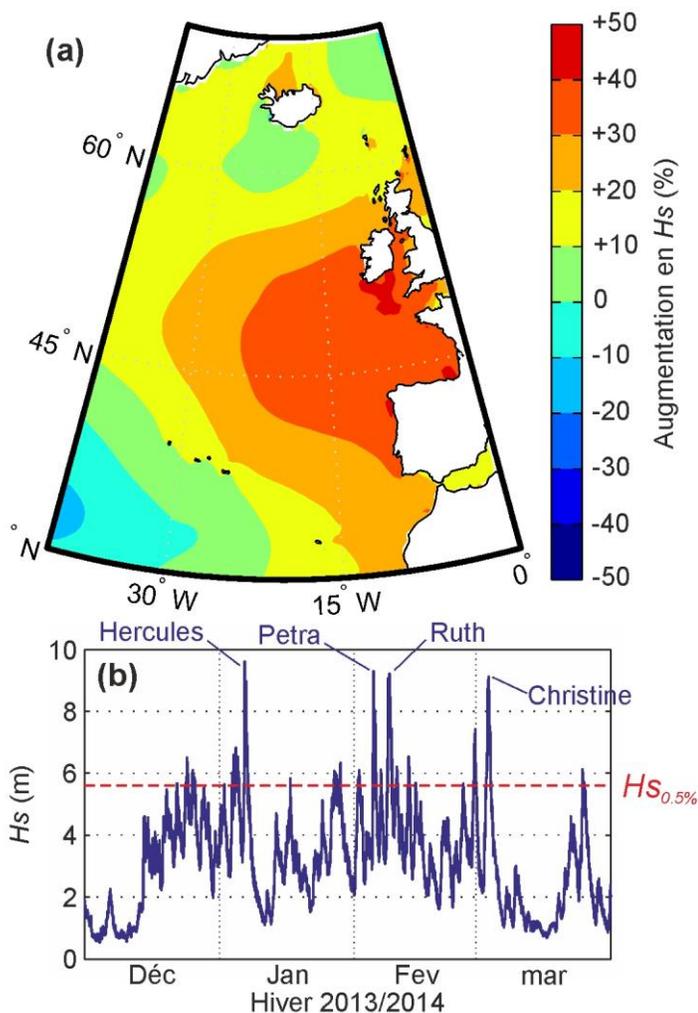


Figure 3-3 : a) Carte de l'augmentation (en %) de la hauteur moyenne des vagues par rapport à la moyenne des hivers depuis 1948. b) Graphique de la série temporelle des hauteurs significatives des vagues mesurées au large du Cap Ferret pendant l'hiver 2013-2014 avec indication des pics énergétiques (Rapport Acclimaterra 2018).

### 3.2.2.2. Les déformations des vagues

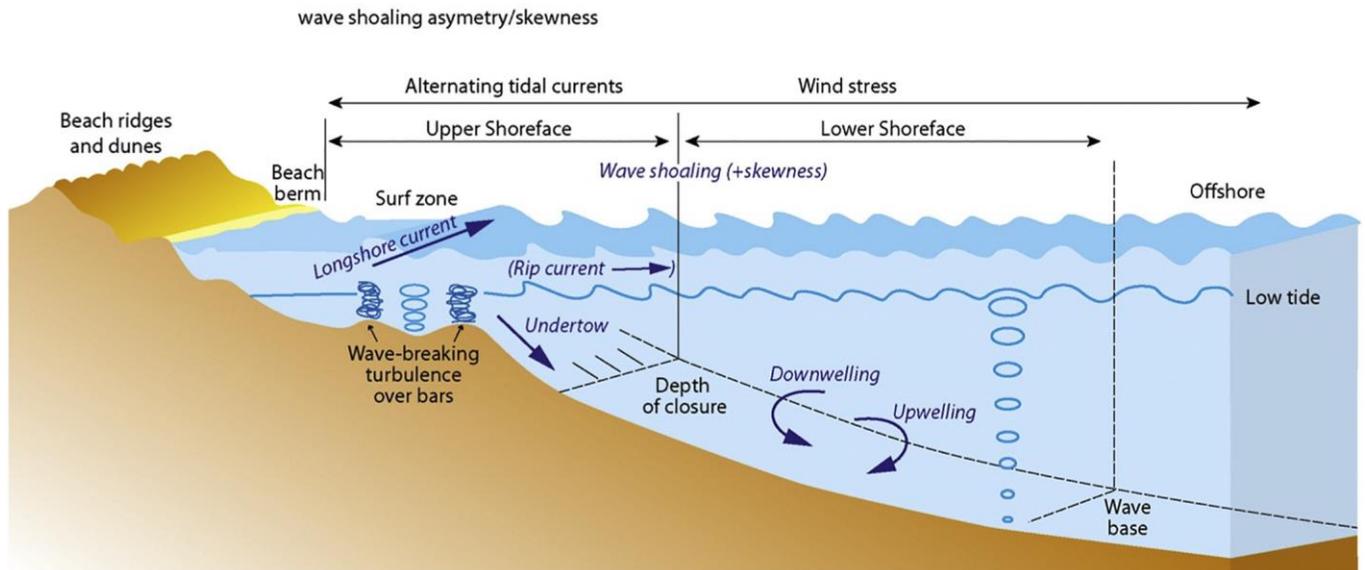


Figure 3-4 : Schéma de la transformation des vagues et des courants sur l'avant-côte (Anthony and Aagaard, 2020).

Après leur formation **au large**, les vagues sont amenées à quitter la zone de génération et à se propager. Elles présentent alors un aspect plus ordonné. Leurs crêtes tendent à être parallèles entre elles et leurs périodes caractéristiques sont de l'ordre de 9 à 25 s. Ces vagues, nommées « **houle océanique** », peuvent traverser les océans (plusieurs milliers de km) (Figure 3-4).

En conditions réelles, des vagues et/ou des houles océaniques de différentes origines peuvent se superposer à l'agitation locale. La résultante est nommée « **état de mer\*** ».

Lors de la **propagation des vagues sur le plateau**, l'énergie des vagues évolue selon deux mécanismes antagonistes. La diminution de la hauteur d'eau augmente l'énergie des vagues tandis que le frottement du fond dissipe l'énergie. Dans le Parc, comme le plateau continental est large c'est en général la dissipation des vagues qui l'emporte à l'exception des périodes de houle longue (Pezerat, 2021). Ainsi, l'effet du frottement sur le fond permet d'expliquer les vagues moins élevées à la côte quand elles se sont propagées sur un plateau continental.

A l'**approche des côtes** la propagation vers les faibles profondeurs d'eau engendre une diminution de la **célérité\***, de la longueur d'onde et des modifications de la forme des vagues (**shoaling\***). Cette déformation est perçue suite aux phénomènes de **réfraction\*** qui commencent lorsque la profondeur de l'eau devient inférieure à environ la moitié de la longueur d'onde (Figure 3-4).

Au-delà d'un certain seuil, les vagues se **cambrent** et deviennent asymétriques, puis dissipent une partie de leur énergie au cours du **déferlement\***. Cette zone de déferlement dite aussi « **zone de surf** » se produit à quelques dizaines ou centaines de mètres de la côte.

Des études récentes (Guérin et al., 2018 ou Pezerat, 2021) montrent que dans des conditions de fortes houles (tempêtes), cette zone de déferlement peut être étendue et des déferlements peuvent commencer à plus de 10 m de fond. Ce phénomène, présent dans le Parc est notamment expliqué par les faibles profondeurs caractéristiques de la zone.

L'étalement des vagues sur la plage est appelé « **jet de rive\*** » ou « **swash** », son intensité est liée à la pente du profil de plage. La dissipation de l'énergie des vagues est plus forte sur une pente faible.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

L'action de déferlement implique une diminution brutale de la hauteur des vagues vers la côte, ce qui provoque une force qui s'applique sur les masses d'eau vers la côte. Cette force provoque une élévation de la mer le long de la côte soit une **surcote** (on parle de **wave setup\***). Cette élévation varie de moins de 10 % à plus de 20 % de la hauteur de vagues au déferlement (Guérin et al., 2018).

Une grande partie du Parc est caractérisée par un **milieu ouvert** exposé au régime des houles, sur le plateau continental, les côtes Vendéennes, les façades ouest des îles de Ré et d'Oléron...

Dans les **milieux semi-fermés** les houles océaniques sont **réfractées** de part et d'autre des fosses des **pertuis** ce qui permet aux houles d'atteindre des zones géographiques relativement abritées de part et d'autre des fosses (exemples : concentration au niveau des Caps, sur les bords de Chassiron ou de Grignon).

Sur un **estran rocheux**, les vagues auront tendance à se dissiper par **frottement** sur le fond (- 50 %) (Lavaud, 2022; Lavaud et al., 2020).

Le régime des houles alors retrouvé dans la partie orientale des pertuis a globalement une amplitude inférieure à 1 m (LHF 1994 ; CETMEF, Conseil Général Charente-Maritime, 2000). Cependant, des mesures dans la Baie d'Aytré, en période de tempête (*Joachim, 2011*) enregistrent des hauteurs significatives de houle à 2,5 m (Bertin et al., 2015).

L'action des vagues est l'un des critères de classification des **estuaires**. Comme il a été décrit dans le contexte géomorphologique, la majorité des petits estuaires du Parc sont peu impactés par la houle du fait de leur localisation au fond des pertuis.

Les estuaires de la Gironde et celui du Payré sont plus influencés par le régime des houles.

Au niveau de l'embouchure de la Gironde les houles subissent d'importantes déformations et atteignent relativement bien les côtes Nord, entre St Palais et la Grande côte. Dans l'estuaire la diminution de l'énergie des vagues devient significative (Est de Méché).

L'estuaire du Payré est constitué d'une barre sableuse qui réduit l'énergie des houles à son embouchure.

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
**Carte des marnages moyen (TR) année 2012**

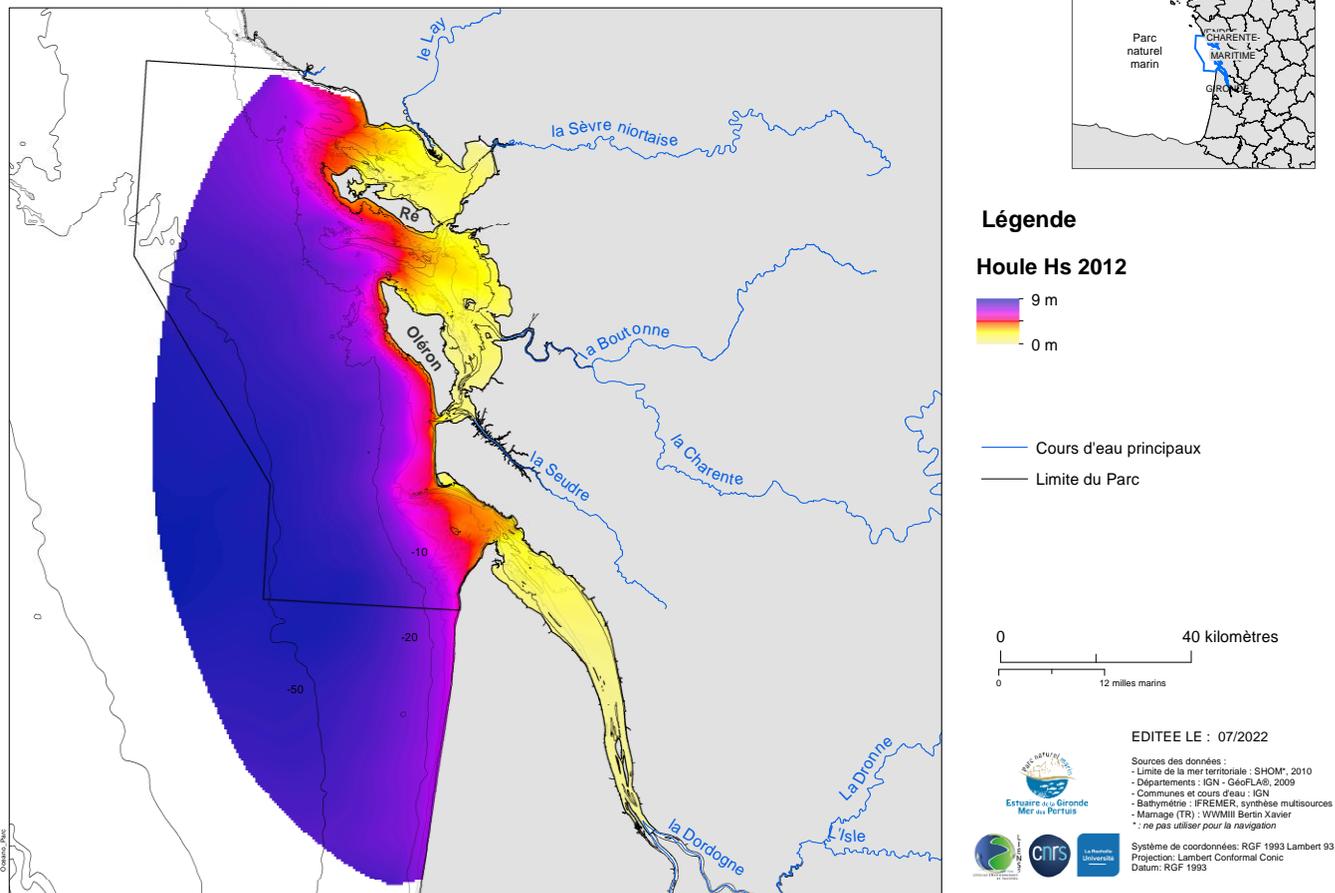


Figure 3-5 : Carte représentative de la hauteur significative moyenne de la Houle (Hs) sur le territoire du Parc, exemple de l'année 2012, issue du système de modélisation WWIII (Bertin et al., 2012; Tolman, 2009).

3.2.2.3. Autres types de vagues : Les ondes infra-gravitaires

Les **ondes infra-gravitaires** sont caractérisées par de longues périodes : 25 sec à 5 min. Elles sont principalement induites par la présence de groupes dans les vagues (alternance entre grosses vagues et petites vagues).

La variation de l'énergie des vagues à l'échelle des groupes de vagues entraîne la formation d'une force horizontale dirigée depuis les grosses vagues vers les petites vagues (analogue à celle générant le « wave setup » à la côte lors du déferlement) qui abaisse le niveau moyen sous les grosses vagues et le relève sous les petites vagues. Cette onde a la même période que celle des groupes et se propage à la même vitesse que celle des groupes. Elle est nommée aussi « onde liée ».

Quand les vagues déferlent, cette onde longue est libérée et peut se propager jusqu'à la plage sans se dissiper. La propagation d'une onde infra-gravitaire de forte amplitude le long d'un rivage produit alors une élévation du plan d'eau pendant plusieurs dizaines de secondes à plusieurs minutes qui peut entraîner une submersion temporaire ou « overwash » (Baumann et al., 2017a; Bertin et al., 2018, 2020; Guza and Thornton, 1982; Ruessink et al., 1998; Senechal et al., 2011). L'importance des ondes infra-gravitaires sur le transport de sédiments est particulièrement complexe (Bertin et al., 2018) mais il a été émis l'hypothèse qu'elles peuvent contribuer au transport au large des côtes lors des tempêtes (au-delà du point de déferlement) (Pezerat, 2022; Pezerat et al., 2021; Russell, 1993).

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Lors des **tempêtes**, les amplitudes des **ondes infra-gravitaires** peuvent être supérieures à 1 m sur les plages à pentes faibles. En arrivant à la côte, de telles élévations d'eau sur plusieurs minutes peuvent provoquer des inondations extrêmement dévastatrices. Certains qualifient même ces vagues de « mini tsunamis ».

### 3.2.2.4. *Les courants induits par les vagues*

Lorsque la houle se propage **depuis le large**, il y a une création de mouvements orbitaux. Ces mouvements, en atteignant le fond peuvent remettre les sédiments en suspension.

Plus les houles sont hautes et longues, plus la vitesse orbitale au fond est importante.

Mais en se propageant **vers la côte**, avec la profondeur qui diminue, elles mettent en mouvement la totalité de la tranche d'eau. Ainsi, ces vagues entrent en interaction avec des sédiments à partir d'une profondeur d'eau qui est égale à leur demi-longueur d'onde (Airy, 1845).

Les données de l'houlographe, au large d'Oléron, permettent de définir une longueur d'onde de houle moyenne entre 100 m l'été et 300 m l'hiver, avec des pics à 500 m sur quelques événements (simulation entre 1980 et 2020).

Les interactions avec les fonds débiteront respectivement autour de 50 m pour une houle régulière, jusqu'à 150 m en période de tempête (données CANDHIS).

Cependant, l'interaction avec le fond n'induit pas automatiquement des mouvements sédimentaires. Le seuil de mise en mouvement est plus complexe et va également dépendre de la vitesse orbitale des vagues au fond, qui elles-mêmes dépendent de leurs tailles, de la taille des grains de sédiments à transporter et bien-sûr de la hauteur d'eau (Idier et al., 2006) : notions de **profondeur de fermeture** et de **profondeur limite**.

**L'essentiel du plateau continental interne, exposé aux vagues du large est soumis à l'action des vagues.** Cela concerne la majeure partie du territoire du Parc.

A partir du moment où les vagues **déferlent**, il y a formation de courants. Ces courants sont scindés en deux catégories : **parallèles** ou **perpendiculaires** au rivage.

Bien que ces courants et les transports sédimentaires associés agissent simultanément, il est plus aisé pour la compréhension de leur fonctionnement de les présenter successivement.

#### - Les courants parallèles au rivage

Les vagues arrivent le plus souvent avec une certaine **obliquité** par rapport à la côte. Cette incidence produit un puissant courant parallèle au rivage : le **courant latéral de houle**, dit aussi **courant de dérive littorale\***. Il prend naissance à partir du point de déferlement des vagues. En raison de la localisation du régime dépressionnaire majoritairement centré au large des îles britanniques, la direction des houles qui se propagent vers les côtes du Parc proviennent de l'ouest/nord-ouest. Cette dérive ne se met en place que lorsqu'il existe une inclinaison entre la direction des houles et l'orientation du rivage. Le trait de côte du Parc étant globalement orienté nord-sud, l'orientation de cette dérive est donc majoritairement du nord vers le sud. La vitesse de ce courant est de 0,6 m/s à Saint-Trojan pour des vagues de 1,5 m (Bertin et al., 2008).

En moyenne, les grosses houles (longues) se réfractent plus rapidement et du fait de l'orientation du plateau continental les vagues n'arrivent pas avec un courant beaucoup plus fort en période de tempêtes.

Ce courant peut déplacer des quantités considérables de sédiments, pouvant atteindre plusieurs m<sup>3</sup>/an par rapport à une section fixe sur la côte (Allard et al., 2008). Le transit littoral Aquitain est estimé entre 100 000 et 400 000 m<sup>3</sup>/an. La hauteur des vagues impacte directement sur l'incidence des volumes sédimentaires transportés. Ces volumes augmentent plus la taille des vagues est importante mais également lorsque la pente de la plage est plus forte et quand la taille des grains diminue (Bertin et al., 2007).

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Les **variations de la dérive littorale** sont déterminantes pour l'**évolution des côtes essentiellement sur des échelles de temps longues** (Camenen and Larroudé, 2003).

Au niveau d'une portion de côte, loin des embouchures, sur une côte ouverte, la dérive littorale est **croissante** et engendre alors une **érosion**.

Inversement, quand elle **décroit**, il y a **accumulation** de sédiments.

Lorsque la dérive est **constante**, les érosions sont compensées par les apports de sédiments. Dans ce cas, le littoral reste **stable**. Ainsi, certaines plages peuvent être soumises à une très **forte dérive littorale sans** qu'il y ait de **modification** de la position du trait de côte et inversement (exemple de la côte ouest portugaise : Silva et al., 2012).

En **période de tempête**, les courants parallèles à la côte sont d'autant plus forts que les vagues sont fortes, longues et obliques par rapport à la côte. Le phénomène d'érosion de la zone d'action du courant peut donc être amplifié.

### - Les courants perpendiculaires au rivage

La propagation des vagues vers la côte, en dehors de la zone de déferlement, provoque des mouvements orbitaux dans le sens de la propagation des vagues. Dans les faibles tranches d'eau, ces mouvements orbitaux atteignent le fond de la mer et sont les principaux responsables du transport sédimentaire perpendiculaire à la côte ().

Lors de l'interaction avec les faibles profondeurs, les vagues changent de forme. Leurs crêtes deviennent étroites par rapport aux creux, ce qui induit une asymétrie dans les mouvements orbitaux : la composante vers la côte de ces courants est plus longue et moins intense alors que la composante vers le large est plus courte et plus intense. Cette asymétrie des vagues a une conséquence essentielle sur les sédiments qui reposent sur le fond et qui sont déplacés par les vagues. En effet, les sédiments les plus grossiers, transportés uniquement par les courants les plus forts, ne se déplaceront que vers la côte. En revanche, les sédiments les plus fins, transportés par les courants plus faibles, se déplaceront alternativement vers la côte et vers le large. Cependant, comme ces courants faibles durent plus longtemps vers le large, les sédiments fins seront finalement entraînés vers le large (Maanan and Robin, 2015). C'est ainsi que les vagues trient les sédiments. C'est pourquoi les côtes soumises à l'action des vagues (les barrières littorales) sont constituées de sédiments grossiers (sables et graviers).

Les **courants de baïnes\*** ou **courants d'arrachements** sont générés lorsque l'intensité du déferlement varie le long du rivage dans les zones avec des barres sableuses marquées. En lien avec un changement de topographie, cette variation d'intensité force un courant dirigé vers le large dans les zones où le déferlement est le moins intense. Ces courants de baïnes sont particulièrement marqués sur des longues côtes sableuses comme dans les Landes par exemple (Castelle et al., 2016).

Sur le territoire du Parc, ces courants sont essentiellement présents au niveau de la côte sauvage. Sur les côtes rocheuses, la topographie étant plus marquée, des courants baïnes peuvent aussi être localement générés comme dans la conche de Matha ou dans la baie de Perroche.

Les **courants d'Undertow** ou **courants de retour** résultent du déséquilibre entre la force de pression liée au **set up\***, dirigé vers le large qui est uniforme sur la verticale et les forces liées aux vagues qui sont plus importantes en surface qu'au fond. La résultante force un courant de surface dirigé vers la côte et un courant à proximité du fond dirigé vers le large (tapis roulant).

Ce courant de retour peut transporter du sable sur une grande distance en période de tempête. Par exemple lors de la Tempête Justine (fin janvier 2021), ce courant de retour a été enregistré à une vitesse de 0,3 m/s jusqu'à 4 km du bord (Pezerat et al., 2022).

Les **courants perpendiculaires** sont déterminants pour l'évolution des côtes à des échelles de temps **interannuelle, saisonnières jusqu'aux tempêtes**.

Ainsi, en période de fortes vagues (hiver), l'élévation du plan d'eau (*wave setup*) est associée à des courants de retour violents (Pezerat, 2021). Cette combinaison entraîne le départ des sédiments vers le large et peut conduire à une érosion (Héquette, 2001; Niedoroda and Swift, 1981; Wright et al., 1991). Inversement, lors des périodes dites calmes (été), le rechargement des plages s'explique par l'asymétrie des courants oscillatoires qui poussent les grains grossiers vers la côte (Wright et al., 1991). Ces évolutions, normales et réversibles, traduisent l'ajustement des formes d'accumulation aux forçages climatiques (météo-marins). Ces fluctuations sont décrites par certains scientifiques comme étant le « degré de liberté » ou la « respiration du système ».

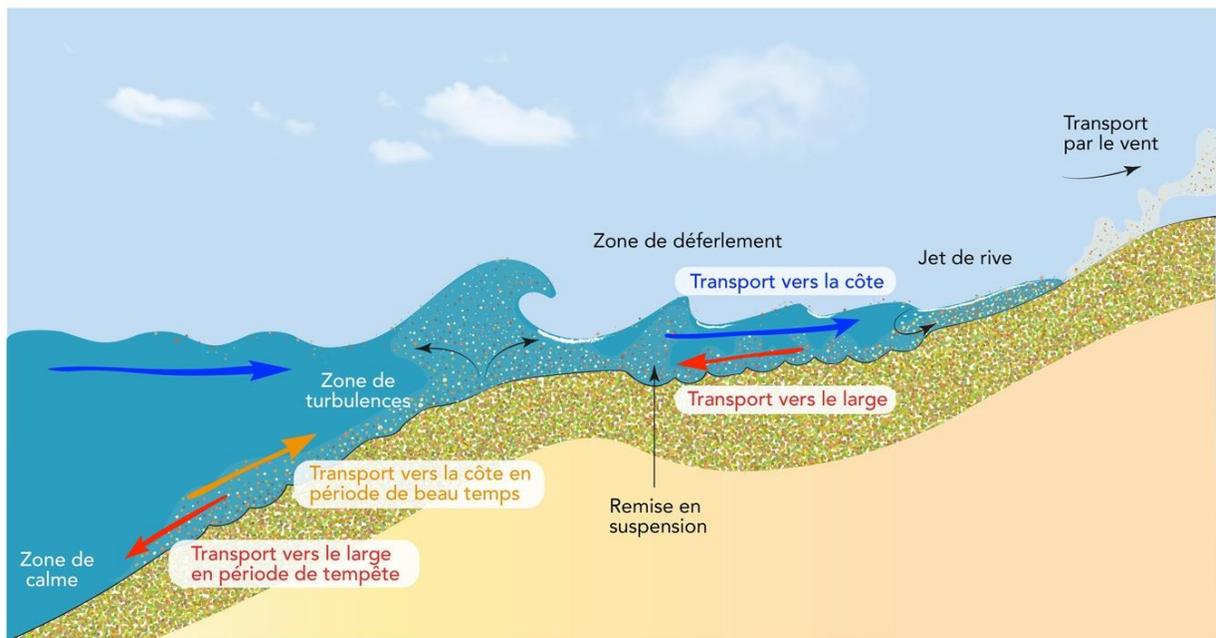


Figure 3-6 : Schéma du transport sédimentaire par les vagues dans une direction perpendiculaire à la plage (La mer contre-attaque !).

Sur les côtes exposées aux vagues, la **zonation du littoral** est tributaire des actions des courants perpendiculaires des vagues avec les sédiments (Anthony and Aagaard, 2020; Hallermeier, 1980; Hamon-Kerivel et al., 2020).

La notion de **profondeur limite ( $H_{wb}$ )** (*wave base*) exprime le rapport entre la force associée à la contrainte de cisaillement exercée par les vagues sur les sédiments meubles (sableux) et le poids immergé de celui-ci (Hallermeier, 1980).

En considérant un état de mer annuel moyen représentatif ( $H_s$  1,5 m et  $T_s$  6 s), le long de la façade Atlantique en France, on obtient une profondeur limite d'environ **23 m**.

Cela ne signifie pas une absence de remobilisation au-delà de cette profondeur.

La **profondeur de fermeture** (*depth of closure*) associée aux vagues ( $H_c$ ) et à leurs actions sur l'évolution rapide de la morphologie des plages est autour de **14 m**, sur la façade Atlantique en France (Pezerat, 2021).

En **période de tempêtes**, les **courants perpendiculaires** à la côte sont aussi plus intenses en lien avec les grosses vagues, amplifiant le « wave set up » et le « swash », en partie responsables de phénomènes de surcote et des inondations qui surviennent lors des événements extrêmes. Les vitesses des courants

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

oscillatoires (sur le fond) peuvent être très élevées, pouvant dépasser plusieurs mètres par seconde (jusque 2 m/s) (Héquette, 2001).

La profondeur limite d'action des vagues augmente considérablement en période de tempête variant ainsi entre 45 m en hiver et 23 m en été et pouvant atteindre plus de 100 m lors d'événements extrêmes ( $H_s > 3$  ;  $TR > 12$  ; formule Hallermeier 1981) (Hallermeier, 1981 ; Hamon-Kerivel et al., 2020).

Le Parc est soumis pour une grande partie (pourcentage à estimer) à l'action des vagues et surtout aux courants parallèles et perpendiculaires induits par ces vagues, qui peuvent à la fois éroder ou engraisser les côtes. En période de tempête, ces courants sont exacerbés.

### 3.2.3. La marée astronomique

*Méthode : Les instruments qui permettent de mesurer les marées sont les marégraphes (surface, plongeurs), entre autres les marégraphes équipés de capteurs de niveau radar qui suivent les fluctuations verticales de la surface des eaux. Sur le Parc, plus d'une dizaine sont disposés le long du littoral.*

*Il est possible de consulter en temps réel les paramètres des marées grâce au réseau d'Observation du Niveau de la Mer RONIM, géré par le SHOM : <https://data.shom.fr/donnees/refmar/>.*

#### 3.2.3.1. Caractéristiques des marées dans le Parc

Les **marées\*** le long des côtes atlantiques françaises sont des ondes longues de type semi-diurne (M2). Leur période est de 12 h 25 min, ce qui se traduit par deux pleines mers et deux basses mers par jour et un déphasage en moyenne de 50 minutes d'une journée à la suivante (SHOM, 2003).

Au cours d'un cycle lunaire (28 jours), il y a deux **vives eaux\*** (forts **marnages\***) et deux **mortes eaux\*** (faibles marnages). Par exemple, le marnage varie de moins de 2 m à plus de 6 m pour le port de La Rochelle. Le marnage de la zone est de l'ordre de 4 m en moyenne (entre 6 et 2 m) (SHOM, 2003 ; Dodet et al., 2019).

	Vive eau exceptionnelle	Vive eau moyenne	Morte eau moyenne
Coefficient	120	70	45
Pleine mer	6,6 m C.M.	5,4 m C.M.	4,9 m C.M.
Basse mer	0,3 m C.M.	1,8 m C.M.	2,5 m C.M.
Marnage	6,3 m C.M.	3,75 m C.M.	2,4 m C.M.

Tableau 1 : Hauteur d'eau et amplitude de la marée au port de La Rochelle (SHOM, 2003).

Les marées sont un paramètre important qui est utilisé pour la classification morpho-dynamique des plages (Masselink and Short, 1993) et des estuaires (Davies, 1964).

#### 3.2.3.2. Les déformations des ondes de marée

**Au large**, l'onde de marée semi diurne est symétrique et les phases de marée montante et descendante sont de durée égale.

**Dans le domaine côtier**, à l'instar des vagues, les marées se déforment en raison de leurs interactions avec le fond et sur les côtes. Au niveau du plateau continental, la diminution de profondeur par rapport au reste des fonds océaniques provoque une amplification de la marée. Ainsi, les régions avec des vastes plateaux continentaux développent de plus grandes marées, comme c'est le cas dans le Parc.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Du fait de la largeur du plateau continentale, les ondes de marée (**quart diurne\*** dont la principale : M4) sont amplifiées, ce qui complexifie le phénomène de la marée dans les pertuis Charentais (Bertin et al., 2012; Le Cann, 1990).

Dans les **pertuis Breton** et d'**Antioche** la marée est renforcée par effet de **résonance** et déformée par sa **bathymétrie chenalisée** avec des **estrans** peu profonds. Une modification en termes de marnage et de symétrie de son cycle de mer haute/mer basse dans le temps y est enregistrée (Toublanc et al., 2015).

Localement, le régime de marée peut devenir plus complexe. D'une part par la **résonance\* de l'onde** sur le plateau continental et d'autre part, par la **morphologie** des baies et des estuaires. Plus généralement, dans les zones de petits fonds, cela entraîne une déformation de l'onde et une dissymétrie du cycle de marée. C'est ce qu'on appelle la **distorsion tidale\***.

Lorsqu'il y a une **convergence des rives** de l'estuaire et un **rétrécissement des sections**, la propagation de la marée y entraîne une **constriction de volume** d'eau déplacé et une **augmentation de l'amplitude** de la marée.

Au contraire, le **frottement sur le fond** et les bords entraîne une **diminution de l'amplitude** de l'onde de marée.

Ces deux processus de **convergence\*** et **friction\*** dans les estuaires entraînent donc des effets antagonistes. Lorsque la convergence l'emporte sur la friction dans les **estuaires** à morphologie conique (entonnoir), on qualifie ces estuaires avec une amplification de la marée d'**hypersynchrones\*** (Aubrey and Speer, 1985; Speer et al., 1991). C'est typiquement le cas de l'estuaire de la Gironde où la marée est plus forte en amont (Bordeaux) qu'en aval (Royan) et donc dissymétrique.

L'accentuation de la marée de ces zones de pertuis ou d'estuaires expose les **berges\*** situées à l'amont à des contraintes hydrauliques fortes (Jalón Rojas, 2016).

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
**Carte des marnages moyen (TR) année 2012**

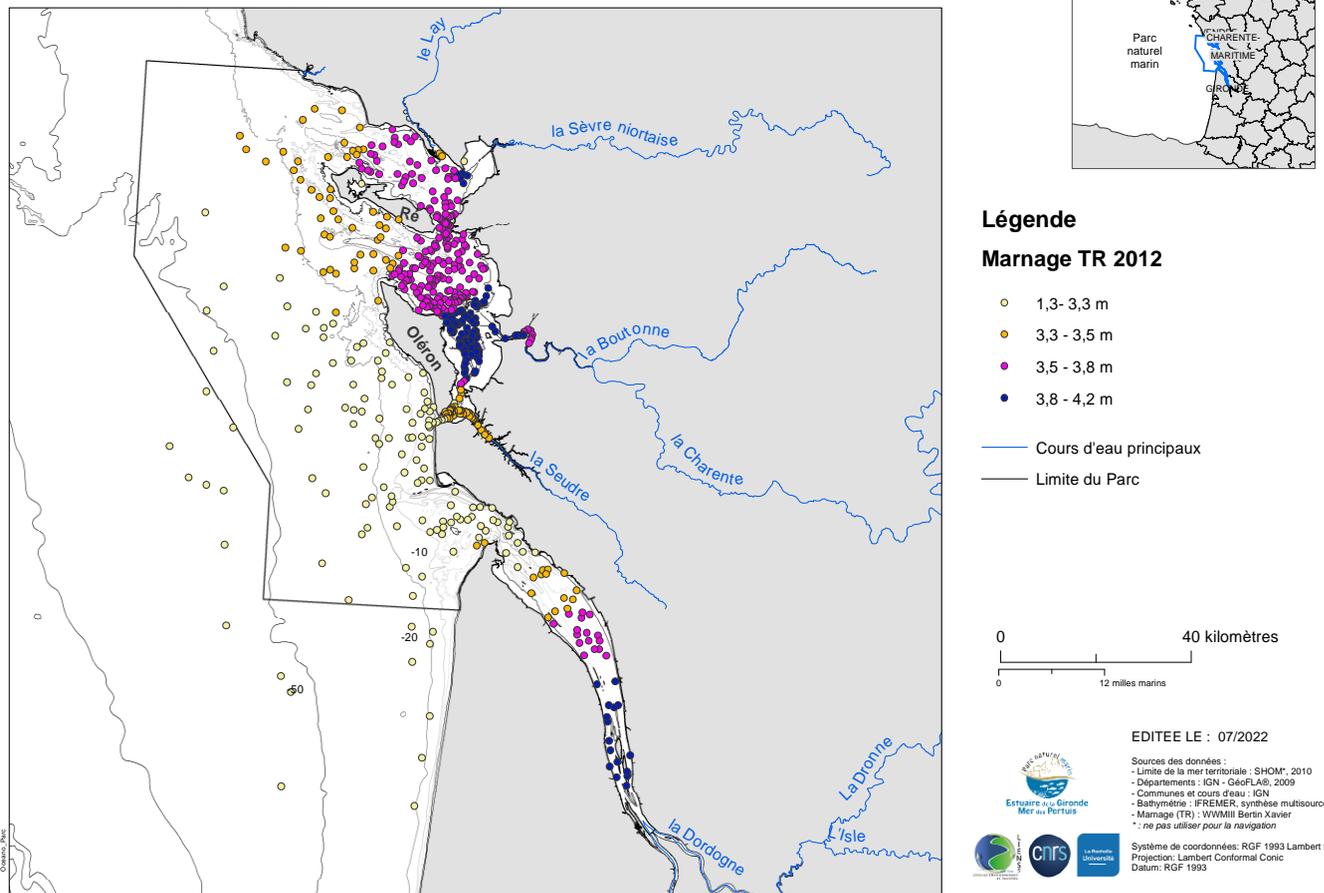


Figure 3-7 : Carte représentative des marnages moyens (TR) sur le territoire du Parc, exemple de l'année 2012, issue du système de modélisation WWIII (Tolman, 2009 ; Bertin et al. 2012).

3.2.3.3. Les courants dus à la marée

- Les courants de marée au large

Sur la zone du Parc, les courants de marée varient en intensité et en direction au cours du cycle tidal et sont donc caractérisés par leurs composantes périodiques. Ils varient avec le marnage et sont d'autant plus forts que le marnage est important.

Les courants induits par l'onde de marée sont giratoires et généralement assez faibles (ordre de 0,2 m/s) le long de la côte en comparaison avec les courants induit par les vagues (Guérin et al., 2018; Pezerat et al., 2022). Ainsi, leur contribution au transport de sédiments est mineure.

Les variations de hauteur d'eau liées à la marée induisent une pente qui génère un courant horizontal depuis les zones les plus hautes vers les zones les plus basses (courant barotrope : dans le sens de la pente).

Quand la pente est orientée depuis la côte vers le large, la marée descend et le courant orienté vers le large est appelé « **jusant\*** ».

Quand la pente est orientée depuis le large vers la côte, la marée monte et le courant orienté vers la côte est appelé « **flot\*** ».

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Au large, le courant est maximum à peu près à mi-marée et minimum à pleine mer et à basse mer : ce sont les **étales\***.

Le **courant giratoire** sur le plateau généré par les courants de marée est alternativement orienté vers l'est (nord-est à sud-est) pendant le flot (marée montante), puis vers l'ouest (sud-ouest à nord-ouest) lors du jusant (marée descendante) (Ifremer-Shom, 2012).

Sur les côtes atlantiques, le maximum de vitesse est en général atteint vers la mi-marée (DHI, GEOS, 2007).

Les courants ont aussi une composante non-périodique, dite « **courant résiduel\*** », qui peut devenir non-négligeable à l'échelle locale.

### - Les courants du domaine côtier spécifiques dans le Parc

**Du large vers la côte**, la vitesse des courants passe de quelques centimètres par seconde à des dizaines de centimètres par seconde (20 à 30 cm/s) dûe à la distorsion tidale.

**Dans le domaine côtier**, la déformation de la marée peut générer des situations complexes liées à la distorsion tidale. L'onde de marée va ralentir en fonction de la morphologie des bas-fonds ainsi, la durée du courant de flot et de jusant va être modifiée. En période de déchet (diminution du marnage) le jusant dure plus longtemps que le flot, on parlera de jusant dominant. Lors du revif c'est l'inverse le flot domine (Toublanc et al., 2015).

**Dans les zones abritées des vagues** (pertuis, estuaires), ce sont les courants induits par les marées qui dominent la vitesse des courants et qui sont spécifiques à la morphologie (rapport profondeur/marnage) de la zone. La distorsion tidale peut générer des situations encore plus complexes, avec des courants forts en particulier aux étales de marée basse (fin de jusant) (Toublanc, 2013; Toublanc et al., 2016).

L'effet des courants de marée dans les zones abritées peut être localement très important voire devenir l'agent dominant qui transporte les sédiments et explique les évolutions des côtes adjacentes et des fonds marins. Les courants de marée dominant par exemple dans les chenaux (1m/s).

Au niveau des hauts estrans la dynamique des sédiments est régie par la combinaison des courants orbitaux qui remettent en suspension les sédiments avec les courants de marée qui les transportent (0,5m/s) (Savelli et al., 2019).

Les courants de marée sont plus importants aux abords des grands estuaires (Bertin et al., 2005), dans les fleuves, les chenaux (Ifremer-Shom, 2012), les pertuis et les baies (phénomène de remplissage et vidange) (ARTELIA, 2012a; DHI et GEOS, 2007; Reffray et al., 2008) et également à proximité des caps.

La circulation liée à la déformation locale de la marée est décrite successivement autour des îles de Ré et d'Oléron dans les baies de l'Aiguillon et de Marennes ainsi que dans l'estuaire de la Gironde.

### • *la marée autour de l'île de Ré et dans la baie de l'Aiguillon*

Lors du flot, la marée se sépare en deux ondes à l'Ouest et à l'Est de l'île de Ré et pénètre dans les deux pertuis simultanément. Après avoir fait le tour de l'île de Ré, elles se rencontrent et forment une zone de courant très faible le « wantij », localisée au nord de La Pallice à marée basse. A partir de la mi-marée de jusant, l'onde du Pertuis Breton domine et repousse le wantij vers le sud et un **flux\*** continu Nord-Sud se met en place depuis ce pertuis vers le Pertuis d'Antioche via le Coureau de la Pallice (Weber, 2004).

Un schéma de la circulation dans la baie de l'Aiguillon au cours d'un cycle de marée est proposé par les travaux de Germaneau (1984). La résultante des courants montre une dominance du jusant avec des courants pouvant atteindre 2 à 3 nœuds (1 à 1,5 m/s).

- *la marée autour de l'île d'Oléron et dans la baie de Marennes-Oléron*

A l'instar de l'île de Ré, l'île d'Oléron est contournée par la marée qui se scinde en deux ondes dérivées. Mais il est constaté que l'onde qui se propage par le pertuis d'Antioche est plus importante que celle qui se propage par le pertuis de Maumusson.

De plus, du fait de la diminution des profondeurs du Nord vers le Sud, il existe un gonflement de l'onde de marée qui est maximal devant l'embouchure de la Charente. Lorsque la crête de marée arrive au coureau d'Oléron, la marée a déjà baissé côté mer. Ce décalage génère une pente importante et donc un courant déjà établi à marée haute de 1m/s.

Ainsi, il s'établit un flux continu du Nord vers le Sud dans la baie de Marennes-Oléron durant 1h avant la pleine mer et une prédominance du flot sur le jusant dans le pertuis d'Antioche. Dans le pertuis de Maumusson, c'est en revanche le jusant qui domine sur le flot (Tesson, 1973). Les courants peuvent atteindre 2 m/s dans les estuaires et les entrées de la baie de Marennes-Oléron (Bertin et al., 2012, 2005).

- *la marée de l'estuaire de la Gironde*

Dans les estuaires à fortes marées et estrans réduits (moins de 10% de la surface de l'estuaire), comme dans l'estuaire **hypersynchrone** de la Gironde, on observe un flot plus court que le jusant et des courants de flot plus intenses, soit une dominance du flot (Figure 3-8). 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'emplier de sédiments alors que les systèmes dominés par le jusant auront tendance à expulser les sédiments vers l'océan. Cependant, lorsqu'on regarde plus en détail, le fonctionnement est plus complexe. En effet, dans un même estuaire, il y a des secteurs dominés par le flot et d'autres dominés par le jusant.

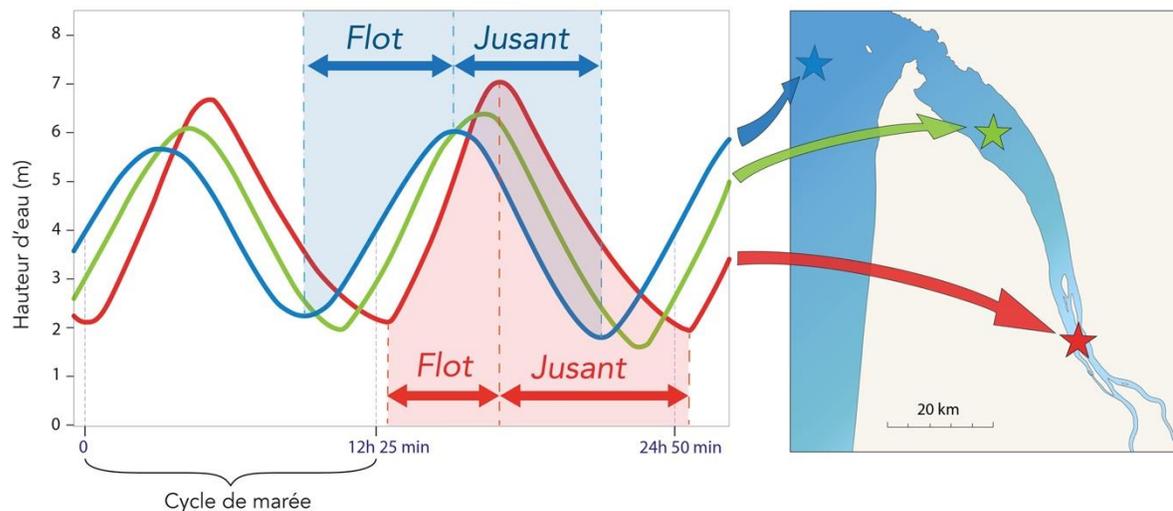


Figure 3-8 : Représentation et mise en évidence de la déformation de la marée dans l'estuaire de la Gironde. Au large de son embouchure (bleu), la marée est moins forte et symétrique (flot et jusant de durée égale). En se propageant dans l'estuaire interne (vert), la marée est amplifiée et devient asymétrique (le flot est plus court que le jusant). En amont (rouge), le flot dure moins de 5 heures et le jusant 7,5 heures quand le marnage passe de 4 à 5 m, depuis l'embouchure à Bordeaux (La mer contre-attaque !).

Les vitesses maximales sont observées dans les chenaux où, en vives-eaux, elles peuvent atteindre 3 m/s en surface et 1,5 m/s à 1 m du fond. En vives-eaux et marée moyenne, la courbe de marée est très cambrée en amont (Bec d'Ambès à 75 km de l'embouchure) car le montant est très court. Ceci se traduit par une brutale accélération des courants au début du flot. Est observée ainsi une arrivée rapide d'eau marine dans la moitié

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

ou le tiers inférieur de l'écoulement, accompagnée d'une forte accélération des vitesses et d'une augmentation de la turbidité par remaniement lorsqu'on se trouve sur des fonds vaseux. Le marnage, qui devrait diminuer par suite du frottement et des pertes d'énergie par **réflexion\*** sur les berges, se maintient. Cela est dû au rétrécissement des sections et donc à ce que les volumes d'eau déplacés diminuent en remontant l'estuaire. La limite d'action de la marée dynamique se situe à environ 160 km de l'embouchure et varie en fonction du coefficient de marée et du débit des fleuves.

- *La marée de l'estuaire de la Charente*

L'estuaire de la Charente est également soumis à un régime macrotidal avec une forte asymétrie de la marée. L'asymétrie de la marée présente la particularité de s'inverser en fonction du cycle de morte-eau/vive-eau. Il présente une dominance de jusant marquée en morte-eau, et une dominance de flot en vive-eau. La limite d'action de la marée dynamique se situe à environ 80 km de l'embouchure (Toublanc, 2013; Toublanc et al., 2012).

Le Parc est soumis à l'action des marées depuis le large avec des cycles de marées symétriques jusqu'au domaine côtier où les déformations de marée sont liées à la morphologie. Contrairement aux vents, tempêtes et donc aux vagues, les marées ne sont pas en lien avec le climat mais dépendent des phénomènes astronomiques. Dans les zones abritées des vagues, l'action des marées joue un rôle majeur sur la morphodynamique et le transport des sédiments. La hauteur des marées à pleine mer peut atteindre 6,5 m dans la région de La Rochelle, avec un effet de surcote cumulé des quatre facteurs qui contribuent à l'élévation locale du niveau de la mer : la chute du niveau de pression lors des tempêtes, le vent, les vagues et les gros coefficients de marée.

### 3.2.4. Les fleuves

*Méthode : Les mesures des paramètres hydrologiques sont effectuées par des stations de suivi hydrométrique qui donnent des informations sur les hauteurs d'eau, les débits et leurs fluctuations spatiales et temporelles ainsi que l'enregistrement des événements de crues.*

*Il est possible de consulter en temps réel les données et les indicateurs via le système d'information sur l'eau (SIE) géré par la DREAL avec les sites : Banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>) ; Vigicrues (<http://www.vigicrues.gouv.fr/>) ; Observatoire national des étiages (<http://onde.eaufrance.fr/>).*

*Certains événements marquants sur les fleuves du territoire sont répertoriés dans les dossiers départementaux des risques majeurs de chacun des trois départements (DDRM de Vendée ; DDRM de Charente-Maritime et DDRM de Gironde).*

*Artélia met en place le référentiel des inondations de la Garonne, au profit du Syndicat Mixte pour le Développement Durable de l'Estuaire de la Gironde.*

#### 3.2.4.1. Caractéristiques des fleuves dans le Parc

Les fleuves constituent les **principales sources d'eau douce** de la zone du Parc avec six estuaires qui débouchent dans sa zone littorale (Figure 3-9).

**Deux grands fleuves**, la Garonne et la Dordogne, confluent vers le large estuaire de la Gironde, correspondant respectivement à 1/3 et 2/3 du débit total d'eau douce. Elles sont classées 4<sup>ième</sup> et 5<sup>ième</sup> fleuve français pour la superficie de leurs bassins versants, soit respectivement, 55 000 et 23 000 km<sup>2</sup>.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Quatre rivières côtières débouchent dans les pertuis. Depuis le **bassin versant\***, du plus grand au plus petit ce sont : la Charente, la Sèvre-Niortaise, le Lay et la Seudre.

Une petite rivière au nord du Parc, le Payré, débouche sur la côte Vendéenne (Tableau 2).

Le régime hydrologique de l'ensemble du secteur (débit des fleuves) est caractérisé par des **crues\*** d'hiver avec un maximum moyen en février et des **étiages\*** en aout-septembre avec une variabilité inter-annuelle importante. Par exemple en Gironde, décembre apparaît comme le mois le plus variable (4191 m<sup>3</sup>Js en 1965 et 318 m<sup>3</sup>Js en 1985) (Agence de l'eau Adour Garonne ; Etcheber et al 2013).

Au total, les fleuves apportent un volume de plus de 35 milliards de m<sup>3</sup> d'eau douce au littoral dans le périmètre du Parc. La Gironde, grâce à la contribution de la Garonne et de la Dordogne, est le principal contributeur avec quasiment 90% des apports totaux (SAGE, 2007). Le débit fluvial varie tout au long d'un cycle annuel (Allen, 1991, 1972; Allen et al., 1972). Les périodes de fort débit fluvial surviennent pendant les crues hivernales (débit moyen supérieur à 2500 m<sup>3</sup>/s et jusqu'à 5000 m<sup>3</sup>/s). Les périodes de faible débit fluvial ont lieu quant à elles pendant les mois d'été (débit moyen inférieur à 200 m<sup>3</sup>/s) (Allen, 1972).

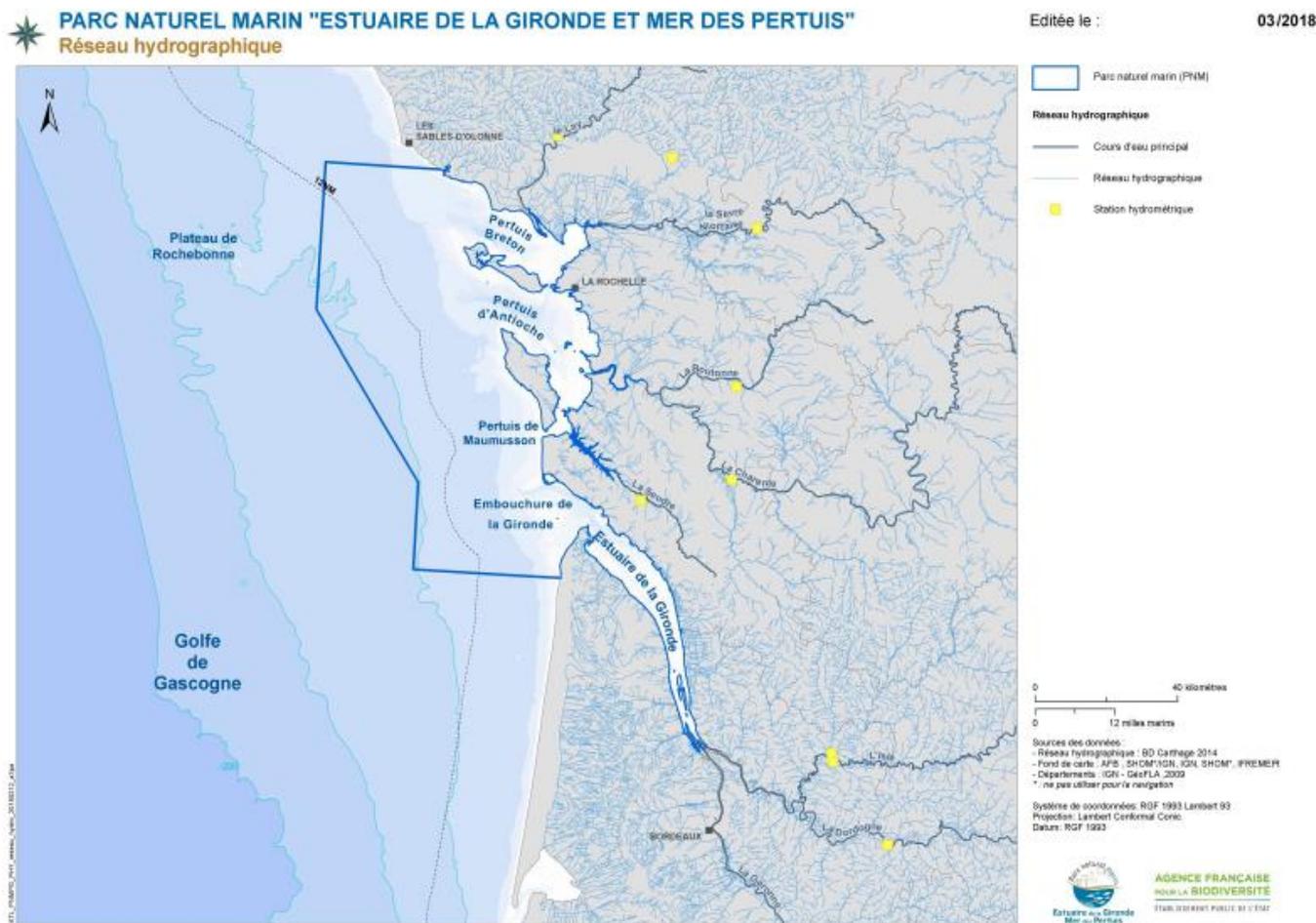


Figure 3-9 : Carte du réseau hydrographique (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Fleuves	Bassin Versant	Longueur du cours d'eau	Débit moyen extrapolé	Apport en eau douce	
				m <sup>3</sup> /an	%
	Km <sup>2</sup>	Km	m <sup>3</sup> /s		
<b>Garonne</b>	56 000	647	650	20 500	56
<b>Dordogne</b>	23 900	483	340	10 700	29

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

<b>Charente</b>	9 526	381	83	2 500	7
<b>Sèvre-Niortaise</b>	4 130	158	50	1390	4
<b>Lay</b>	1 970	142	16	440	1
<b>Seudre</b>	775	68	2.4	75	0.2
<b>Payré</b>	154	21	0,49	-	-

Tableau 2 : Aires des bassins versants et longueurs des rivières côtières qui débouchent dans le Parc (Castaing 1981 ; Stanisière et al., 2006 ; la banque hydro portail technique OFB).

Les fleuves et leurs variations de débits au cours du temps influencent directement la zone côtière par la régulation de la salinité et par conséquent, ils jouent un rôle sur les conditions environnementales des habitats de la zone, plus spécifiquement dans les estuaires et leurs embouchures.

Les apports en eau douce de la Loire (plus long fleuve de France) peuvent diluer les eaux marines au nord du périmètre du Parc.

### 3.2.4.2. Le transport et les apports sédimentaires par les fleuves

Les fleuves constituent une **source importante de sédiments fins** qui proviennent de l'érosion des sols sur le continent et transitent jusqu'aux zones côtières du Parc. Pour l'estuaire de la Gironde, la charge sédimentaire dans l'estuaire est estimée à  $3 \times 10^6$  t/an (Dabrin et al., 2014; Lesueur et al., 2001a; Lesueur and Tastet, 1994b; Schäfer et al., 2002) dont  $1,6 \times 10^6$  t/an sont transportées vers la plateforme (Doxaran, 2002; Lesueur et al., 2001b; Lesueur and Tastet, 1994a). Pour la Charente, la charge sédimentaire transportée est estimée à  $0,1 \times 10^6$  t/an (Le Hir et al., 2010; Stanisière, 2006; Tesson, 1973; Toublanc, 2013). Ces apports solides varient en fonction de la pluviométrie et donc du régime de crue/étiage des rivières. La **turbidité\*** de l'eau est plus élevée en débits croissants qu'en débits décroissants.

La rencontre de l'eau douce riche en alluvions avec l'eau salée montante, favorise la concentration de matières en suspension, avec des formations de bouchons vaseux caractéristiques des eaux estuariennes. Ces apports participent notamment au comblement des baies et des estuaires.

L'expulsion des particules du bouchon vaseux vers le large se fait, en surface, sous la forme d'un « **panache\*** » de sédiments en suspension (ou plume turbide), ainsi qu'au fond sous la forme d'un **néphéloïde\***. Les sédiments en suspension apportés par les fleuves ont un effet important sur les côtes, ils modifient la pénétration de la lumière et par conséquent la productivité primaire. Ils servent de support à certains nutriments et à de nombreuses bactéries. Ils peuvent transporter des métaux lourds, tel que le cadmium, un contaminant important de l'estuaire de la Gironde (Dabrin et al., 2014).

Le Parc possède six estuaires dont celui de la Gironde. Ce sont les zones de transport de sédiments depuis le continent vers la mer, un transport étroitement lié aux débits des fleuves (crues-étiages), eux-mêmes dépendants des conditions climatiques.

### 3.2.5. Les tsunamis

*Méthode : Les connaissances des phénomènes de tsunamis, dans le périmètre du Parc, passent par les recherches historiques (prospection d'archives, enquêtes auprès des usagers des ports...). Des informations importantes sont également données par l'étude des dépôts sédimentaires laissés par les tsunamis (Dawson et al., 1991). L'amélioration des connaissances du phénomène est apportée par les modélisations*

*développées dans les années 1960, calibrées par des mesures in situ. Les instruments qui permettent de mesurer les variations du niveau de la mer sont les marégraphes.*

Les **tsunamis\*** sont caractérisés par de très longues périodes : 1,5 min à plus de 2h30. Ce sont des ondes longues, ce qui implique que la totalité de la couche océanique est mise en mouvement. Les tsunamis se propagent à une vitesse proportionnelle à la profondeur du bassin et par conséquent, ils se propagent plus vite au-dessus de l'océan profond que dans les secteurs côtiers. En se propageant vers la côte, leur amplitude augmente et ils peuvent provoquer des submersions marines catastrophiques.

Ils peuvent avoir quatre catégories d'origines : les séismes, les glissements de terrain ; les éruptions volcaniques ou la chute d'objets de type météorites. Le phénomène est très rare dans le territoire du Parc.

Quelques événements sont décrits dans les années 1743, touchant les côtes de Vendée, 1785 et 1875 au niveau de La Rochelle, puis 1941, un événement enregistré dans le pertuis d'Antioche (Garnier 2010 ; Roger et al 2010, 2012).

### 3.2.6. Les surcotes et submersions marine

Le territoire du Parc est particulièrement vulnérable aux **surcotes\*** en raison des grandes surfaces de faibles altitudes. Ces phénomènes de surcotes sont générés par trois paramètres : la pression, le vent et les vagues (Chaumillon et al., 2017).

- la **pression atmosphérique ou effet de baromètre inverse\*** : la variation de pression atmosphérique (anticyclone ou dépression) se manifeste par une variation locale et à court terme du niveau de la mer. En présence de hautes pressions (anticyclone) le niveau d'eau moyen s'abaisse et inversement en présence de basses pressions (dépression ou tempête) le niveau s'élève (L.C.H.F., 1987). Cette élévation est de 1 cm pour une baisse de 1 hPa. Par exemple pour la dépression Xynthia l'effet de baromètre inverse a contribué à une surcôte de 40 cm (Bertin et al., 2012).
- le **vent** ou **wind setup\*** : le vent exerce une contrainte de cisaillement sur la surface de l'océan qui augmente comme le carré de la vitesse du vent. Des vents significatifs, proches de la définition de tempête (> 20 m/s), peuvent générer des surcôtes (> 0,5 m).  
La direction du vent et la force de Coriolis sont des facteurs particulièrement importants pour déterminer les zones de surcôtes. Ainsi, dans les pertuis Charentais les vents qui génèrent le plus de surcôtes sont de direction SW. Dans le fond (amont) de l'estuaire de la Gironde les vents les plus impactants seront ceux dirigés dans la même direction que l'estuaire NW-SE (Breilh, 2014).
- **les vagues** ou **wave setup\*** : le plan d'eau est déformé par l'action des vagues lors de leurs déferlements, qui élève le niveau marin. Cette élévation est dépendante de la hauteur des vagues et de la géomorphologie de plage (pente) (Breilh et al., 2014; Dodet et al., 2019b).  
Deux cas sont alors distinguables : Sur un profil de plage classique, le déferlement des vagues va générer une surcote le long du rivage qui correspond à 10 % de la hauteur des vagues environ (Breilh et al., 2014). Par exemple, lors de la tempête Kurt (2017), des vagues > 6 m enregistrées à Oléron ont généré une surcôte de 60 cm (Guérin et al., 2018). Sur un profil bathymétrique plat, comme sur les plateaux autour des îles, le déferlement peut s'étendre sur plusieurs kilomètres et la déformation s'étendre aux zones abritées (estuaire, pertuis), jusqu'à 3-4 % de la hauteur des vagues. Par exemple, lors de la tempête Joachim (2011), des vagues d'environ 10 m enregistrées ont généré une surcote de 10 à 20 cm (Bertin et al., 2015). Ainsi, l'élévation liée au déferlement n'est pas localisée uniquement dans la zone de déferlement mais génère une élévation globale à plusieurs kilomètres autour de cette zone.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Les submersions les plus importantes sur le secteur d'étude semblent être associées à une combinaison de facteurs.

C'est au cours des événements de tempêtes que sont générés : les plus importants changements de pression, les plus forts vents et les plus fortes vagues. Ainsi, les tempêtes ont des impacts importants sur l'**érosion** des littoraux (fond marin, avant-côte, plage) et les **submersions** marines (Sallenger, 2000).

Le recensement des **tempêtes** les plus violentes met en évidence une submersion tous les 10 ans en moyenne depuis 500 ans et six submersions majeures depuis le début de 20<sup>ème</sup> siècle (Breilh et al., 2014).

Ces événements de tempêtes sont parfois **isolés** dans le temps només : tempête isolée.

Depuis 1924, une soixantaine d'événements extrêmes ont été identifiées (Tonnerre, 2003) dont une 20<sup>aine</sup> ont eu des conséquences sur le domaine littoral (Bertin et al 2012 ; Breilh et al., 2014 ; OCA). Parmi les plus remarquables recensées comparables à Xynthia pour lesquelles de nombreuses informations sont disponibles, se trouvent celles de février 1788, janvier 1890, janvier 1924, novembre 1940, février 1957 et, dernièrement, celles de 1999 et 2010 (Xynthia).

Les tempêtes sont parfois de moins forte intensité mais **successives**, on peut parler de « **Cluster de tempêtes** ».

Le territoire du Parc est particulièrement vulnérable aux **surcôtes\*** en raison des grandes surfaces de faibles altitudes. Ces phénomènes de surcotes sont générés par trois paramètres : la pression, le vent et les vagues. Ces paramètres sont plus intenses en périodes de tempêtes.

Agents	Manifestation de ces agents les plus impactant sur l'évolution du littoral	Effet sur les Sédiments	Taille des sédiments	Zonation
<b>Vent</b> Surcôte	Éolien Érosion roche Vague Courant	Érosion/apport barrière Apport sédiment ci-dessous ci-dessous	Fins à moyens	Estran sableux Estran rocheux
<b>Vague :</b> Houle Mer de vent Surcote	Dérive littorale Courants perpendiculaires Érosion roche Submersion	Transport parallèle et perpendiculaire Érosion Érosion	Fins à grosiers (énergie)	Côtes exposées
<b>Marée</b>	Courant Submersion (amplification : marée haute et fort coefficient)	Mise en suspension des sédiments moyens et fins	Fins	Baie Embouchure tidale
<b>Fleuve</b> Crue	Courant	Apport de sédiments fins, mise en suspension et transport des sédiments moyens et fins depuis le continent	Moyens et fins	Estuaire Embouchure

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des principaux forçages de l'évolution sédimentaire à court terme.

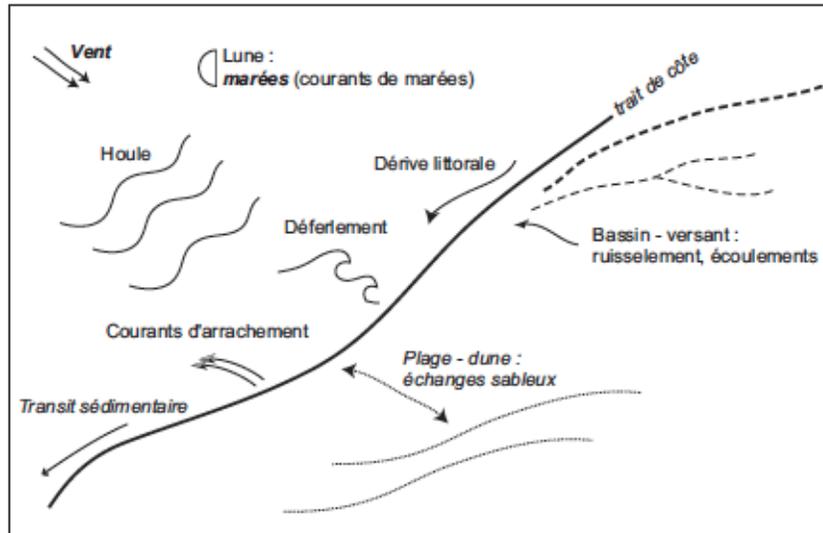


Figure 3-10 : Schéma des principaux processus naturels de la dynamique littorale.

### 3.3. L'héritage géologique du substratum rocheux

Une des caractéristiques du Parc est la présence de **côtes mixtes** rocheuses et sédimentaires. Au sein de ce rivage complexe et découpé, la position du substratum rocheux exerce un contrôle sur l'hydrodynamisme et sur la dynamique sédimentaire.

Cette position du substratum rocheux contrôle l'**exposition des vagues** et leur incidence sur la côte et, par conséquent, l'**hydrodynamisme** et l'importance relative des transports sédimentaires perpendiculaires et parallèles au rivage (Castelle and Chaumillon, 2019; Chaumillon et al., 2019; Menier et al., 2019a; Stéphan et al., 2019).

Elle **dissipe l'énergie des vagues**, d'une part en raison de sa surface fixe et peu profonde et d'autre part, par sa rugosité. Le socle rocheux contrôle ainsi l'énergie des vagues sur la plage et, de ce fait, l'évolution du rivage (Chaumillon et al., 2019). Cette atténuation d'énergie est valable même en conditions de tempêtes (Cooper et al., 2012). En présence de substratum stationnaire, le profil de plage ne s'abaisse pas et donc limite le phénomène d'érosion présent sur les plages sédimentaires.

Cette limite d'ajustement possible peut avoir des conséquences sur l'**hydrodynamisme des courants de marée**. La présence d'un bas fond rocheux va avoir pour conséquence une accélération du courant de marée qui aura plutôt tendance à moduler un chenal de nature sédimentaire (l'approfondissant ou l'élargissant).

La position du substratum rocheux **conditionne également la position et la stabilité des embouchures** comme, par exemple, celles de Maumusson et de la Gironde.

Le substrat rocheux joue donc un rôle très important sur la **géomorphologie côtière**, sur l'hydrodynamisme (vagues et marées), sur l'espace disponible pour les sédiments et, par conséquent, sur la dynamique des littoraux à différentes échelles de temps.

Enfin, la morphologie et la topographie du socle va déterminer l'**espace de disponibilité** ainsi que la distribution des sédiments vers le rivage (Cooper et al., 2012; McNinch, 2004; Menier et al., 2019b).

### 3.4. Les forçages anthropiques

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Le Quaternaire est marqué par une expansion de l'espèce humaine, avec un développement exceptionnel pendant les derniers millénaires. Cette croissance n'est pas sans effet sur l'environnement, depuis l'échelle locale (usage des sols...) jusqu'à l'échelle globale (composition atmosphérique). Pour rendre compte du caractère inédit de ces bouleversements, il a été proposé de créer une nouvelle époque géologique : l'Anthropocène, qui aurait débuté à la fin du 18<sup>ème</sup> siècle avec la révolution industrielle, période à partir de laquelle l'influence de l'Homme sur le système terrestre est devenue équivalente à celle des grands processus géologiques (Crutzen, 2002; Crutzen and Stoermer, 2013; Hé la mer Monte ! Chaumillon, 2019).

Il se caractérise par une amplification des activités notamment sur le littoral qui est devenu de plus en plus attractif. Ainsi, l'Homme fait partie intégrante du socio-écosystème du Parc marin. Des usages variés s'y imbriquent et sont porteurs du développement des territoires. Aujourd'hui, il s'est développé des grands ports de commerce (La Pallice : 7<sup>ème</sup> port Français en tonnage), des activités de dragage et d'extraction de granulats, une centrale nucléaire (Blaye), le premier centre conchylicole français et européen (Marennes-Oléron, Aiguillon), des pêches diversifiées à forte valeur ajoutée (ex : La Cotinière), des loisirs de pêches très populaires, un bassin de navigation de plaisance exceptionnel, l'un des territoires touristiques les plus visités en France, plusieurs réserves naturelles nationales...

Au fil des siècles, les activités anthropiques se sont succédées, sans pour autant exclure les précédentes. L'aménagement du trait de côte initié par l'exploitation des marais salants se poursuit aujourd'hui, par exemple, à travers les entreprises ostréicoles. Les ports, autrefois militaires, sont actuellement tournés vers le commerce, la pêche et la plaisance. Autrefois redouté et synonyme de danger, le littoral est peu à peu devenu hautement attractif, tant pour les populations de passage que pour celles résidentes (Corbin, 1988).

Ces activités, bien que très diverses, partagent l'espace fluvial et marin, parfois même la ressource. Elles ne sont pas sans impact, plus ou moins directe sur la dynamique déjà naturellement complexe des sédiments sur le territoire du Parc et sur les milieux naturels aux équilibres fragiles.

Quelles sont les répercussions directes ou indirectes de ces activités anthropiques sur les transits sédimentaires et la dynamique du domaine littoral ?

L'influence de l'Homme sur le périmètre du Parc est distinguée en fonction des typologies d'aménagements et dépendante de périodes marquantes de l'histoire du territoire. Certaines des actions les plus importantes pour la compréhension de l'évolution sédimentaire du Parc seront présentées dans cette section et reprises avec les exemples concrets dans le chapitre suivant. Les pressions anthropiques sur les écosystèmes marins peuvent correspondre à des perturbations (plus ou moins temporaires et réversibles) ou des pertes physiques du milieu liées à un changement morphologique ou un changement de la nature des fonds (Intégrité des fonds, BRGM D6-2018).

### 3.4.1. L'occupation des sols

La déforestation, l'évolution de l'agriculture et la plantation de pins maritimes dans la région sont des marqueurs du changement du paysage du 19<sup>ème</sup> siècle. C'est le point de départ de l'occupation humaine des côtes du Parc.

La **déforestation** date du Moyen-Age, c'est une des plus anciennes perturbations induites par l'Homme du transfert de sédiments continent-océan. La couverture végétale, et particulièrement les forêts, sont un frein au phénomène d'érosion des sols. En réduisant les couverts de forêt, les sols dénudés sont emportés par les précipitations et vont augmenter la quantité de sédiments (essentiellement fins) dans les rivières et les fleuves et donc dans le domaine littoral (Dearing and Jones, 2003). Ainsi, certains pics de sédimentation retrouvés

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

dans les estuaires et baies du Golfe de Gascogne sont associés à des périodes de déforestation correspondant à des phases de colonisation des littoraux par l'Homme (Lesueur et al., 1996). Cette surcharge sédimentaire (multiplication par 2 à 6 des taux de sédimentation) contribue à l'envasement de ces milieux semi-fermés (Poirier et al., 2011).

Le développement de l'**agriculture** est associé à des interventions humaines sur les bassins versants et les côtes parmi lesquelles une pratique d'endiguement des zones de marais (**polder\***) a été propice à la **saliculture** dans un premier temps puis à l'**ostréiculture**. La culture du sel et du vin dans ce territoire ont permis de développer les premiers échanges commerciaux avec ses ports.

Cette action de **poldérisation** consiste à gagner de la terre sur l'espace maritime, une sorte de régression artificielle. Ces actions se sont effectuées de façon successive au cours des siècles pour arriver au trait de côte que l'on connaît aujourd'hui (exemple de la baie de l'Aiguillon). Cette pratique historique impacte fortement, non seulement les paysages, mais également le transfert des sédiments. En effet, les constructions de digues, levées de terre, enrochements ou barrages ont **favorisé l'accumulation des sédiments fins** dans les marais et réduit les échanges sédimentaires perpendiculaires au rivage. Une accélération du phénomène naturel de **comblement des marais** a alors été observée comme par exemple dans les marais de Moëze et de Brouage où l'espace continental s'est étendu aux dépens de l'espace maritime.

Les **pins maritimes**, implantés massivement depuis 1810 sur une bonne partie de la côte (ex : Forêt de la Coubre), ont joué un rôle de fixateurs des barrières sableuses, diminuant en même temps les transports éoliens et favorisant l'assèchement des marais à terre.

### 3.4.2. Le développement militaire et les ports commerciaux

D'un point de vue stratégique, le territoire a connu un important **développement militaire** (arsenal de Rochefort fin 17<sup>ème</sup> siècle), associé à de nombreux équipements et à des fortifications construites le long du littoral et au large (forts, bunkers), tel le fort Boyard, édifié entre 1822 et 1882 et destiné à protéger l'estuaire de la Charente. Pendant la seconde guerre mondiale, ce dispositif s'est étoffé de bases sous-marines.

Ces constructions ne sont pas sans conséquences sur la dynamique des fonds, bien que celles-ci soient peu évaluées. Leur présence même induit une modification de la topographie par leur emprise.

La zone géographique étant avantageuse pour le **développement militaire et commercial**, la Charente et la Gironde sont devenues des voies privilégiées pour le transit par navigation avec un développement des ports à envergure internationale (Bordeaux, Rochefort, La Rochelle, Sables d'Olonne). Ces zones portuaires calmes, sont favorables à la sédimentation de particules fines de type vases pouvant atteindre localement 1 m/an (Verpoorter, 2009).

L'augmentation de la fréquentation et de la taille des embarcations ont conduit à une intensification de la navigation. Il devient alors nécessaire de maintenir des conditions d'accessibilité portuaire et d'entretenir les fonds dans les ports et leurs chenaux d'accès.

Ainsi, le chenal d'accès au grand port maritime de Bordeaux est agrandi (approfondissement et élargissement) pour la première fois en 1930, via le **dragage\*** de la passe de l'Ouest (GEODE, 2014; Sciaux, 2004).

Le dragage des chenaux est alors une pratique effectuée régulièrement afin de conserver une profondeur d'eau suffisante dans les chenaux dans le but de maintenir ou améliorer les conditions de navigation (enquête de dragage du CEREMA 2017) (Figure 3-11).

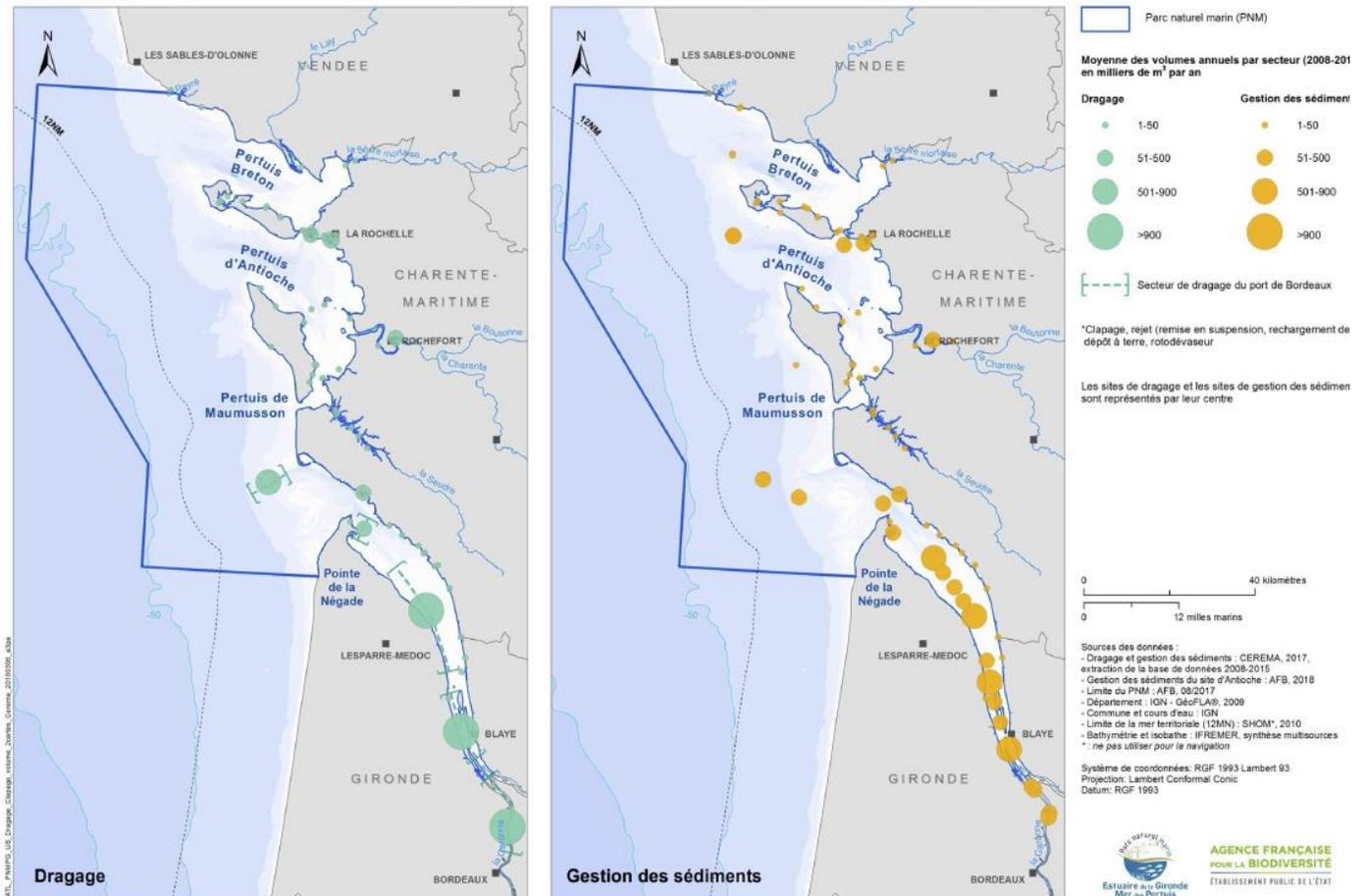


Figure 3-11 : Carte des dragages et gestion des sédiments : moyenne des volumes annuels par secteur (2008-2015), (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Les impacts directs des opérations de dragage sur la dynamique sédimentaire peuvent être multiples. Ils peuvent se traduire par des effets de nature physique : accroissement de la turbidité, modification de la topographie des fonds et de l'hydrodynamisme, modification des caractéristiques mécaniques des sédiments et des équilibres sédimentologiques. Par ses actions d'approfondissement et de chenalisation, l'Homme a notamment favorisé les paramètres qui amplifient la marée dans les estuaires et peuvent impacter leur morphologie.

L'élimination des déblais de dragage peut quant à elle s'opérer de différentes manières en fonction des caractéristiques granulométriques et chimiques des sédiments : par **immersion** ou **clapage**, par **rejet à la côte** ou **refoulement**, parfois à des fins de **rechargement des plages** ou **remise en suspension**. Les sédiments réintégré dans l'environnement marin ou littoral peuvent ainsi contribuer de nouveau à l'équilibre des systèmes.

Les travaux de dragage du **chenal du Mâtelier** (chenal de l'embouchure), entre 1979 et 1982, sont un exemple d'accélération de la migration du chenal par l'action anthropique, passant de 2,8 à plus de 160 m/an. Pour le maintien du chenal de navigation principal, les volumes dragués annuellement dans l'**estuaire de la Gironde** sont passés de plus de 7 à plus de **10 millions de m<sup>3</sup>/an** entre 2000 et 2018 (DDTM33, ARTELIA, 2018 ; Avis de l'autorité environnementale 2018 ; arrêté interprefectoral du 06 mars 2006). Plusieurs sites (18) sont utilisés dans l'estuaire et dans l'embouchure comme site d'**immersion** des produits de dragages. Les surfaces draguées et les zones d'immersion représentent des surfaces significatives dans l'estuaire de la Gironde soit environ 13 km<sup>2</sup> de chenaux dragués et environ 23 km<sup>2</sup> de zones d'immersion, soit 5 % de la

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

surface totale de l'estuaire. Pour les dragages réalisés à des fins de **rechargement de plage**, les sédiments extraits sont déposés directement sur l'estran et alimentent ainsi une plage. Il s'agit de sédiments dont la granulométrie et les qualités biogéochimiques doivent être vérifiées et cohérentes avec le milieu à recharger.

En **Charente-Maritime**, les **dragages** s'élèvent à **896 340 m<sup>3</sup>/an en 2015**, pour 41 autorisations et déclarations (Enquête de dragage, CEREMA 2017). Le port de pêche de Chef de Baie représente à lui seul un volume de dragage déclaré de **742 200 m<sup>3</sup>** entre 2012 et 2018. La zone du Lavardin, située au Sud-ouest de la pointe de Chef de Baie, est utilisée depuis 1998 comme site d'immersion des produits de dragage par le port de commerce de La Rochelle puis par le port de plaisance de La Rochelle et le port de pêche de Chef de Baie. Au total, plus de 5 000 000 m<sup>3</sup> de sédiments y ont été clapés depuis 2002 (Port Atlantique La Rochelle, 2018). Une activité non sans conséquences sur les modifications bathymétriques et particulièrement sur les modifications de la nature des fonds (Pélissier, 2021; Radenac et al., 1997 ; Projet Port Horizon 2025).

Les **impacts** relatifs aux dragages peuvent également être de nature **chimique ou biologique** : relargage de contaminants présents dans les sédiments, perturbation, destruction de la faune et de la flore benthiques. Les opérations de dragage et d'immersion sont encadrées par des seuils réglementaires en ce qui concerne leur contamination potentielle. Lorsque les sédiments sont contaminés au-delà des seuils définis, des dispositions techniques particulières peuvent être prises pour limiter la dispersion des contaminants. Si les sédiments dragués sont contaminés, les solutions de gestion à terre sont privilégiées (Radenac et al., 1997).

Le **baccage\*** est une autre technique d'entretien des chenaux plus rudimentaire qui consiste à racler le fond des chenaux à l'aide d'un panneau accroché à un bateau pour remettre en suspension une partie des sédiments de ces chenaux, de sorte qu'ils soient remobilisés et transportés vers le large, afin d'éviter un comblement trop rapide de ces chenaux.

### 3.4.3. L'augmentation de l'urbanisation et des aménagements côtiers

L'**urbanisation croissante** aux 19<sup>ème</sup> et 20<sup>ème</sup> siècle, est associée aux nombreux **aménagements côtiers** et estuariens présents sur le territoire du Parc. Face à un littoral extrêmement mobile, une succession d'**ouvrages de protection** ou de **rechargement des plages** peuvent être effectués afin de fixer le trait de côte.

Le maintien du littoral peut être effectué pour protéger un bâtiment, une zone d'activité mais également un écosystème, des érosions et/ou des submersions marines.

En France, 20% du linéaire côtier est aménagé par des ouvrages de protection (IFEN, 2007).

Dans le territoire du Parc sur les **1150 km** de linéaire côtier total, environ **26 %** sont aménagés (artificialisé, fixé, aménagé, urbanisé...). Sur les îles, le pourcentage d'aménagement de leur linéaire côtier est important avec **71 %** et **51 %** pour les îles de Ré et d'Oléron respectivement (Calcul SIG via les données du CEREMA).

Ces aménagements sont essentiellement situés à proximité des villes, des ports et plus particulièrement, au niveau des zones situées sous le niveau des plus hautes mers, très sensibles aux phénomènes de submersions.

Le CEREMA (2019) ainsi que le BRGM ont procédé à un relevé des ouvrages et aménagements littoraux, permettant la création d'une cartographie nationale.

Parmi les aménagements sont distinguées les structures **dures** (digue, brise-lames, ...) et les gestions par aménagement dits **souples** via un accompagnement des processus naturels (rechargement de plage, confortement dunaire ...) (CEREMA 2019, AcclimaTerra 2018). Ces aménagements ont des fonctions de lutte contre un aléa littoral (houle, submersion) mais aussi valorise la pratique touristique (Pupier-Dauchez, 2002).

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Les ouvrages, dits « **en dur** » peuvent être distingués selon différents types : longitudinal, transversal, sur l'avant-côte, en paroi... Ces ouvrages ont des géométries et des matériaux de construction variables. Sur les plages ils ont globalement pour objectif de diminuer l'énergie de la houle sur un point donné et de favoriser le dépôt de sable localement mais ils ont aussi pour conséquence de modifier l'équilibre sédimentaire naturel.

Dans la construction d'ouvrages par les méthodes dures il y a :

- des ouvrages se **substituant au trait de côte (Digue\*, Mur, Perré\*, Polder\*)** : exemples de « la digue du Génie sur la pointe de l'Aiguillon », « Perré de la Palmyre » .
- des ouvrages de **lutte contre l'érosion (Enrochement\*, Brise lame\*, Epi\*,.)** : exemple d'enrochement Village des Boucholeurs.

Les répercussions sur les espaces adjacents ne soient pas toujours anticipées. Aussi, le choix des stratégies locales de gestion et le choix des installations doit être particulièrement réfléchi en amont et avec une projection sur le long terme.

Toutes les structures artificielles dures peuvent induire des modifications permanentes ou temporaires de la topographie et de la nature du fond. En effet, leurs emprises modifient systématiquement la topographie (affouillement, augmentation de l'espace d'accommodation...). Il peut y avoir un changement de la nature du fond marin, dans l'hypothèse où la nature de l'ouvrage est différente de la nature du fond marin où il est implanté (exemple : un enrochement sur une plage sableuse) (Cf chapitre 7).

Ces transformations peuvent engendrer une modification de l'hydrodynamisme local (courants). Elles vont à leur tour générer des variations du transport solide, des perturbations de l'évolution morphologique ou de la nature des fonds autour de la structure ou sur les plages adjacentes (BRGM D6-2018).

Au sein des aménagements qualifiés de **souples**, il y a le **rechargement des plages**. Celui-ci consiste en un apport artificiel de sable effectué pour pallier aux problèmes d'érosion.

Entre 1900 et 1970, le stock de sable avait totalement disparu de la plage de Châtelailon en raison de l'érosion naturelle et de la construction des édifices de la station balnéaire. Elle est reconstituée en 1989 à partir de recharges sédimentaires régulières (Pupier-Dauchez, 2002). Cette pratique peut également permettre la création de plages artificielles, comme la plage des Minimés à La Rochelle.

Entre 1989 et 2009, environ 1,7 million de m<sup>3</sup> de sable a été utilisé pour le **rechargement** des plages de Charente-Maritime. Environ un tiers de ce volume correspond à un recyclage de matériaux disponibles, issus notamment des dragages portuaires (Pupiez-Dauchez, 2008).

### 3.4.4. L'exploitation des ressources

Toujours en lien avec la progression de l'urbanisation, il existe différentes modalités d'exploitation des ressources qui sont associés au développement des activités économiques du Parc. Ainsi, il peut être développé les trois activités majeures issues de l'exploitation des ressources : l'**extraction des granulats\***, les **cultures marines (conchyliculture\* : ostréiculture et mytiliculture\*)** et la **pêche professionnelle**.

#### L'extraction des granulats :

L'**extraction des granulats** a débuté dans les années 1970, pour répondre aux besoins croissants de matériaux de construction à des fins industrielles ou commerciales. Aujourd'hui, la consommation moyenne de granulat marin et terrestre d'un Français s'élève à 7 tonnes/habitant/an, dont 2 % sont d'origine marine. Pour donner un ordre de grandeur la construction d'un logement nécessite 100 à 300 tonnes de granulats et la construction d'1 km d'autoroute nécessite 30 000 tonnes de granulats.

A partir de 1969, cette augmentation de la demande a conduit les chercheurs à une reconnaissance de la couverture du plateau continental français par les sédiments meubles (sable, gravier) (Augris and Cressard,

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

1984). Ces études de prospection géophysique ont permis de déterminer les trois zones de gisement valables en fonction de la profondeur et de la granulométrie.

Les premières exploitations du site de Chassiron ont débuté en 1977, avec « Chassiron A », puis les demandes de permis d'exploitations ont été effectués en 1984, pour les concessions B, C, D.

Les principaux secteurs concernés par les demandes d'exploitation sont du nord au sud (Figure 3-12) :

- le **Payré**, au large des Sables d'Olonne, composé de sables fins ;

**Chassiron**, au large de l'île d'Oléron (13 km), qui a fait l'objet de quatre concessions successives (dénommées B, C, D, E), composé essentiellement de sables fins (

- Figure 3-13) ;
- le **Platin de Grave**, dans l'estuaire de la Gironde, composé d'éléments riches en grains grossiers.

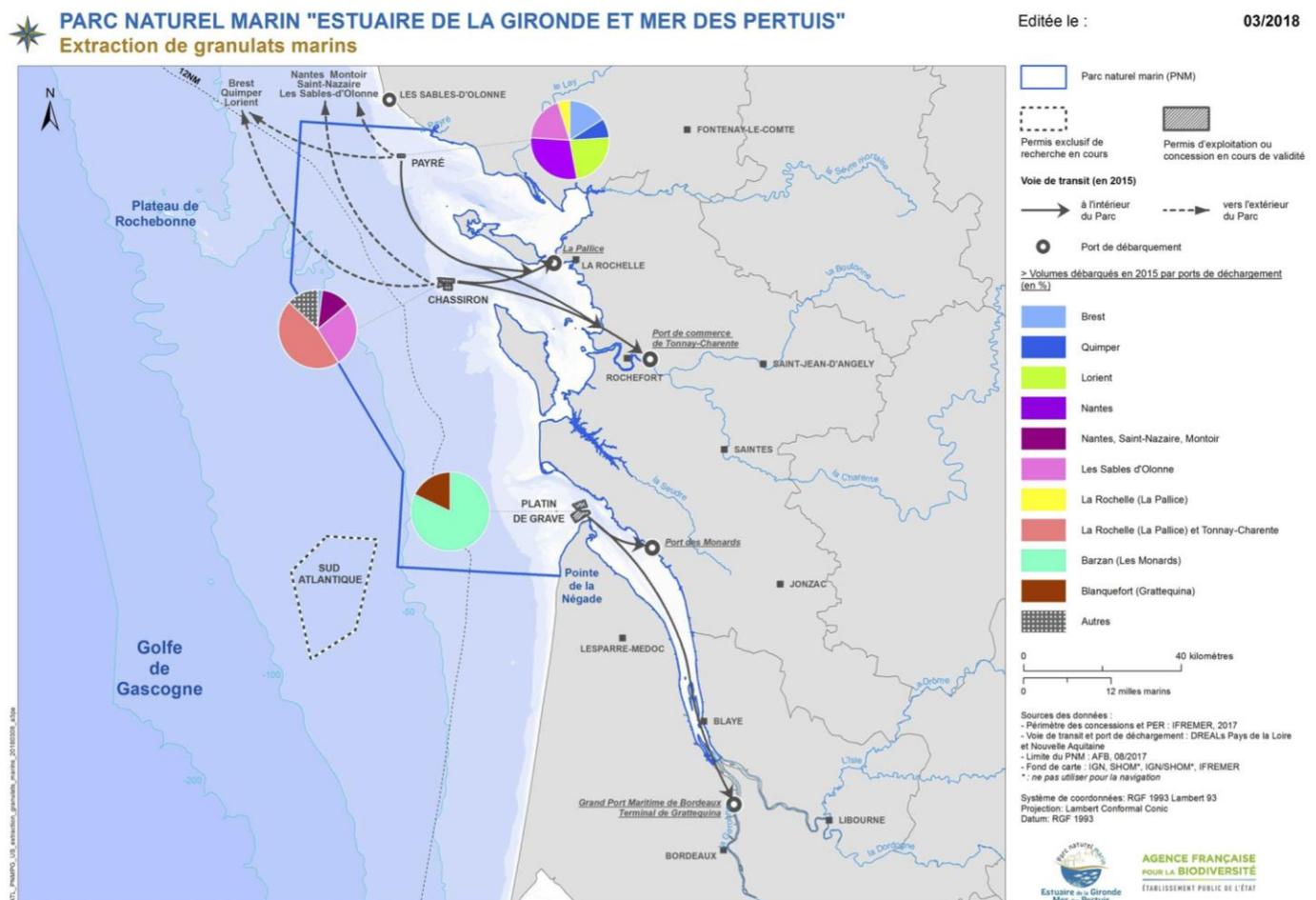


Figure 3-12 : Carte de localisation des exploitations de granulats (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Les sites de Chassiron et Platin de Grave concernent l'extraction de granulats siliceux avec des surfaces d'exploitation de 7,68 km<sup>2</sup> et 10,22 km<sup>2</sup> respectivement. Les quantités maximales autorisées par an sont entre 330 000 m<sup>3</sup> et 482 000 m<sup>3</sup> (Tableau 4). Le volume total autorisé dans le Parc est de 1 972 000 m<sup>3</sup> pour une superficie cumulée de concession de 17,90 km<sup>2</sup> (UNPG, 2014). Rapportés à la totalité de la durée des concessions (20 ans), ces volumes correspondent à un total maximum exploité d'environ 40 Mm<sup>3</sup>. Ces extractions représentent plus de 50% du volume national autorisé (CIEM 2013). Elles se font à bord de « navires sabliers » qui aspirent les matériaux et déchargent les sédiments dans l'un des cinq ports principaux de la façade Atlantique (principaux ports de déchargement ; La Pallice, Tonnay-Charente ou les Sables-d'Olonne).

Gisement	Matériaux	Date délivrance	Durée validité (ans)	Localisation	Superficie (km <sup>2</sup> )	Quantité autorisée (m <sup>3</sup> )
Payré	Sables et graviers	Instruction	18	Large de la Vendée	1	350 000
Chassiron B	Sables	26 fév. 2003	20	Large des îles de Ré et d'Oléron	1,33	330 000
Chassiron C	Sables	04 oct. 1999	15		1,35	330 000
Chassiron D	Sables	17 avr. 2002	20		3	330 000
Chassiron E	Sables et graviers	24 juil . 2006	30		2	482 000
Platin de Grave	Sables et graviers	18 juil. 2003	20	Embouchure de la Gironde	10,22	400 000

Tableau 4 : Détails des concessions d'extractions de granulats sur le territoire du Parc.

L'évaluation des impacts de l'extraction des granulats marins est relativement récente. Ces études contiennent des données relatives aux suivis bathymétriques, morpho-sédimentaires, benthiques et parfois halieutiques (Bodin-Delavaud, 2019; CREOCEAN, 2012; Desprez and Lafite, 2012; Ravilly and Guibert, 2021; UNPG, 2014). L'extraction de granulat peut entraîner plusieurs perturbations dans la dynamique des sédiments, le premier effet est de **modifier la topographie des fonds** (

Figure 3-13). Cette perturbation topographique peut **piéger des sédiments** et/ou **affecter** a sont tour **les mouvements des vagues** (Latteux, 2008). Enfin, le **panache turbide** dû à l'extraction de granulats marins semble également avoir un impact notable sur la colonne d'eau en provoquant une **augmentation de la concentration en matières en suspension**. Cependant, cet impact est délimité et temporaire (UNPG ; 2014), (Cf chapitre 7).

Quelles sont les quantités de sédiments fins piégées par les excavations par rapport au flux naturel de sable mobile sur le plateau ? D'où viennent-ils ?

Le piégeage des sédiments est-il définitif ou temporaire ?

Le suivi des sites d'extraction de Chassiron, pour lesquels plusieurs concessions ont été autorisées depuis 1984, a été imposé par l'État lors de la 3<sup>e</sup> autorisation et de sa mise en place effective à partir du 2001. Ce suivi, encadré par le code minier, consiste en une reconnaissance détaillée des fonds marins (état de référence) sur une période de cinq ans et une superficie de 60 km<sup>2</sup>. Le suivi quinquennal effectué pour la période 2006 à 2021, comparé à un état de référence réalisé en 2001-2002, confirme des impacts sédimentaires qui restent conformes à ceux prévus par les études préalables à l'ouverture des travaux (Walker et al., 2014).

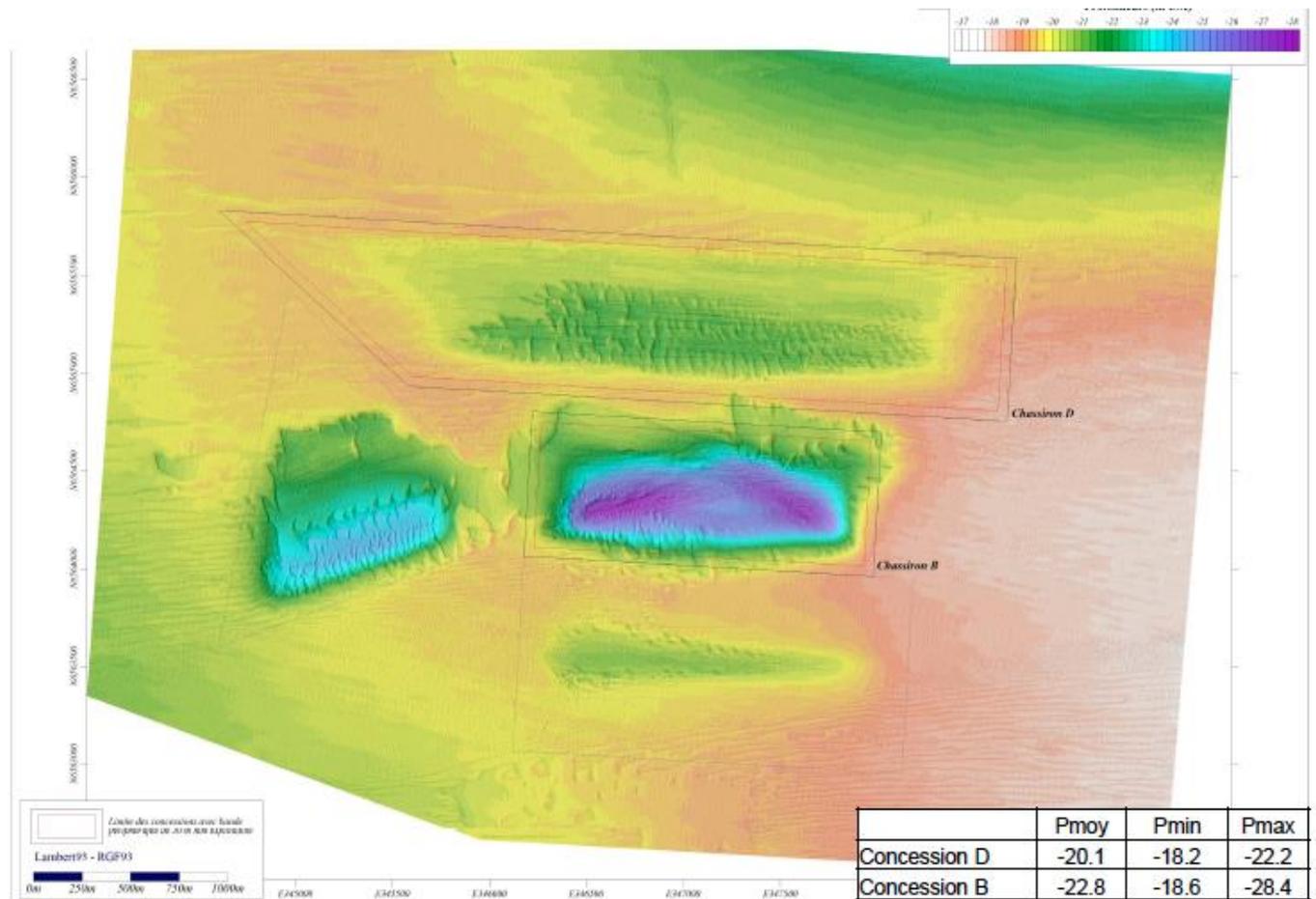


Figure 3-13 : Carte bathymétrique des concessions de Chassiron en 2019. Profondeur des zones de souilles comprises entre 17,5 et 28,4 m (Creocean, 2019).

La conchyliculture :

**La conchyliculture** est une pratique très ancienne sur le territoire. En effet, les sources historiques font mention d’une activité de prélèvement d’huîtres et de moules sur les gisements naturels dès le 11<sup>ème</sup> siècle. La forte augmentation des prélèvements a conduit à la protection de la ressource et à des régulations administratives en 1850 (*cnc-france.com La-naissance-de-l-ostreiculture. Aspx*). Depuis, autant l’ostréiculture que la mytiliculture sont structurées avec des cultures sur tables ou sur bouchots dans les espaces maritimes peu profonds et protégés comme les marais.

Les concessions **ostréicoles** sont essentiellement réparties dans l’estuaire du Lay, dans la baie de l’Aiguillon, sur les îles de Ré et sur la majeure partie des côtes charentaises jusqu’à la Seudre, avec la baie de Marennes-Oléron.

La **mytiliculture** est pratiquée dans la baie de l’Aiguillon avec un linéaire de 44 km de bouchots. Dans les années 1990, une nouvelle technique consistant à maintenir immergés les coquillages, dite « sur lière », est mise en œuvre dans le Pertuis Bretons.

Ces installations de **conchylicultures** (temporaires ou permanentes) (Figure 3-14) ont un impact sur la sédimentation via la modification de la topographie et de la nature des fonds et de l’hydrodynamisme.

L’élevage d’organismes filtreurs dans les eaux marines relativement abritées favorise l’accumulation de vase riche en matières organiques sur les fonds des concessions et à proximité (Allard et al., 2008b; Bertin and Chaumillon, 2006; Sornin, 1981). Les travaux de récoltes et de dragages mécanisés ou manuels du fond

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

induisent également des perturbations locales de la morphologie et de la structure du fond. La présence des installations diminue de 50 % la vitesse des courants induits par les marées (Sornin, 1981).

Ce phénomène se manifeste principalement dans la baie de Bourgneuf (Gouleau, 1968a) ainsi que dans la baie de Marennes-Oléron où il est enregistré un taux de sédimentation 2 à 3 fois plus élevé à proximité des parcs à huîtres (Gouleau et al., 2000). Des concentrations d'individus (crépitules, huîtres, moules...) créent un enrichissement et une forte sédimentation en particules fines par piégeage des bio-agrégats, difficilement remobilisables (Sauriau et al., 1998).

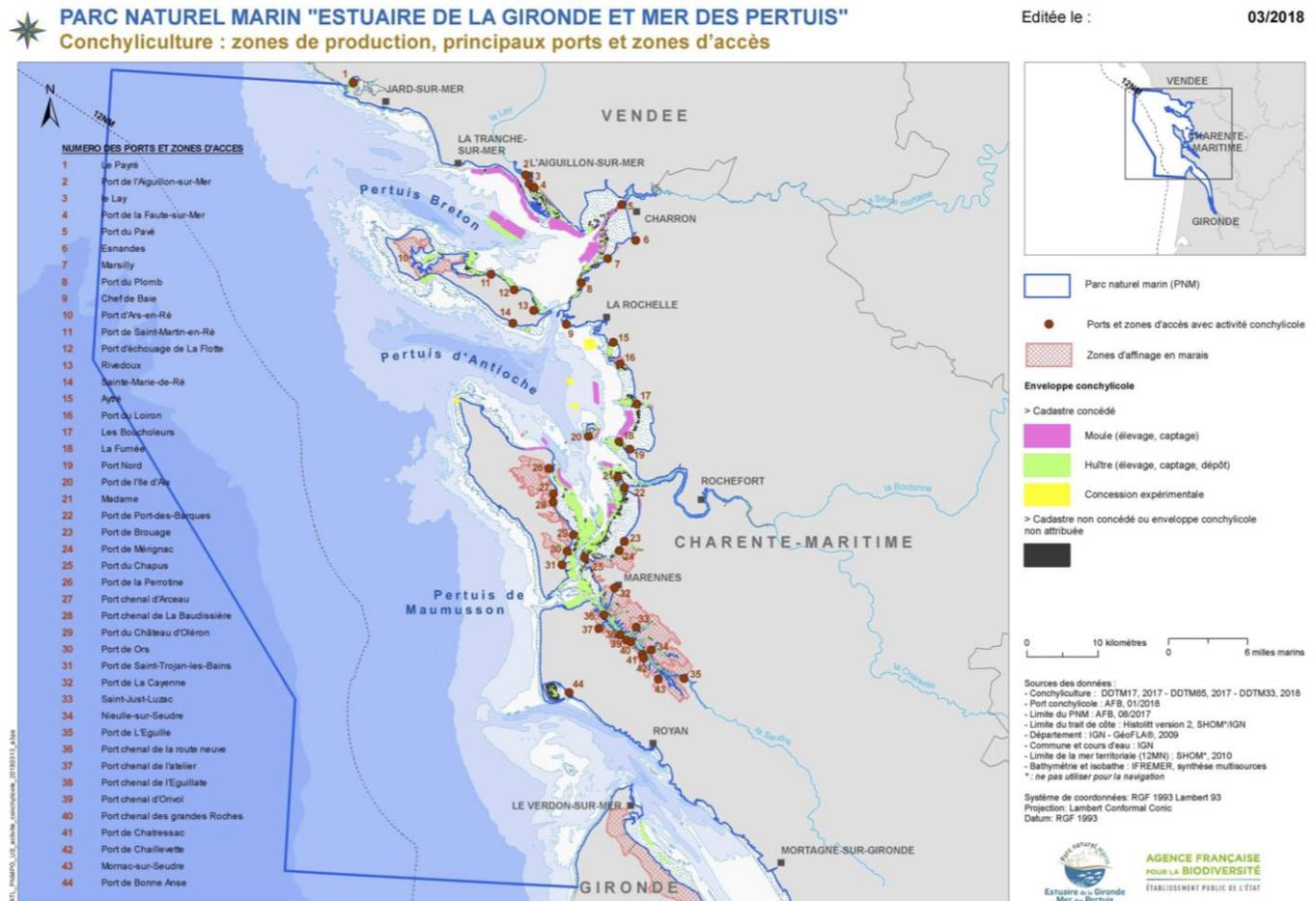


Figure 3-14 : Carte de localisation des principales zones conchylicoles (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

### La pêche :

De par la richesse et la diversité des ressources halieutiques, les activités de **pêche professionnelle** sont nombreuses. L'emprise de cette activité dans le Parc reste la plus importante. En effet, cette activité bien que concentrée autour des ports (Les Sables-d'Olonne, La Rochelle, La Cotinière et Royan) est effectuée sur 100% du territoire (Figure 3-15).

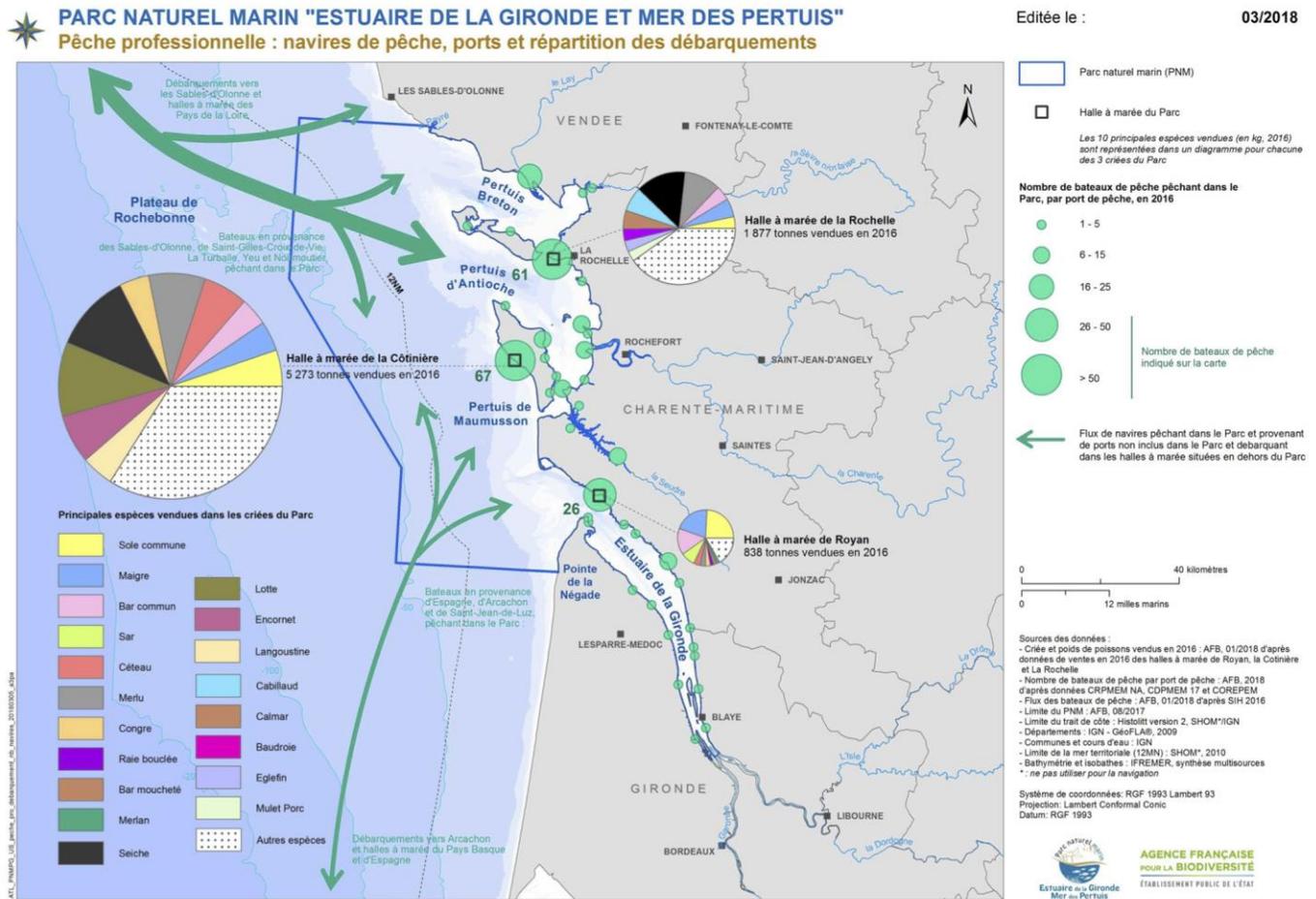


Figure 3-15 : Carte de localisation des activités de pêches (Atlas du plan de gestion du Parc, 2018).

Plus de 130 espèces sont commercialisables sur le périmètre avec une fluctuation saisonnière (Meunier et al., 2013). C'est un secteur qui permet une grande diversité d'emplois. Les pratiques de pêche sont essentiellement côtières ou dans les estuaires. La pêche professionnelle est pratiquée à pied ou en bateau. Les navires de pêche au large ont majoritairement moins de 12 m de long (Leblond et al., 2012). Les techniques utilisées sont variables. Il y a notamment les pêches aux arts trainants de fond ou chalutage, la technique de pêche qui impacte le plus directement les fonds et la dynamique sédimentaire du fait de l'abrasion, de la remobilisation sédimentaire ou de la turbidité. De manière plus générale, de nombreuses études ont mentionné que le chalutage de fond était très probablement le facteur anthropique le plus influent à l'échelle des plateaux continentaux externes du monde entier (De Madron et al., 2005; Mengual, 2017; Mengual et al., 2016). La remise en suspension par les chalutages au niveau de la grande vase (large du Parc) contribue à un apport de vase annuel (facteur 2) par son transport vers la côte (estuaire de la Gironde). IL y a ainsi un changement de lieu de dépôt avec une potentielle évolution de la nature des fonds (Mengual, 2017). L'augmentation générale des autres pratiques de pêche professionnelle peuvent aussi impacter plus ou moins directement la sédimentation et/ou sa qualité.

### 3.4.5. Les activités de loisirs

Le tourisme est apparu au 19<sup>ème</sup> siècle avec la création d'établissement de bain à la Rochelle et Royan (environ 1820). Ce tourisme balnéaire a fortement augmenté au début du 20<sup>ème</sup> siècle avec un développement des stations balnéaires et des activités associées. Une augmentation de la fréquentation des espaces littoraux au rythme saisonnier entraîne une pression (directe ou indirecte) sur le milieu. On peut citer quelques activités

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

pratiquées massivement sur le site telles que le nautisme, la pêche de loisir ou encore l'utilisation des zones de plages.

La **pêche de loisir** est présente sur le périmètre du Parc avec une plus forte activité d'avril à septembre. La zone possède une forte capacité de **mouillage**, hors zone portuaire (Figure 3-15). Cette occupation peut avoir des incidences sur l'environnement maritime et perturber la morphologie du fond marin (raclage des ancres, chaînes de corps-morts sur les sédiments, dégradations des fonds marins ...). A l'augmentation de la fréquentation des navires est associée une augmentation du nombre d'épaves qui jalonnent les fonds marins. Ces dernières servent de support de fixation à la faune et la flore et de lieu de jeu pour les plongeurs. La présence d'estrans plats est favorable à la **pêche à pied**, pratiquée sur une grande partie du littoral. Elle est très réglementée (limitation de prélèvement, taille et période de l'année), voire interdite lors de restrictions sanitaires ou dans certaines réserves naturelles. Entre le sud de la Vendée et l'estuaire de la Gironde, la fréquentation de la pêche à pied de loisir est évaluée à 200 000 séances chaque année avec des impacts sur le milieu, allant des prélèvements abusifs ou sous la taille réglementaire, au piétinement d'espèces fragiles et au retournement de roches pouvant perturber les écosystèmes (Aires marines protégées 2017).

Les **activités de baignade** et d'**utilisations des plages** peuvent être à l'origine de la remise en suspension de sédiments des fonds meubles, même si cette zone de contact entre le domaine pélagique et benthique est également remise en suspension par l'hydrodynamisme. Les milliers de mouvements saisonniers (piétinement des dunes, fréquentation des plages ...) ont un impact sur la modification des hauteurs de sable, sur sa répartition à la surface et sur sa répartition granulométrique (Guinand, 2012; Maison and Abellard, 2009).

Les actions de rechargement des plages sont directement liées à cette activité touristique, réalisées en premier lieu pour limiter l'action des houles et la submersion, elle permet également un confort balnéaire.

Une autre action en lien avec la fréquentation des plages de loisir et la baignade consiste aux opérations de nettoyage des plages (mécaniques avec tamiseuse, manuelles...). Cette dernière action nécessite une réflexion de gestion pour concilier esthétique des plages, retrait des déchets humains (plastiques, mégots de cigarettes, verre...) et fonctionnalité de la **laisse de mer\*** (écosystème, frein à l'érosion ...).

L'utilisation des plages est souvent conditionnée par la présence d'installations d'intérêt général auxquelles viennent s'ajouter les exploitations à caractère marchand sur les sites les plus fréquentés (cabines de plage, paillotes). Ces aménagements, couplés à une forte fréquentation touristique, peuvent faciliter l'érosion des plages, d'où l'intérêt de libérer les plages, au moins une partie de l'année (notamment l'hiver).

Du fait du faible nombre d'études scientifiques sur les dommages causés par la présence d'installations temporaires ou permanentes, il est difficile d'évaluer précisément les impacts ni de conclure au caractère inoffensif de ces occupations sur le fonctionnement sédimentaire des plages (Guinand, 2012).

### 3.4.6. Les pollutions

Aux impacts décrits précédemment s'ajoute la **pollution croissante** des milieux, enregistrée dans les sédiments, en lien avec l'augmentation de la fréquentation (Guinand, 2012).

Parmi les pollutions diverses trouvées dans le Parc pouvant particulièrement impacter les sédiments (quantité et qualité) et donc les écosystèmes, on peut notamment distinguer les pollutions par rejet, par déchets et par substances chimiques. D'autres études mettent en évidence des hausses de la concentration en matière organique ou des effets concernant les pollutions des estrans par les crèmes solaires mais elles ne seront pas développées ici.

Les **pollutions par rejets** dans les rivières (rejets domestiques, industriels ou agricoles).

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Les sites et sols pollués, appelant une action des pouvoirs publics à titre préventif ou curatif, sont recensés par le Ministère de l'Écologie et répertoriés dans la base de données (BASOL : <https://www.georisques.gouv.fr/articles-risques/basol>). Ces sites sont d'anciens dépôts de déchets ou des infiltrations de substances polluantes susceptibles de provoquer une nuisance ou un risque pérenne pour les personnes ou pour l'environnement. En 2011, 131 sites pollués ont été répertoriés en Gironde soit 46,7% des sites inventoriés en Aquitaine, plaçant ce département au 1er rang dans cette région.

Des inventaires historiques d'anciens sites industriels et des activités de services pouvant avoir occasionné une pollution des sols, ont été effectués au niveau des régions. Ils ont été réalisés à partir de l'examen d'archives. L'inventaire concernant la Gironde a été mis à disposition en avril 2001. Il révèle que les pollutions sont souvent multiples sur un même site. Les deux familles de polluants les plus fréquemment identifiées dans les sols correspondent aux hydrocarbures pour un tiers et aux métaux et métalloïdes pour un quart.

L'état chimique de ces polluants conditionne leur mobilité dans le sol ainsi que leur capacité à être absorbés par les végétaux et donc à s'accumuler dans les chaînes alimentaires au sein des écosystèmes.

Issu des anciennes mines de zinc, un fort taux de cadmium par exemple est enregistré dans l'estuaire de la Gironde apporté par le fleuve sous forme dissoute et particulaire.

Les **pollutions par déchets** d'origine essentiellement humaine sont de provenance marine, littorale ou continentale. De nature variable dans le temps et l'espace, ces déchets sont difficilement quantifiables. Toutefois, une baisse de leur volume sur les fonds marins est observée depuis le début des années 2000, malgré l'augmentation de la proportion des déchets issus de l'activité de pêche (Aires marines protégées, IFREMER 2012). L'attractivité touristique a conduit pendant de nombreuses années à réaliser un nettoyage mécanisé intensif (cribleuses) des plages qui, sur la durée, a pu avoir un effet négatif sur la biodiversité (remobilisation de la laisse de mer par exemple) et sur le stock sédimentaire avec une rupture de l'équilibre géomorphologique en générant une baisse de la résistance à l'érosion sur les plages sableuses. Par ailleurs, le dépôt de déchets sur les fonds peut entraîner des transformations des paramètres physiques (modification des micro-courants de fonds, création de substrats artificiels) (Aires marines protégées, IFREMER 2012).

Les **pollutions par les marées noires et substances chimiques**. Elles sont souvent provoquées par des rejets, soit volontaires (dégazage d'hydrocarbure...), soit accidentels (échouage, pertes...). Le littoral de la zone a été touché à deux reprises par des marées noires importantes depuis les années 1990 (L'Erika 1999 et le Prestige 2002). D'autres accidents par déversement de substances dans la mer ont été recensés ([www.cedre.fr/Ressources/Accidentologie/Carte-des-accidents](http://www.cedre.fr/Ressources/Accidentologie/Carte-des-accidents), consulté le 6 juillet 2017). Les principaux effets négatifs au-delà des impacts sur les écosystèmes concernent une perte du stock sédimentaire sur les côtes meubles liée aux opérations de nettoyage avec prélèvement, évacuation et stockage des sédiments souillés.

Les sédiments vaseux sont particulièrement touchés par les problèmes de pollution car les argiles ont tendance à fixer les métaux lourds (Förstner and Salomons, 2008), ce qui a mené à qualifier les estuaires de fosse septique des villes (Billy et al., 2012).

Les propriétés du sol (pH, teneur en matière organique...) contrôlent le comportement des polluants ainsi que leur migration. La dynamique naturelle des sédiments (par l'hydrodynamisme) ou la modification de l'usage d'un sol (construction, dragage, extraction...) peuvent conduire à la remobilisation de pollutions plus ou moins locales et constituer un vecteur de propagation. Celle-ci peut même entraîner une perturbation de l'équilibre. Ainsi, des pollutions jusqu'alors peu toxiques peuvent voir leur mobilité ou toxicité évoluer.

### 3.4.7. La réglementation pour la protection des milieux

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

Pour faire face à cette pression anthropique, différents dispositifs de protection des milieux ont été mis en place.

Sur le Parc, on retrouve ainsi :

- L'acquisition foncière à des fins de protection et valorisation des milieux par le Conservatoire de l'espace littoral et des espaces lacustres (données INPN, mars 2016).
- Les réserves naturelles.
- Le Parc naturel marin de l'Estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis.

Le Parc naturel marin permet de faire face aux enjeux de protection et de connaissance de ce milieu naturel d'exception, tout en conciliant un développement durable des activités humaines. Au large, le long du littoral et dans les estuaires, les acteurs locaux participent à ce projet de territoire initié par l'État, pour la protection de l'espace marin en tant que bien commun.

Depuis 2004, via la charte pour l'environnement, suivie par la loi Grenelle de 2009, une séquence ERC (Éviter, Réduire, Compenser) est intégrée aux évaluations environnementales des projets, plans et programmes. Cette séquence ERC conduit à définir des mesures pour éviter les impacts sur des enjeux environnementaux forts, pour réduire les impacts qui n'ont pu être suffisamment évités et pour compenser, le cas échéant, les impacts qui n'ont pu être ni évités, ni suffisamment réduits.

Elle est mise en œuvre dans le cadre de plusieurs procédures d'autorisation au titre du code de l'environnement (autorisation environnementale, Natura 2000...) (CEREMA, 2018). Le maillage du réseau Natura 2000 dans et autour du territoire du Parc est particulièrement dense, couvrant un vaste espace de transition terre-mer, des milieux humides terrestre vers les Pertuis charentais et le panache de la Gironde, jusqu'au plateau de Rochebonne au large (Plan de Gestion du Parc, 2018).

### 3.4.8. Et dans le futur proche ...

#### Les énergies marines renouvelables :

La France s'est engagée à produire 40 % d'énergie renouvelable, dont 3-4% d'énergie marine renouvelable d'ici 2030 (accord de Paris). Actuellement, les techniques sont en cours de perfectionnement. Un processus d'identification de nouvelles zones propices à l'éolien en mer posé et flottant a été engagé depuis 2014 par le Ministère en charge de l'énergie. Plus globalement, les énergies marines renouvelables pourront faire l'objet de futurs projets. En fonction des techniques choisies, les impacts sur la sédimentation pourront varier.

#### Les changements climatiques :

Parmi les **conséquences majeures** des effets cumulés des actions anthropiques, nous ne pouvons pas négliger les impacts sur le climat. Par la production de gaz à effet de serre, l'Homme est responsable d'un réchauffement climatique qui a pour conséquence inéluctable une **remontée globale du niveau de la mer** qui impactera en premier lieu les espaces littoraux et les fonds marins (<http://www.observatoire-cote-aquitaine.fr/IMG/pdf/validation-fr-territoires-ocean-2008-2.pdf?633/6950359eb374afCf74474350f7fcc654e0240954>).

Face à cette inexorable conséquence, l'Homme doit s'adapter. Pour cela, des **modélisations sur l'évolution hydro-sédimentaire** sont mises au point afin d'anticiper les réponses possibles du milieu face à une élévation marine. Les évolutions à attendre seront toutefois différenciées en fonction des environnements régionaux et locaux et n'affecteront ni de la même manière ni au même moment les différentes populations littorales.

Les littoraux sont en effet des environnements extrêmement diversifiés : côtes rocheuses, plages, dunes, flèches sableuses plus ou moins développées, estuaires, embouchures tidales, baies et estrans tidaux, vastes plaines côtières de faible altitude par rapport au niveau des plus hautes mers. Une diversité marquée dans le

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

territoire du Parc. Ces littoraux variés recouvrent des écosystèmes majeurs et jouent un rôle central dans le développement des activités humaines. Chacun de ces environnements a une dynamique qui lui est propre et fait intervenir des processus moteurs différents, selon des échelles spatio-temporelles diverses.

La grande interrogation concerne essentiellement la position du trait de côte qui dépend directement du bilan sédimentaire de la zone (Héquette et al., 2013; Maspataud, 2011) et donc de la circulation sédimentaire et des courants littoraux qui vont alimenter le littoral. Il est toutefois probable qu'en cas d'élévation rapide du niveau de la mer, les systèmes côtiers ne disposeront pas d'un temps suffisant pour s'adapter à l'échelle de ces stocks et de ces flux, ce qui aura des répercussions sur le recul du trait de côte (Planton et al., 2015). Sur les plages en équilibre sédimentaire, il est attendu un recul horizontal d'environ cent fois l'élévation du niveau des mers. L'accélération de l'élévation du niveau de la mer devrait ainsi contribuer à **accentuer l'érosion des plages** là où elle se manifeste déjà et, éventuellement, atteindre de nouveaux territoires, jusqu'alors abrités, lorsque les apports en sédiments ne permettront plus au système de s'adapter (Paskoff, 2000). Cependant, la modélisation fidèle des vitesses et des rythmes d'évolution reste partielle et la capacité de résilience de certaines formes est un domaine qui reste largement méconnu. L'érosion côtière n'est pas un phénomène généralisable : elle dépend des capacités intrinsèques d'adaptation de chaque milieu. Au-delà d'un certain seuil, bientôt ou déjà atteint, les évolutions et adaptations passées du milieu ne seront plus représentatives des évolutions futures. Sans dramatiser les effets potentiels, le changement climatique doit donc être pris en compte afin d'adapter au mieux les territoires et de réduire leur vulnérabilité (Onerc, 2015).

Une grande majorité de travaux indique que les vitesses de **recul des falaises** devraient s'accroître avec une élévation du niveau de la mer. Toutefois, la difficulté de déterminer l'efficacité respective des divers processus marins et continentaux qui se combinent et se relaient pour aboutir au recul des falaises conduit à manier les résultats proposés avec beaucoup de prudence (Onerc, 2015).

Avec un niveau marin plus haut, les niveaux d'eau extrêmes (lors de la conjonction des tempêtes et grandes marées hautes) et les **submersions marines seront plus fréquents**. Les zones les plus vulnérables sont les zones basses et plus particulièrement les marais fortement rependus sur le territoire du Parc.

Les conséquences du réchauffement climatique sur **les tempêtes** et **les vagues** varient beaucoup d'une région à l'autre. Mais pour des conditions de vagues égales, un niveau marin plus élevé entraînera une érosion accrue.

Une **augmentation en fréquence des événements tempétueux** (IPCC, 2022) diminuerait la capacité de résilience des dunes qui auraient alors potentiellement moins de temps pour se reconstruire entre deux événements.

Si les projections des **états de mer futurs** restent très complexes pour la modélisation en raison de la difficulté de prédiction des vents, plusieurs scénarios projettent (2070) une diminution de la taille des houles et un changement d'orientation sur la côte Atlantique nord (Charles et al., 2012). Ceci pourrait entraîner une diminution de la dérive littorale et limiter les capacités de transports sédimentaires à la côte.

Du fait des fortes incertitudes d'évolution de ces paramètres climatiques et hydrodynamiques, l'adaptation des côtes d'accumulation reste aujourd'hui difficile à appréhender et dépendra fortement des contextes locaux (Moragoda and Cohen, 2020).

Le réchauffement climatique aura également une **incidence sur les précipitations, les débits de fleuves et les transferts de sédiments vers les côtes** (Acclimaterra, 2018). La modélisation des débits en eau et sédiments en suspension dans les fleuves montre une forte sensibilité au réchauffement climatique pour le 21<sup>ème</sup> siècle, mais avec des réponses des fleuves hétérogènes en France. La baisse des débits de toutes les grandes rivières du sud-ouest est prévue. Concernant la Garonne par exemple, une diminution des débits estivaux atteindrait 20 % (Lepage and Etcheber, 2013). Les périodes de faibles débits (étiages) seront plus

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

précoces, plus drastiques et plus longues alors que les crues hivernales seront plus soutenues. De telles réductions des débits en eau devraient conduire à une diminution des expulsions de sédiments vers les océans. Ainsi, le bouchon vaseux serait directement impacté, entraînant sa migration vers l'amont dans les estuaires, avec comme conséquence, de forts épisodes d'anoxies, de fortes concentrations de polluant, et une plus forte remontée des eaux salées vers l'amont. Mais aucune étude scientifique spécifique n'a encore été publiée à ce sujet.

Actions	Effets et modifications directs permanents (perte) et/ou temporaire (perturbation)	Effets indirects	Quantification
<b>Ouvrages et infrastructures côtières</b>	Topographie : emprise de la structure. Nature : dans l'hypothèse où la nature des matériaux de l'ouvrage est différente de la nature du fond marin.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires (affouillement, déplacement du trait de côte...) Habitats sableux et vaseux.	Littoral urbanisé Plus 26 % du littoral du Parc est aménagé en 2019. Manque chiffrage.
<b>Extraction de matériaux</b>	Perturbation morphologique : topographie, rugosité. Perturbation de la nature du fond : tri des particules, granulométrie. Perte physique : enlèvement et déplacement à terre des matériaux.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires (retrait). Habitats sableux et vaseux benthiques.	1 972 000 m <sup>3</sup> /an autorisé en 2020. Sur 3 zones, 6 concessions entre 15 et 30 ans d'exploitation (98 600 m <sup>3</sup> /an sur 20 ans).
<b>Dragage</b>	Perturbation morphologique : passage d'engins qui modifie la bathymétrie (approfondissement). Perturbation de la nature du fond : remobilisation des particules, tri. Perte physique : enlèvement et déplacement. Nature : dans l'hypothèse où la nature des couches sous-jacentes est différente.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires (retrait). Habitats sableux et vaseux benthiques.	10 Mm <sup>3</sup> /an en Gironde entre 2000 et 2017.  896 340 m <sup>3</sup> /an en Charente-Maritime en 2015. Manque chiffre (vendée)
<b>Immersion de dragage</b>	Perturbation morphologique : exhaussement des fonds Perturbation de la nature du fond : dans l'hypothèse où la nature du site d'immersion est différente de la nature des sédiments de dragage. Permanente si aucune remobilisation.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires (ajout). Habitats sableux et vaseux benthiques et de plages.	La majorité des 11 Mm <sup>3</sup> /an de sédiments dragués est gérée en mer ou dans les estuaires (18 zones d'immersion dans la Gironde en 2020).
<b>Pêche professionnelle</b>	Dépendant du type de pêche : chalut et dragues Perturbation morphologique des fonds par l'action de tracter. Perturbation de la nature du fond par remobilisation des sédiments.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires. Habitats benthiques.	Pratique effectuée sur l'ensemble du territoire. Favorise l'apport de vase depuis la Grande Vasière vers les côtes adjacentes.
<b>Mouillage</b>	Perturbation morphologique du fond par l'action des chaînes, corps mort, pose et dépose d'ancres. Perturbation de la nature du fond : remobilisation locale.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires. Habitats benthiques.	17 000 anneaux. 14 000 dans les ports et 3 000 en zones de mouillages. Manque chiffrage.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

<b>Conchyliculture</b>	Perturbation morphologique des fonds par l'implantation de structures artificielles et production intense de coquillages. Augmentation de la production de matière organique.	Hydrodynamisme : perturbation des transits sédimentaires. (Diminution des courants proches des installations, 50 % : favorise le dépôt). Habitats vaseux benthiques.	4 000 hectares de concessions, 40 000 tonnes d'huitres, 11 000 tonnes de moules en 2017.
------------------------	--	--	--

Tableau 5 : Récapitulatif des principales activités anthropiques du Parc aujourd'hui et leurs impacts sur la dynamique sédimentaire.

- La morphologie et la dynamique sédimentaire du Parc est animée par de nombreux forçages variant à différentes échelles de temps depuis les forçages géologiques jusqu'au court terme.
- Les forçages géologiques sont en lien avec les cycles climatiques, les variations du niveau marin et les apports sédimentaires.
- Les forçages à court terme de la mobilité sédimentaire sont essentiellement les vagues, les courants de marée et les fleuves.
- Il ne faut pas négliger le rôle fondamental du vent et des variations du niveau du plan d'eau comme facteur favorisant les surcotes.
- Les conditions générales climatiques sont perturbées par des événements exceptionnels de type tempêtes qui amplifient les phénomènes de courants et de transports déjà observables en régime régulier.
- Les houles mettent en mouvement des sédiments sur une grande partie du large et à l'approche du littoral, elles génèrent des courants perpendiculaires et parallèles à la côte marqueurs de la dynamique des sédiments.
- Les courants de flot et de jusant issus de la marée semi-diurne sont modifiés dans les zones de bas fond et dans les estuaires.
- La morphologie et la dynamique sédimentaire du Parc est également influencée par les fleuves qui débouchent sur les côtes. Les variations des débits sont ainsi directement en lien avec le régime crue/étiage et donc, avec les changements de précipitations. Ils influencent essentiellement le transport des sédiments fins depuis le continent vers l'océan.
- L'ensemble des mouvements de sédiments est prédisposé par le substratum rocheux, fixe et hérité qui conditionne la topographie et dissipe l'énergie de la houle.
- Au-delà des forçages naturels qui dynamisent le système côtier, il n'est pas négligeable de prendre en compte les actions anthropiques. En effet, l'Homme agit sur le littoral depuis le Moyen Age en commençant par l'occupation des sols et la déforestation, puis par ses aménagements côtiers divers ou encore, par l'exploitation des ressources (extraction de granulats, ...).

### Quelques chiffres :

- **20 000** ans période glaciaire, le niveau d'eau était **120 m** plus bas que le niveau actuel.
- **13-15 °C** : température moyenne de l'eau de surface dans le Parc.
- **2 à 8 m/s** : vitesse des vents moyens (75% du temps). **12 m/s** vitesse des vents de tempêtes (25% du temps).
- **60** événements de tempêtes recensées, depuis 1924.
- **2** régimes de houle :
  - **0,8 - 2,5 m** d'amplitude ; **6 -12 s** en été
  - **2,5 – 9,4 m** d'amplitude ; **11 – 15 s** en hiver
- **1,5 à 1,75 m/s** : vitesse moyenne des courants de dérive littorale lors de fortes houles.
- **2 m/s** : vitesse moyenne des courants oscillatoires sur le fond.
- **1,5 m/s** : vitesse moyenne des courants de marées dans l'estuaire de la Gironde.

## CHAPITRE 3 : FORCAGES

**70 à 160 km** : limite d'action de la marée dans l'estuaire de la Gironde.

**3** fleuves avec un bassin versant **> 10 000 km<sup>2</sup>** et un débit **> 50 m<sup>3</sup>/s**

**35** milliards de m<sup>3</sup> d'eau déversés depuis la Gironde vers le domaine marin.

**5 000 m<sup>3</sup>/s** : vitesse de la Gironde pendant les crues.

**3 Mt/an** : charge sédimentaire moyenne apportée par la Garonne et la Dordogne dans l'estuaire de la Gironde

**1,6 Mt/an** : charge sédimentaire transférée dans le domaine marin depuis l'estuaire de la Gironde.

**0,1 Mt/an** : charge sédimentaire apportée par la Charente.

**26 %** du littoral du Parc est endigué.

**3** zones d'extractions de granulats.

**98 600 m<sup>3</sup>/an** d'extraction de sable.

**11 Mm<sup>3</sup> /an** : volume de sédiments dragués dans le Parc, **10 Mm<sup>3</sup>** en Gironde (2017).

#### 4. Les évolutions morphologiques et dynamiques sédimentaires

Ce chapitre expose les évolutions morphologiques à différentes échelles spatio-temporelles pour l'ensemble du territoire du Parc. Les échelles spatio-temporelles de plus grande emprise, correspondant aux **évolutions à l'échelle millénaire (longue : - 20 000 ans à 1850)**, seront décrites en premier car elles fixent les conditions aux limites des échelles de plus petite emprise.

Ces évolutions concernent les objets géomorphologiques les plus grands du Parc : les pertuis, la Gironde et le plateau continental et sont, pour la plupart, antérieurs aux archives historiques. Dans ce cas, seuls les sédiments ont gardé une mémoire des ces évènements et évolutions passées.

Ensuite, seront décrites les **échelles de temps séculaires (moyenne : 1850 à 1999)** qui englobent la période de temps pour laquelle sont disponibles des documents cartographiques fiables. C'est globalement une période qui s'étend sur les 100 à 300 dernières années.

Les objets géomorphologiques sont généralement plus petits : bancs de sable, flèches sableuses, etc..., mais la complémentarité des études de ces objets permet néanmoins de proposer une synthèse de l'évolution globale du territoire du Parc à cette échelle de temps.

En dernière partie seront présentées les échelles de temps plus courtes, depuis l'échelle **pluriannuelle aux événements ponctuels tels que les tempêtes (courte : 1999 à 2022)**. Cette échelle correspond globalement à la période pour laquelle des mesures précises et à hautes fréquences sont disponibles (météorologie, vagues, marées, courants, turbidité, etc...). A cette échelle de temps également, une synthèse de l'évolution globale du territoire du Parc sera proposée.

Dans ces trois parties, les **méthodes d'études** seront présentées en encadré avant les **résultats**.

### 4.1.Évolutions morphologiques et sédimentaires à l'échelle millénaire

Les méthodes d'analyse des évolutions millénaires correspondent principalement aux méthodes de prospection géophysique couplées aux prélèvements sédimentaires par carottages. Les disciplines scientifiques impliquées sont principalement celles de la stratigraphie, de la géomorphologie et de la sédimentologie.

Avec l'avènement des méthodes sismiques marines à très haute résolution, des résultats nouveaux sur la géomorphologie des vallées sous-marines et sur leur comblement sédimentaire ont pu être obtenues. Ces résultats, couplés à des prélèvements par carottages en mer et à terre, ont permis de reconstituer les évolutions du littoral du Parc à l'échelle millénaire. Elles ont également permis de hiérarchiser les paramètres de contrôle des évolutions observées. A cette échelle de temps, le paramètre de contrôle de premier ordre est les variations du niveau de la mer. L'héritage géologique et les changements climatiques jouent également un rôle essentiel dans les évolutions littorales. Enfin, les activités humaines ont une influence importante à la fin de la période, c'est-à-dire lors des derniers siècles.

L'histoire géologique des vallées incisées détermine des contraintes fortes sur les évolutions à des échelles temporelles plus courtes et plus récentes. Il s'agit de la géomorphologie du plateau continental et des estuaires (déterminant les amplifications des marées, la déformation des vagues et les courants) et d'une partie de la composition sédimentaire des fonds marins.

#### Les méthodes d'analyse de la morphologie et la dynamique sédimentaire à l'échelle millénaire

##### *Un outil d'investigation acoustique : la sismique*

La **sismique réflexion\*** marine consiste à émettre depuis la surface des ondes acoustiques artificielles puis à enregistrer les échos réfléchis qui se sont propagés dans la mer et le sous-sol. Ces échos sont réfléchis sur des contrastes d'**impédances acoustiques\***, c'est à dire, des contrastes de densité et/ou de vitesses des matériaux traversés. En sismique haute à très haute résolution, ces contrastes peuvent être relativement ténus et correspondre à des changements comme la transition entre une couche de limons (silts) et une couche de sable fin (Billeaud et al., 2005). Ces contrastes sont identifiés par des réflecteurs sur les enregistrements qui correspondent à des profils sismiques. Ces profils sont des successions de sismogrammes et donnent des coupes du sous-sol, qui permettent d'identifier les principales discontinuités et couches sédimentaires.

La sismique haute résolution utilise des fréquences de l'ordre de plusieurs centaines de Hz et possède une résolution verticale métrique (deux couches sont distinguées si elles sont séparées d'un mètre au moins). La sismique très haute résolution utilise des fréquences de l'ordre de plusieurs milliers de Hz et possède une résolution verticale décimétrique. Après la phase d'acquisition, le profil sismique doit être traité par des algorithmes de traitement du signal. Après cette phase d'amélioration de la qualité des profils, ceux-ci sont interprétés selon les règles de la **stratigraphie\*** sismique. L'interprétation sismique repose sur l'identification des discordances sédimentaires, des faciès sismiques, des formes externes et des configurations internes des unités acoustiques. Même sans prélèvement sédimentaire, cette méthode permet de distinguer la roche et les corps sédimentaires sableux, ou vaseux. Les profils sismiques permettent également de choisir les lieux de carottages les plus pertinents.

##### *Un outil de prélèvement de sédiments : le carottage*

Le **carottage\*** consiste à prélever un **cylindre de sédiment en place**, c'est-à-dire, en conservant l'intégrité et la position des différentes couches qui le composent. Le carottage nécessite des repérages préalables sur les profils sismiques, afin d'effectuer des prélèvements dans des zones d'intérêt. A la différence des méthodes sismiques qui offrent des profils quasiment continus latéralement, les carottages sont ponctuels. Ils sont également plus longs à interpréter en raison des très nombreuses analyses qui sont faites sur les sédiments.

En domaine littoral, les principaux systèmes de carottier sont le vibrocarottier, le carottier Küllenberg et le carottier gravitaire, tous opérés depuis un navire océanographique. L'essentiel des carottes utilisées par les études employées dans cette synthèse ont été collectées à l'aide d'un **vibrocarottier\*** et dans une moindre mesure par carottier *Uwitec*. Les carottiers *Uwitec* est opérable depuis une plateforme de carottage de petites dimensions et adapté aux secteurs peu profonds ou un navire ne peut pas accéder. Dans le Parc, ces outils de carottages ont permis d'obtenir des pénétrations variant de 1 à 4 m selon les natures des sédiments.

Les sédiments prélevés sont ensuite étudiés par de nombreuses méthodes, on parle d'analyse multiproxies. Les principales sont : la description visuelle et la photographie, la radiographie, la granulométrie, la diffraction par rayons X, la spectrométrie, la géochimie, la chimie des constituants organiques, l'analyse des restes biologiques (micro et macro faune), les datations qui reposent principalement sur les méthodes du carbone 14, du plomb 210 et du Césium 137. Parmi toutes ces méthodes, la **granulométrie\***, l'analyse des restes biologiques des sédiments et la datation seront détaillées car elles sont particulièrement déterminantes dans les résultats qui seront exposés.

La **granulométrie** peut renseigner sur les processus de transport et les conditions hydrodynamiques lors de la sédimentation. Plus les sédiments présents seront grossiers, plus l'énergie du milieu de dépôt est importante. Mais la granulométrie dépend également du stock des sédiments disponibles. Par exemple, des galets peuvent être liés à une forte énergie, mais également au fait qu'ils étaient les principaux matériaux disponibles en raison, par exemple, de la proximité d'une falaise.

L'**analyse des restes biologiques** se fait après lavage, afin de trier les restes d'organismes fossiles. L'**état de conservation et d'usure** des fossiles donne une indication sur l'hydrodynamisme du milieu de dépôt. Leur **orientation** indique l'intervention d'un courant tracteur. Les **traces de locomotion** laissées sur le fond par un organisme peuvent indiquer un milieu calme. L'absence de traces d'activités biologiques peut indiquer une sédimentation très rapide (les organismes n'ont pas eu le temps de s'installer) ou un milieu agité (les organismes non fixés ne peuvent pas s'installer). Cette dernière interprétation peut être confirmée par la présence de structures sédimentaires produites par les courants. Les **espèces** fossiles sont également un bon indicateur du milieu où les organismes ont vécu. La présence d'algues photosynthétiques, implique la présence de lumière (zone photique : quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum). Certaines espèces de foraminifères benthiques actuels ne se rencontrent qu'à des profondeurs déterminées (Du Chatelet et al., 2009; Yassini and Jones, 1995). Il existe des mollusques spécifiques des zones subtidales ou intertidales, des fonds sableux ou des fonds vaseux, etc...(Poirier et al., 2009). Il est donc essentiel de déterminer si les restes trouvés correspondent à des organismes transportés ou ayant vécu dans le sédiment où on les trouve. Pour cela il est préférable de travailler sur des restes juvéniles et fragiles, qui, s'ils ne sont pas usés, témoignent d'une absence de transport post mortem.

### Les méthodes de datation

A l'échelle millénaire, la méthode principalement utilisée est celle du **radiocarbone\*** ( $^{14}\text{C}$ ). C'est la méthode la plus précise pour dater des sédiments récents (< 40 000 ans) (Stuiver and Polach, 1977). La mesure du  $^{14}\text{C}$  est réalisée par un spectromètre de masse sur des échantillons de sédiment contenant du carbone (souvent des coquilles, du bois, des débris végétaux) et est exprimée en âge BP (*Before Present* = 1950). Lorsque cette méthode est utilisée une calibration via une courbe d'étalonnage est nécessaire. Les calibrations des déterminations de l'âge radiocarbone sont appliquées pour convertir l'âge radiocarbone conventionnel (âge BP corrigé pour le fractionnement isotopique en utilisant une valeur  $\delta^{13}\text{C}$ ) en années calendaires. Les paramètres utilisés pour les corrections ont été obtenus grâce à des analyses radiocarbone précises de plusieurs centaines d'échantillons. De plus, pour les restes de carbonates marins il faut faire une correction pour les **effets réservoirs\*** des masses d'eau marines. Cette correction est effectuée en utilisant une courbe de référence marine (Reimer et al., 2013, 2009; Reimer and Reimer, 2001).

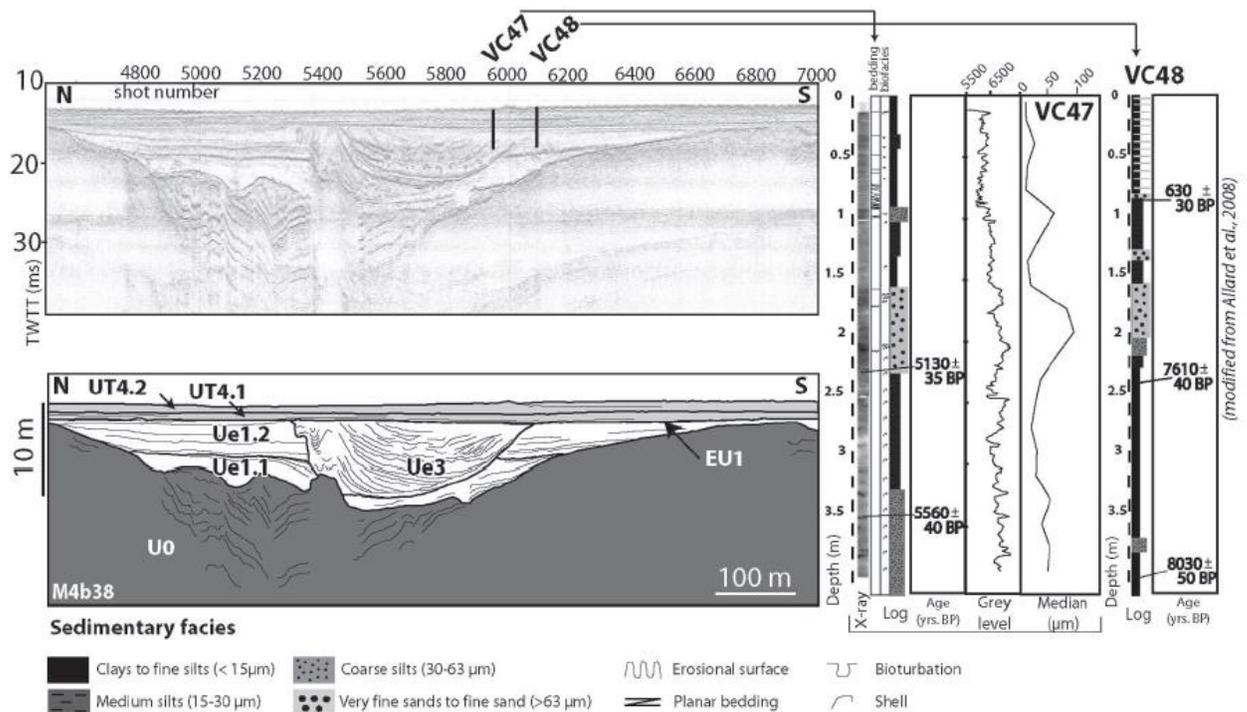


Figure 4-1: Exemple de profil sismique avec son interprétation montrant la position des carotes (Allard et al., 2010).

#### 4.1.1. L'Histoire géologique des vallées incisées du Parc, l'incision du socle et la couverture sédimentaire

L'exploration sismique permet d'identifier une surface d'érosion régionale majeure localisée au toit du **socle rocheux**. Cette surface permet d'identifier des vallées incisées aujourd'hui sous la mer.

Les objets géomorphologiques les plus vastes dans le Parc, estuaires et Pertuis correspondent à des segments de ces **vallées incisées**. Estuaires et Pertuis se prolongent en vallées sous-marines au niveau du plateau continental.

Ainsi, le territoire du Parc est dominé par **quatre vallées incisées**, du sud vers le nord :

- La **vallée incisée de la Gironde** (Lericolais et al., 2001; Posamentier and Allen, 1993). Elle a été décrite dans les travaux pionniers sur les vallées incisées et a largement inspiré le modèle général de comblement sédimentaire des vallées incisées (Zaitlin et al., 1994).
- La **vallée incisée de la Seudre** (Bertin et al., 2004; Chaumillon et al., 2010), associée au pertuis de Maumusson.
- La **vallée incisée de la Charente** (Bertin et al., 2004; Chaumillon and Weber, 2006; Weber et al., 2004b; Weber and Chaumillon, 2004; Weber, 2004), associée au pertuis d'Antioche.
- La **vallée incisée de la Sèvre-Niortaise et du Lay** (Chaumillon and Weber, 2006; Weber et al., 2004; Weber and Chaumillon, 2004; Weber, 2004) associée au pertuis Breton.

Ces quatre vallées incisées du Parc marin présentent globalement une direction Nord-Ouest/Sud-Est parallèle aux directions structurales (limites de couches sédimentaires, failles et plis) héritées des déformations hercyniennes, de l'ouverture du golfe de Gascogne, puis réactivées lors de la formation des Pyrénées.

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Bien que connectées à des fleuves actuels de tailles très variables, les quatre vallées incisées du Parc appartiennent à la catégorie des vallées larges (Ashley and Sheridan, 1994), c'est-à-dire, des vallées de 4 à 20 km de large et de plus de 20 m de profondeur. Au regard des paramètres hydrodynamiques décrits dans le chapitre précédent, ces vallées sont des systèmes globalement mixtes dominés par les vagues et la marée (Chaumillon et al., 2010).

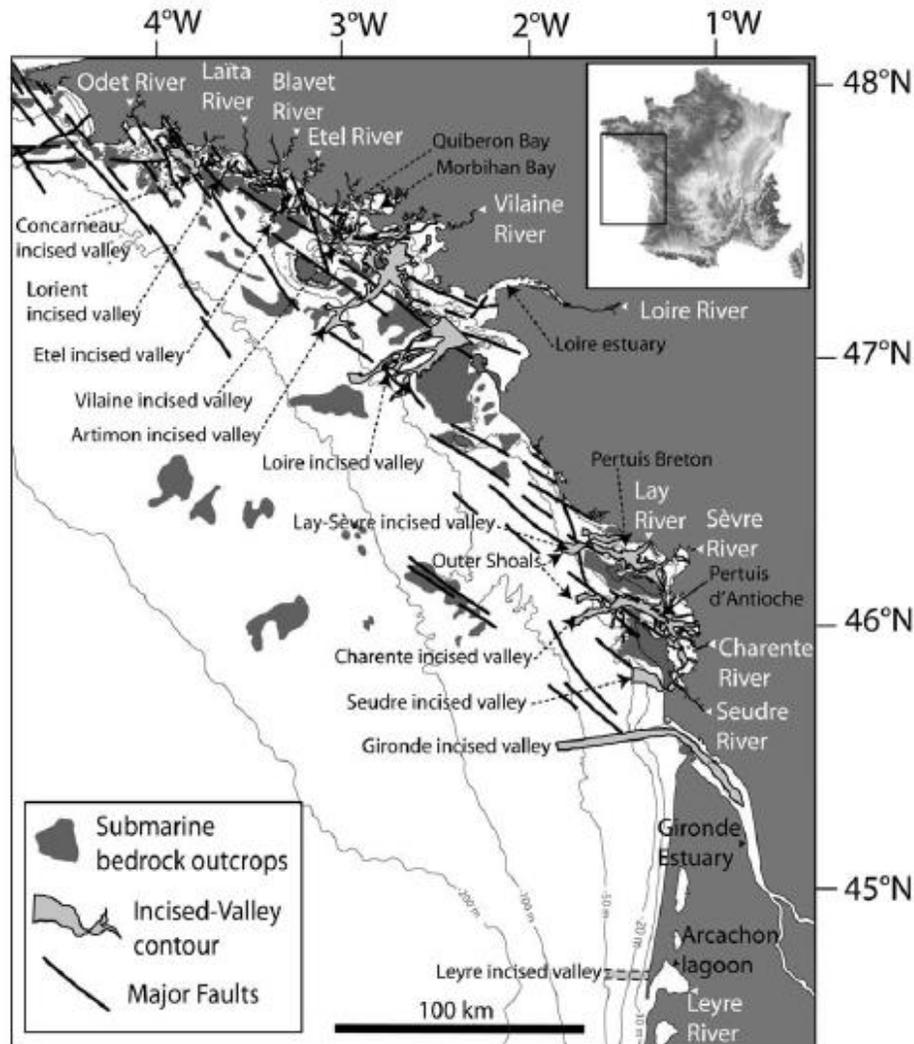


Figure 4-2 : Carte du golfe de Gascogne montrant le contour des principales vallées incisées mises en évidence par sismique réflexion à haute résolution (Chaumillon et al., 2008).

L'analyse combinée des profils sismiques et des carottes sédimentaires a permis de reconstituer à la fois la géomorphologie du socle rocheux sous les sédiments meubles récents et l'histoire millénaire du Parc. La distribution du comblement sédimentaire des vallées révélée par des cartes isopaques sédimentaires a mis en évidence un comblement discontinu et irrégulier.

### 4.1.1.1. La géomorphologie et l'incision du socle rocheux sous-marin

(Bertin et al., 2004; Chaumillon et al., 2010, 2004, 2002b; Chaumillon and Weber, 2006; Féliès et al., 2010; Lericolais et al., 2001; Proust et al., 2001; Weber et al., 2004a, 2004b; Weber, 2004)

Sur l'ensemble du territoire du Parc, les profils sismiques permettent d'identifier une surface d'érosion régionale majeure, au toit des unités acoustiques du socle rocheux (bedrock). Cette surface correspond à un réflecteur de forte amplitude et de basse fréquence. Cette surface régionale forme la base de différentes vallées qui sont incisées dans le substratum rocheux (Bedrock) d'âge Mésozoïque ou Cénozoïque (Figure

4-3). Elle est interprétée comme une limite de séquence (*surface boundary*, Jervey, 1988), formée lors des chutes successives du niveau de la mer au cours du Quaternaire.

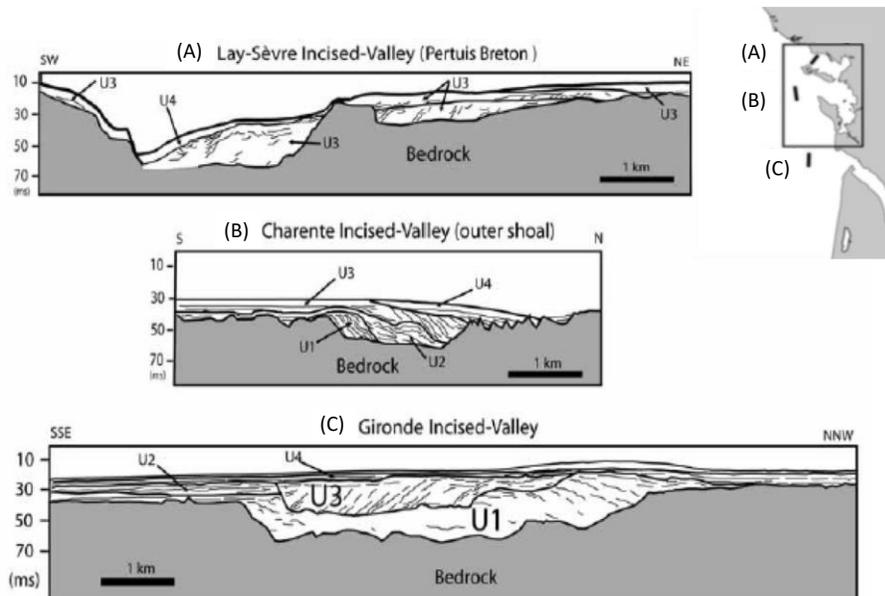


Figure 4-3 : Profils sismiques transversaux aux vallées montrant la morphologie des incisions au toit du substratum rocheux (issu de Chaumillon et al., 2008b). A. Profil transversal de la vallée Lay/Sèvre-Niortaise B. Profil transversal de la vallée de La Charente. C. Profil transversal de la vallée de La Gironde. L'axe vertical des profils correspond au temps de trajet bidirectionnel en ms.

- La Gironde

(Allen, 1972; Assor, 1972; Fabre, 1939; A. Feral, 1970; Lericolais et al., 2001; Pontee et al., 1998)

L'incision du substratum rocheux a été mise en évidence à l'intérieur de l'estuaire de la Gironde, par diverses investigations réalisées au cours des dernières décennies. Les premières études reposent sur les abondants forages disponibles dans l'estuaire. Elles indiquent que l'estuaire moderne est installé dans une vallée incisée fluviale mise en place à la fin du Pléistocène (18 000 ans BP). Cette vallée incisée est connectée à l'estuaire de la Gironde. Au large, cette incision diminue progressivement et est finalement amalgamée avec la surface du ravinement par les vagues (vers 50 km au large de l'embouchure actuelle. Et à 70 m sous le niveau moyen actuel de la mer).

- Les pertuis

(Bertin et al., 2004; Chaumillon et al., 2008b; Chaumillon and Weber, 2006; Weber et al., 2004a, 2004b)

La carte des iso-profondeurs du socle rocheux (Figure 4-7) révèle que les deux pertuis sont des segments de deux vallées incisées : celles du Lay, de la Vendée et de la Sèvre-Niortaise pour le **pertuis Breton** et celle de la Charente pour le **pertuis d'Antioche**. Malgré les différences de bassins versants et de débit entre les rivières qui y débouchent, ces segments de vallées présentent des similitudes de morphologie en termes de profondeur (20 à 25 m) et largeur (4,5 à 5,5 km) moyennes. Ces deux vallées sont connectées par une petite vallée de direction nord-sud située entre l'île de Ré et La Rochelle (le coureau de La Pallice). Les profondeurs maximales d'incision le long des profils longitudinaux (selon une direction Terre Mer) sont situées dans les fosses d'Antioche et de Chevarache (profondeur maximale du socle rocheux de -27 m dans la fosse d'Antioche et de -50 m dans la fosse de Chevarache). La profondeur d'incision des deux réseaux de chenaux

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

incisés par rapport aux interfluves adjacents diminue progressivement vers le large. Plus au sud, la vallée incisée de la Seudre présente également une diminution de l'incision vers le large par rapport aux interfluves.

**Sur l'ensemble du secteur du Parc**, les quatre vallées incisées présentent donc une diminution progressive des profondeurs d'incision vers le large. Cette diminution est localisée en dessous de - 40 à - 60 m sous le niveau de la mer, là où le gradient du plateau diminue (Cirac et al., 2000). Cette diminution de l'incision serait contrôlée par la morphologie du plateau continental.

Malgré les différences très importantes des tailles des bassins versant et des débits des fleuves actuels, les dimensions des vallées incisées de la Gironde, de la Seudre, de la Charente et de la Sèvre-Niortaise/Lay (incluant la Vendée et le Lay) sont relativement proches. Cela soutient l'idée que les dimensions des vallées soient plus contrôlées par leur âge, que par les paramètres hydrodynamiques actuels. Ainsi, la grande taille des vallées incisées associées à des rivières actuelles petites peut s'expliquer par le fait que leurs dimensions augmentent avec le temps (Schumm and Ethridge, 1994). Les vallées incisées du Parc ont donc un âge probablement beaucoup plus grand que celui de la dernière grande phase d'incision, qui s'est déroulée lors de la dernière grande chute du niveau de la mer, il y a 20 000 ans (dernier maximum glaciaire).

### 4.1.1.2. *Le comblement sédimentaire*

(G P. Allen and Posamentier, 1994; Lericolais et al., 2001; Posamentier and Allen, 1993; Zaitlin et al., 1994)

Les dépressions constituées par ces quatre vallées constituent les principaux espaces d'accumulation des dépôts sédimentaires déposés depuis les derniers milliers d'années. Les comblements de ces vallées sont décrits successivement.

### **Le comblement sédimentaire de la vallée incisée de la Gironde**

(George P Allen and Posamentier, 1994; Lericolais et al., 2001, 1998a, 1998b; Posamentier and Allen, 1993; Zaitlin et al., 1994)

La distinction de plusieurs unités sédimentaires et discordances dans le comblement de vallée de la Gironde a d'abord été observée dans le **segment moyen** de l'**estuaire de la Gironde** (Posamentier and Allen, 1993) puis dans le **segment externe** de la vallée incisée, au niveau de la plateforme (Lericolais, 1998) (Cf chapitre 2 ; Figure 2-8).

### Le segment moyen de la vallée incisée de la Gironde

A la base de la succession des dépôts, sont observés des dépôts fluviatiles sablo-**conglomératiques\*** datés de la période de bas niveau marin il y a plus de 10 000 ans (Figure 4-4-A). Au-dessus, des sédiments transgressifs se déposent en trois phases distinctes (Figure 4-4).

La **première phase** correspond à la remontée de la mer, enregistrée par des sables et vases, qui s'accumulent progressivement. Ces sédiments influencés par les marées sont typiques d'un environnement d'estuaire interne et central et comprennent des barres sableuses tidales. Ces dépôts s'amincissent vers le fond de l'estuaire (la **bay-line\***) et reposent en discordance en « **onlap\*** » sur les sédiments fluviatiles sous-jacents ou directement sur le substratum (Figure 4-4-B). En aval du bassin central, dans les estrans et les marais, sont déposés des sédiments plus fins. Ce sont des vases estuariennes avec des lamines de sables, ainsi que des vases avec des lentilles de tourbe.

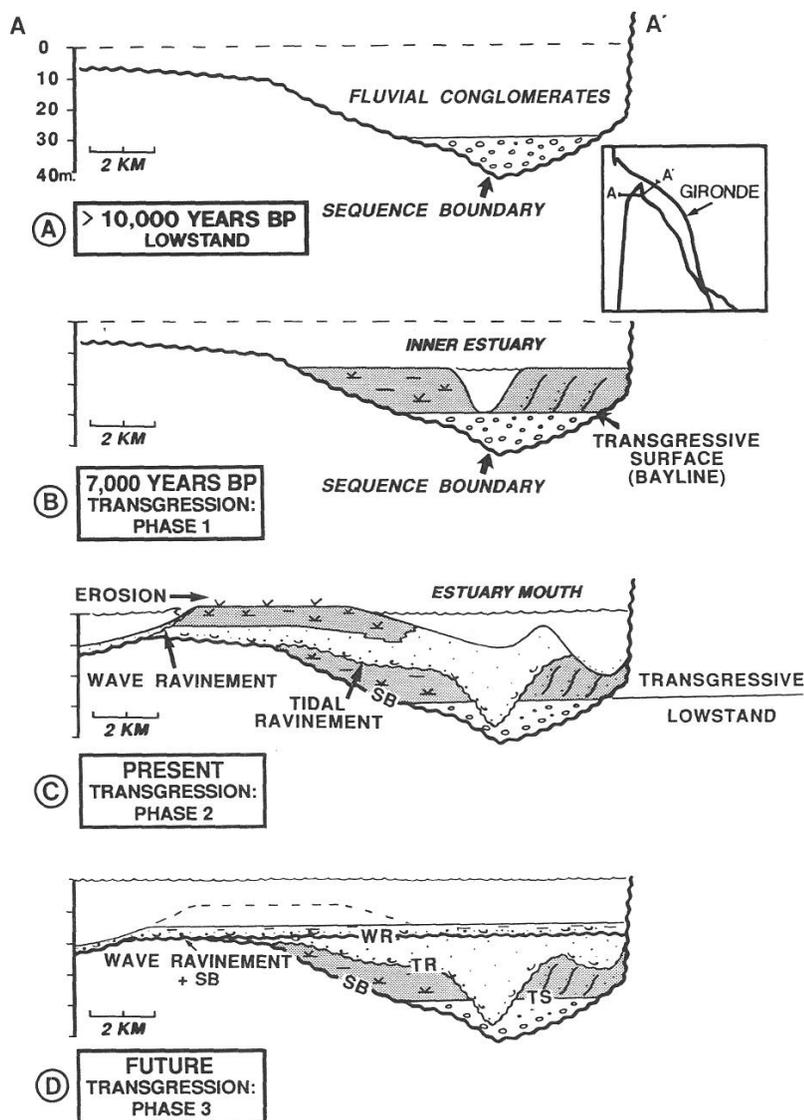
La **seconde phase** correspond à la migration de la barre sableuse d'embouchure, précédemment localisée plus en aval (sur le plateau continental). Il s'agit de sables massifs contenant des galets et des débris de coquilles. Ces sédiments ont été transportés dans l'estuaire à la fois par la dérive littorale, par transport cross shore par les vagues et par les courants de flot. Ces sables constituent un prisme qui atteint plus de 25 m d'épaisseur à proximité de la passe de marée et qui se biseaute en amont de l'embouchure. Leur structure

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

interne montre des rides sédimentaires qui enregistrent un environnement à haute énergie, dominé par les vagues et les marées. Ces sables enregistrent également la migration de l'embouchure vers la côte et sont donc transgressifs. Ils sont séparés des dépôts sablo-vaseux sous-jacents de la première phase, par une surface de ravinement tidal (Tidal Ravinement : TR) (Figure 4-4-C). Le chenal principal de la Gironde, correspond à l'érosion par les courants de marée des sédiments sous-jacents. Il est profondément creusé dans les sables et vases estuariennes et peut même entailler les sables et galets fluviaux à la base de son thalweg.

La **troisième phase** résulte de la migration du littoral sur les dépôts d'embouchure et les interfluves adjacents. Cette migration résulte de l'érosion par les vagues et est enregistrée par une surface de ravinement par les vagues (Wave Ravinement Surface : WRS) qui érode sur une profondeur de 5 à 10 m les sables d'embouchure ainsi que les sédiments plus anciens sur les interfluves. Sur cette surface, une couverture de sables côtiers marins est identifiée sur toute la plate-forme continentale Aquitaine (Figure 4-4-D). Ces sables sont qualifiés de transgressifs car ils se déposent en même temps que la migration vers la côte de la ligne de rivage.

Les **dépôts de hauts niveau marin** (Highstand Systems Tracts : HST) sont les dépôts les plus récents. Ces dépôts sont localisés depuis la confluence des rivières de la Garonne et la Dordogne, jusqu'au milieu de l'estuaire, sur une distance de 30 km. Ces dépôts correspondent au delta de fond de baie qui prograde vers la mer et repose sur la surface d'inondation maximale. Cette progradation semble avoir commencé il y a 4 000 ans.



## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Figure 4-4 : Coupes transverses schématiques montrant les faciès et l'architecture des dépôts mis en place durant la transgression. Mise en évidence du modèle de dépôts en trois phases (Posamentier and Allen, 1994).

### Le segment externe de la vallée incisée de la Gironde

Le comblement sédimentaire de la vallée incisée externe de la Gironde est décrit par Léricolais et al., (2001) à partir de données sismiques. Ces auteurs reprennent dans les grandes lignes les interprétations d'Allen et Posamentier (1993, 1994). Le comblement de la vallée incisée, au-dessus du substratum rocheux est constitué par trois phases de dépôts : la phase de bas niveau marin (Lowstand Systems Tracts : LST), la phase de transgression (Transgressive Systems Tracts : TST) et la phase de haut niveau marin (Highstand Systems Tracts : HST). Ces dépôts enregistrent des environnements de dépôt de plus en plus éloignés du continent ; ils constituent donc une seule demi séquence stratigraphique transgressive (Figure 4-5).

Les **dépôts de bas niveau marin (LST)**, situés à la base de la vallée, sont composés de conglomérats fluviaux massifs (10 m d'épaisseur). Cette unité est délimitée à sa base par une surface d'érosion fluviale (limite de séquence). Elle est limitée à son sommet par une surface d'inondation non érosive, dans la partie proche de la côte (vallée moyenne, Zaitlin et al., 1994) et érosive dans la partie plus au large de la vallée (vallée externe, Zaitlin et al., 1994).

Les **dépôts transgressifs (TST)** recouvrent directement les dépôts de bas niveau. Elle est délimitée à son sommet par une surface de ravinement par les vagues. Ces sédiments proviennent, en grande partie, du domaine marin et sont remobilisés par les vagues et les marées.

Les **dépôts de hauts niveau marin (HST)** sont les dépôts les plus récents. L'unité est relativement mince et repose sur une surface d'érosion.

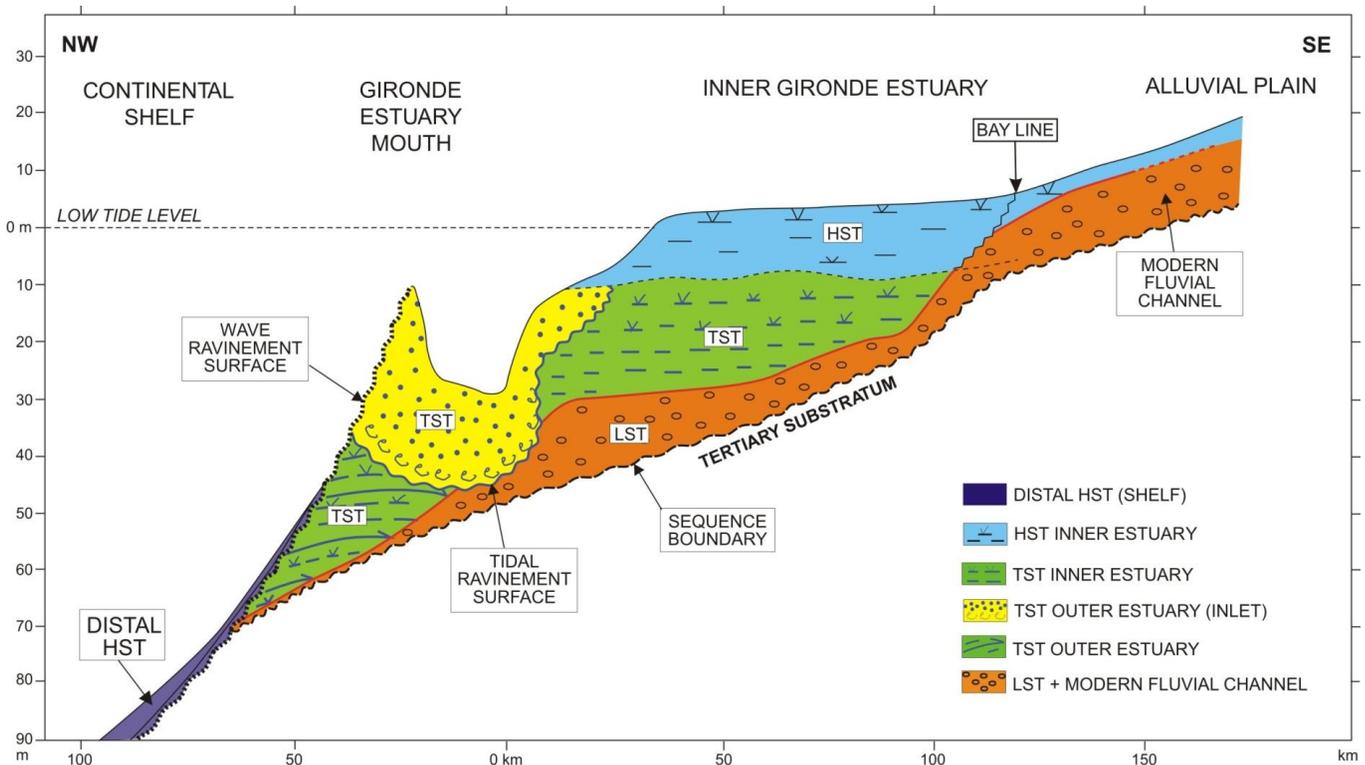


Figure 4-5 : Architecture du comblement de la vallée incisée de la Gironde. Mise en évidence de la stratigraphie interne et du pincement vers le large. LST Lowstand Systems Tracts; HST Highstand Systems Tracts; TST Transgressive Systems Tracts (Léricolais et al., 2001).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

### - Les pertuis charentais

Des interprétations stratigraphiques issues de très nombreux profils sismiques haute résolution couplés à des analyses de sédiments, permettent de caractériser le remplissage sédimentaire des **vallées incisées de la Charente et de la Sèvre et du Lay**.

#### Le comblement de la vallée incisée de la Charente

(Allard et al., 2010; Bertin et al., 2004; Chaumillon et al., 2000; Chaumillon and Weber, 2006; Weber et al., 2004b)

Le comblement de la vallée incisée de la Charente présente de fortes similitudes avec celle de la vallée de la Gironde (Figure 4-6).

Les **dépôts de bas niveau marin** n'ont pas pu être carottés mais sont bien identifiés sur les profils sismiques sous forme de barres de méandres à la base du comblement au niveau du Seuil Inter-Insulaire (segment externe). Des unités analogues sont identifiées dans la Rade des Basques dans le Pertuis d'Antioche. Ces dépôts de fond de vallée sont interprétés comme étant d'origine fluviale.

Les **dépôts transgressifs**, au niveau du Seuil Inter-Insulaire, sont représentés par des unités avec des réflecteurs sismiques à faibles pendages à la base puis à forts pendages au sommet. Les unités à faible pendage, correspondent à des sables vaseux estuariens. Les unités à forts pendages, correspondent à des sables grossiers coquilliers propres (Weber et al., 2004).

Dans le pertuis d'Antioche et dans la baie de Marennes, les unités transgressives sont dominées par des silts alternants avec des sables fins (Allard et al., 2010; Billeaud et al., 2005; Chaumillon et al., 2004; Poirier et al., 2009).

Les **dépôts de haut niveau marin** sont constitués soit par des bancs de sable dans les embouchures et chenaux de forte énergie (par exemple la Longe de Boyard), soit par un drapage vaseux qui recouvre les parties internes des pertuis et une grande partie de la baie de Marennes (Billeaud et al., 2005 ; Bertin et Chaumillon, 2005 ; Poirier et al., 2009). La surface de ces dépôts correspond au fond marin actuel.

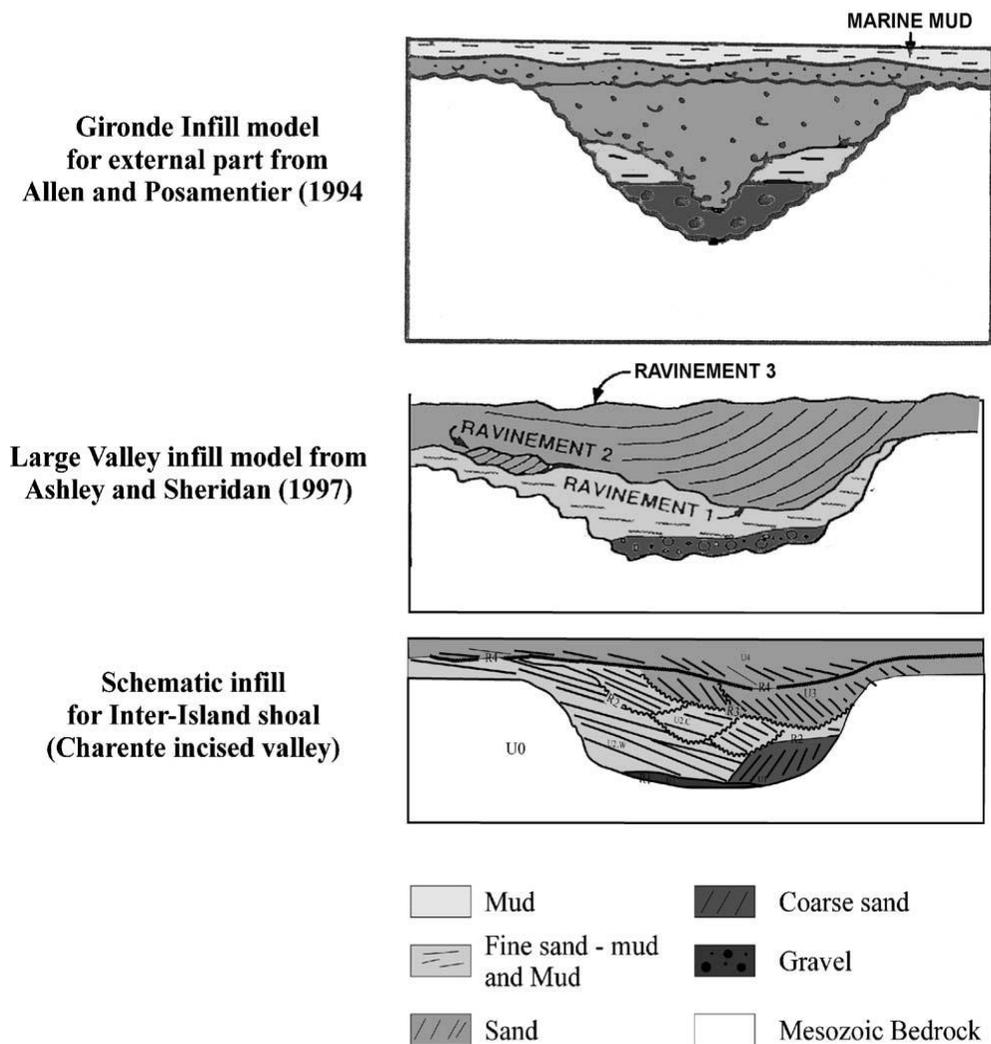


Figure 4-6 : Comparaison entre des modèles de remplissage de vallée incisée proposé pour l'estuaire de la Gironde (Allen and Posamentier, 1994) et pour La Charente (Weber et al., 2004a).

**Le comblement des vallées incisée de la Sèvre-Niortaise et du Lay**

(Chaumillon et al., 2004; Chaumillon and Weber, 2006; Weber et al., 2004b)

Les unités de bas niveau marin dans la vallée incisée de la **Sèvre-Niortaise et du Lay** n'ont pas été clairement identifiées. Les **dépôts transgressifs** correspondent à une série de prismes progradants superposés, constitués par des sables marins. Ils constituent l'essentiel du comblement du pertuis Breton. Ces prismes sableux sont subdivisés en cinq unités disposées en gradins superposés. Par analogie avec les flèches sableuses actuelles du Pertuis Breton (voir sections suivantes), ces prismes sont interprétés comme d'anciennes barrières mises en place à lors de périodes de stagnation ou de ralentissement du niveau marin pendant la grande remontée eustatique post glaciaire. Les **dépôts de haut niveau marin** sont représentés par une fine couverture de vases, analogue à celle observée dans le pertuis d'Antioche et la baie de Marennes-Oléron (Chaumillon et al., 2004).

**Le comblement de la vallée incisée de la Seudre**

(Allard et al., 2010, 2008b; Bertin et al., 2004; Chaumillon and Weber, 2006)

Les unités de comblement sédimentaire de la **vallée incisée externe de la Seudre** sont difficiles à distinguer et n'ont pas fait l'objet d'études détaillées à l'instar de celles des vallées de la Charente, de la Sèvre-

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Niortaise/Lay et de la Gironde. Au niveau du pertuis de Maumusson le comblement est réduit en raison du ravinement tidal du chenal principal de l'embouchure qui atteint 16 m de profondeur. Dans la partie moyenne de la vallée (sud de la baie de Marennes-Oléron), il y a une dominance de bancs sableux et de chenaux.

### 4.1.1.3. *La couverture sédimentaire*

(Chaumillon et al., 2010; Chaumillon and Weber, 2006)

Les sédiments meubles reposant sur le substratum rocheux incisé révèle de très fortes variations d'épaisseur allant de 35 mètres à quelques centimètres, ce qui conduit à des remplissages de vallée discontinus et à des centres de dépôts déconnectés. Ce caractère est particulièrement bien mis en évidence par les cartes isopaques issues de l'interprétation des profils sismiques (Figure 4-7) et à des schémas de profils transversaux (Figure 4-8).

### **Description des cartes isopaques de la Charente et de la Sèvre-Niortaise/Lay**

La carte des isopaques sédimentaires est obtenue par soustraction entre la bathymétrie actuelle et la carte des isobathes du socle mésozoïque. Elles permettent de mettre en évidence la répartition globale des sédiments meubles (sables et vases) sur le substratum rocheux des deux pertuis (Figure 4-7.C). Ainsi ces sédiments meubles montrent de très fortes variations d'épaisseur depuis des maximums de 35 mètres (dans les vallées) à des zones nues au niveau de interfluves ou dans certains secteurs des fossés. Le remplissage de ces vallées est donc discontinu, avec deux grands centres de dépôts par vallée :

(1) deux centres de dépôt au large correspondant aux seuils Vendéo-Rhétais au Nord et seuil inter-Insulaire au Sud.

(2) deux centres de dépôts proches de la côte constitués par le comblement à l'intérieur des Pertuis Breton et d'Antioche et des estuaires et des baies en continuité les comblements des plaines côtières représentées par les Marais Poitevin et charentais.

CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

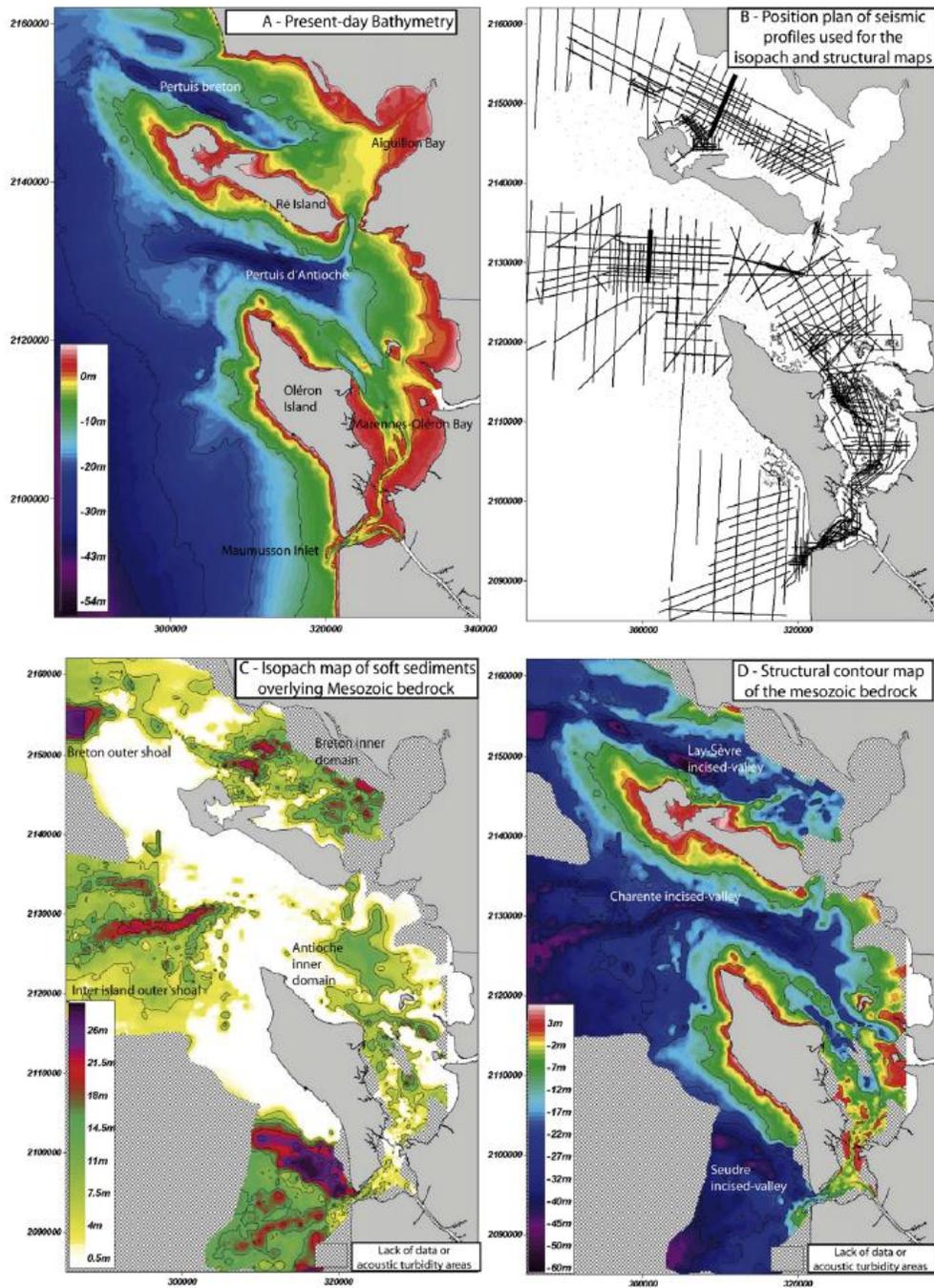


Figure 4-7 : Carte Bathymétrique (A), plan de position des profils sismiques (B), carte isopaque des sédiments meubles recouvrant le socle rocheux (C), carte des contours structuraux du socle rocheux de la Charente (Chaumillon et al., 2008b).

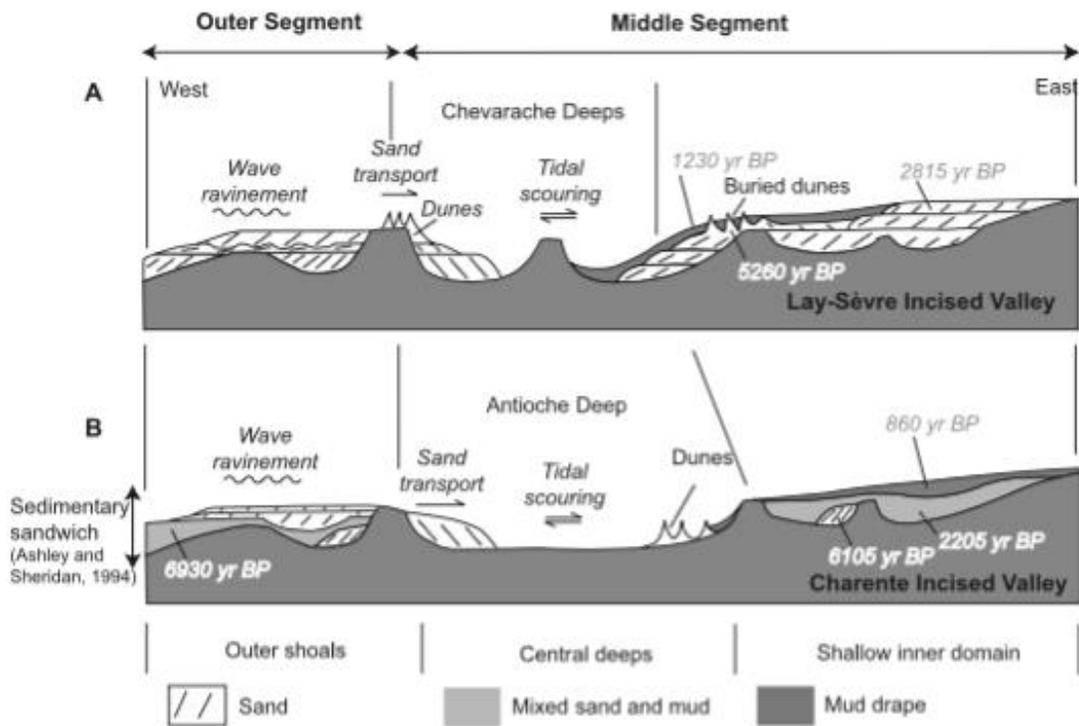


Figure 4-8 : Modèle de remplissage sur deux profils transversaux des vallées incisées de A) la Sèvre-Niortaise/Lay (Pertuis Breton) et B) la Charente (Pertuis d'Antioche). Mise en évidence des deux zones de centre de dépôts au large (ouest) et sur le littoral (est), séparé par une zone de ravinement au niveau des fosses de Chevarache et d'Antioche (Chaumillon et Weber, 2006).

### **Généralité des zones de dépôts pour l'ensemble du Parc**

Le manque de profils sismiques au large et dans la Gironde n'a pas permis de réaliser une carte isopaque. Néanmoins les quelques profils disponibles et les résultats des sondages montrent que la zone d'embouchure présente une épaisseur sédimentaire plus faible (Berné et al., 1993) en raison du ravinement tidal par le chenal principal de la Gironde et que de part et d'autre (segments externe et moyen de la vallée) les épaisseurs sédimentaires sont plus fortes. Ainsi, ce modèle avec deux centres de dépôts semble s'appliquer aussi pour la Gironde. Cet amincissement de la couverture sédimentaire avec l'affleurement fréquent du socle rocheux dans les embouchures (embouchure de Maumusson et de la Gironde) et les pertuis est une généralité. Bien que la carte isopaque ne soit pas disponible sur l'estuaire de la Gironde, sur la base des interprétations des profils sismiques, notamment décrit par Lericolais et al., (2001), il est possible de généraliser le modèle de dépôt.

#### *4.1.1.4. Les forçages de la morphologie et la dynamique sédimentaire des vallées incisées à l'échelle millénaire.*

De nombreuses études montrent que le niveau relatif de la mer est le principal forçage de l'incision et du comblement des vallées incisées (Ashley and Sheridan, 1994; Zaitlin et al., 1994). Les apports sédimentaires sont le second forçage majeur dans le comblement des vallées incisées. Ces apports sont eux même contrôlés par l'hydrodynamisme marin (vagues, marées), la morphologie pré-existante, les paramètres des fleuves, le climat et les activités anthropiques.

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Cette multiplicité des paramètres gouvernant le comblement des vallées incisées et les longues échelles de temps ne permettent pas de réaliser des modélisations à long terme, qui permettraient de faire des expériences ayant pour but de discriminer ces forçages. Alternativement, une démarche comparative a permis de réduire le nombre des variables et de proposer une hiérarchisation des forçages. Cette démarche a été appliquée aux pertuis charentais (Chaumillon and Weber, 2006) et aux vallées du Golfe de Gascogne (Chaumillon et al., 2008a). En effet, les pertuis charentais et le golfe de Gascogne fournissent une opportunité pour comparer des vallées appartenant toutes au même bassin sédimentaire, soumises aux mêmes variations relatives du niveau de la mer, ayant subi les mêmes changements climatiques et même régime hydrodynamique mixte. Ainsi, si des différences entre les vallées sont observées, elles ne seront pas imputables à ces paramètres. Les paramètres de contrôle restant sont les variations des apports sédimentaires gouvernés par les vagues, les marées et les fleuves. L'antécédence morphologique qui contrôle les apports sédimentaires en atténuant plus ou moins les vagues, les courants de marée et en offrant un espace de sédimentation, plus ou moins important, est également un paramètre à considérer.

Cette démarche comparative a mis en évidence le rôle des apports sédimentaires marins, gouvernés par les vagues, dans les vallées de la Charente et de la Sèvre-Niortaise/Lay connectées à des petits fleuves. En effet, la dominance de prismes sableux présent dans le pertuis Breton peut s'expliquer par d'important apports sableux marin, comme l'atteste la croissance des flèches sableuses qui est importante dans le Pertuis Breton (Cf chapitre 4-2). Les volumes sédimentaires plus importants dans le pertuis Breton que le pertuis d'Antioche peut s'expliquer par la morphologie, puisque le pertuis Breton, en amont de la dérive littorale, peut jouer un rôle de piège à sédiments qui « prive » de sable le pertuis d'Antioche. Cette hypothèse implique que la direction moyenne des vagues il y a quelques millénaires provenait de l'WNW (proche de l'actuel qui est N270) ou du NW pour générer une dérive littorale nette orientée du nord au sud. La plus grande quantité de vase dans le pertuis d'Antioche, pourrait s'expliquer par sa plus grande proximité de la Gironde. En effet, en période de crue, le bouchon vaseux de la Gironde est expulsé vers le large et peut migrer dans la baie de Marennes-Oléron et la Pertuis d'Antioche (Cf chapitre 4-3).

Ainsi, à l'échelle du golfe de Gascogne, la vallée avec un comblement à dominante sableuse (pertuis breton), s'explique par la position en amont de la dérive littorale (Chaumillon et al., 2008b ; Chaumillon et al., 2010). La vallée avec un comblement à dominante vaseuse (vallée de la Vilaine par exemple), s'explique par la présence de hauts fonds rocheux qui conduisent à des segments de vallées abritées des vagues. Les vallées mixtes sablo vaseuses (Charente et Gironde), plus proches du modèle global, présentent des différences de comblement qui s'expliquent par les différences d'apports sédimentaires des fleuves, apports faibles pour la Charente et importants pour la Gironde (Figure 4-9).

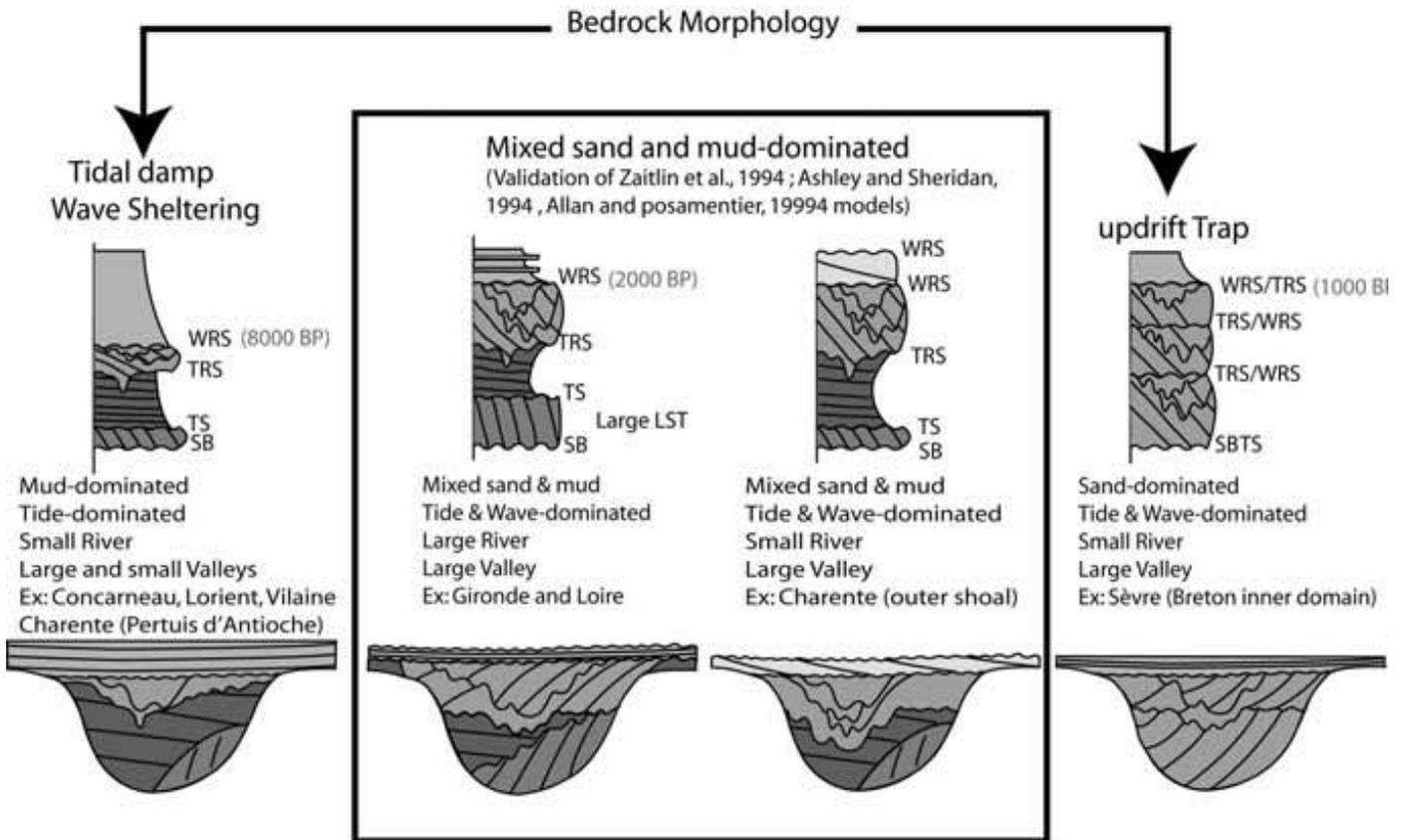


Figure 4-9 : Coupes transversales schématiques montrant la variabilité des comblements sédimentaires des vallées incisées et le contrôle par la morphologie du substratum SB = Limite de surface, TS = Surface transgressive, TRS = Surface de ravinement de marée, WRS = Surface de ravinement de vagues, LST = Unité du système de faible hauteur, TST = Unité du système transgressif, HST = Unité du système de haut niveau. (Chaumillon et al., 2008a).

- L'influence majeure des variations du niveau de la mer

Les objets géomorphologiques majeurs du Parc, estuaire de la Gironde et pertuis sont donc des segments de vallées incisées mises en place lors des chutes du niveau de la mer (chute eustatique), la dernière datant de la dernière période glaciaire. Ces incisions majeures ont été creusées par les cours d'eau pour atteindre un nouveau profil d'équilibre vers leur embouchure de bas niveau marin, située à une altitude d'environ 120 m en dessous de celle de haut niveau (Posamentier et al., 1988).

Les comblements sédimentaires de ces quatre grandes vallées (Gironde, Seudre, Charente, Sèvre-Niortaise/Lay), consistent en des successions d'unités sédimentaires enregistrant les variations du niveau marin. Dans les **centres de dépôt du large**, le comblement dominant a été mis en place pendant la période de remontée du niveau de la mer (transgression). Les dépôts de haut niveau y sont très peu épais (Allard et al., 2008b; G P. Allen and Posamentier, 1994; Chaumillon et al., 2008b; Chaumillon and Weber, 2006; Dalrymple et al., 1992; Lericolais et al., 2001, 1998a; Weber et al., 2004a, 2004b; Zaitlin et al., 1994).

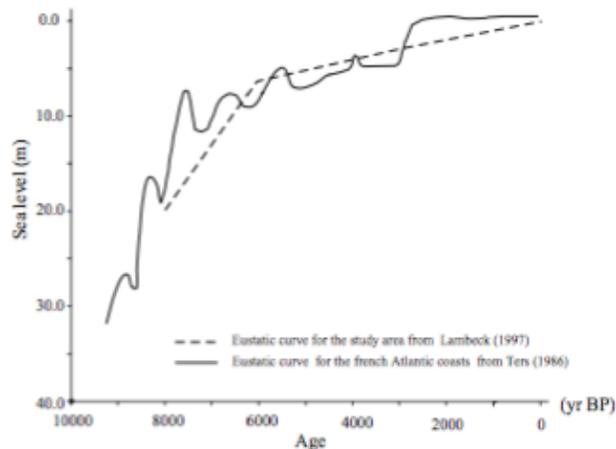


Figure 4-10 : Courbes d'évolution du niveau de la mer pour la côte Atlantique française au cours des derniers 10 000 ans, associées à la dernière grande transgression marine (Chaumillon et Weber, 2006 modifiée à partir de Ters, 1986 et Lambeck, 1997).

Les **centres de dépôt proches du rivage actuel** localisés dans des milieux semi-fermés se sont rapidement formés dès l'instant où l'élévation du niveau marin a ralenti (il y a environ 6 500 ans ; Figure 4-10). Ce comblement rapide a conduit à l'accumulation de grandes quantités de vases et à la formation des estrans et marais littoraux. Ainsi, depuis 6 500 ans, la faible élévation du niveau marin a été largement compensée par les apports sédimentaires, ce qui a entraîné une migration du trait de côte vers le large (**régression marine**) dans les secteurs abrités des vallées incisées. A la même époque, dans les parties plus **exposées aux vagues**, se formaient les barrières sédimentaires. Mais, à la différence des secteurs abrités, le fort hydrodynamisme, principalement lié aux vagues, combiné avec la faible élévation du niveau marin a entraîné la migration de ces barrières vers le continent (**transgression marine**).

La fin de la transgression rapide qui s'est produite entre 8000 et 6000 ans BP (Figure 4-10 ; Lambeck, 1997; Ters, 1986) a probablement conduit à un déplacement rapide du littoral et contribué à la discontinuité entre les centres de dépôts du large et ceux proches de la côte, en plus du rôle joué par le ravinement par les marées, au niveau des embouchures et des pertuis (Chaumillon et al., 2008b).

- L'influence de la morphologie du substratum rocheux

La géomorphologie du Parc est donc dominée par la présence de vallées incisées dont l'orientation est fortement contrôlée par l'héritage géologique (Figure 2-2). Les vallées se sont creusées dans les roches les plus tendres ou au niveau de zones de faiblesse liées à la présence de failles. La morphologie de ces vallées a un **impact sur les conditions hydrodynamiques**. Il y a des secteurs exposés ou protégés par rapport aux vagues. L'obliquité du trait de côte par rapport aux vagues favorise la dérive littorale. Les vallées encaissées peuvent également concentrer les courants de marée. Tous ces impacts sur l'hydrodynamisme ont un impact considérable sur le transport sédimentaire et explique la répartition actuelle des barrières, des flèches sableuses, des estrans vaseux et des marais (Chaumillon et al., 2008b). Nous verrons dans les chapitres

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

suivants que ce contrôle par la morphologie du socle rocheux s'exerce encore sur des échelles de temps plus courtes.

### - L'influence des variations hydrodynamiques

Les apports sédimentaires par les **vagues** et les **fleuves** et la remobilisation par les courants de **marées** jouent un rôle essentiel sur la sédimentation (Cf chapitre 3) (Chaumillon et al., 2013, 2008b, 2002b; Guérin et al., 2016).

Lors de la transgression des vallées incisées, des sédiments arrivent avec la mer. Deux processus hydrodynamiques peuvent éroder ces sédiments : (1) le ravinement par les marées, lorsque la vallée est devenue un estuaire et (2) le ravinement par les vagues, lorsque l'estuaire a été ennoyé par la mer. La profondeur de l'érosion (Ashley and Sheridan, 1994) est déterminante. La profondeur de l'érosion sera importante si les vagues sont fortes ou si le marnage est important. Ainsi à proximité des embouchures, la combinaison des ravinements par les vagues et la marée conduit à des épaisseurs sédimentaires réduites ou à de larges affleurements rocheux sans sédiments meubles (pointe de Chassiron et des Baleines, pointe du Médoc) (Chaumillon and Weber, 2006; Weber and Chaumillon, 2004).

Les morphologies et la nature des sédiments mis en place en période de haut niveau marin, sont également contrôlés par l'hydrodynamisme. Les dépôts sableux sont localisés soit, au niveau des barrières dans les zones exposées aux vagues, soit, dans les chenaux de marée des environnements semi-fermés où se concentrent les courants de marée. Aujourd'hui, les sables proviennent d'accumulations marines préexistantes, mais pas des fleuves. Les dépôts vaseux, sont localisés sur les estrans des environnements semi-fermés, dans les marais dans des zones où les vagues sont atténuées, et en zones subtidales (Billeaud et al., 2005; Weber et al., 2004a). On trouve également des vases sous la limite d'action des vagues de beau temps (vasières localisées sur la plateforme continentale). Ces vases proviennent des fleuves et se déposent à proximité des embouchures. Dans le cas de la Gironde elles peuvent être exportées bien au-delà de l'estuaire, jusque dans les pertuis et la baie de Marennes-Oléron (Allen and Castaing, 1973; Barthe and Castaing, 1989; Castaing and Jouanneau, 1987; Figueres et al., 1985; P. Lesueur et al., 1991).

### - L'influence des actions anthropiques

Un drapage vaseux déposés ces derniers siècles est observé dans les pertuis charentais et sur le plateau continental (Allard et al., 2008b; Billeaud et al., 2005; Chaumillon et al., 2004; Lesueur et al., 2002; Poirier et al., 2011). Dans la baie de Marennes-Oléron, l'augmentation des apports en vases coïncide avec une phase de **déforestation** majeure sur les bassins versants de la Charente et de la Gironde (Poirier et al., 2011). Elle coïncide également avec une période de très fortes précipitations hivernales, ce qui suggère qu'au delà de la déforestation les évolutions climatiques aient pu en partie contrôler cette augmentation des apports en vases. A l'échelle globale, Poirier et al., (2011) font une revue bibliographique qui montre que l'envasement rapide des estuaires et baies côtières est synchronisé avec la colonisation humaine et la déforestation). En effet, la déforestation peut augmenter considérablement l'érosion des sols (Hewawasam et al., 2003).

La **podérisation** dans le marais poitevin débute dès le Moyen Age pour la production de sel (Gedan et al., 2009) puis l'agriculture (Kuenzer and Renaud, 2012). Bien que n'augmentant pas les apports sédimentaires, la construction de levées et de digues empêche les inondations marines et repoussent plus au large les zones de sédimentation au niveau des prés salés et des estrans (Chaumillon et al., 2004 ; Billeaud et al., 2005). Elle favorise donc la migration vers le large de la ligne de rivage (régression).

A l'échelle millénaire, la déforestation et lapoldérisation sont les activités humaines majeurs qui modifient la sédimentation et elles favorisent la régression marine dans les environnements semi-fermés de type baies et estuaires.

### 4.1.2. Conclusion de l'évolution morphologique et la dynamique sédimentaire aux échelles millénaires.

Les grandes morphologies du Parc (estuaires, pertuis, îles charentaises, vallées incisées sous marines) sont héritées des variations du **niveau marin global**. Les chutes successives au Quaternaire ont entraîné le creusement de quatre vallées et ont imposé une morphologie accidentée du substratum rocheux (Figure 4-11). La remontée du niveau marin a inondé les vallées et entraîné un cortège sédimentaire diversifié. Ces incisions sont responsables d'une morphologie complexe du trait de côte qui elle-même explique la juxtaposition de côtes rocheuses et sédimentaires, de côtes exposées avec des barrières sableuses et abritées avec des estrans vaseux et des marais littoraux, d'embouchures soumises à de forts courants de marée.

Les vallées incisées sont des zones clés où les sédiments enregistrent les variations du niveau de la mer. Elles constituent des réservoirs essentiellement sableux, capables de nourrir les zones côtières actuelles pour les échelles plus courtes. Les dépôts millénaires représentent une quantité importante de sédiments en partie disponibles et remobilisables par les agents hydrodynamiques. Ils peuvent participer aux transits sédimentaires actuels et constituent en partie le « disponible sédimentaire » (Proust et al., 2013).

La distribution des sédiments est contrôlée par l'hydrodynamisme lui-même contrôlé en partie par la morphologie antécédente du socle rocheux. Ainsi ce sont développées des côtes exposées avec des barrières sableuses et des côtes abritées avec de vastes estrans et des marais de faible altitude. Globalement la plupart de ces barrières sont transgressives (elles migrent vers le continent) et la plupart des marais sont régressifs (ils migrent vers l'océan).

Les activités humaines (déforestation et poldérisation) impactent fortement les paysages et la sédimentation dans les zones côtières. Elles favorisent principalement le comblement sédimentaire vaseux et la régression dans les zones abritées.

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
Vallée-Incisées du Parc

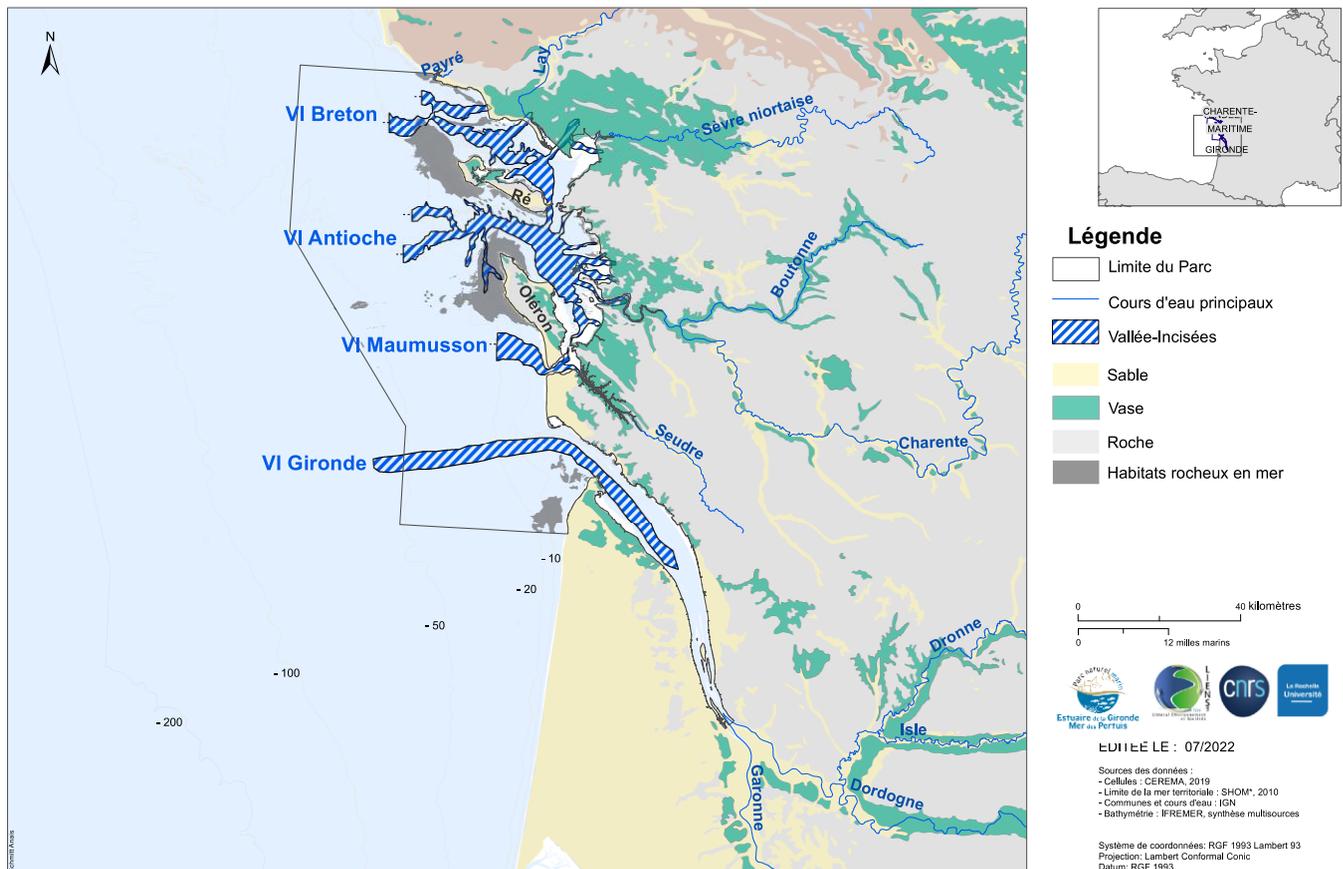


Figure 4-11 : Carte découpage des vallées Incisées sur fond de facies sédimentaire.

**A l'échelle du millénaire (ou géologique)**

- Les études des profils sismiques couplés à des carottes sédimentaires permettent de mettre en évidence que les **variations du niveau marin**, sont le facteur principal de la mise en place de système de vallée incisée, à l'origine de la morphologie complexe du littoral du Parc.
- **Quatre vallées incisées** dominent la géomorphologie générale. Elles présentent chacune deux centres de dépôts, un dans l'avant-côte et un sur le littoral, séparés par une zone d'embouchure où les sédiments sont absents ou de faible épaisseur, en raison du ravinement par les vagues et les marées.
- Il y a une **transgression marine globale** dans la **zone d'avant-côte** et sur les domaines exposés aux vagues.
- Il y a une **régression marine globale** dans les **zones abritées** des vagues.
- La **déforestation accroît les apports** en sédiments fins depuis le continent vers les domaines semi fermés et la **poldérisation accélère la régression** naturelle des **zones abritées** des vagues.

### 4.2.Évolutions morphologique et sédimentaires à l'échelle séculaires (moyenne).

Les **évolutions séculaires du trait de côte** seront présentées dans la première partie. Les évolutions sédimentaires **du fond marin** seront présentées la seconde partie. Par convention, toutes les valeurs d'érosion seront aciblées de valeur négative (-) et toutes les valeurs d'accrétion seront aciblées de valeur positive (+).

#### Les méthodes d'analyses de la morphologie et la dynamique sédimentaire à l'échelle séculaire

Les méthodes **sismiques** couplées à des **carottages sédimentaires** sont également utilisées pour la compréhension de l'évolution morphologique et de l'architecture interne des corps sédimentaires à l'échelle séculaire (Cf chapitre 4-1). A cette échelle de temps, il existe des **données de bathymétrie**, des **cartographies du trait de côte** qui remontent aux 2 ou 3 derniers siècles. Des **photographies aériennes** sont disponibles dès la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle.

#### La bathymétrie historique et actuelle

Les mesures **bathymétriques les plus anciennes** permettant de quantifier les évolutions des fonds marins datent du début du 19<sup>ème</sup> siècle. Il existe des données bathymétriques plus anciennes (17<sup>ème</sup> et 18<sup>ème</sup> siècle), mais sont plus difficilement exploitables, car elles comprennent des erreurs qui peuvent être plurimétriques (Poirier et al., 2020).

Les données bathymétriques anciennes avant 1958 étaient obtenues avec la méthode de la **ligne de plomb**, positionnée par triangulation (Chapuis, 1999). La marge d'erreur verticale maximale de ces mesures a été estimée entre 0,35 m et 0,5 m (Bertin et al., 2005; Billy et al., 2012; Wöppelmann et al., 2006). Ces cartes anciennes peuvent être aujourd'hui scannées, géoréférencées, numérisées et traitées. Des Modèles Numériques d'Élévations (MNE) peuvent être générées pour quantifier les évolutions bathymétriques. Après 1958, les données bathymétriques ont été obtenues avec des **échosondeurs** (sonars acoustiques, mono- puis multi-faisceaux). Ces méthodes ont une marge d'erreur verticale maximale de 0,2 m (Thomas et al., 2002). Aujourd'hui, le **SHOM**, avec son projet **BATHYELLI** (BATHYmétrie rapportée à l'ELLipsoïde GRS80) constitue une **base de données accessible**, comportant les informations des cartes anciennes et les mesures nouvelles actualisées au cours du temps.

#### La télédétection

Ces méthodes rassemblent l'ensemble des techniques d'observation et d'analyse à partir de photos **aériennes ou images satellite**. Elles sont très utiles pour l'observation de l'évolution du littoral, en particulier pour la cartographie des côtes. En effet, ces images offrent une homogénéité d'observation et sont d'une grande précision. Les photos aériennes les plus anciennes datent de 1858. On dispose d'une plus grande abondance de données depuis les années 1970. Les images aériennes sont géo-référencées et rectifiées par ordinateur pour éliminer les effets d'échelle et de distorsion (Crowell et al., 1993). Le **CEREMA** a créé une chaîne semi-automatique de production et de traitement d'images satellites développées en interne et mises en ligne en open source sur Github.

L'**indicateur national de l'érosion côtière** représente la tendance d'évolution du trait de côte interprétée à partir de séries de photographies aériennes, pendant les dernières décennies en métropole.

La **numérisation du trait de côte** (ArcMap), permet d'obtenir ses positions successives aux échelles séculaire et décennale du littoral. Elle est basée sur des indicateurs morphologiques (pied et front de dune, limite de végétation, ouvrages de défenses de côtes).

Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte :

<http://ficheinfoterre.brgm.fr/document/RP-60616-FR>

### 4.2.1. Les évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire du trait de côte du Parc

Le trait de côte est la limite orientale du périmètre du Parc. Il a fait l'objet de beaucoup d'études, notamment dans le contexte des analyses des risques côtiers liées à la submersion et à l'érosion. Ces études sont essentielles pour les décisions d'aménagement littoraux. Les observations du trait de côte sont plus facilement accessibles que celles concernant les fonds marins. Elles peuvent parfois indirectement donner des informations les évolutions des avant-côtes proches.

Les évolutions morphologiques moyennes du trait de côte depuis le début du 19<sup>ème</sup> siècle montrent une forte variabilité spatiale et temporelle. Ces évolutions seront décrites par secteur du nord au sud du Parc.

**Les études montrant ces évolutions n'incluent pas systématiquement les marges d'erreurs.** Dans un souci de synthèse, il a été choisi de ne pas les indiquer. Ces marges d'erreur sont disponibles dans certaines références académiques (articles) et techniques (rapports) citées. Les zones décrites comme « stables » dans le temps, correspondent à celles pour lesquelles les évolutions sont plus petites la marge d'erreur.

#### 4.2.1.1. *De l'embouchure du Payré à la pointe du Grouin*

De la rive de l'embouchure du Payré à la pointe du Grouin, le trait de côte présente une **évolution très faible ou est stable** (- 1,5 / + 1,5 m/an), entre 1920 et 2010 (CEREMA 2019 ; indicateur National de l'érosion côtière). Localement, quelques secteurs présentent une faible accrétion (plus + 0,5 m/an) : il s'agit de la rive nord de l'embouchure du Payré, du nord de la plage de la Terrière à la Tranche-sur-Mer. Le trait de côte depuis la pointe du Payré à St-Vincent-sur-Jard est relativement stable (DHI et GEOS, 2007). Depuis 1822, il y a une légère érosion le long des côtes sableuses de Saint-Vincent-sur-Jard à la pointe du Grouin du Cou (moins de - 0,5 m/an) à l'exception de la plage de la Terrière qui est en faible accrétion (+ 1,5 m/an) entre 1920 et 2010 (Weber, 2004 ; DHI et GEOS, 2007).

#### 4.2.1.2. *De la pointe du Grouin du Cou à la pointe des Minimes*

Entre 1975 et 2001, la côte est en **érosion** à la pointe du Grouin du Cou, à la pointe de la République (- 1 m/an), et à la plage de la Grière à la Faute-sur-Mer (- 5 à - 6 m/an). Entre 1975 et 2001, la côte est en **accrétion** au niveau de la moitié ouest de l'anse de Maupas (+ 0,6 à + 1 m/an), et de la côte ouest de la Tranche-sur-Mer. Les taux de progradation pouvant atteindre + 10 m/an (DHI et GEOS, 2007).

Le site de la **Belle-Henriette** a connu de profondes modifications depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle (Musereau, 2009; Figure 4-12). La lagune apparaît en 1918 avec l'édification d'une flèche sableuse au sud-ouest de la base de la flèche sableuse d'Arçay, qui était en faible érosion (- 1,5 m/an) (CEREMA, 2019b) (Cf chapitre 5).

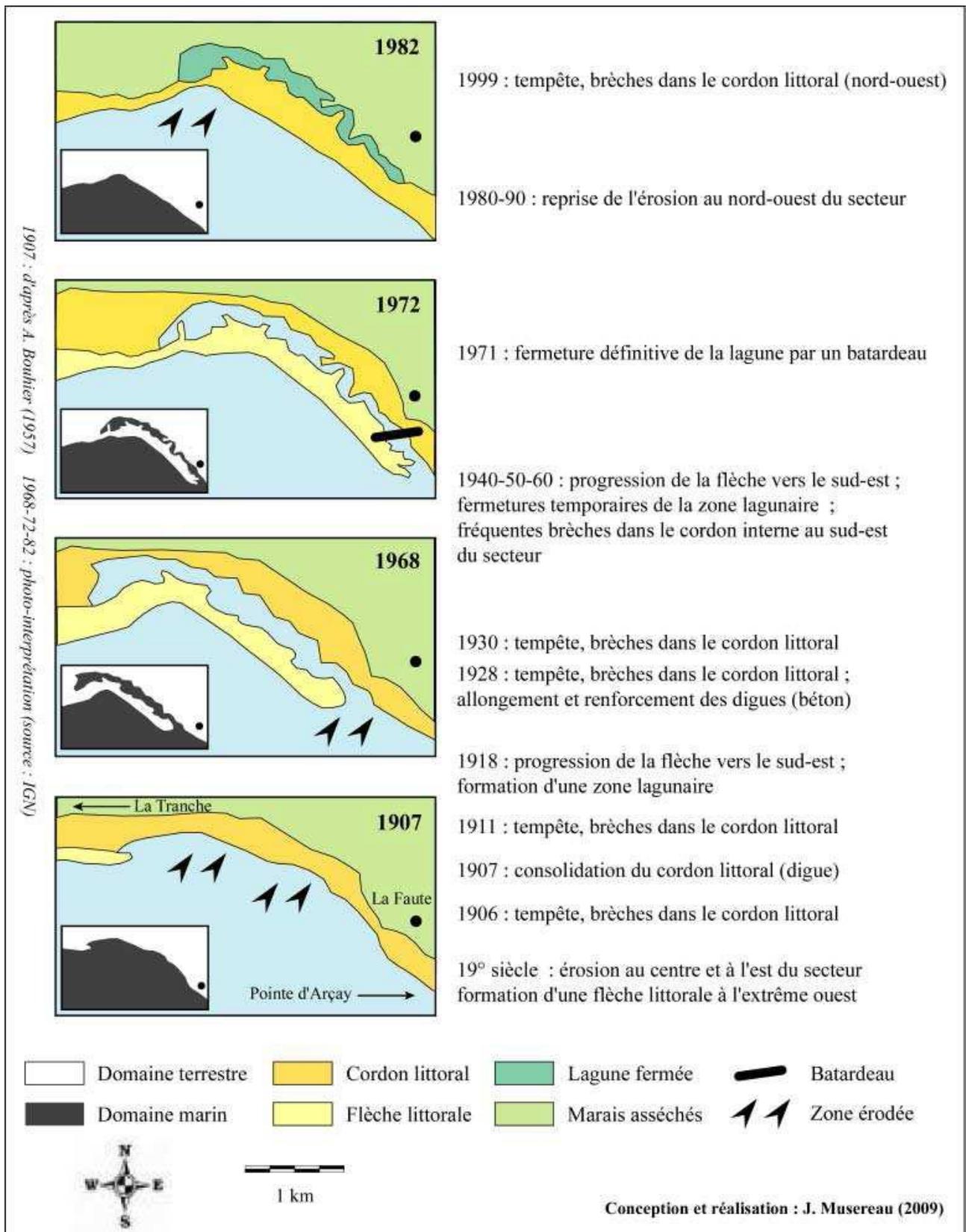


Figure 4-12 : Évolution morphologique du site de la Belle Henriette entre 1907 et 1982 (Musereau, 2009).

La flèche sableuse de la **pointe d'Arçay** était absente en 1578, elle a connu une croissance très rapide entre 1811 à 2005 avec près de 4,4 km d'allongement en 194 ans, soit en moyenne 22,5 m/an (Figure 4-13). Cette

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

flèche a montré des variations de morphologie et de vitesse de croissance à travers le temps (Allard et al., 2008a). De 1811 à 1824, le taux d'allongement de la flèche d'Arçay a atteint un maximum de + 41 m/an. De 1824 à 1846, son taux d'allongement diminue à + 17 m/an, puis, entre 1923 et 2000, il augmente de nouveau fortement à + 27 m/an.

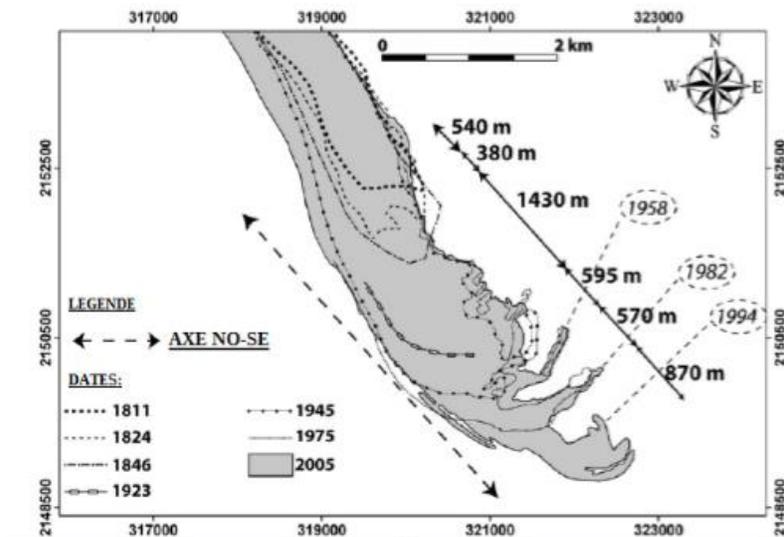


Figure 4-13 : Évolution de la pointe d'Arçay en 1811, 1824, 1846, 1923, 1975, 2005, (Allard et al., 2008).

La **pointe de l'Aiguillon** est également une flèche sableuse. Son extrémité a avancé de 200 m vers le sud, entre 1824 et 1977 (+ 1,3 m/an). Sur la façade ouest de la partie nord, cette flèche s'érode, entre 1829 et 1957 (- 1,5 m/an). Depuis 1965, cette érosion est contenue par endiguement (Verger, 2005b).

Entre 1975 et 2001, du sable transite de la pointe d'Arçay vers la pointe de l'Aiguillon et conduit à un ensablement du chenal du Lay, qui joue un rôle de piège à sédiments. Seuls les sables plus fins atteignent le littoral aiguillonais.

Depuis la **pointe Saint-Clément à la pointe des Minimes**, il y a peu d'informations sur ce secteur (CEREMA, 2019). Le trait de côte est essentiellement constitué de falaises calcaires interrompu par quelques barrières de galets. La morphologie des falaises rocheuses témoigne d'une érosion chronique.

### 4.2.1.3. De la pointe des Minimes à la Seudre

La synthèse de l'évolution du littoral, entre 1937 et 2010, met en évidence : 1) Des secteurs en **légères érosions** (- 1,5 m/an), comme la pointe de Roux, la pointe du Chay, le centre de l'anse des Boucholeurs, la pointe d'Yves, la plage de Saint-Froult et de la partie centrale de l'île d'Aix ; 2) Des secteurs en **légère accrétions** (+ 1,5 m/an), comme la barrière au sud de l'anse des Boucholeurs, la flèche au sud de la réserve naturelle du marais d'Yves puis, le nord de la plage de Marennes et le nord de l'anse du Saillant sur l'île d'Aix (CEREMA, 2019a; Hamada, 2011).

Les **marais** de Voutron et Brouage montrent une importante progradation entre 1824 et 1995 (jusqu'à + 11 m/an). Puis, il y a eu une relative stabilisation du trait de côte depuis au moins 1960 (Weber 2004; Bertin et al. 2005). Dans la partie intérieure des estuaires, l'envasement rapide et la poldérisation ont conduit à une régression importante (Bertin and Chaumillon, 2006; Chaumillon et al., 2004).

### 4.2.1.4. L'île de Ré

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Sur la **façade orientale de l'île de Ré (nord-est)**, la majorité du trait de côte est **stable** ou présente des **évolutions très faibles**. Seule, la pointe de Sablanceau, qui est une flèche sableuse, est en accrétion et progresse vers le nord-est (jusqu'à + 3 m/an) depuis 1840. Un léger engraissement (+ 0,6 m/an) est également enregistré sur la plage adjacente au sud de Rivedoux (CEREMA, 2019b; Chaumillon et al., 2019; Weber, 2004). La côte nord de l'île enregistre, quant à elle, une faible érosion entre 1973 et 2016, à Trousse-Chemise, à la pointe du Lizay et à la conche des Baleines (de l'ordre de - 1,6 m/an) (Chaumillon et al., 2019 ; Figure 4-14).

Sur la **façade occidentale de l'île de Ré (sud-ouest)**, les évolutions du trait de côte observées entre 1824 et 2014, sont **faibles et peu significatives** (+/- 1 m/an). Localement, quelques secteurs présentent une faible érosion (- 1 m/an), entre 1945 et 1973, comme le Bois Plage (Chaumillon et al., 2019).

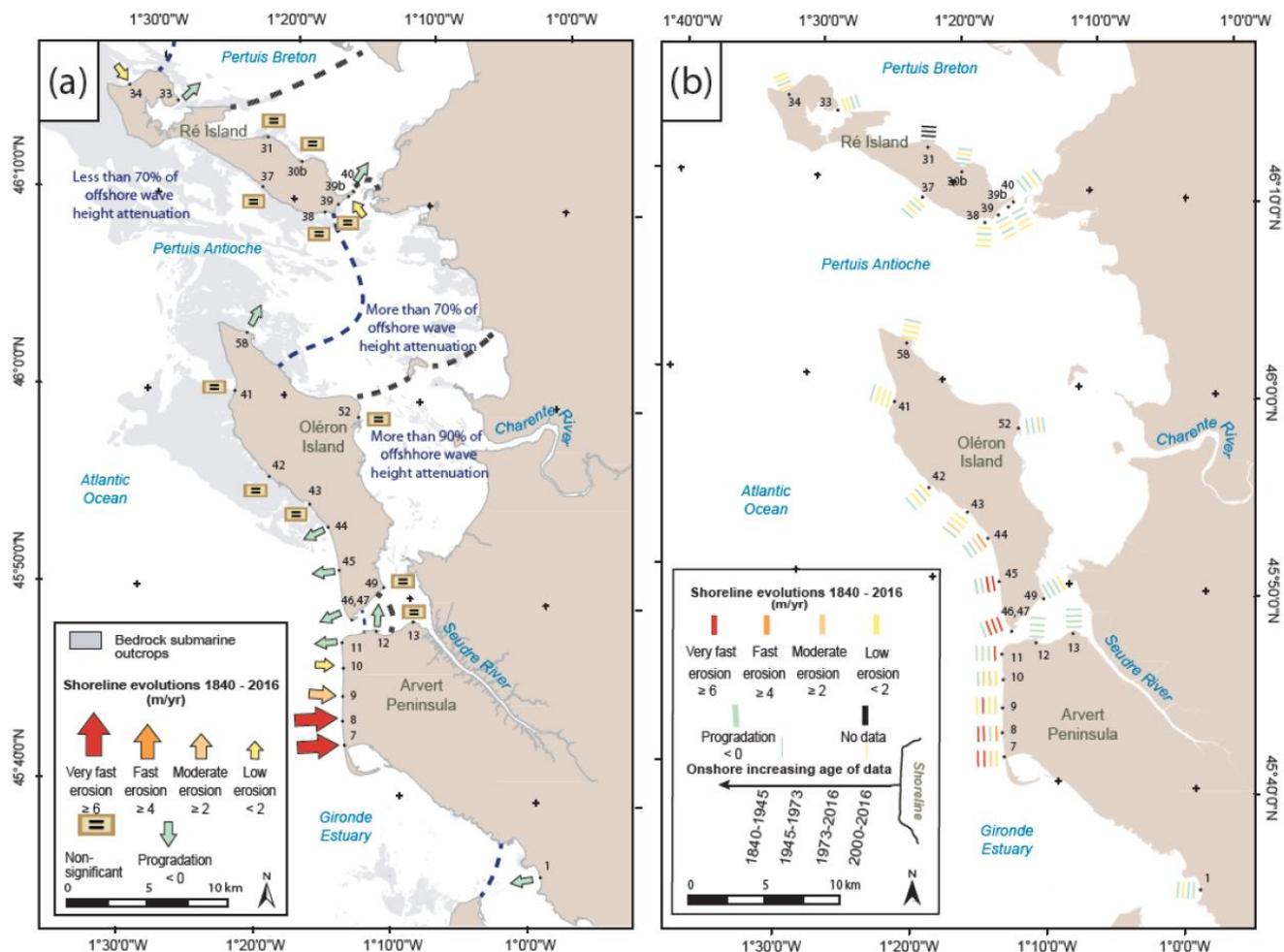


Figure 4-14 : Les évolutions séculaire du trait de côte (27 plages) entre l'île de Ré et la péninsule d'Arvert. a) Évolutions moyennes entre 1840 et 2016, illustrées par des flèches rouges à jaunes pour représenter l'érosion très rapide (> 6 m/an) à faible (< 2 m/an) puis par des flèches vertes pour représenter la progradation du trait de côte. b) Représentation des évolutions du trait de côte par période de temps, les plus récentes sont près du rivage vers les plus anciennes en direction de la mer (Chaumillon et al., 2019).

### 4.2.1.5. L'île d'Oléron

Sur la façade orientale de l'île d'Oléron, les évolutions du trait de côte observées sont majoritairement faibles à peu significatives (entre +/- 1 m/an). Au niveau de la plage de Saint-Denis, il y a une légère érosion (- 1

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

m/an), entre 1945 et 2016 (Chaumillon et al., 2019; Weber, 2004). L'anse de la Maleconche est plus dynamique et enregistre une érosion modérée au niveau de la plage de la Gautrelle (jusqu'à - 3 m/an). A l'inverse, la pointe des Saumonards est en accrétion, entre 1824 et 2004 (jusqu'à + 3 m/an), une observation également effectuée sur les estrans et plages adjacentes (Bertin 2005 ; indicateur national d'érosion) (Figure 4-15).

Plus au sud, deux flèches sableuses (la flèche de Boyardville et la flèche de Bellevue) se développent et témoignent d'une accrétion sédimentaire, entre 1977 et 2000. La flèche de Bellevue montre une augmentation de sa surface de 850 m<sup>2</sup>/an entre 1977 et 2000 (Ozenne, 2012; Weber and Garlan, 2000b) (Figure 4-16). A l'extrémité sud-est, la pointe de Manson est plutôt en légère accrétion depuis 1945 (+ 1 m/an) (Chaumillon et al., 2019) (Figure 4-14).

L'évolution temporelle observée depuis 1824 montre une accrétion de plus en plus restreinte. La frontière entre la zone en érosion à l'ouest et la zone en accrétion à l'est migre vers l'est (Weber and Garlan, 2000b, 2000a).

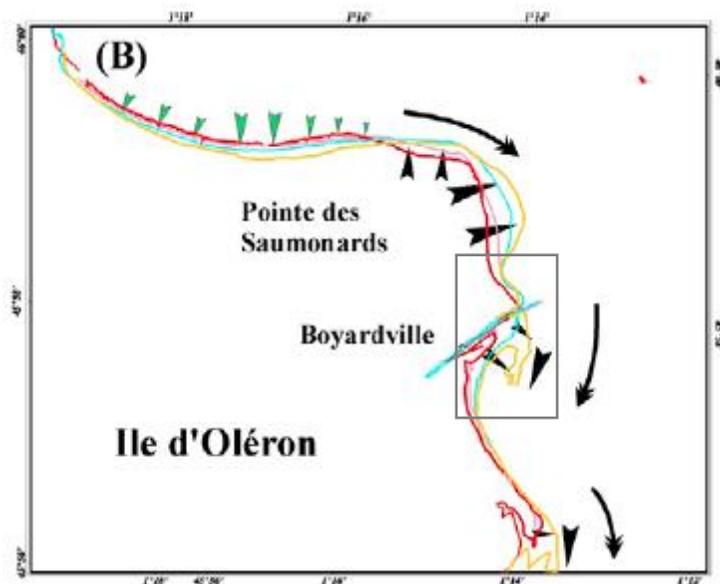


Figure 4-15: Évolution du trait de côte de l'Anse de la Maleconche, la pointe des Saumonards jusqu'à la pointe de Bellevue entre 1824 (trait rouge) et 1995 (trait jaune), détail des engraissements (flèches noires) et érosions côtières (flèches vertes), (Weber, 2004).

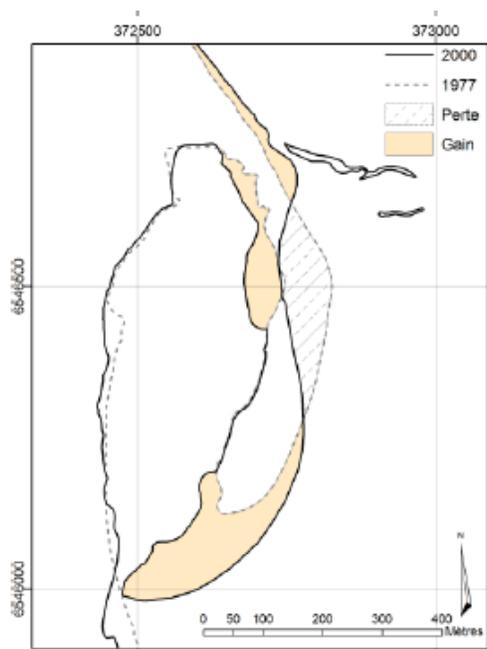


Figure 4-16 : Évolution morphologique de la flèche de Bellevue (1977 à 2000), (Ozenne, 2012).

Sur la **façade occidentale de l'île d'Oléron**, au **nord**, les mesures topographiques sur les plages de la Chaucre et de la Côtinière, montre une **légère érosion** (-1 m/an), entre 1940 et 2016 (Chaumillon et al., 2019).

Au **Sud-ouest de l'île d'Oléron**, depuis Vert Bois à la pointe de Gatseau, la mobilité du trait de côte est très **forte**. Une **accrétion importante** se produit, entre 1824 et 1973 (jusqu'à + 16 m/an), puis, succède **une érosion** rapide, entre 1960 et 2016 (- 7 m/an) (Baumann et al., 2017b; Bertin et al., 2004; Bertin and Chaumillon, 2005a; Bruno Castelle et al., 2018; Chaumillon et al., 2019) (Figure 4-17).

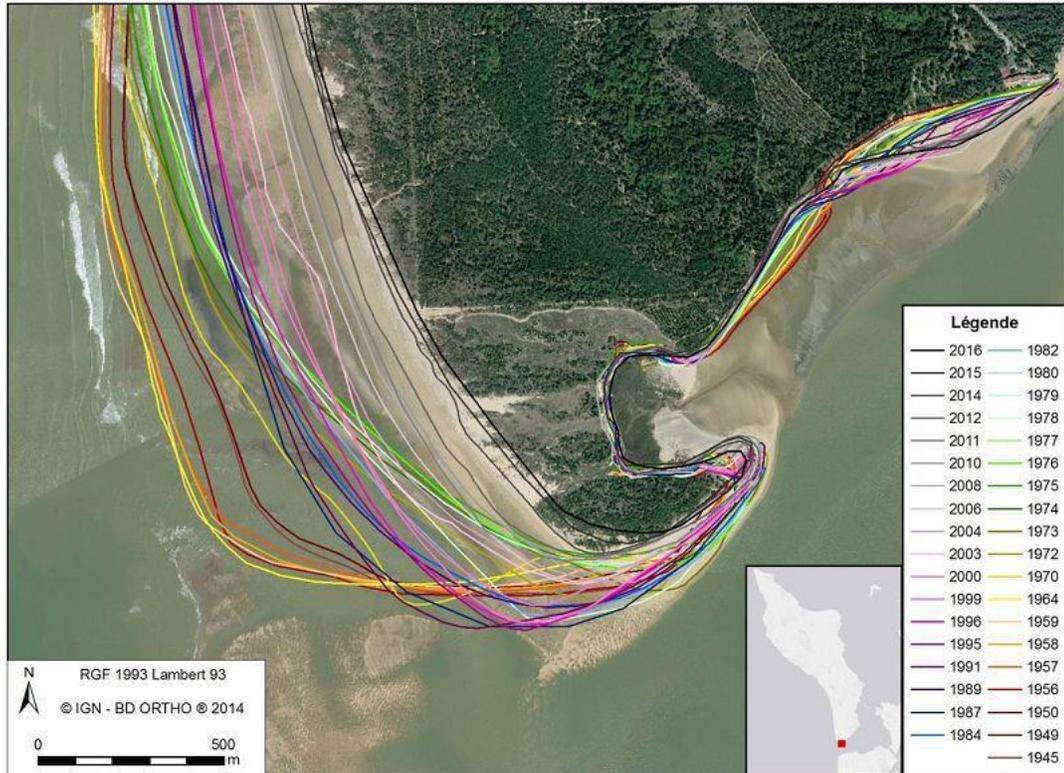


Figure 4-17 : Évolution du trait de côte de la pointe de Gatseau entre 1945 et 2016 (Bliard, 2016).

4.2.1.6. Le nord de l’embouchure de la Gironde : de la presqu’île d’Arvert à la pointe de Suzac

Les plages de Ronce-les-bains, du Galon d’or et de la Cèpe sont principalement en **progradation** (+ 0,5 m/an) entre 1840 et 2016 (CEREMA, 2019a; Chaumillon et al., 2019). Deux **flèches sableuses** se sont développées à l’extrémité ouest de la plage de la Cèpe : la flèche de l’embellie et la flèche du Galon d’Or (Bertin, 2005; Weber, 2004). L’évolution de ces deux flèches, entre 1950 et 2010, montre une **accrétion** vers l’est avec une migration du sable par dérive littorale vers l’intérieur de la baie de Marennes-Oléron ( Figure 4-18 ; Figure 4-19) (Ozenne, 2012). Entre ces flèches des secteurs en érosion peuvent se développer.

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

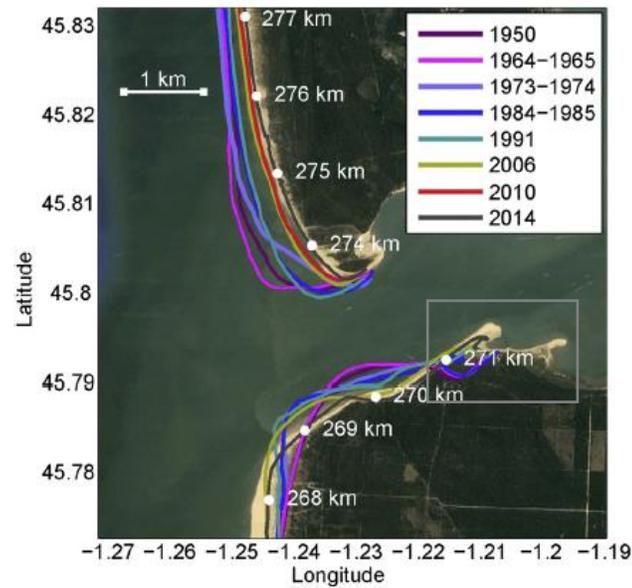


Figure 4-18 : Modifications du trait de côte entre 1950 et 2014, au niveau du Pertuis de Maumusson (Castelle et al., 2018).

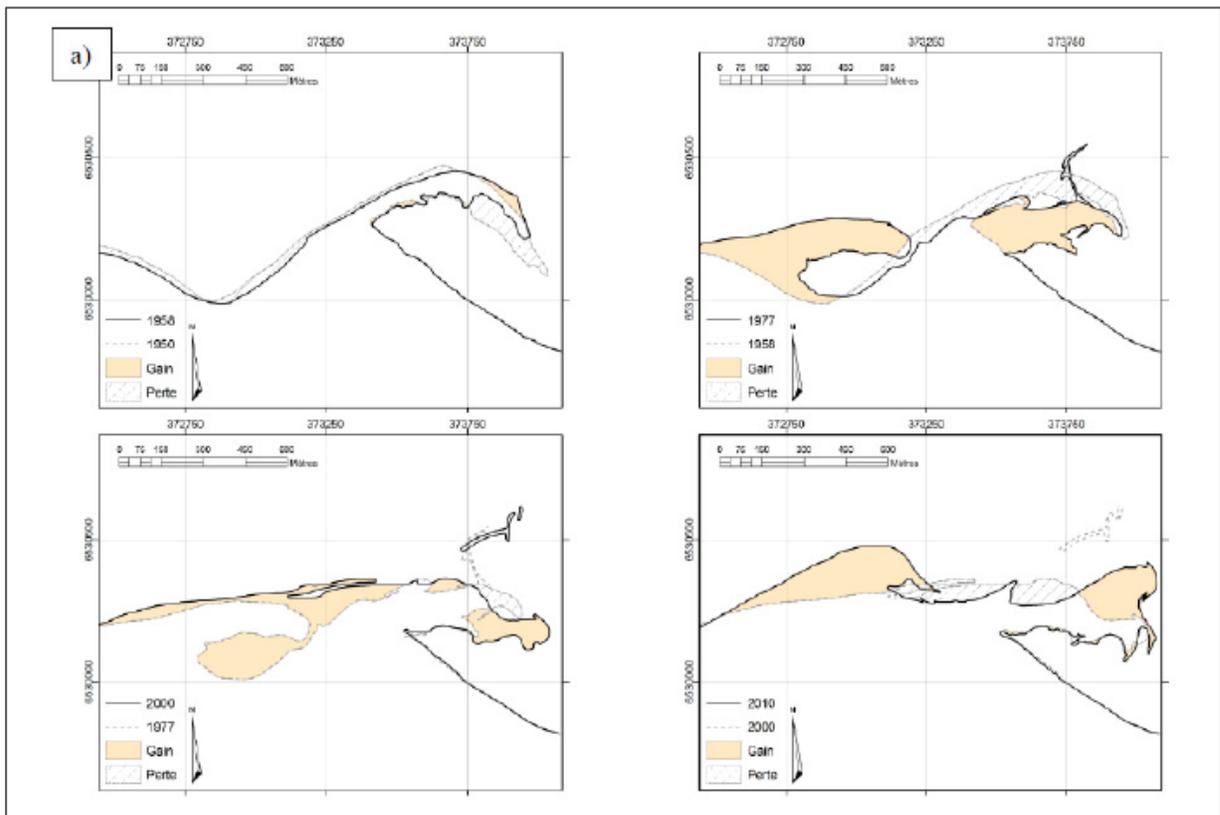


Figure 4-19 : Évolutions morphologiques de la flèche du Galon d'Or entre 1950 et 2010 (Ozenne 2012).

Depuis 1824, La **presqu'île d'Arvert**, au sud du pertuis de Maumusson, présente des **évolutions** de trait de côte **importantes et contrastées** dans l'espace. De 1840 à 2000, les **accrétions** les plus fortes (+ 10 m/an) ont été enregistrées dans la partie **nord** de la presqu'île d'Arvert, proche de la pointe Espagnole, tandis que les **érosions** les plus rapides (jusqu'à - 20 m/an) ont été enregistrées dans le **sud**, à proximité de la pointe de

la Coubre (Bertin, 2005; Chaumillon et al., 2019; Prat and Salomon, 1997). Des **alternances de phases d'accrétions et d'érosions rapides** sont également observées à la pointe Espagnole.

A l'extrémité sud de la presqu'île, se développe la **flèche sableuse de la pointe de la Coubre** à partir de 1892 (Figure 4-20). La flèche apparaît à la suite de la période de forte érosion qui affecte le sud-ouest de la presqu'île d'Arvert au 19<sup>ème</sup> siècle (Chaumillon et al., 2019).

Entre 1874 et 1970, l'érosion du sud-ouest de la presqu'île Arvert atteint -20 m/an, au niveau du phare et du sémaphore de la Coubre. Cette érosion rapide conduit à la destruction de l'ancien phare de la Coubre en 1907. Entre 1912 et 1948, l'extrémité de la flèche continue de s'allonger vers le Sud. La passe de navigation au sud stoppe l'allongement la flèche vers le sud. Ainsi dans une seconde période, la flèche de la Coubre s'allonge vers l'est en direction de la Palmyre (ouanneau, 1974). L'allongement et le recourbement de la flèche de La Coubre conduit à la formation de la **baie de Bonne-Anse** (Figure 4-20 ; Ozenne 2016).

Elle enregistre, globalement, un **engraissement** (jusqu'à + 6,1 m/an), entre 1945 et 2010 (Bermejo, 2007; Bertin and Chaumillon, 2005a; Chaumillon et al., 2019; Jouanneau, 1974; Sciaux, 2004).

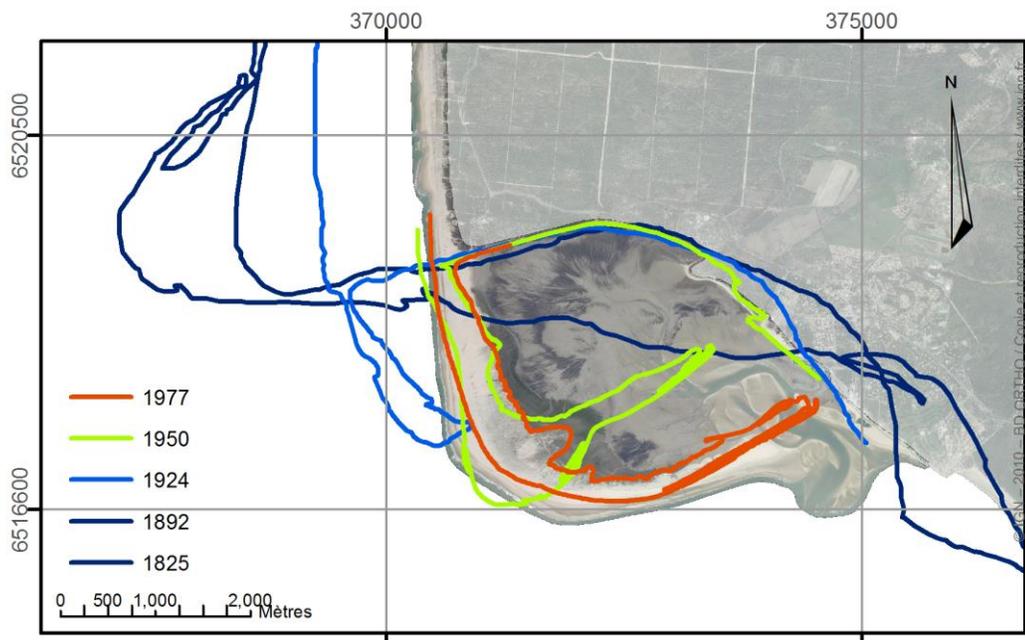


Figure 4-20 : Évolution du trait de côte de la Coubre et Bonne Nasse (1825, 1892, 1924, 1950, 1977), (Ozenne 2016, modifié d'après Herzog 2004).

Plus au sud-est, sur la côte de la rive nord de la Gironde, au niveau de la plage de **la Grande Côte**, l'érosion est **modérée** (- 4,3 m/an), entre 1977 et 1991. Le long de cette côte, il y a une décroissance de l'érosion d'ouest en est, où l'évolution du trait de côte devient, petit à petit, **peu significative** (Sciaux, 2004). Localement, la conche de **Saint-Georges-de-Didonne** enregistre une **accrétion**, depuis 1840 (+ 1,5 m/an) (Chaumillon et al., 2019, Castelle et al., 2018).

#### 4.2.1.7. Le sud de l'embouchure de la Gironde ; de la pointe de Grave à la pointe de la Négade

La côte sableuse entre la pointe de Grave et la pointe de la Négade est un secteur en **forte érosion** (moyenne de - 5,3 m/an) entre 1785 et 1959. Le maximum d'érosion a été observé, entre 1785 et 1842 sur l'extrémité de la pointe de la Grave (- 35 m/an) (Figure 4-21). Puis l'érosion a diminué à partir du milieu du 19<sup>ème</sup> siècle, en raison de la mise en place de défences de côtes (endiguements, brise lames...). Cependant, certaines zones restent très sensibles à l'érosion, comme l'Anse des Huttes ou encore le secteur entre Soulac-sur-Mer et la pointe de la Négade, où l'érosion atteint - 16 m/an, entre 1912 et 1994 (Aubié and Tastet, 2000; Bernon et

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

al., 2017; Castaing and Howa, 1985; Clus-Auby, 2003; Howa, 1997, 1987; Levêque, 1936; Sottolichio and Castaing, 1999). A Soulac-sur-Mer, l'immeuble « le Signal » est une figure iconique de l'érosion du trait de côte. Aujourd'hui situé à moins de 10 m du sommet de la falaise sableuse, il avait été construit à 200 m du trait de côte, en 1967.

Entre 1996 et 1998, les études comparatives du trait de côte IGN et de L'IFREMER, montrent une accrétion spectaculaire de 500 m au niveau de la plage de Saint-Nicolas tandis ce que les plages entre Soulac-sur-Mer et la pointe de la Négade, s'érodent avec un recul de plus de 100 m en 2 ans (BRGM, IFREMER, 1999, ARTELIA 2014, CASAGEC 2020).

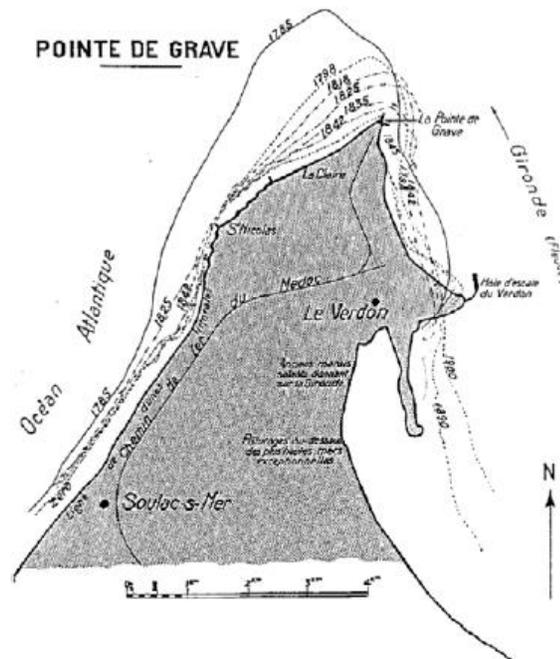


Figure 4-21 : Évolution de la pointe du Médoc de 1785 à 1935 (Levêque, 1936).

- Les barrières **sableuses** exposées aux vagues sont globalement **en érosion**.
- Les **extrémités des flèches sableuses** montrent des **accrétions très fortes** (plusieurs dizaines de m/an) contrôlées par le climat des vagues.
- Les **barrières les plus dynamiques** sont localisées à proximité des **embouchures**.
- Les barrières reposant sur des **estrans rocheux** ont des **taux d'évolution réduites**.
- Les **côtes vaseuses abritées** des vagues **avancent** sur la mer avec des taux parfois supérieurs à 20 m/an.

### 4.2.2. Les évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire des fonds marins du Parc

A l'échelle séculaire, les évolutions morphologiques moyennes des fonds marins, depuis les années 1800, basées sur plusieurs études de comparaison de cartes bathymétriques, sont décrites du nord au sud.

#### 4.2.2.1. Les fonds marins du pertuis Breton

Entre les deux **fosses de Chevarache** des **dunes marines** témoignent d'un transport sur le fond dans le sens du flot (Weber and Chaumillon, 2004; Figure 4-22).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

La **baie de l'Aiguillon** est en **accrétion** depuis au moins le 17<sup>ème</sup> siècle (Ozenne, 2012). Son avancée est estimée à près de 250 000 m<sup>2</sup>/an qui ont été gagnés sur la mer entre 1824 et 1995, et 200 000 m<sup>2</sup>/an entre 1960 et 1995 (Weber and Garlan, 2000a, 2000b). Depuis 1960, les estrans vaseux progradent de 100 et 200 m (3 m/an en moyenne) de chaque côté du chenal de la Sèvre-Niortaise qui traverse la baie de l'Aiguillon. Ce chenal principal devenant rectiligne, en forme d'entonnoir. Les apports en vase dans cette baie comblent les chenaux secondaires (canal de Luçon, chenal vieux, chenal de la Raque) ainsi que la partie aval de la baie (Weber and Garlan, 2000a, 2000b).

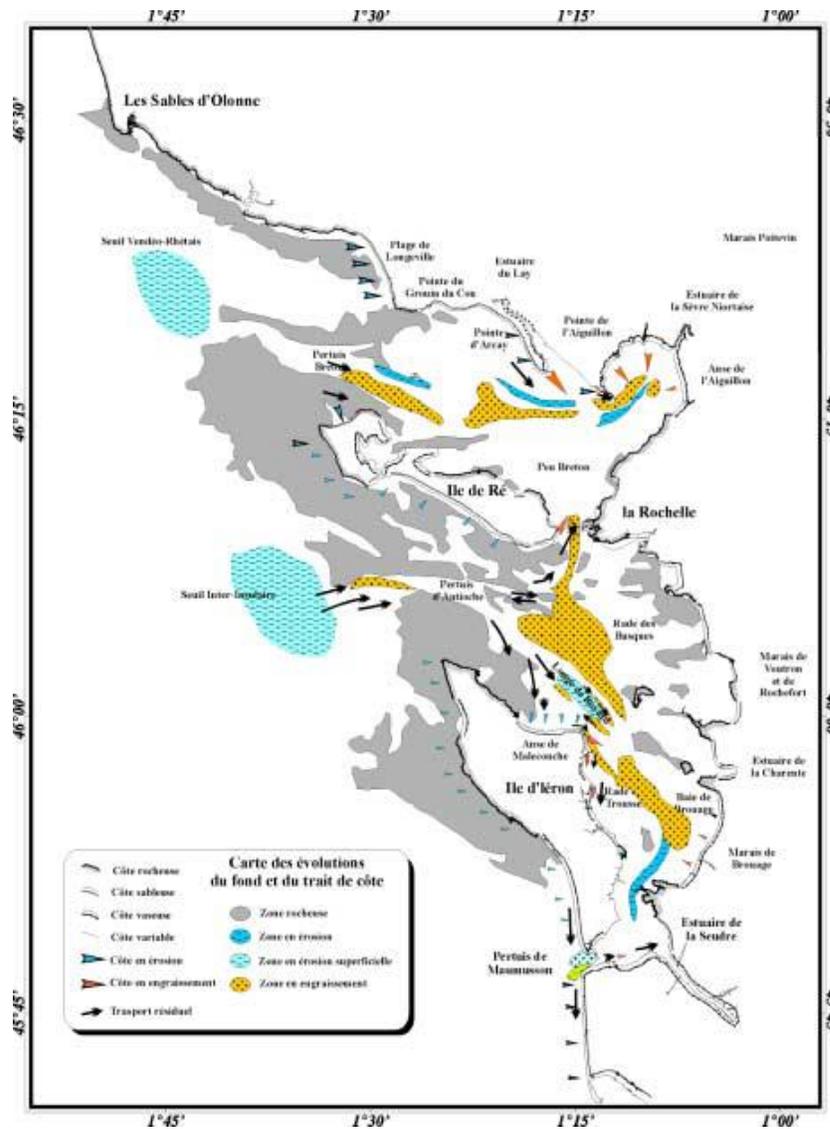


Figure 4-22 : Carte de synthèse de l'évolution des fonds et du trait de côte dans les Pertuis Charentais entre 1822 et 2000 (Weber, 2004).

Les fonds au sud et sud-ouest des pointes d'Arcay et de l'Aiguillon sont en légère accrétion (moyenne de + 0,01 m/an) entre 1985 et 2013. Le budget sédimentaire est de + 10,7 Mm<sup>3</sup> (384 000 m<sup>3</sup>/ an) pour la surface d'étude (Figure 4-23) et sur cette période. Les plus grandes zones de dépôts (+ 1 à + 1,5 m) sont situées au large du banc des Jaux et au sud de la pointe de l'Aiguillon, tandis que la sédimentation est plus réduite le long de la pointe d'Arcay (+ 20 et + 50 cm) entre 1985 et 2013 (Dehouck et al., 2013).

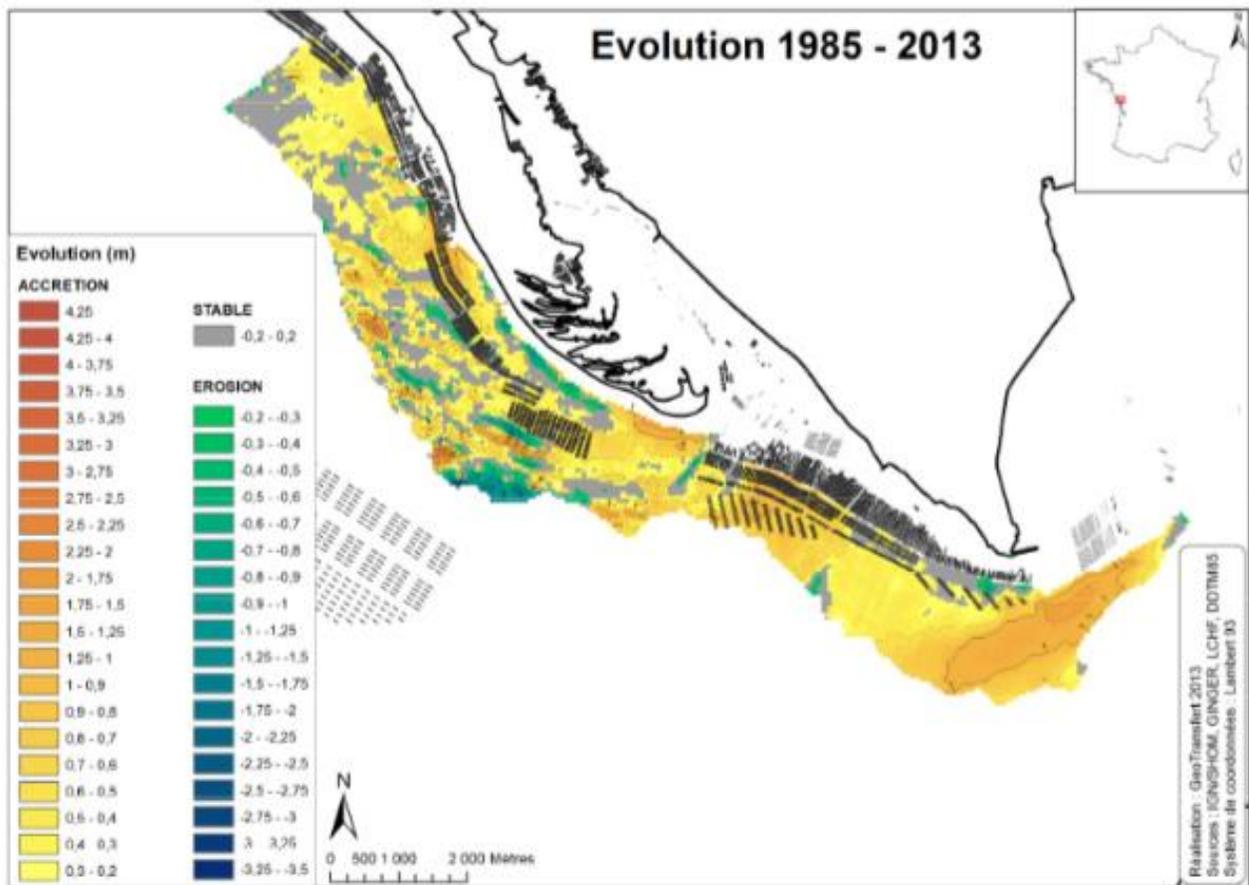


Figure 4-23 : Évolution des fonds marin adjacent à la pointe d'Arcay et le l'Aiguillon, entre 1985 et 2013. Accrétion sédimentaire en jaune/orange et érosion sédimentaire en bleu/vert. Les installations conchylicoles sont représentées en noir (Dehouck et al., 2013).

Dans la **fosse de Chevarache**, il y a un comblement par de la vase sur une épaisseur de 8 à 10 m au maximum, entre 1824 et 1960. La bordure sableuse au nord de cette fosse, s'**érode** ce qui tend à l'élargir (+ 1 000 m de largeur en plus en 180 ans). La bordure Est de la fosse orientale est **stable**.

Le **banc du Bûcheron**, situé au sud du pertuis Breton sur la côte nord-est de l'île de Ré, à l'embouchure du Fier d'Ars, est un delta de jusant dont la progradation très rapide (Schillinger, 2000; Weber, 2004).

#### 4.2.2.2. Les fonds marins du pertuis d'Antioche

A l'est du **seuil inter-insulaire**, depuis 1824, un comblement sableux se localise à l'ouest et sud ouest de la fosse d'Antioche (Weber et al., 2004). L'architecture interne de ce corps sableux témoigne d'une progradation vers l'est et le nord. Les différences de bathymétrie, entre 1824 et 1960, montre une sédimentation atteignant + 6,3 m/an. Cette évolution se stabilise entre 1960 et 2001 (Weber et al., 2004).

Comme dans les fosses de Chevarache, un champ de **dunes marines** est présent au nord-est la **fosse d'antioche**. Des vases se déposent sur ces dunes et traduisent l'envasement progressif des partie orientales

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

du pertuis (Weber and Chaumillon, 2004). La **rade des Basques** et le **coureau de la Pallice** s'ensavent : + 0,03 à + 0,06 m/an entre 1824 et 2001. Ce comblement est également mis en évidence entre 1960 et 2001 (Weber 2004).

A l'**embouchure nord de la baie de Marennes Oléron**, la **longe de Boyard** est un banc de sable tidal de catégorie « embouchure large » qui suit trois grandes tendances d'évolution, sur la période comprise entre 1822 et 2000 (Bertin and Chaumillon, 2005; Chaumillon et al., 2002, 2006) : une **accrétion** latérale au sud-ouest et au nord-est du banc ; une **érosion** au nord-ouest du toit du banc ; une **érosion** des flancs sud-est et nord-ouest du banc. Le bilan volumétrique de la longe de Boyard entre 1822 et 2000 est négatif, ce qui témoigne d'une érosion malgré les apports sableux en provenance du large (Chaumillon et al., 2002b, 2000; Guérin et al., 2016).

Les **fonds de la baie de Marennes-Oléron** se comblent de sable et vase, de + 106 millions de m<sup>3</sup> avec un gain sédimentaire de + 106 millions de m<sup>3</sup>, soit un taux de sédimentation de + 0,46 cm/an, sur la période de 1824 à 2003 (Allard et al., 2010, 2008b; Bertin et al., 2005, 2004; Poirier et al., 2010). Ce comblement induit une diminution de 20% du volume de remplissage en eau de la baie (Figure 4-22). Les deux embouchures de la baie, au nord et au sud, se comblent aussi pendant cette période.

Le chenal de la **rade des Trousses** se comble également, comme en témoigne sa profondeur maximale qui passe de - 19 m en 1824 à - 11 m en 2004 (Allard et al., 2010; Poirier et al., 2010).

Au large de la commune de Château-d'Oléron, le **banc de sable de Lamouroux** est en accrétion pour les périodes entre 1824 et 2003-2004 (Allard et al., 2010; Bertin, 2005) (Figure 4-24).

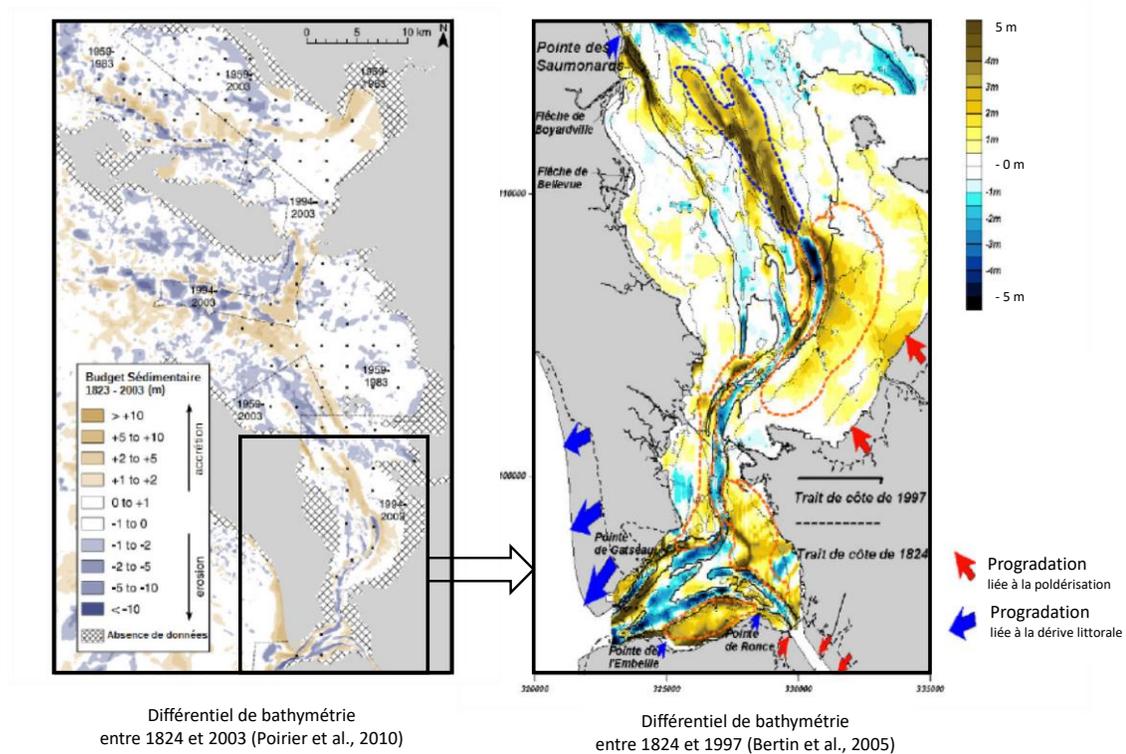


Figure 4-24 : Budget sédimentaire du pertuis Breton et du pertuis d'Antioche, zoom sur de la baie de Marennes-Oléron (entre 1824 et des données récentes de 1997 à 2003), (Poirier et al., 2010 ;Bertin et al., 2005).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

**Les estrans rocheux**, qui prolongent vers l'ouest les parties rocheuses des îles de Ré et d'Oléron, forment des plateformes avec des petites dépressions qui permettent le piégeage temporaire de sables (par exemples : plages des Seulières, Anse de la Maleconche, Conche des Baleines).

### 4.2.2.3. Les fonds marins du pertuis de Maumusson

L'avancée de la pointe de Gatseau a entraîné une diminution de plus de la moitié de la largeur du pertuis de Maumusson entre 1824 et 1864. Entre 1864 et 1946, la largeur du pertuis s'est stabilisée à 1200 m (Bertin et al., 2004).

Pendant la phase de rétrécissement (1824 à 1946), le chenal principal s'est approfondi de -16 à -24 m. Sa profondeur, entre 1985 et 2001, n'évolue plus de façon significative (entre - 15,1 m et - 15,9 m), tandis que la section mouillée minimale du pertuis diminue de 7 500 m<sup>2</sup> à 6 800 m<sup>2</sup> ce qui s'explique par un rétrécissement du chenal (

Figure 4-25).

De 1824 à 2001, la partie occidentale du chenal principal, initialement de direction ouest-est, a subi une rotation vers le sud-ouest puis vers le sud le sud-ouest/nord-est (Bertin, 2005; Bertin et al., 2005, 2004).

Entre 1946 et 1997 (Bertin, 2005), l'extension vers le large du delta de jusant (**banc sableux des Mathes**), devant la côte ouest de la pointe d'Arvert, diminue à moins de 3 km vers le large.

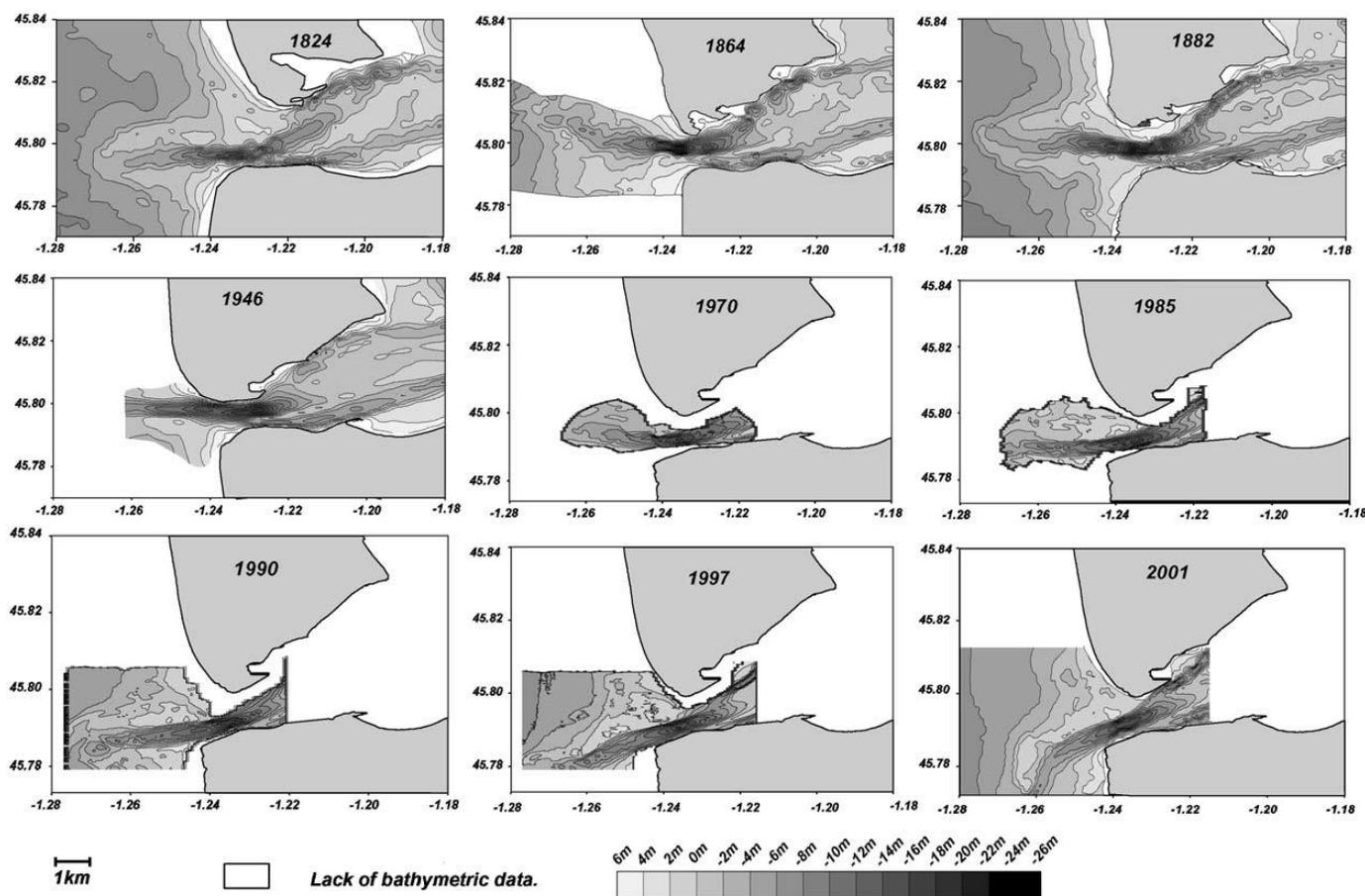


Figure 4-25 : Évolution des fonds du pertuis de Maumusson de 1824 à 2001 (Bertin et al., 2005).

### 4.2.2.4. Les fonds marins de l'embouchure de la Gironde

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

L'embouchure de la Gironde constitue un ensemble sédimentaire complexe avec des chenaux (naturels et artificiels) et des bancs sableux en permanente évolution (Allen, 1991), (Figure 4-26). Jusqu'au début du 19<sup>ème</sup> siècle, l'estuaire évoluait de manière naturelle et les passes de l'embouchure de la Gironde se modifiaient sans cesse. Elles pouvaient être orientées vers le sud-ouest lorsque des dépôts sédimentaires importants se mettaient en place sur les bancs situés au nord, ou bien s'orienter vers le nord lorsque la sédimentation devenait trop importante dans le chenal sud-ouest. Entre ces deux états, le chenal se déplaçait progressivement de façon cyclique (Braud 1986) (Cf chapitre 5).

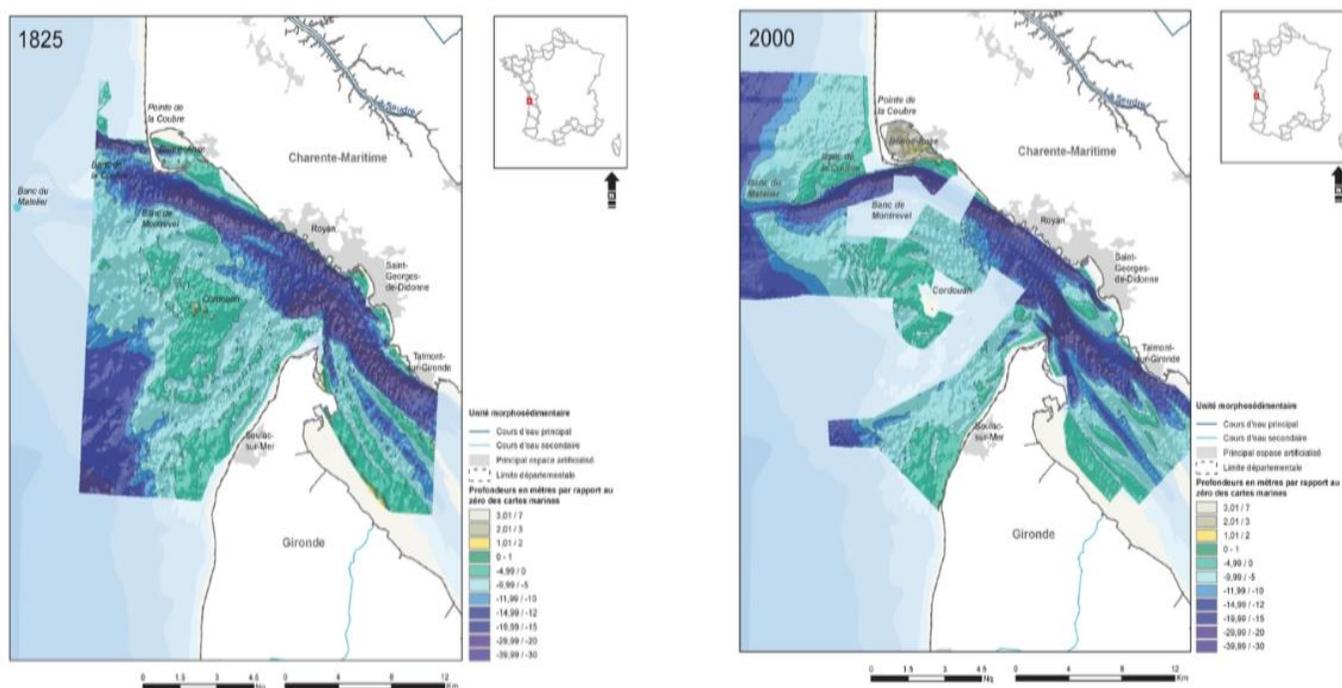


Figure 4-26: Comparaison de levés bathymétriques de 1825 (gauche) et 2000 (droite) à l'embouchure de la Gironde avec la position du trait de côte actuels (SHOM, Cerema, 2015a : levé S182500100 ; SHOM ; Port Autonome de Bordeaux, CEREMA 2019, F6).

Jusqu'en 1930, les navires qui accédaient à l'estuaire de la Gironde franchissaient le banc du Matelier (Banc nord/sud Figure 4-27) en empruntant les plus importantes profondeurs naturelles. Le chenal de la passe ouest était ouvert naturellement à travers les hauts fonds à la fin du 17<sup>ème</sup> siècle et orienté vers l'ouest-nord-ouest. Entre 1901 et 2003, il y a un déplacement des **bancs de la Coubre** et **de la Mauvaise** (bancs du delta de jusant de la Gironde) vers le sud. Le chenal principal de marée a migré, de 5 km vers le sud, entre 1824 et 2003 (Bertin, 2005), (Figure 4-26). De 1993 à 2003, le **banc du Matelier** se déplace vers le sud-ouest et la « **Passe de l'Ouest** » situé au large de la Coubre se comble (Bernard 2004, SAFEGE, SEAMER 2006 ; Artelia, In Vivo Environnement 2012) (Figure 4-27). Cette passe ouest fait l'objet d'un dragage régulier pour assurer son entretien malgré les déplacements cycliques en lien avec les mouvements de la pointe de la Coubre et du banc du Matelier (ARTELIA 2012).

Au sud de l'embouchure, le **platier rocheux de Cordouan** et ses faibles dépôts sableux forment des hauts fonds peu mobiles (Pedreros, 1994 ; Mallet, 1998).

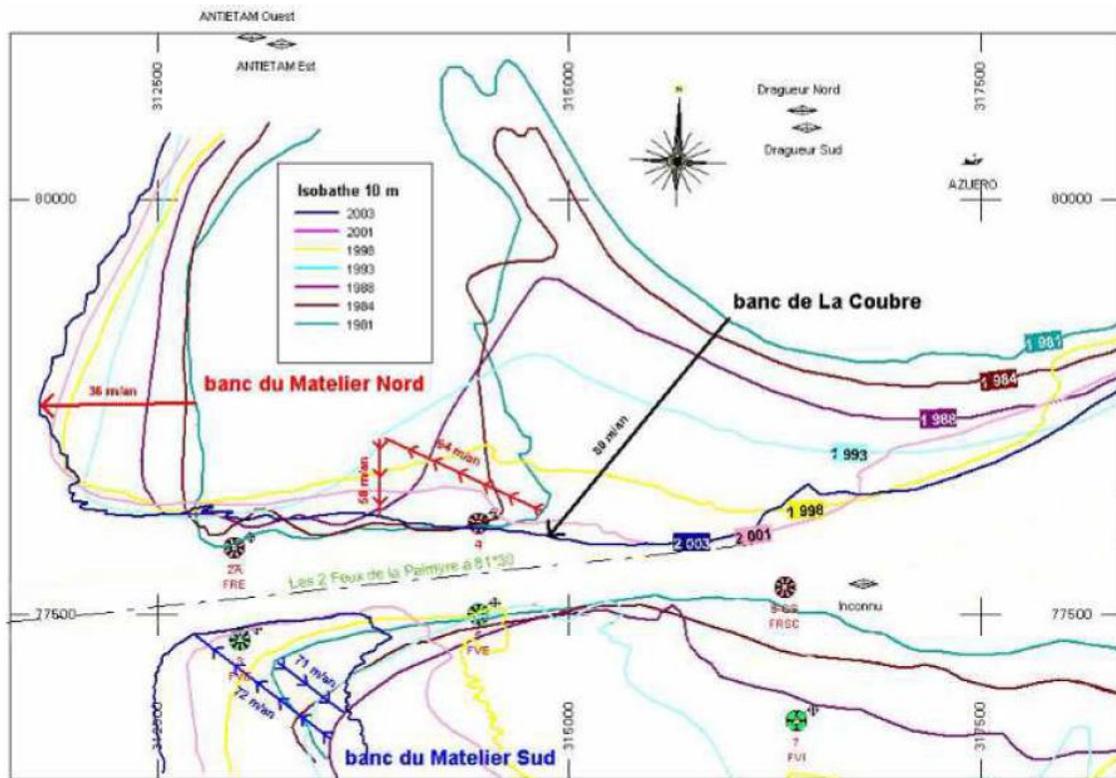


Figure 4-27 : Évolution de l’isobathe -10 m CM de la passe ouest entre 1981 et 2003 - (SAFEGE, SEAMER 2006), (Bernard, 2004, Issue du CEREMA 2019, F6).

Les petits fonds, au large de **la Coubre**, ont perdu 130 millions de m<sup>3</sup> de sable, entre 1825 et 1965 (0,92 Mm<sup>3</sup>/an) simultanément au recul du trait de côte. Au sud-est de la pointe de la Coubre, en 1706, la baie de Bonne-Anse est une baie peu marquée dans la continuité du littoral. Pendant la seconde moitié du 19<sup>ème</sup> siècle (1912 et 1955), la **baie de Bonne-Anse** commence à se combler (+ 60 Mm<sup>3</sup>). Le **banc de Saint-Georges** est apparu principalement après 1824. Il témoigne d’une accrétion sédimentaire de plus de 500 000 m<sup>3</sup>/an entre 1824 et 2001 (Bertin and Chaumillon, 2005a; Ciavola and Collins, 2004; Mallet et al., 2000).

#### 4.2.2.5. Les fonds de l’estuaire de la Gironde

L’estuaire de **la Gironde** est globalement en **accrétion**, depuis la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Plusieurs phases de progradation vers l’aval et d’installation du couvert végétal sur ces rives sont identifiées (Allen 1971, Coquillas 2019). Un taux de sédimentation maximum de + 50 mm/an est observé au niveau du Bec d’Ambes, entre 1825 et 1874. Il y a des évolutions plus lentes (+ 0 à 10 mm/an) dans le fond des chenaux et vers l’aval de l’estuaire (Allen, 1991, 1972; Sottolichio et al., 2013).

Entre 1925-1973, la sédimentation dans la zone sableuse aval de l’estuaire est plus importante dans les zones vaseuses amont et atteint + 20 mm/an. Entre 1962 et 1994, la zone de sédimentation maximum migre vers la partie amont de l’estuaire (Sottolichio et al., 2013 ; Figure 4-28). Ainsi, Localement, l’estuaire connaît alors des phases d’accrétions plus ou moins marquées. Au cours de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, des volumes de vase estimés, entre 1 et 3 millions de mètres cubes, se déversent annuellement dans l’estuaire et participent à son comblement (Allen et al., 1979).

La zone amont de l’estuaire ou delta de fond de baie montre des évolutions spectaculaires marquées par la dynamique des barre sableuses estuariennes allongées (Dalrymple et al., 1990; Feniès and Tastet, 1998) comme celle de Trompeloup (Feniès et Tastet, 1998), ou lobée comme celle de Plassac (Allen, 1972; Billy

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

et al., 2012; Chaumillon et al., 2013). Le comblement du delta de fond de baie consiste en un mélange de sable (dominant) et de vase. A l'échelle de l'estuaire, les sédiments sont essentiellement d'origine fluviale.

Les débits fluviaux moyens de la Garonne et de la Dordogne ont diminué d'environ 40 % depuis les années 1960 (Le Treut, 2013) avec comme conséquence une remontée vers l'amont du bouchon vaseux, qui est moins facilement expulsé en mer. Pendant la même période, la marée s'est amplifiée de 20 cm en amont de l'estuaire, ce qui a eu pour effet non seulement d'élever les niveaux des plus hautes mers mais aussi de contribuer à la migration du bouchon vaseux vers l'amont (Jalón-Rojas et al., 2015; Jalón-Rojas et al., 2018).

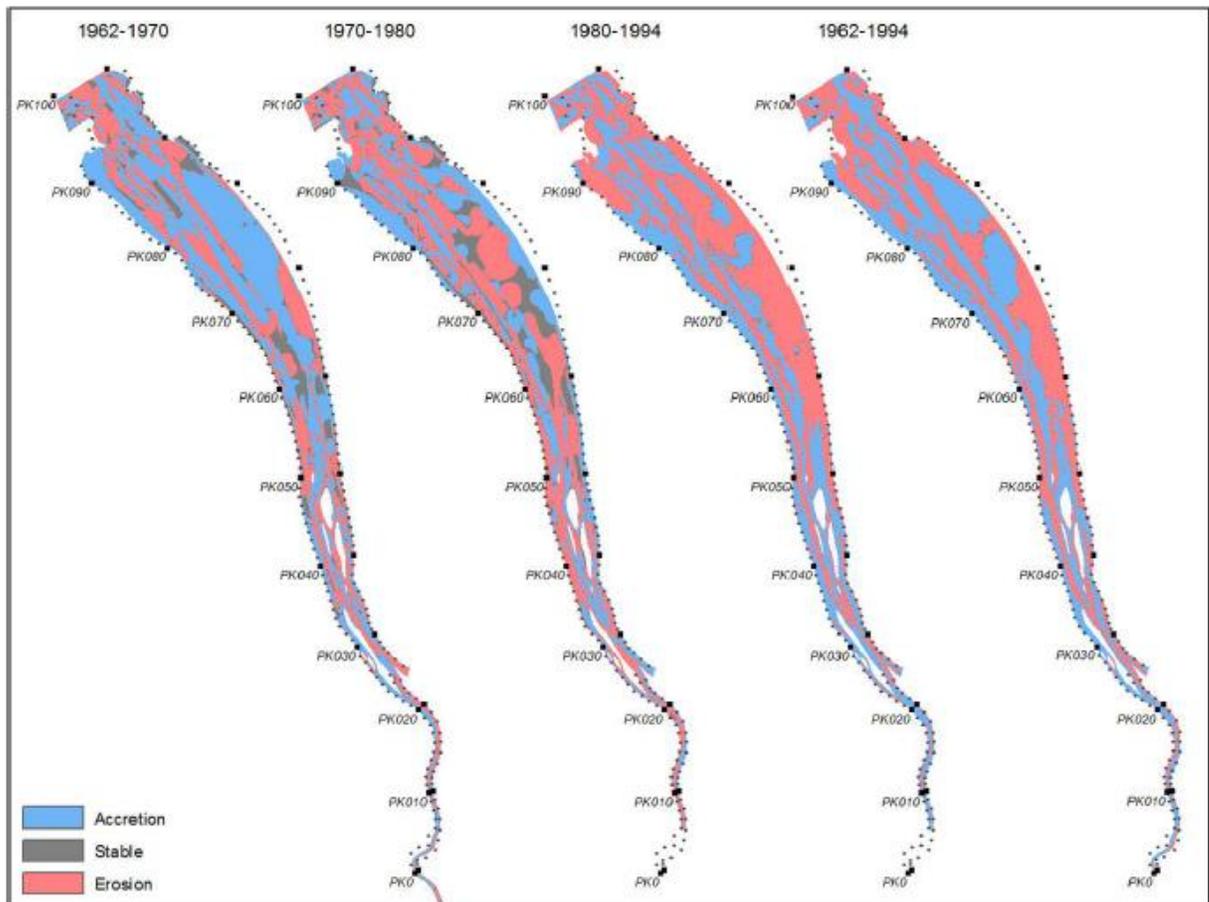


Figure 4-28 : Bilan sédimentaire de l'estuaire de la Gironde pour les trois intervalles de temps considérés : 1962-1970, 1970-1980, 1980-1994 et budget global 1962-1994. Les PK sont des points de référence en km en aval de Bordeaux (PK 0), (Sottolichio et al., 2013).

- Les fonds des pertuis et les zones de dépression (fosses et chenaux) sont sujets à un engraissement vaseux. Les pertuis d'Antioche et Breton sont en accrétion, hormis la longe de Boyard.
- Les zones vaseuses tendent à s'étendre vers les zones maritimes plus au large.
- L'estuaire de la Gironde est soumis à un comblement naturel.

### 4.2.3. Les forçages des évolutions morphologiques et sédimentaires séculaire des fonds marins du Parc

Trait de côte et fonds marins montrent des évolutions côtières souvent rapides avec de très fortes variations spatiales et temporelles. Les paramètres de contrôle de ces évolutions sont : l'exposition aux vagues, les

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

variations du climat des vagues, les courants de marée, la dynamique des embouchures, le socle rocheux, les activités humaines.

### 4.2.3.1. Le contrôle par les vagues

Les **érosions** moyennes sont les plus élevées sont situées au niveau des **plages sableuses exposées** aux vagues (presqu'île d'Arvert, sud-ouest Oléron et côte sud de l'embouchure de la Gironde). Par opposition, les plages abritées des vagues, localisées à l'intérieur des pertuis, dans les estuaires et les baies, sont globalement plus stables ou parfois en accrétion. Au niveau des flèches sableuses, ce sont leurs extrémités, soumises à des vagues plus faibles et à une dérive littorales décroissantes qui sont en accrétion. L'érosion du toit de la **Longe de Boyard**, est expliqué par l'amplification des vagues sur le relief de ce banc, car les courants de marée y sont très faibles (Bertin and Chaumillon, 2005a; Chaumillon et al., 2008a, 2002b; Guérin et al., 2016).

Les larges estrans rocheux et leur prolongement sous la mer à l'ouest de îles de Ré et Oléron sans couverture sédimentaire sont expliqués par le ravinement intense par les vagues. Ainsi, en **milieu ouvert**, cette influence des vagues est dominante et concerne donc la plus grande surface du Parc.

L'**exposition aux vagues** est un paramètre de premier ordre expliquant une grande partie des évolutions morphologiques aux échelles séculaires (Allard et al., 2008b, 2008a; Allen and Posamentier, 1994; Bertin et al., 2005, 2004; Chaumillon et al., 2013, 2004, 2019).

### 4.2.3.2. Le contrôle par les variations du climat des vagues

Les évolutions morphologiques parmi les plus importantes sont observées au niveau des **flèches sableuses** (Arcay, Gatseau, la Coubre). Les **flèches sableuses** se développent principalement sous le contrôle de la dérive littorale induite par les vagues. Les évolutions morphologiques séculaires de la pointe d'Arcay, montrent que la flèche s'allonge lors des périodes caractérisées par des vagues plus hautes. A l'inverse, la flèche se recourbe lors de périodes de vagues moins hautes (Allard et al., 2008). Il existe donc un contrôle climatique sur l'évolution de cette flèche, puisque la croissance de la flèche est conditionnée les apports sableux via la dérive littorale qui elle-même dépend des vagues et donc du climat.

Ce contrôle climatique sur l'évolution de la flèche d'Arcay a été confirmé par l'étude de Poirier et al., (2017a). Les évolutions morphologiques depuis 1800, de flèches sableuses, distantes, mais toutes situées sur le littoral Aquitain (Pointes d'Arcay, de la Coubre et du Cap Ferret), montrent une synchronisation dans leur allongement. Ces évolutions sont corrélées avec celle de la flèche de Fire Island dans l'état de New York. Ces évolutions attestent probablement d'un contrôle, climatique à l'échelle du nord de l'Atlantique.

#### **Le contrôle climatique sur la flèche d'Arcay :**

*Les évolutions morphologiques de la pointe d'Arcay, lors de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, montrent des variations de la hauteur de taux d'allongement liées aux variations de la hauteur des vagues. Entre 1811 et 2000, les vitesses d'accrétions et les évolutions morphologiques enregistrent des variations temporelles du climat des vagues. La flèche s'allonge, avec une forte accumulation de sédiments lors des périodes caractérisées par des vagues plus hautes. A l'inverse, la flèche se recourbe et l'accumulation de sable est réduite lors de périodes de vagues moins hautes (Allard et al., 2008).*

*Cette observation a permis de montrer qu'il existe un contrôle climatique sur l'évolution de cette flèche, puisque les variations de dérive littorale dépendent de la hauteur des vagues, qui elle-même dépend des vents et donc du climat. Ce contrôle climatique sur l'évolution de la flèche d'Arcay a été confirmé par l'étude de Poirier et al (2017a).*

*Les évolutions morphologiques depuis 1800, de flèches sableuses, distantes, mais toutes situées sur le littoral Aquitain (Pointes d'Arcay, la Coubre ou encore celle du Cap Ferret plus au Sud), montrent une synchronisation de l'accrétion de leur croissance. Pour aller plus loin, cette comparaison est corrélée avec la flèche de Fire Island dans l'état de New York, raccordant alors de la dynamique climatique Nord Atlantique. Ces corrélations attestent d'un contrôle global, climatique, sur les évolutions morphologiques des flèches sableuses. Les observations sur les côtes du Parc confirment que les vagues (l'exposition du littoral) sont un forçage majeur qui gouverne la dynamique des flèches à moyen terme.*

### 4.2.3.3. Le contrôle par les courants de marée

Le second forçage marquant de la dynamique des sédiments sur le Parc est celui des courants de marée. En effet dans les environnements macrotidaux, les courants de marée sont fondamentaux dans la redistribution des sédiments. Au niveau des **fosses** et des **chenaux principaux** des embouchures, la présence de dunes marines atteste du transport par de forts courants de marée (Berné, 2000; Chaumillon et al., 2004).

Les **bancs tidaux** lobés (Longe de Boyard, banc de Lamouraux, banc de Plassac) atteste de transports convergents dominés par le flot (au niveau de la rampe de flot, Hayes, 1979) et par le jusant (au niveau des flèches de jusant, Hayes, 1979). Ces bancs lobés montrent, des phases d'accrétion latérale, d'allongement et d'érosion (Bertin and Chaumillon, 2005b; Billy et al., 2012; Chaumillon et al., 2002b; Guérin et al., 2016; Tessier, 2012).

Dans les **chenaux principaux** des embouchures du pertuis de Maumusson et de la Gironde, les grandes dunes sous-marines attestent d'une dominance par les marées. Les réseaux de chenaux dans les baies et environnements semi fermés ont une dynamique également dominée par les courants de marée.

### 4.2.3.4. Le contrôle par les embouchures

Parmi les barrières sableuses, celles situées à **proximité des embouchures sont les plus dynamiques** (Castelle et al, 2018). Ainsi des taux d'érosions les plages - 16 m/an entre 1960 et 2014 à la pointe de Gatseau, - 14 m/an, entre 1840 et 2000 à la presqu'île d'Arvert et - 35 m/an entre 1785 et 1935 au sud de l'embouchure de la Gironde. A la différence des flèches d'Arçay ou de la Coubre, la flèche de Gatseau, comme celle du Cap Ferret (Nahon et al., 2019), n'est pas toujours en accrétion. Elle montre des alternances de périodes de progradation et d'érosion. Ces alternances n'étant pas synchrones d'une embouchure à l'autre (Figure 4-29), cela suggère qu'elles ne sont pas uniquement contrôlées par des phénomènes globaux comme le changement du climat des vagues ou les variations du niveau de la mer (Chaumillon et al., 2019).

L'érosion rapide du sud de la presqu'île d'Arvert (nord de l'embouchure de la Gironde) débute au moins au début du 19<sup>ème</sup> siècle, lors de la migration vers le nord-ouest du chenal principal de l'estuaire de la Gironde. De la fin du 19<sup>ème</sup> siècle à nos jours, l'érosion du sud de la presqu'île d'Arvert diminue, passant localement de 20 m/an à 4-6 m/an pendant que le chenal principal de l'estuaire de la Gironde migre vers le sud-ouest (Allen, 1972). Le basculement vers le sud-ouest de l'embouchure de la Gironde, en entraînant le delta de jusant, a pu diminuer la dissipation des vagues sur ces hauts fonds et ainsi faciliter l'érosion de la presqu'île d'Arvert. L'absence de banc engendre également une diminution du stock sableux disponible au large pour l'alimentation de la côte. A l'inverse, l'engraissement des bancs permet de nourrir les barrières littorales. L'accrétion de la pointe de Gatseau s'est produite entre le début du 19<sup>ème</sup> siècle et les années 60 (Bertin et al., 2004; Castelle et al., 2018) alors que le chenal principal de l'embouchure de Maumusson est orienté vers l'ouest. Au cours des décennies suivantes, la pointe de Gatseau s'érode pendant que le chenal principal de Maumusson migre vers le sud-ouest puis le sud. Dans ce cas encore, le basculement vers le sud-ouest de l'embouchure a pu faciliter l'érosion de la Pointe de Gatseau (Bertin et al., 2005, 2004).

Dans le cas de la Gironde et de Maumusson, des interactions entre les deux embouchures sont envisageables (Bliard, 2016). Jusqu'au milieu du 20<sup>ème</sup> siècle la dérive littorale est orientée vers le nord le long d'une portion

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

de la presqu'île d'Arvert. Ce transport sédimentaire vers le sud-ouest de l'île d'Oléron, pourrait aussi expliquer son engraissement. A partir du milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, la dérive littorale le long de la presqu'île d'Arvert est orienté vers le sud, ce qui pourrait expliquer que le sud de l'île d'Oléron, plus alimenté en sable, commence à s'éroder.

### **Le conditionnement de l'embouchure de la Gironde sur la flèche de La Coubre :**

*Le développement de la flèche de la Coubre s'est déroulé en plusieurs étapes (Jouanneau, 1974 ; Albert, 2016). Accru, dans un premier temps par les apports de la dérive littorale et par la diminution de l'intensité du courant de jusant de la Gironde et du comblement progressif de son chenal au 20<sup>ème</sup> siècle.*

*De même que pour la flèche d'Arcay, les conditions climatiques et plus particulièrement le régime de houle, influencent l'allongement accru de la flèche au cours du temps (Poirier et al ., 2017a).*

*Cette dynamique est également marquée par des grandes phases d'aménagement et de dragage des passes de la Gironde en direction du Port de commerce de Bordeaux en 1930 qui ont favorisé la constitution rapide de la flèche. Elle s'est développée dans un premier temps, vers le sud puis, lorsqu'elle s'est étendue à la limite du chenal, vers l'est puis vers le nord, donnant à la flèche sa forme recourbée à l'origine de la baie de Bonne-Anse.*

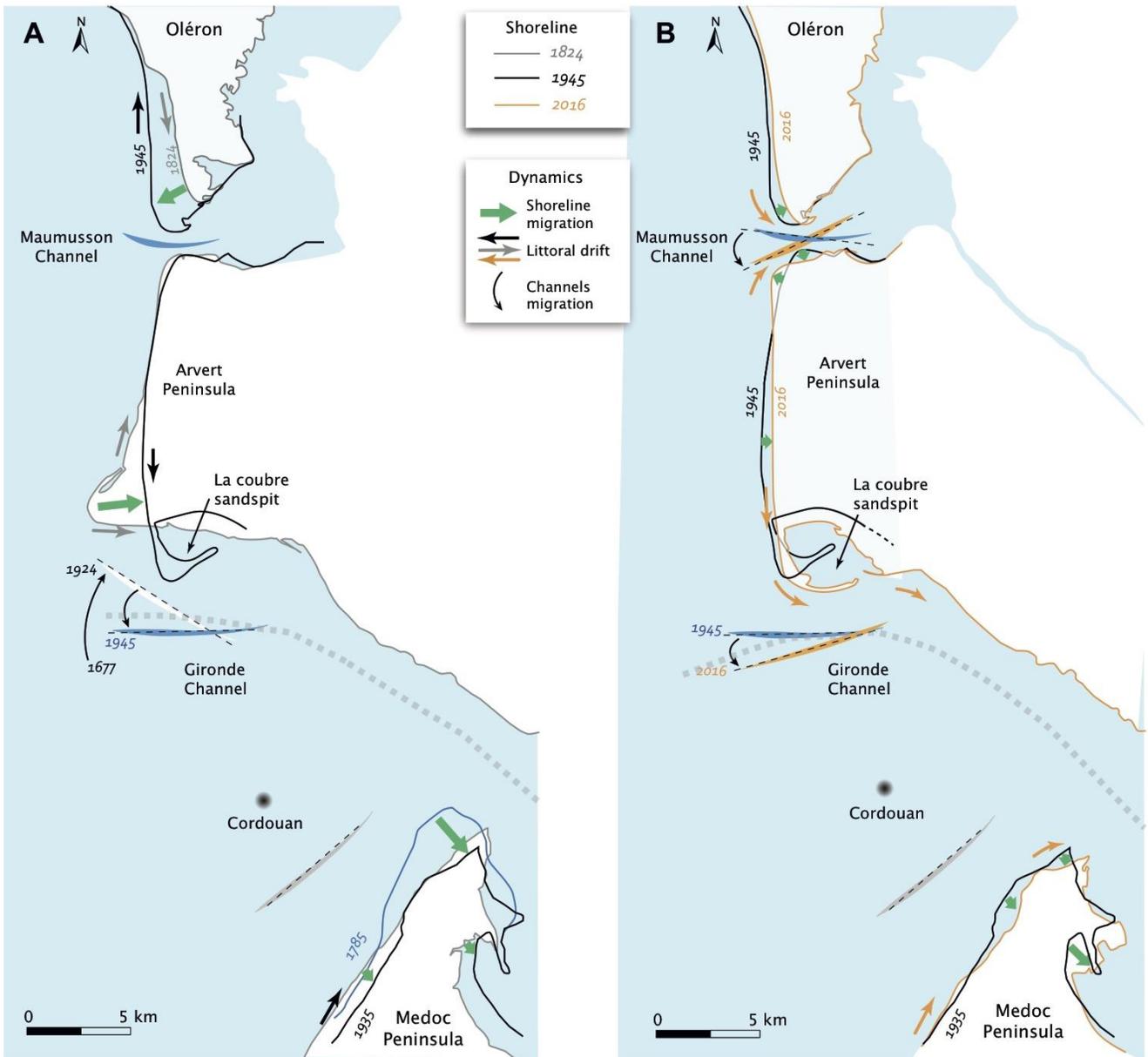


Figure 4-29 : Schéma de l'évolution du trait de côte au niveau des embouchure de Maumusson et de la Gironde. Les flèches vertes et larges représentent la migration du trait de côte. Les flèches fines (grises, noires et oranges) représentent le transit sédimentaire liée à la dérive littorale. A) Evolution entre le 19<sup>ème</sup> et 20<sup>ème</sup> siècle et B) Evolution entre le 20<sup>ème</sup> siècle et le 21<sup>ème</sup> siècle.

#### 4.2.3.5. Le contrôle par le socle rocheux

Les Barrières exposées aux vagues reposant sur un estran rocheux, ou proches des affleurements rocheux, présentent des évolutions beaucoup plus lentes que celles purement sédimentaires. Ces évolutions lentes malgré l'exposition aux vagues s'expliquent par le fait que les roches constituent un substrat stable et rugueux qui dissipe l'énergie des vagues. La stabilité induite par le substrat rocheux est également mise en évidence au niveau des segments des embouchures et chenaux encadrés par des flancs de vallées (Allard et al., 2010; Bertin et al., 2004; Fénies et al., 2010). La migration du chenal principal du **pertuis de Maumusson** a été bloquée par la vallée incisée de la Seudre quand ce chenal a atteint son maximum de profondeur en 1882

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

(Bertin et al., 2004). De même l'embouchure de l'**estuaire de la Gironde** a une mobilité réduite par les falaises rocheuses campaniennes de la rive droite et par le plateau Eocène de Cordouan (Féniès et al., 2010).

### 4.2.3.6. Le contrôle par les activités anthropiques

Il est fréquent d'observer une forte corrélation entre les changements morphologiques du littoral et le développement humain le long de la côte (Hapke et al., 2013). A l'échelle séculaire plusieurs activités humaines ont exercé un contrôle sur les évolutions littorales.

#### Les plantations de pins sur les dunes

Au 19<sup>ème</sup> siècle la plantation de pins a commencé massivement dans le but de fixer les cordons dunaires. Ainsi, des secteurs comme par exemple la Tranche-sur-Mer, la presqu'île d'Arvert ou encore les dunes littorales de la Gironde ont été boisés. Ces plantations ralentissent la progression des dunes à l'intérieur des terres (Despeyroux, 1984; Duparc, 1983). Cependant, ces plantations n'empêchent pas un recul moyen de l'ordre de - 8 m/an (entre 1950 et 2012) sur les plages au sud de la presqu'île d'Arvert (DHI et GEOS, 2007).

#### La poldérisation

La poldérisation dans les baies et les marais est importante depuis les années 1700. Dans le Fier d'Ars et la baie de l'Aiguillon plusieurs phases de poldérisations s'échelonnent aux 19<sup>ème</sup> et 20<sup>ème</sup> siècle. Les endiguements réalisés ont profondément modifié le trait de côte et les milieux littoraux intertidaux ont été transformés en terres agricoles (Godet et al., 2015; Verger, 2005c, 1968). L'évolution de l'anse de l'Aiguillon au cours des trois derniers siècles montre ces transformations liées à la poldérisation (Figure 4-30 ).

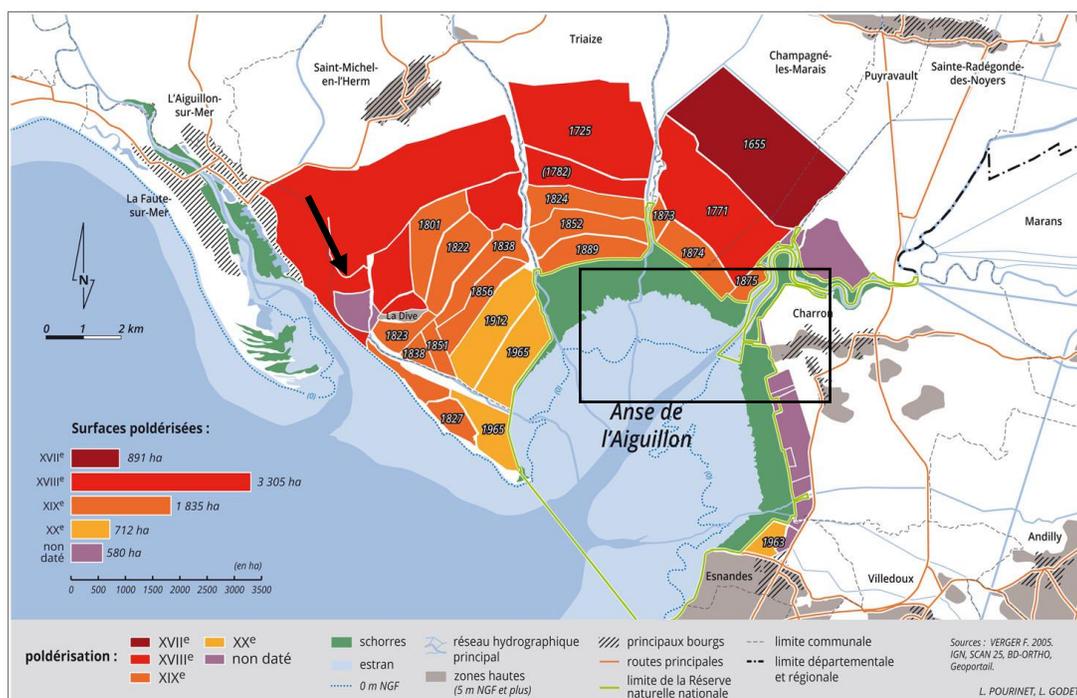


Figure 4-30 : Poldérisation de l'Anse de l'Aiguillon, Issue de Godet et al, (2015).

Cela se traduit par une diminution des surfaces de schorres ou prés salés appelé localement mizottes dans le Marais Poitevin. De 1705 à 1972, leur surface a été divisée par quatre, passant de 3 132 ha à 806 ha (Godet et al., 2015) (Figure 4-31). Suite à cette poldérisation, les sédiments se déposent dans des espaces de prés salés plus réduits. Ainsi, la poldérisation accélère le phénomène naturel de **comblement des marais**.



Figure 4-31 : Zoom sur l'avancé du trait de côte de l'Anse de l'Aiguillon entre 1950 (jaune) et 2020 (rouge), Issue des mesures projet PAMPAS.

### Les aménagements

La construction de la digue devant le village des Pins de Cordouan a eu pour conséquence peu anticipée une amplification de l'érosion de la plage de la Grande Côte dans les années 1970 (Albert, 2016).

Sur les **plages au sud de l'embouchure de la Gironde**, des jetées (pointe de Grave en 1844), brise-lame (plage de Saint-Nicolas en 1959 ; les cantines en 1853 et 1865), le rechargement de plage (Soulac-sur-Mer entre 1853 et 1966) et d'autres modes de lutte active ont été mis en oeuvre (épi, reprofilage de dune, plantations d'oyats...) (Aubié and Tastet, 2000; Manaud, 1998; Manaud et al., 2001) permettant de diminuer l'érosion ou de stabiliser des portions du littoral (Howa, 1987).

Les **aménagements le long des fleuves** sont importants à l'échelle séculaire. Ils impliquent des changements de bathymétrie et de morphologie des berges qui impactent la dynamique sédimentaire (Carozza et al., 2021; Sanchez et al., 2000).

### Le dragage et autres aménagements des chenaux pour la navigation

Les premières opérations de dragages (1925-1930), pour approfondir les chenaux d'accès au port de Bordeaux par exemple (approfondissement du tirant d'eau de plus de 2 m), ont sensiblement modifié les dynamiques hydrauliques des fleuves et provoqué, par la même occasion, une migration des zones de dépôts sédimentaires vers l'aval (Allen et al., 1979; Allen, 1991, 1972; Mériaux et al., 2004). En dehors de cette lourde opération d'approfondissement, localement, aucunes études ne montrent l'effet des dragages d'entretien sur l'hydrodynamisme des estuaires dans la zone du Parc.

Les migrations du banc de la Coubre vers le sud et du banc du Mâtelier vers le nord, ainsi que les fortes sinuosités des formations sableuses situées à l'embouchure de la Gironde, ont nécessité à plusieurs reprises la création d'un nouveau chenal (1930, 1980, 2014). La passe de l'ouest, principal chenal d'accès au port de Bordeaux, bénéficie des passes naturelles entre le banc de la Coubre (au nord) et le banc de Montrevel (au sud). Le chenal du Mâtelier s'est nettement déplacé vers le sud entre 1825 et 2000 ; il est dorénavant maintenu à travers le banc du Mâtelier par un dragage d'entretien régulier (Cf plan de gestion du Grand Port Maritime de Bordeaux).

### L'ostréiculture et la conchyliculture

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

La baie de Marennes-Oléron constitue un milieu semi-fermé original, où l'ostréiculture très développée est suspectée de contribuer significativement au fort remplissage sédimentaire de la baie.

En effet, les parcs à huîtres, recouvrent 20 % de la superficie totale et près de 40 % de la superficie des estrans de la baie de Marennes-Oléron. Depuis 1985, la production de 100 000 tonnes d'huîtres (FAO 2010) s'ajoute aux 23 000 tonnes d'huître sauvages (Henocques, 2003). La superposition du cadastre ostréicole sur la carte de différence de bathymétrie entre 1824 et 2003 montre la bonne corrélation entre la position des parcs à huître et le fort taux de sédimentation (Bertin, 2005). Le volume de sédiments accrétés sous les parcs à huître, depuis 1824, peut être estimé à  $35.10^6 \text{ m}^3$ , ce qui correspond à environ 30 % du volume de sédiment accrétés dans la baie (Bertin et al., 2005; Bertin and Chaumillon, 2006; Gouleau et al., 2000). Les principales causes seraient la modification sur l'hydrodynamisme via les installations : ralentissement des courants (facteur 2) et diminution de la hauteur des vagues (30 à 50 %) (Birben et al., 2007; Kervella, 2009; Kervella et al., 2009; Wang and Shen, 1999). Ce phénomène est également constaté dans la baie de Bourgneuf (Gouleau, 1968b).

### L'extraction des granulats

Des phénomènes d'érosions différentielles ont été observés dans les souilles d'extraction. Plusieurs études ont mis en évidence un potentiel recul du trait de côte lorsqu'une souille d'extraction est creusé en amont de la profondeur de fermeture\* (Migniot and Viguier, 1980; Piednoir, 2005). Cependant, les évolutions morphologiques associées au creusement d'une souille d'extraction dans la zone d'avant plage sont complexes à évaluer.

Sur la base de simulation numérique (Bertin et al., 2009; Pezerat et al., 2021), il est mis en évidence une dynamique de comblement épisodique associée à l'occurrence de conditions de tempête au cours d'une saison hivernale.

Si les zones d'extraction semblent largement dominées par les courants de marée, le transport sédimentaire en suspension sous l'effet des fortes houles ne semble pas négligeable. En effet, sans vagues le transport est nul mais les vagues de tempêtes remettent en suspension le sable qui est ensuite advecté par les courants de marée. Une réponse qui semble variable en fonction de la classe granulométriques des sédiments considérées. Si les évolutions morphologiques directs semblent localisées, les impacts en termes de stock de sédiment pour les zones adjacentes sont encore plus difficiles à analyser.

Une étude sur l'exploitation de Chassiron au large de l'île d'Oléron (CREOCEAN, 2021) montre que les concessions n'auraient pas d'impact sur les stocks sableux littoraux de l'île (située à 13km du littoral). Les modifications affecteraient des fonds jusqu'à 700 m en dehors des concessions.

### 4.2.4. Conclusion de la dynamique sédimentaire aux échelles séculaires.

Les évolutions sédimentaires du Parc sont très importantes le long des barrières sableuses, exposées aux vagues, en particulier si elles sont proches des embouchures. Les **vagues** sont le **paramètre de contrôle de premier ordre des évolutions** de ces barrières. De fait des variations du climat des vagues influent sur leurs évolutions. Les barrières proches des embouchures sont aussi influencées par le déplacement du chenal principal et du delta de jusant. Les barrières sont globalement en érosion, sauf à l'extrémité des flèches sableuses. Les évolutions modérées à lentes sont observées principalement le long des barrières exposées, reposant sur un estran rocheux et des barrières abritées. Ceci souligne l'importance du socle rocheux dans la dynamique des barrières. le **socle rocheux** limite également la mobilité de ces embouchures.

Les estrans et les marais ont une tendance globale à gagner sur la mer en continuité avec la tendance observée à l'échelle millénaire.

Enfin, les **actions anthropiques** sont un des forçages importants dans l'évolution de la dynamique des sédiments à cette échelle de temps. La **poldérisation** accélère le **déplacement** du trait de côte, la **conchyliculture favorise** le dépôt des sédiments dans les zones abritées, les **dragages** et **extraction de**

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

**granulat enlèvent** du sédiment et les actions de **lutte active** face à l'érosion naturelle tente de stabiliser les littoraux.

### A l'échelle séculaires

- Dans les domaines estuariens abrités, la tendance régressive millénaire se maintient.
- Dans les domaines exposés aux vagues, la tendance érosive millénaire se maintient.
- Les barrières les plus mobiles sont les flèches sableuses et celles situées à proximité des embouchures.
- Les vagues sont le paramètre de premier ordre pour les évolutions sédimentaires.
- En raison du grand rôle joué par les vagues, dans les évolutions côtières, il y a un contrôle climatique sur les évolutions sédimentaires.
- Le socle rocheux est également un paramètre déterminant des évolutions : il limite à la fois les érosions des barrières exposées aux vagues et la mobilité des embouchures.
- Les actions humaines (poldérisation, conchyliculture, dragage, extraction et lutte active) influencent la dynamique des sédiments.

### 4.3.Évolutions morphologique et sédimentaires aux échelles pluriannuelles et événementielle (courte)

La demande d'amélioration de connaissances des évolutions littorales s'est accélérée ces dernières années. De nombreuses évolutions techniques ont accompagné cette demande et depuis une 30<sup>aine</sup> d'années une grande quantité de données et mesures à haute résolution permettent de mieux comprendre les évolutions morphologiques et sédimentaires à court terme. Cette échelle de temps permet de mettre en évidence le rôle des **événements exceptionnels** comme les **tempêtes** ou les crues dans la sédimentation, les érosions et les submersions marines.

#### Les méthodes d'analyse des dynamiques sédimentaires à l'échelle pluriannuelles et événementielles

##### Les mesures

##### Réseaux de mesures physiques, biogéochimiques et sédimentaires

Des systèmes d'observations récurrentes ce sont mis en place ces dernières années en plus des mesures ponctuelles effectuée dans le cadre de programmes de recherche.

Afin de fédérer les activités d'observations existantes autour des enjeux liés aux milieux et écosystèmes littoraux et côtiers et dans le but d'améliorer la compréhension des processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires qui les caractérisent, l'infrastructure de recherche **ILICO**, labellisée par le CNRS, a été créé en 2015. ILICO permet de mettre en réseaux les différents services d'observation spécialisés dans les milieux littoraux et côtiers, en créant un lieu de rencontres et d'échanges d'expertise sur des thématiques scientifiques précises. Sa structuration en réseau, lui permet de mutualiser les moyens. Parmi les neuf réseaux élémentaires, quatre sont présents sur le Parc sont : DYNALIT/SONEL/SOMLIT/Phytobs.

Le réseau **DYNALIT** effectue le suivi et l'étude du trait de côte et de l'évolution morpho-dynamique du littoral français. Les mesures comprennent : la topographie et la position du trait de côte, les matières en suspension dans les estuaires, les paramètres des vagues. Les fréquences des mesures (mesures topobathymétriques, Lidar et photogrammétrie par drone) sont au minimum de 2 fois par an pour les côtes sableuses et jusqu'à une fois par mois pour certains sites.

Le réseau **SONEL** effectue le suivi et l'observation du niveau de la mer et des mouvements verticaux au niveau national. Les points de mesure dans le Parc sont situés dans la baie de l'Aiguillon, La Rochelle, l'île d'Aix et Royan. Les variables mesurées sont : les Hauteurs d'eau, la Hauteur géocentrique, l'Intensité du champ de pesanteur, avec des données en temps quasi réel à 1 fois toutes les 10 minutes à 1 heure.

Le réseau **SOMLIT** effectue le suivi de l'évolution physico-chimique des eaux littorales. Les points de mesure dans le Parc sont situés à Antioche et en Gironde (pK30 à 86). Les variables mesurées sont en surface de la colonne d'eau : température, salinité, oxygène dissous, pH, nitrate, nitrite, ammonium, Phosphate, Silicium dissous, Matières en suspension, Chlorophylle a, Carbone organique particulaire, azote organique particulaire,  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{15}N$ , phytoplancton et nanoplancton, fluorescence... Le tout, sur une fréquence bi-mensuelle.

Le réseau **Phytobs** effectue le suivi et l'observation du micro-phytoplancton. Les points de mesure dans le Parc sont situés sur le cornard dans le pertuis Breton et à Auger.

Un autre réseau important au niveau régional, le programme **MAGEST** est dédié à l'observation et la surveillance du système estuarien Garonne-Dordogne-Gironde, en vue d'évaluer les impacts des fortes turbidités et de la désoxygénation des eaux sur la qualité des eaux et sur la dynamique des populations biologiques. Il comprend dix stations de mesures réparties dans l'estuaire de la Gironde et deux stations dans l'estuaire de la Seudre et de la Charente. Des mesures de la température, la salinité, la turbidité et

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

l'oxygène des eaux de surface estuariennes sont effectuées à une fréquence de 10 à 20 minutes, selon les stations. <https://magest.oasu.u-bordeaux.fr/>

Le réseau **CANDHIS** est réseau d'observation in-situ de la houle opérée par le CEREMA, qui alimente une base de données où les paramètres d'état de la mer sont calculés et diffusés. Dans le territoire du Parc, un houlographe a été déployé grâce à un projet Feder piloté par l'Université de La Rochelle. Les données en temps réel au jour le jour et heure par heure sont disponibles avec des statistiques mensuelles des différents paramètres des vagues.

**Autres suivis** de paramètres environnementaux par les collectivités (Ré, Oléron, CARO...) : Suivis topographique et bathymétrique par transects (CD17), suivis du littoral (géochimique, prélèvements, expertises environnementale...)

### Développements technologiques : les drones

Depuis quelques années, l'utilisation des drones se généralise pour réaliser des observations du territoire. Les **drones aériens**, sont les plus couramment utilisés, en particulier pour l'étude du littoral. Ils permettent l'acquisition d'informations à très haute résolution spatiale et avec une répétitivité à haute fréquence (exemples de projet : ANR DYNAMO dans la Baie de Bonne-Anse ; EVEX au sud-ouest de l'île d'Oléron).

Les **drones marins** de surface, sont plus rares mais commencent à se développer. L'Université de La Rochelle dispose d'un drone de surface pour l'exploration littorale depuis 2018 (projet RISCO ; ECONAT). Ce drone marin (PAMELI : Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral) est disponible pour des prestations d'acquisition de données.

### Mesures bathymétriques

L'observation de la topographie d'une plage peut se faire via des **profils de plages**, à partir de données GPS (composante X, Y, Z). Ces mesures à fréquence régulière, permettent de déterminer les tendances d'évolution des plages sur un transect et ainsi d'estimer si une plage avance (accrétion) ou recule (érosion) et voir quelles sont les évolutions saisonnières, pluriannuelles et événementielles suite à une tempête. Un suivi ponctuel peut être spatialisé grâce à la mise en relation de plusieurs profils en complémentarité d'un suivi par interprétation de la cartographie historique du trait de côte. Les mesures topographiques sont référencées (RGF93), les coordonnées sont calculées dans la projection française puis projetées le long d'une ligne de référence.

Depuis 1999, 22 ans de relevés topographiques ont été réalisés par les géomètres du Conseil Départemental de la Charente-Maritime. Ces campagnes sont généralement réalisées entre septembre et décembre pendant les périodes de hautes eaux. Depuis 2016, la topographie de la plage de Saint Trojan est suivie par photogrammétrie par drone deux fois par ans dans le cadre du SNO DYNALIT.

Un suivi topographique est réalisé par l'observatoire littoral de la communauté de commune de l'**île de Ré** depuis 2013.

Les levés bathymétriques par **Laser aéroporté (LIDAR)**. Ces acquisitions sont seulement possibles jusqu'à de faibles profondeurs mais elles sont suffisantes pour obtenir une couverture des petits fonds. Le temps d'acquisition est alors considérablement réduit. La mise en place reste coûteuse et le temps de traitement long, mais les surfaces mesurées sont en même temps plus larges. D'autres techniques sont en cours d'élaboration, telles que l'obtention d'une bathymétrie côtière à partir de données satellites (Dehouck et al., 2010, 2014). Le principal problème auquel se heurte le développement de cette technique est une incertitude verticale importante, qui pour l'étude des variations bathymétriques fines n'est pas adaptée.

Programme Litto3D du SHOM / levés annuels de LIDAR de l'OCNA (jusqu'à présent juste sur le secteur Nord Médoc mais prévu ultérieurement sur le littoral Charentais).

### La télédétection

Les photos aériennes verticale numérisées du territoire (**orthophotographie**) permettent le suivie du trait de côte, suivie de la végétation utilisée également pour des besoins d'aménagement du territoire. Ces images hautes résolution (25 cm) sont prêtes à l'utilisation dans un système d'information géographique (SIG) ce qui facilite le traitement et la superposition avec des cartes (IGN, OCNA). Depuis le sol, il y a également une augmentation des prises d'image pour assurer les suivis planimétriques du littoral (observatoire des paysage, ONF, collectivités...).

### La modélisation

La modélisation est souvent employée pour mieux comprendre les évolutions du littoral littoraux dans une approche expérimentale. Elle donne accès à une plus grande distribution spatio-temporelle des variables, que les mesures in situ. Ces modèles sont des outils utilisés pour calculer et/ou reproduire : des variations de hauteur d'eau et de courants, des flux sédimentaires, le comportement morphodynamique du système sédimentaire étudié, mettre en évidence et/ou hierarchiser les paramètres de contrôle.

Cet outil s'est fortement développé ces quinze dernières années. Les modèles peuvent se classer en deux grandes catégories : les modèles numériques et les modèles conceptuels. Ils ont pour objectif de représenter et de prévoir l'évolution des systèmes côtiers en reproduisant les processus hydrodynamiques et sédimentaires responsables de la dynamique des plages, avant-côte, baies, estuaires et fleuves. Ils permettent également de spatialiser la connaissance, c'est-à-dire de permettre à partir de quelques points de mesure d'apporter des informations en d'autres points géographiques.

Pour la problématique du fonctionnement sédimentaire de zones littorales, il s'agit de parvenir à simuler la marée, les vagues, les transports associés et l'évolution du fond (Guérin et al., 2016).

L'utilisation d'outils de modélisation suppose d'en comprendre les limites (résolution, manque de connaissances, limitation intrinsèque (Bertin et al., 2006; Grasso, 2009).

La modélisation physique en laboratoire est une autre approche qui consiste à reproduire, le plus souvent à une taille réduite et dans une configuration moins complexe, une zone d'étude. Cette manière de procéder peut-être préférée aux mesures sur le terrain, qui sont souvent plus compliquées à obtenir. Cependant il existe des contraintes sur la représentativité des mesures acquises avec des dispositifs à échelle réduite. Dans la pratique les trois approches (mesures in situ, modélisation, laboratoire) sont complémentaires et permettent notamment l'estimation de flux sédimentaires du système littoral.

### 4.3.1. Les évolutions morphologiques et sédimentaires pluriannuelles et annuelles du trait de côte du Parc

En suivant la même présentation que les évolutions séculaires du trait de côte, les évolutions lors des 30 dernières années, sont décrites du nord au sud.

#### 4.3.1.1. De l'embouchure du Payré à la pointe du Grouin

Une légère érosion globale du trait de côte de moins de - 1,5 m/an affecte les **côtes du Sud de la Vendée** (DHI GEOS, 2017).

#### 4.3.1.2. De la pointe du Grouin du Cou à la pointe des Minimes

L'**accrétion sableuse** et l'allongement à l'extrémité de la pointe **de la flèche d'Arcay** se poursuit selon une direction nord-ouest sud-est (Allard et al., 2008a; Florian Ozenne, 2012). L'étude de l'évolution morphologique à l'échelle annuelle de la flèche se décompose en quatre périodes en fonction des gains de surface : (1) un gain modéré à élevée entre 1987 et 1994, (2) un gain modéré à faible entre 1994 et 1999, (3) un gain élevé entre 1999 et 2000, (4) un gain

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

modéré entre 2000 et 2005 (Allard et al., 2008). Entre 1979 et 2005, la dérive littorale moyenne était de 109 000 m<sup>3</sup>/an. Un transport variable d'une année sur l'autre, avec des valeurs moyennes allant de 80 000 m<sup>3</sup>/an (2005) à 131 000 m<sup>3</sup>/an (1994). Cette variabilité de la dérive littorale est également saisonnière avec 66 000 m<sup>3</sup> en hiver et 19 000 m<sup>3</sup> en été (Allard et al., 2008; Poirier et al., 2017a).

La migration du trait de végétation vers la mer dans la **Baie de l'Aiguillon** se poursuit à un taux moyen de 4,4 m/an entre 2000 et 2016 (Chaumillon and Blanloeil, 2018).

### 4.3.1.3. De la pointe des Minimes à la Seudre

Le trait de côte **oriental des Pertuis Charentais** est relativement **stable**. Certaines barrières sont remodelées par l'homme (par exemple Aytré, Anse de Pampin) ou rechargée (par exemple Chatellaillon, Marennes) et la plupart ont une dynamique très influencée par des défenses de côtes (par exemples Angoulin sur mer, Fouras). La barrière d'Yves s'érode faiblement dans sa partie nord tandis qu'elle est en faible accrétion dans sa partie sud (Makala and Perron, 2018).

### 4.3.1.4. L'île de Ré

Entre 1999 et 2017, les côtes de l'île de Ré montrent globalement des érosions ou accrétions **faibles**, comprises entre + et- 2 m/an. L'extrémité de la flèche de Sablanceaux est en accrétion entre 2000 et 2016, à un taux moyen de + 5 m/an (Figure 4-32). Localement et ponctuellement, les évolutions des profils de plages mettent en évidence des érosions rapides lors des années caractérisées par tempêtes ou des clusters de tempêtes (Chaumillon et al., 2019). Pendant l'année 1999-2000, la plage de Sablanceaux a fortement reculé (- 31 m/an) ainsi que celle de Trousse Chemise (- 9 m/an). En 2000-2001, la plage de Rivedoux, continue de s'éroder rapidement (-10 à -7 m/an) eainsi que celle du Bois plage (-6 m/an). En 2013-2014, la plage de la Conche des Baleines montre une érosion rapide (-4 m/an) ainsi celle de St-Martin (-6 m/an). L'**alternance** de périodes d'érosion en hiver et d'accrétion en été est mise en évidence par les profils topographiques réguliers, entre 2013 et 2016, sur plusieurs plages sédimentaires de l'île, (exemple des plages du Martray, Gollandières, Gros Jonc...) (Chaumillon et al., 2019).

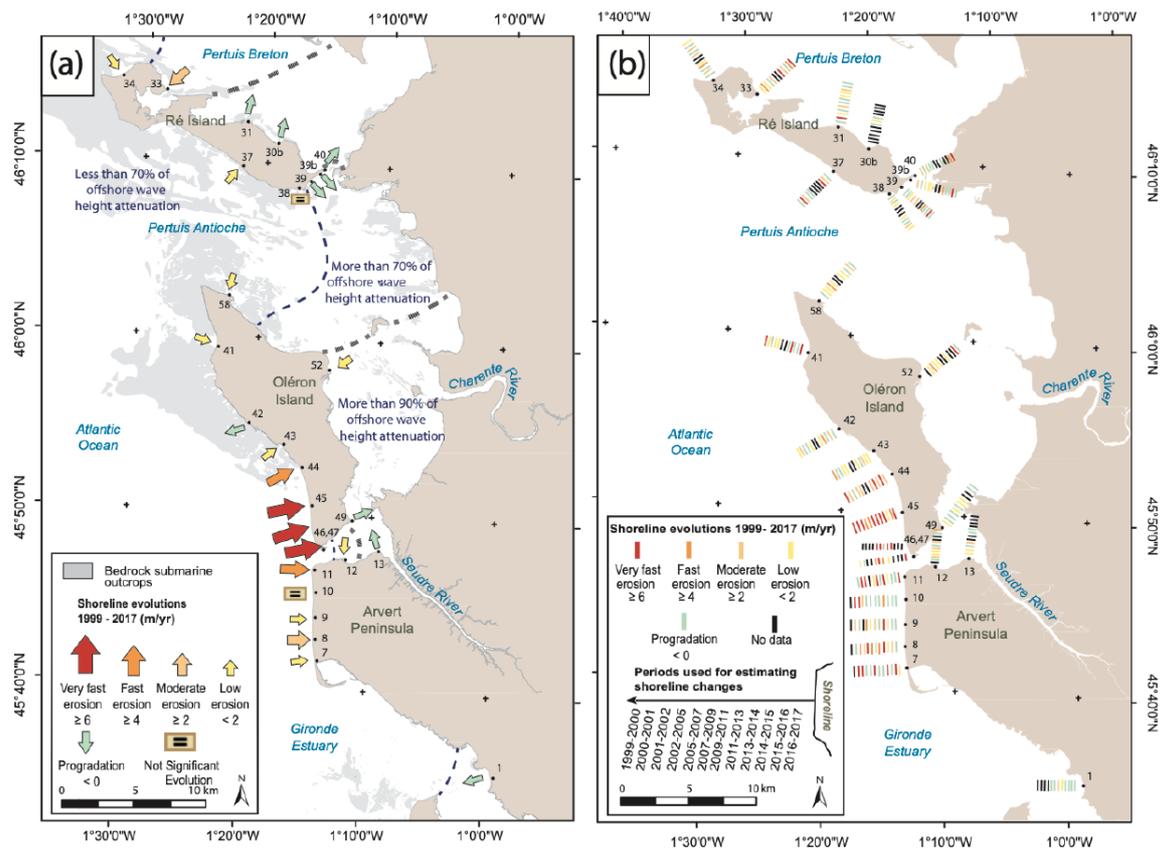


Figure 4-32 : Les évolutions décennale du trait de côte (27 plages) entre l'île de Ré et la péninsule d'Arvert. a) Evolutions moyennes entre 1999 et 2017 illustrées par des flèches rouges à jaunes pour représenter l'érosion très rapide ( $> 6$  m/an) à faible ( $< 2$  m/an) puis par des flèches vertes pour représenter la progradation du trait de côte. b) Représentation des évolutions du trait de côte par période de temps, les plus récentes sont près du rivage vers les plus anciennes en direction de la mer (Chaumillon et al., 2019).

#### 4.3.1.5. L'île d'Oléron

Au nord et à l'est de l'île d'Oléron, les évolutions sont globalement faibles entre 1999 et 2017, ( $< +/- 2$  m/an). Au sud de l'île d'Oléron (de Vert Bois à la pointe de Gatseau), une érosion extrêmement rapide s'intensifiant vers le sud, s'est produite de 2010 à 2016 ( $- 6$  à  $-20$  m/an) (Figure 4-32)..

Sur la plage de Saint-Trojan, les mesures de transport sédimentaire montrent que la **dérive littorale** présente une forte **variabilité interannuelle**, entre 50 000 et 140 000 m<sup>3</sup>/an (Bertin et al., 2008) (Figure 4-32).

Localement et plus ponctuellement, les évolutions des profils de plages mettent en évidence des érosions rapides voir extrêmes, au cours de certaines années (Chaumillon et al., 2019) :

- 1999-2000 : érosion de la plage de la Cotinière ( $-4$  m/an),
- 2000-2001 : érosion de la plage de La Perrotine ( $-9$  m/an),
- 2013-2014 : érosion rapide des plages de St-Denis, Chaucre, La Cotinière Nord ( $- 4$  à  $- 6$  m/an). Les érosions les plus extrêmes, sont alors atteintes à l'extrémité sud-ouest de l'île d'Oléron (plus de  $- 16$  m/an). Pour cette même période, le maximum d'érosion enregistré est sur la pointe de Gatseau en 2013-2014 ( $-50$  m/an) (Baumann et al., 2017b; Chaumillon et al., 2019).

4.3.1.6. Le nord de l'embouchure de la Gironde ; de la presqu'île d'Arvert à la pointe de Suzac

Entre 1999 et 2021, la côte ouest de la **presqu'île d'Arvert**, entre La Bouverie et La Ligne 21, montre en **érosion faible** (moins de -1,5 m/an). Au nord et au sud de la **presqu'île d'Arvert** l'érosion est plus importante. Au sud, la flèche de la Coubre s'érode modérément (-2 m/an). Au nord, la pointe Espagnole s'érode rapidement au Nord (-11 m/an). En même temps, au sud de l'embouchure de Maumusson (plages de l'embellie et du Galon d'Or), deux petites flèches sableuses migrent vers l'est (Rapport des plages Charente-Maritime 2019; Chaumillon et al., 2019 ; Castelle et al., 2018). Le long de la cote ouest de la **presqu'île d'Arvert**, la dérive littorale calculée par formule empirique est estimée à 830 000 m<sup>3</sup>/an (Vergez, 2005).

De manière générale, les plages de la Coubre, proches du phare, enregistrent une légère accrétion entre 2003 et 2006 (Bermejo, 2007).

Entre l'extrémité de la flèche de la Coubre et la côte en aval de la dérive littoral (La Palmyre), la zone d'embouchures de la baie de Bonne-Anse montre de très rapides évolutions morphologiques. Ainsi la création d'une seconde embouchure en 2002 s'est produite en quatre étapes (Cf chapitre 5). Une première brèche s'est mise en place au cours de l'hiver 1999-2000, puis a été colmaté par du sable, pendant l'été 2000. Cette brèche a été réactivée au cours de l'hiver 2000-2001, elle s'est élargie pour donner une embouchure étroite qui s'est élargie pour devenir permanente en 2002 (Figure 4-33). Ainsi, deux embouchures ont coexisté entre 2002 et 2005. L'embouchure la plus en aval de la dérive littorale (la plus ancienne) s'est comblée en 2005. L'embouchure tidale créée en 2002 a migré vers l'est à un taux moyen de 14 m/an. De 2007 à 2012, la passe de 2002, désormais unique, poursuit sa migration vers l'Est à des taux qui peuvent atteindre 193 m/an, entre 2007 et 2010 et 115 m/an, entre 2010 et 2012).

Bien que la dérive littorale soit déterminante dans la migration des embouchures de marée (Chaumillon et al., 2014; Kamphuis, 1991), ses variations interannuelles ne permettent pas à elles seules d'expliquer les changements dans la vitesse de migration du chenal de la Palmyre (donner les extrêmes des valeurs). De telles variations de vitesse de migration, sont corrélées à la morphologie du méandre du chenal principal (Cf chapitre 5), (Chaumillon et al., 2014; Ozenne, 2013).

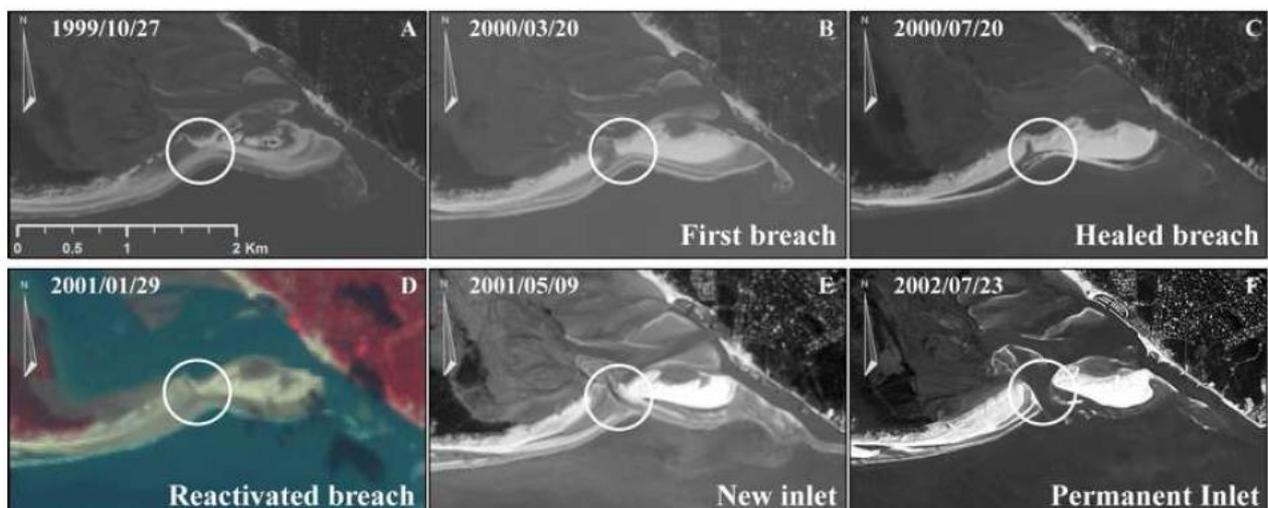


Figure 4-33 : Brèche et nouvelle ouverture d'entrée (embouchure) dans la baie de Bonne-Anse de 1999 à 2002. Observée par Landsat et images satellite SPOT, issue de Chaumillon et al., (2014).

### 4.3.1.7. L'estuaire de la Gironde

Les berges de l'estuaire de la Gironde peuvent être localement soumises à une **érosion chronique**, notamment lors des tempêtes (exemple en 1999). Les fortes vagues conjuguées à des niveaux d'eaux élevés (voire extrêmes) peuvent éroder les berges, submerger les digues et envahir les terres sur plusieurs kilomètres (Aubié and Tastet, 2000; Salomon, 2002). Les **mascarets\*** ont également un impact sur les berges (Bonneton et al., 2015, 2011), mais ce phénomène est peu étudié. Le déferlement du mascaret peut localement éroder les berges de l'estuaire. A l'inverse, l'été, le mascaret peu remobiliser la vase ce qui peut contribuer à envaser les berges.

### 4.3.1.8. Le sud de l'embouchure de la Gironde ; de la pointe de Grave à la pointe de la Négade

Le littoral au **sud de l'embouchure de la Gironde**, jusqu'à **la pointe de la Négade**, est globalement stabilisé entre 2003 et 2016, en partie en raison des aménagements de protections. La tendance moyenne est l'**érosion** modérée (- 4 m/an). Localement, quelques plages sont en accrétion, entre 2000 et 2014, au nord des Cantines par exemple (+ 5 m/an). A l'inverse l'érosion maximum est observée sur la plage d'Amélie entre 2009 et 2014 (- 8 m/an). Dans le secteur de la plage de Soulac, la barrière sableuse reste également soumise aux érosions rapides, comme lors des l'hiver 2006-2007, 2010-2011 et en particulier 2013-2014 (- 10 à - 30 m localement) (ARTELIA, 2012a, 2014; Bernon et al., 2017; Castelle et al., 2015; Bruno Castelle et al., 2018).

- Les barrières **sableuses** exposées aux vagues sont globalement **en érosion**.
- Les **extrémités des flèches sableuses** montrent des accrétions très fortes (plusieurs dizaines de m/an) contrôlées par le climat des vagues.
- Les **barrières les plus dynamiques** sont localisées à proximité des **embouchures**.
- Les barrières reposant sur des estrans rocheux ont des taux d'évolution réduits.
- Les **vagues** ont un rôle déterminant sur l'évolution des barrières.
- Les **côtes vaseuses abritées des vagues avancent** sur la mer.

### 4.3.2. Les évolutions morphologiques et sédimentaires pluriannuelles et annuelles des fonds marins du Parc

Ces évolutions des fonds marins sont décrites du Nord au Sud.

#### 4.3.2.1. Le domaine ouvert (avant-côte et offshore supérieur)

**Au large** (entre 23 et 50 m de profondeur, domaine de l'offshore supérieur), les évolutions verticales sont très faibles et très difficiles à mettre en évidence avec les sondeurs acoustiques. En effet, au-delà de la limite d'action des vagues (> 23 m de profondeur), les transports sont moins réguliers et se limitent à quelques jours par an, quand les vagues sont fortes ( $H_s > 3$  m). Ainsi, les fortes vagues entraînent des vitesses orbitales importantes (vitesse entre 0,2 et 0,8 m/s) qui peuvent remettre en suspension les sédiments (Hamon-Kerivel et al., 2020; Idier et al., 2006a). En zone d'**avant-côte** (entre le 0 hydrographique et 23 m de profondeur), les déplacements sédimentaires sont plus fréquents. Au niveau du seuil inter-insulaire, en période de vive-eau, les courants de marées (vitesse de 0,20 m/s environ) peuvent mettre en mouvement

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

des sables (taille maximale de 0,5 mm) et la présence de vagues décuple leur capacité de transport (Idier et al., 2006b).

Au niveau de la zone d'extraction de granulats du seuil inter-insulaire (Zone Chassiron), des **dunes sous-marines** sont observées (Figure 3-13 : Figure 4-34) (Bodin-Delavaud, 2019; CREOCEAN, 2021). Ces dunes constituées de sable fin (moyenne de 196  $\mu\text{m}$ ) sont de taille mètre. L'asymétrie de ces dunes témoignent d'un transport par charriage globalement depuis l'ouest vers l'est (Figure 4-34). Ces dunes reposent sur des sables plus grossiers, correspondant au comblement des vallées insicées. La différence de bathymétrie entre 2016 et 2019 permet d'observer la migration de ces dunes. En supposant que les mêmes dunes sont observées sur les bathymétries de 2016 et 2019, leur migration vers le rivage est estimée à environ 13 m/an (Figure 4-34D). Considérant que le mouvement du sable est limité à l'épaisseur de la dune de sable (soit environ 1 m), ce taux de migration peut être converti en un volume minimum de transport de sable par charriage à  $4.10^{-4}$  kg/m/s. Ce volume est une valeur minimum car le transport en suspension est dominant dans cette zone (Pezerat, 2022).

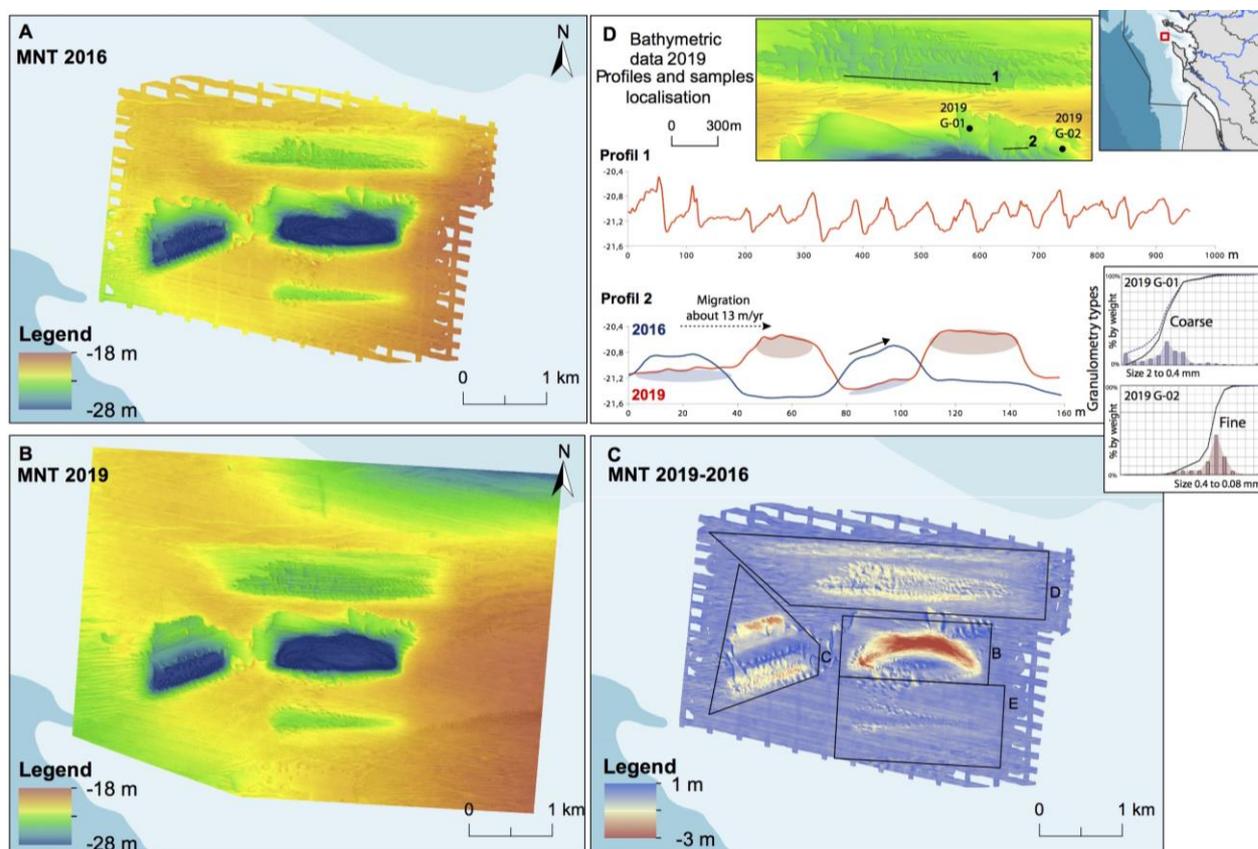


Figure 4-34 : Données bathymétriques de la zone d'extraction de sable de Chassiron A) carte bathymétrique de 2016 ; B) Carte bathymétrique de 2019 ; C) Carte bathymétrique différentielle entre 2019 et 2016 ; D) Profils bathymétriques montrant la direction du transport de sable résiduel (profil 1) et la migration des dunes sous marines entre 2016 et 2019 (profil 2). Courbe granulométrique d'un échantillon de sable prélevé au sommet d'une dune et dans le creux (G-01 et G-02). La localisation des profils bathymétriques et des échantillons granulométriques est indiquée sur la carte bathymétrique de 2019 (Schmitt and Chaumillon).

### 4.3.2.2. Les fonds marins du pertuis Breton

Les changements bathymétriques à l'**embouchure du Lay**, sont très importants. Il se produit une élévation des fonds entre les flèches d'Arcay et de l'Aiguillon d'environ 30 cm (soit + 10,7 Mm<sup>3</sup>), au cours des dernières 30 années. Cette élévation coïncide avec la progradation rapide de la flèche d'Arçay (Dehouck et al., 2013). En revanche, le bilan sédimentaire à l'entrée de l'embouchure du Lay est relativement stable entre 2005 et 2013. Le chenal du Lay est partiellement dragué tous les 2 ans. En 2006, environ 50 000 m<sup>3</sup> de sédiments sableux ont été dragués.

La **baie de l'Aiguillon** est globalement en accrétion, de 2000 à 2021 (Figure 4-35). Le gain de volume sédimentaire est supérieur à 5 Mm<sup>3</sup> depuis 2000, ce qui correspond à un taux de sédimentation moyen de + 1,59 cm/an. Cette accrétion varie selon les périodes : elle est maximale entre juillet 2010 et février 2013 (volume de 2,4 Mm<sup>3</sup>/an soit + 2,8 cm/an, jusqu'à + 8 cm/an au niveau des prés salées) et minimale entre mai 2000 et juillet 2010 (volume inférieur aux incertitudes, soit 1,3 cm/an). De façon générale, l'accrétion sédimentaire est plus importante sur la partie SE (rive droite de la Sèvre-Niortaise) par rapport à la partie NW (rive gauche de la Sèvre-Niortaise) (Blanloeil, 2017; Chaumillon and Blanloeil, 2018; Olivier, 2022).

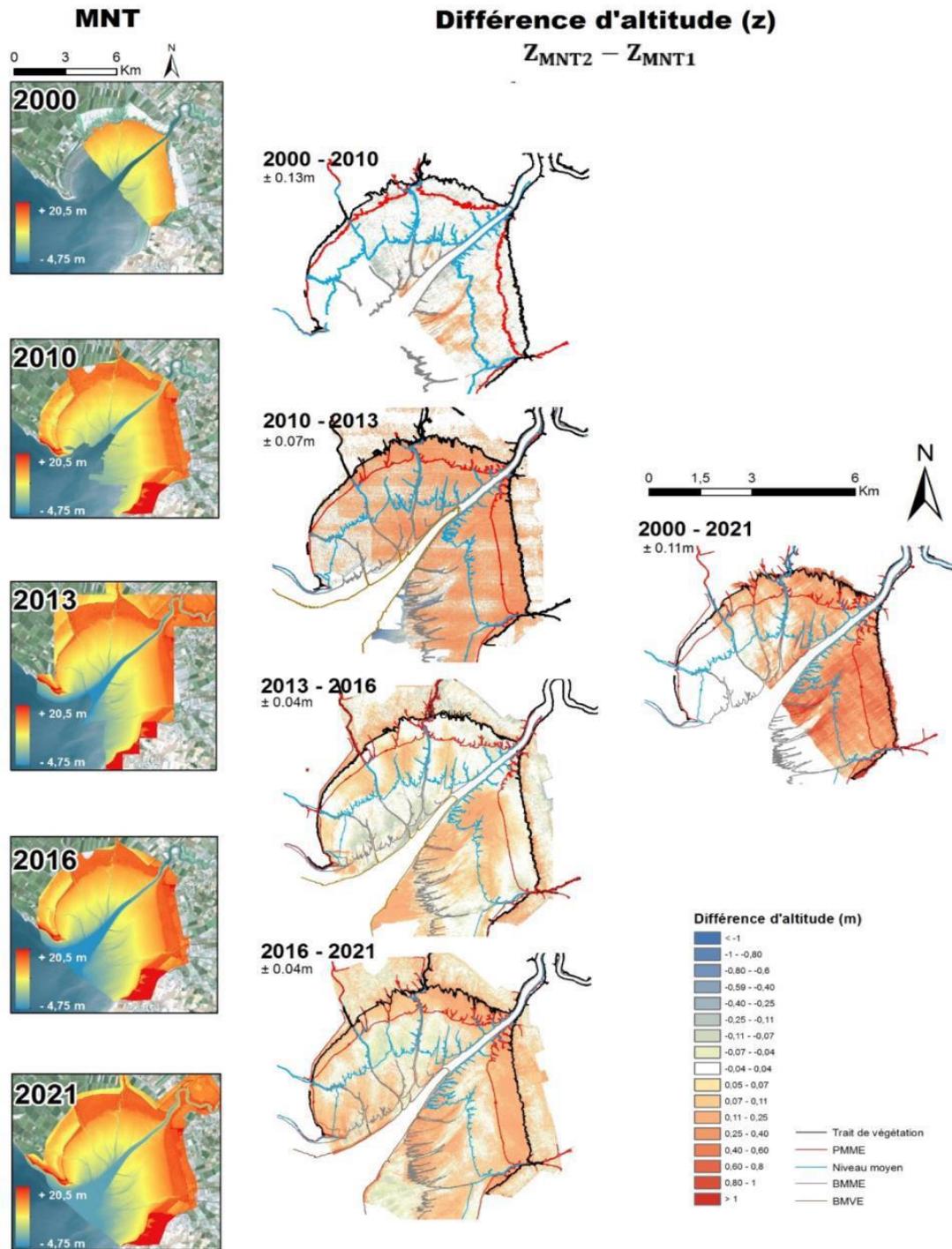


Figure 4-35 : Évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon, depuis 2000 jusqu'à 2021. Cartographie des variations d'altitudes (droite) calculées à partir de données Lidar et bathymétrique (gauche), (Olivier, 2022).

#### 4.3.2.3. Les fonds marins du pertuis d'Antioche

Dans la **baie de Marennes-Oléron**, le comblement sédimentaire par les sédiments fins de ce système semi-fermé peu profond continue. Les zones intertidales représentent près de 60 % de sa surface totale en 2000. Les courants dans la zone d'estran ne dépassent pas 0,5 m/s mais sont plus important dans les chenaux (Stanisière, 2006). Le taux de sédimentation sur la vasière de

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Monportail-Brouage a été estimé en 2000, à environ 0,60 cm/an en moyenne, variant de 0,26 cm/an sur les parties hautes de la vase jusqu'à 0,97 cm/an dans les parties basses (Gouleau et al., 2000; Kervella, 2009).

La turbidité dans la baie de Marennes-Oléron est très forte. Cette concentration est plus importante et à l'embouchure de l'estuaire de la Charente. Il y a une dissymétrie est-ouest de la masse totale de vase en suspension, très nette dans le bassin, au cours d'un cycle de marée (Stanisière, 2006 ; Le Hir et al., 2010). Les flux de matière en suspension sont également variables, avec un taux particulièrement élevé (dépassant 100000 t/3 mois), à l'embouchure de la Charente (Le Hir et al., 2010).

Les cartes sédimentaires saisonnières, montrent que la partie Ouest de la baie, ainsi que les bancs centraux, subissent de profonds changements de faciès au cours de l'année. Les variations bathymétriques du **banc de Lamouroux** entre 2005-2011 se produisent en deux phases. Entre 2005 et 2007 il y a une tendance générale à l'accrétion sur l'ensemble du banc (élévation de 40 à 80 cm soit + 0,75 m/an en moyenne). Entre 2008 et 2011 il y a une stabilisation, avec une légère accrétion compensée par une légère érosion dans la partie centrale du banc (Robert and Geairon, 2013). La dynamique du banc est également observée à l'échelle saisonnière, avec une augmentation d'une sédimentation fine en période estivale (Kervella, 2009). Cette sédimentation est favorisée par un régime de houle moins intense en été et l'installation des tables ostreicoles. En hiver, les tempêtes déstabilisent les dépôts de vase et facilitent la remise en suspension des sédiments (Kervella, 2009).

### 4.3.2.4. *Les fonds marins du pertuis de Maumusson*

Les données bathymétriques au niveau de l'embouchure de Maumusson montrent une importante mobilité des sédiments à une échelle annuelle. De très nombreuses **dunes sous marines** sont présentes dans le chenal de marée. Elles **témoignent de transports de sable intenses**. On observe des dunes sous marines moyennes (longueur d'onde <10 m) superposées à des grandes (longueur d'onde 10 m < 100 m) et très grandes dunes (longueur d'onde > 100 m) (Figure 4-36).

L'analyse des différences de bathymétries obtenues à une semaine d'intervalle, montre la migration de dunes marines à une vitesse de 2 m en 5 jours. L'analyse des différences de bathymétries obtenues à un an d'intervalle montre : (1) le comblement sédimentaire du chenal principal et l'accrétion du delta de jusant entre novembre 2016 et mai 2017 ; (2) la barre de jusant s'est déplacée vers le rivage sur environ 300 m entre décembre 2016 et août 2017 ; (3) la migration de l'embouchure principale atteint 150-200 m/an entre mai 2016 et mai 2017 (rapport EMEMO 2018 ; Chaumillon et al., 2018 RST Lille).

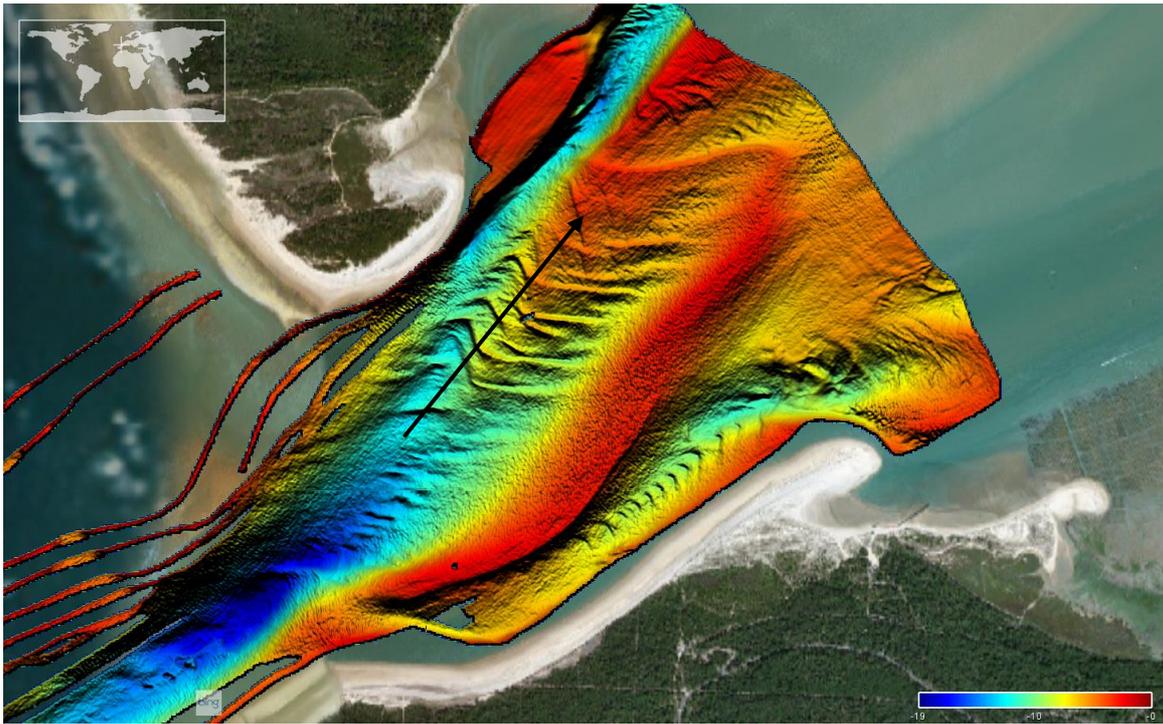


Figure 4-36 : Carte Bathymétrique MNT de l'embouchure de Maumusson (issue de la mission EMEMO, 2017).

La migration des barres tidales et du chenal de marée principal peut aussi être observée avec une succession d'images satellites (Figure 4-37).

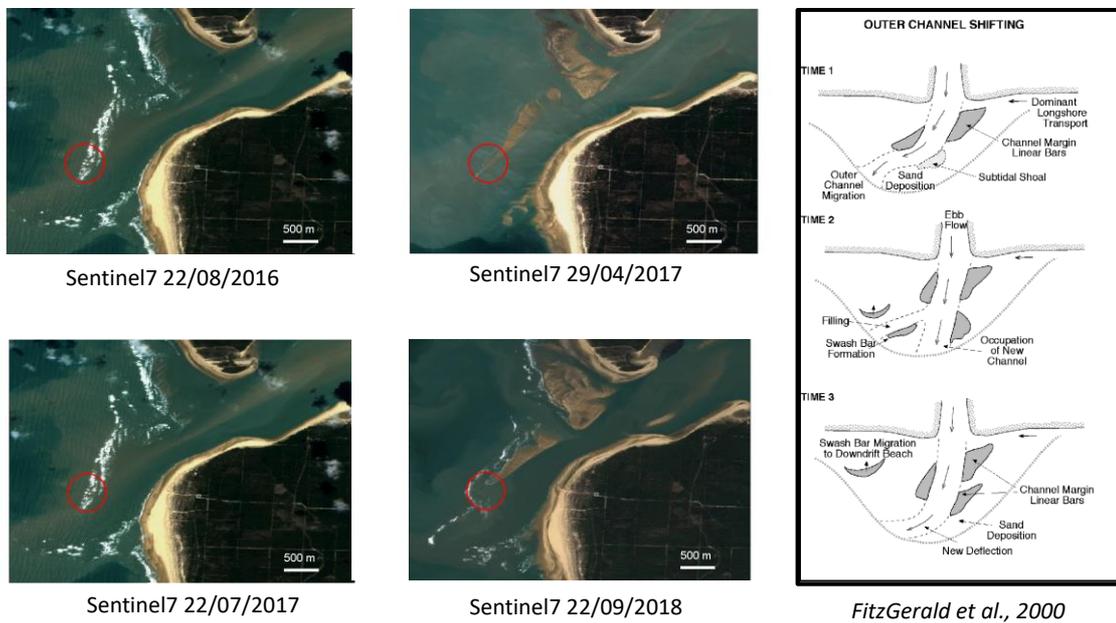


Figure 4-37 : Imagerie satellites montrant la migration du chenal de marée principal et bancs intertidaux à l'embouchure de Maumusson entre 2017 et 2018. Schéma conceptuel représentant la migration du chenal de marée principale externe et des bancs, Issue du modèle de FitzGerald et al, (2000).

Site d'observation des évolutions images satellite au cours du temps :  
<https://lienss.univ-larochelle.fr/Access-aux-images>

### 4.3.2.5. *Les fonds marins de l'estuaire de la Charente*

L'estuaire de la Charente s'envase (Le Hir et al., 2010). Ces vases sont constituées de 20 % environ de sables fins. La fraction silteuse est plus fine en aval de l'estuaire (8,3  $\mu\text{m}$ ) et plus grossière en l'amont de l'estuaire (19  $\mu\text{m}$ ). Ce tri granulométrique est visible au niveau du bouchon vaseux, qui maintient les particules de tailles plus élevées vers l'amont. La dynamique du bouchon vaseux est variable en fonction des apports de la Charente de son débit. L'expulsion du bouchon vaseux migre directement dans la baie de Marennes Oléron (Toublanc, 2013; Toublanc et al., 2016, 2015).

Le comportement hydrodynamique et hydro-sédimentaire de l'**estuaire de la Charente** a été étudié, via l'utilisation d'un modèle numérique 3D, calibré par des mesures in-situ. Cela a permis de mettre en évidence l'influence des cycles de marées et du débit fluvial sur la dynamique de la sédimentation fine et notamment sur le bouchon vaseux (Toublanc, 2013). Ce système macrotidal très turbide, dominées par la marée à son embouchure, est caractérisé par de fortes variations saisonnières.

### 4.3.2.6. *Les fonds de l'estuaire de la Gironde*

La masse maximale des **matières en suspension** (MES) dans le bouchon vaseux (concentration > 1 g/L) de l'estuaire de la Gironde est estimée à 4,5 millions de tonnes, avec un temps de résidence d'environ deux ans (Syndicat Mixte pour le Développement Durable de l'Estuaire de la Gironde, 2019 ; Castaing, 1981). Lorsque le débit des fleuves est fort (crue), le bouchon vaseux migre vers l'aval. En période de crue et de vive-eau, l'expulsion d'une partie bouchon vaseux se localise entre la pointe de Grave et Royan, par les deux chenaux principaux, séparés par le plateau de Cordouan. Au contraire, quand le débit des fleuves est faible, le bouchon vaseux migre vers l'amont. Ainsi il oscille majoritairement dans l'estuaire interne. Le bouchon vaseux est plus fréquemment localisé en amont, ce qui contribue à l'envasement de l'estuaire (Diaz et al., 2020).

L'expulsion des MES se réalise à la fois par une couche de surface de 5 à 15 m d'épaisseur (le panache turbide) (Froidefond et al., 1998) et par une couche de fond (Weber et al., 1991). Un tiers des MES expulsés depuis la Gironde décantent sur le proche plateau continental (Lesueur et al., 2001) et forment des vasières, localisées entre 30 et 75 m de profondeur. Leurs épaisseurs varient entre 2 et 4 m (Allen et al., 1977; Jouanneau et al., 1999).

Dans l'embouchure de la Gironde, il y a des apports de sable depuis la zone d'avant-côte, bien que dans le chenal principal, le transport de sable soit dominé par le jusant (Diaz et al., 2020; Mallet et al., 2000). Il y a donc des flux sédimentaires inverses à l'embouchure entre les vases qui sortent en périodes de crue et vive-eau, le sable qui sort au niveau du chenal principal et les sables qui entrent par l'action des vagues de part et d'autre du chenal principal.

Dans le delta de fond de baie, de nombreux bancs de sables sont présents. Ils présentent des morphologies allongées ou lobées. Ils peuvent d'engraisser ou s'éroder (Billy et al., 2012), voir disparaître, comme le banc de Trompeloup (Feniès and Tastet, 1998). Leurs évolutions morphologiques sont très dépendantes de la marée et du régime fluvial de la Gironde.

Dans le delta de fond de baie de la Gironde, un exemple particulièrement bien documenté d'évolution de banc de sable intertidal, est le **banc de Plassac** (on parle également de barre tidale pour ce type de banc loin de l'embouchure). Sa morphologie lobée, très proche de celle

d'un delta de flot (Hayes, 1975) témoigne de la dominance du transport sédimentaire par les marées.

Une phase d'allongement de ce banc a pu être reliée aux variations de débit des fleuves (Billy et al., 2012). La migration vers l'aval de petits bancs subtidiaux qui fusionnent avec le banc principal a pu être observée lors d'une période de plusieurs années de forts débits fluviaux (Billy et al., 2012, Chaumillon et al., 2013). Cette accrétion de sable s'accompagne de dépôts de vase pendant les périodes d'étiage (Chaumillon et al., 2013).

### 4.3.3. Les forçages des évolutions morphologiques et sédimentaires à l'échelle pluriannuelles et annuelles.

Comme pour les évolutions séculaires, les évolutions décennales montrent des variations rapides à la fois spatiales et temporelles. Les paramètres de contrôle de ces évolutions sont : l'exposition aux vagues, les variations du climat des vagues, les tempêtes, les courants de marée, la dynamique des embouchures, le socle rocheux, les activités humaines.

#### 4.3.3.1. Le contrôle par les vagues

Comme pour les échelles séculaires, la variabilité spatiale des évolutions morphologiques et sédimentaires à court terme montre l'importance de l'exposition aux vagues.

**Au large, la limite d'action de transport des sédiments** par les vagues est liée à leurs énergies (demi longueur d'onde des vagues). En période de forte houle, l'ensemble des sédiments du Parc peut être remobilisé par les vagues.

Les **barrières sableuses exposées** sont globalement en érosion (transgression). Au contraire, les barrières sableuses abritées sont stables ou en érosion. A l'extrémité des flèches sableuses, la hauteur des vagues diminue ce qui induit une **diminution du transport** par dérive littorale et entraîne une accrétion (Allard et al., 2008a; Bertin et al., 2008). Il y a une forte **variabilité interannuelle** et **saisonnnière** de cette dérive littorale. Cette variabilité a été mesurée le long de la côte de Saint-Trojan (50 000 à 140 000 m<sup>3</sup>/an entre 1997 et 2005, Bertin et al., 2008) et le long de la pointe d'Arcay (80 000 m<sup>3</sup>/an à 130 000 m<sup>3</sup>/an entre 1979 et 2005, Allard et al., 2008). **Sur les bancs sableux tidaux**, au delà du contrôle par la marée, l'action des vagues peut être importante pour comprendre leur évolution morphosédimentaire comme à l'échelle séculaire. C'est le cas de l'érosion du toit de la Longe de Boyard qui est soumis à des très faibles courants de marée (Chaumillon et al., 2008a). C'est le cas également des deltas de jusants (comme celui de la Gironde ou de Mamusson) soumis à de fortes vagues et sur lesquels un transport important de sable est lié aux vagues (Robert and Geairon, 2013 : banc de Lamouroux).

Enfin les vagues peuvent être réfractées dans les Pertuis, celles-ci peuvent remettre en suspension les sédiments cohésifs même dans les zones abritées (Le Hir et al., 2010).

#### - Le contrôle par les variations du climat des vagues à l'échelle pluriannuelle

Un lien entre l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et le régime de houles a été mis en évidence (Bacon and Carter, 1993; Bauer, 2001; Dodet et al., 2010). En effet, les conditions NAO positif, impliquent un gradient de pression méridional plus élevé que la normale à travers l'océan Atlantique Nord (entre 36° et 60° N). Cette situation entraîne des vents d'ouest plus forts et donc des vagues plus hautes et plus longues, se propageant vers le nord-ouest de l'Europe. A l'inverse, en condition de NAO négatif, les pressions méridionales plus faibles engendrent des conditions de vagues moins énergiques (Bertin et al., 2013; Bertin and Dodet, 2010; Delaygue et al., 2019; Izaguirre et al., 2011; Martínez-Asensio et al., 2016; Nahon et al., 2019).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

En Europe de l'Ouest, la NAO n'est pas le seul mode de variabilité climatique contrôlant les hauteurs des vagues en hiver (Bacon and Carter, 1993). La croissance des flèches sableuses, comme la flèche d'Arcay, est en partie associée à la variabilité NAO et EA-WR (East Atlantic-West Russia). En effet, la croissance de la flèche accélère avec une accumulation de particule de sédiments à gros grains lors des périodes les plus énergiques, ce qui correspond à une combinaison de NAO positif et des schémas de circulation EA-WR négatif (Bermejo, 2007; Poirier et al., 2017b, 2017a). Un nouvel indice climatique est proposé pour expliquer la variabilité interannuelle des vagues d'hiver en Europe de l'Ouest le WEPA (West Europe Pressure Anomaly). Cet indice est défini comme l'anomalie de la différence de pression entre l'Irlande et les Canaries. Dans le Golfe de Gascogne, la variabilité interannuelle des hauteurs significatives des vagues est plus précisément expliquée par l'indice WEPA. Il est le seul indice climatique à capturer les conditions de l'hiver énergétique 2013/2014, hiver le plus énergétique depuis au moins 70 ans, qui a durablement affecté le littoral du Parc (B. Castelle et al., 2018).

### - Le contrôle par les variations du climat des vagues à l'échelle saisonnier

L'**évolution saisonnière** des profils de plages est conditionnée par le régime saisonnier des vagues (Aubrey, 1979; Aubrey et al., 1980; Yates et al., 2009). On parle de phases successives de dégraissage et d'engraissage (Cf chapitre 3 : les vagues). En période de beau temps, les houles, dans un phénomène de déformation des vagues sur petits fonds, acheminent les sédiments grossiers vers la côte. En période de tempête, des courants de retour se mettent en place en compensation de l'élévation du plan d'eau à la côte, induit par le déferlement des vagues sur la côte. Les transferts cross-shore liés aux vagues sont donc saisonniers. Si les deux mécanismes coexistent en permanence, l'asymétrie est dominante en été et le courant de retour est dominant en présence de vagues de tempête.

L'accrétion latérale rythmique et les variations granulométriques sur le flanc en accrétion de la **longe de Boyard** ont été associés aux variations du régime saisonnier des vagues (Guérin et al., 2016). Ainsi, la mise en place de couches de sables épaisses se produit en hiver quand le transport est plus fort en raison des vagues plus hautes. A l'inverse, le dépôt de couches de sables plus minces se produit en été lorsque le transport est moins fort en raison de vagues moins hautes.

### - Le contrôle par les tempêtes et cluster de tempêtes

Les changements morphologiques côtiers sont souvent beaucoup plus importants lors des fortes tempêtes, même si elles sont rares et courtes, que lors des longues périodes intermédiaires de beau temps (Stive et al., 2002).

Les périodes de tempêtes, en conjonction avec des vives eaux, permettent le transport de sables moyens à grossiers (jusqu'à 5 mm), jusqu'à des profondeurs de plus de 100 m (Pezerat, 2021).

Les **baies**, bien que plus isolées de l'action des vagues, sont également impactées par les tempêtes. Dans la **baie de Marennes-Oléron**, la remise en suspension par les tempêtes peut dépasser les 2 millions de tonnes en 3 mois, sous l'effet des tempêtes d'hiver simulés (Le Hir, 2010). Les **bancs estuariens** peuvent être érodés pendant les tempêtes. Le banc de Lamouroux par exemple peut perdre la totalité de la couche superficielle de vase déposée en été (entre 5 et 20 cm) lors des événements énergiques (Robert et Geairon, 2013).

Il est largement reconnu que les épisodes de **tempête individuels** peuvent induire des taux d'érosion côtière dépassant de loin ceux observés lors de conditions météorologiques favorables

soutenues (Morton and Sallenger, 2003). Au cours des 30 ans dernières années, les côtes du Parc ont été affectées par deux **tempêtes exceptionnelles isolées** (Martin en décembre 1999 et Xynthia en février 2010) qui ont entraîné des surcotes importantes (1,6 à 2 m) et des niveaux extrêmes (4,6 à 5 m NGF).

Exemple de la tempête Xynthia

La **tempête Xynthia** a eu un impact très important sur une grande partie des côtes sableuses du littoral, entre la Loire et la Gironde, en raison de sa coïncidence avec une marée haute lors d'un fort coefficient de marée (102), le 28/02/2010. Un recul moyen des cordons dunaires, de - 3 à - 5 m, est estimé sur la base de 300 observations, avec un maximum de - 22 m, sur des plages fortement exposées aux houles (exemple à la Couarde-sur-Mer) (Bertin et al., 2015, 2014). La **façade occidentale de l'île d'Oléron** a notamment été fortement touchée par l'érosion, lors de la tempête **Xynthia**, avec des reculs du trait de côte de - 10 à - 20 m, pouvant dépasser - 25 m entre la plage de la Giraudière et la pointe de Gatseau. Cette dernière est illustrée par la position des blockhaus qui se sont retrouvés sur l'estran (Chaumillon et al., 2017; Duvat-Magnan, 2010). Les **berges de l'estuaire de la Gironde** ont également subi des érosions considérables et des ouvrages de protections ont été fragilisés. Au **sud de l'embouchure de la Gironde**, il y a eu une forte érosion de la plage et un important recul du trait de côte, entre le Signal et le secteur de l'Amélie au sud de la commune de Soulac-sur-Mer (Aubié et al., 2010).

Des **clusters de tempêtes**, (succession de plusieurs tempêtes) ont également frappé les côtes : lors des hivers 2000-2001 (Chaumillon et al., 2014) 2013-2014 (Baumann et al., 2017b; Castelle et al., 2015) et 2019-2020 (rapport des plages de Charente-Maritime, 2021).

Exemple de l'hiver 2013-2014 :

L'hiver 2013-2014 a été le plus énergétique des 18 dernières années, avec une hauteur significative moyenne des vagues, pendant trois mois, supérieure à 3,6 m (Figure 4-38).

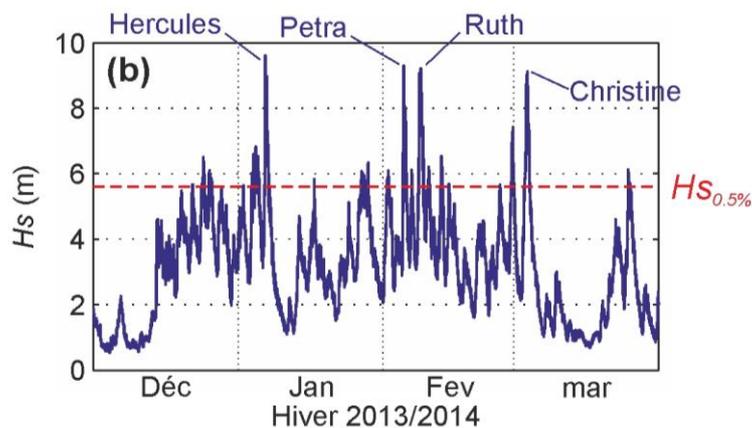


Figure 4-38 : Graphique de la série temporelle des hauteurs significatives des vagues mesurées au large du Cap Ferret pendant l'hiver 2013-2014 avec indication des pics énergétiques (Rapport Acclimaterra 2018).

Durant cette période, de très fortes houles, atteignant des hauteurs significatives de près de 10 m, avec des périodes de pic exceptionnellement longues (> 20 s), ont été mesurées au large du cap Ferret (Castelle et al., 2015). Ces épisodes de houles exceptionnelles, dont certains étaient combinés aux forts coefficients de marées (près de 110, le 03/01/2014), ont conduit aux dommages majeurs relevés sur les côtes, suite au passage de la tempête (Castelle et al., 2015 ; Baumann et al., 2017a).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Plus tôt, la période d'instabilité du 23 au 27/12/2013 n'avait occasionné que peu de dégâts sur la côte. Un intervalle de temps au cours duquel, les coefficients de marées étaient relativement faibles (coefficient de 44, le 26/12/2013). Les autres périodes qui ont suivi, en février et mars 2014, ont contribué au cumul d'impacts de l'énergie des vagues, amenant à caractériser l'ensemble des événements de l'hiver 2013/2014, comme exceptionnel.

Ainsi, les tempêtes successives ont abaissé le profil des plages sableuses qui n'avaient pas le temps de se recharger entre deux événements. Cela a rendu les plages de plus en plus vulnérables ce qui s'est traduit par des érosions exceptionnelles avec des reculs du pied de dune parfois supérieurs à - 20 m (Bulteau et al., 2016), voir - 50 m (Chaumillon et al., 2019).

Sur la **côte vendéenne**, et au sud de l'île d'Oléron ces clusters ont entraîné la formation de brèches dans certaines barrières (cordon de la Belle-Henriette, point de Gatseau ; Baumann et al., 2017b). Sur l'**île d'Oléron**, le flèche de Gatseau a connu des ruptures de la barrière sableuse. Ces ruptures sont accompagnées par des dépôts de débordements pouvant aller à plus de 200 m à l'intérieur des terres pour une 30<sup>ème</sup> de mètres de large (Figure 4-39). Ce dépôt est causé par les vagues lors de la marée haute. Un événements de débordement mise en place principalement par les ondes infra-gravitaires (avec des hauteurs significatives supérieures à 1,5 m), (Baumann et al., 2017a).

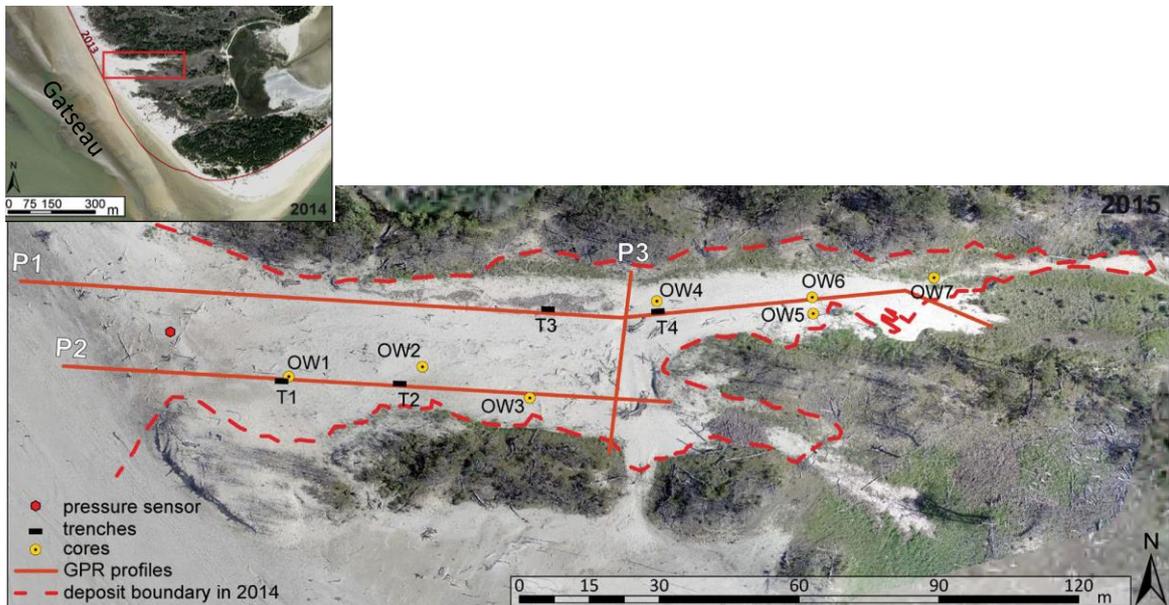


Figure 4-39 : Photographie aérienne de la pointe de Gatseau et Zoom en photographie d'UAV montrant les dépôts de tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Baumann et al., 2017b).

En **Gironde**, l'érosion a été également considérable avec - 15 à - 40 m selon les secteurs de côtes. Au droit de l'immeuble « Le Signal » et de la plage de l'Amélie, la crête de la falaise dunaire s'est érodée, de l'ordre de 10 m, en dépit des défenses de côtes (BRGM, ONF, 2018).

### 4.3.3.2. Le contrôle par les courants de marée

Dans les **zones semi-fermées abritées des vagues** (baies, estuaire) les courants liés aux marées deviennent les paramètres de contrôle dominant de la dynamique sédimentaire. Dans la **baie** de Marennes-Oléron, les variations de concentration des matières en suspension sont fortement dépendantes des cycles de marée (Figure 4-40). Il y a une remise en suspension plus intense lors des périodes de vive marée. Cette remise en suspension peut atteindre pouvant s'élever à 1 millions de tonnes, au bout de 2 mois (Le Hir, 2010).

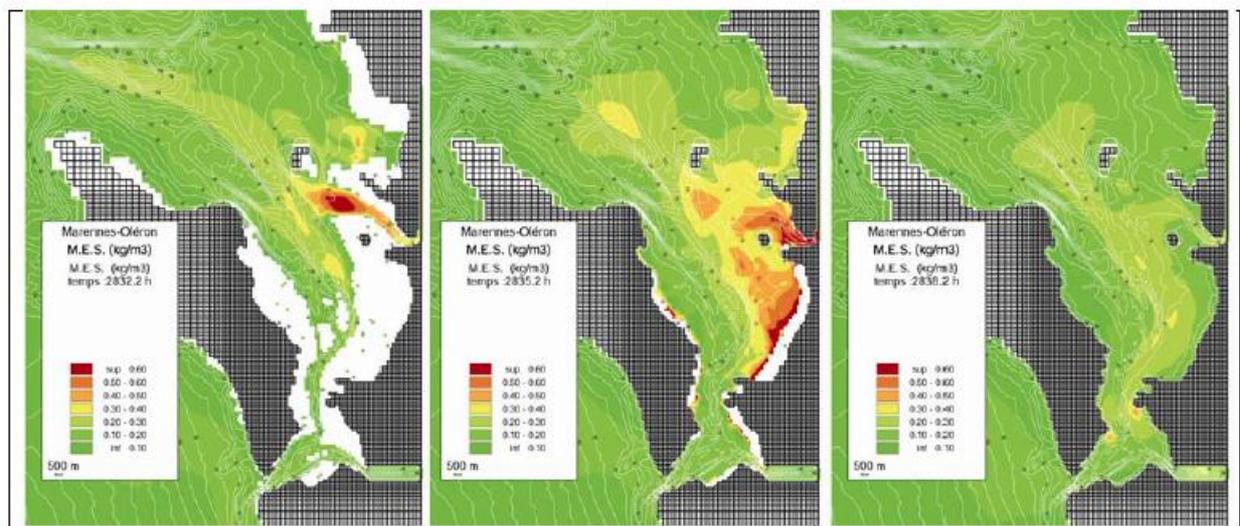


Figure 4-40 : Variation de l'évolution des matières en suspensions de la Baie de Marennes-Oléron, au cours d'une marée de vive eau : situation de basse mer (gauche), de flot (au centre) et de pleine mer (à droite), (Le Hir, 2010).

Le **panache** du bouchon vaseux est également lié aux courants de marée. Quel que soit le débit considéré, la surface de ce panache observée par image satellite est toujours plus importante lorsque le coefficient de marée augmente (Froidefond et al., 1998; Lafon et al., 2009). Le maximum de superficie de ce panache a été observé en condition de jusant et juste après une marée de vives-eaux (Allen et al., 1980 ; Lafon et al., 2009 ; Doxaran et al., 2009) (Figure 4-41).

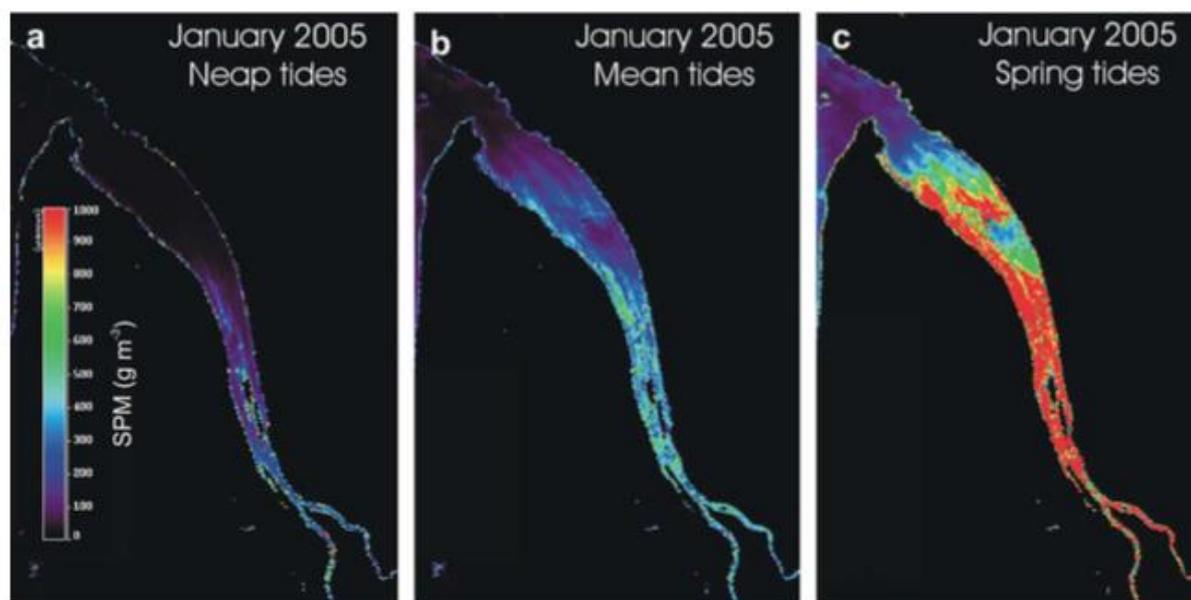


Figure 4-41 : Variation des concentrations en matières en suspension de surface dans l'estuaire de la Gironde observée en janvier 2005 lors des mortes eaux, des moyennes et des vives eaux (respectivement a, b, c), (Doxaran et al., 2009).

**Comment les estuaires se colmatent de sédiments fins ?**

La **dynamique** quotidienne du bouchon vaseux est principalement contrôlée par le cycle de marée. La turbidité montre ainsi deux phases d'augmentation au flot et au jusant à chaque cycle de marée. En effet, la turbidité est plus importante à mi-marée quand l'intensité des courants est

maximum (Allen et al., 1980 ; Sottolichio, 1999). De plus, le cycle de marée est asymétrique dans l'**estuaire de la Gironde**. La durée du flot plus courte engendre des vitesses de courant plus importantes, ayant pour effet une remobilisation plus intense des sédiments pendant le flot. L'étale de haute mer, plus longue que celle de basse mer, permet le dépôt de ces particules en suspension vers l'amont. La répétition de ces cycles a pour résultat de piéger et de concentrer les particules arrivant des fleuves et une partie de celles de l'estuaire (Jouanneau, 1982). Depuis quelques années, l'amplification de la marée dans l'estuaire de la Gironde est responsable d'une remontée plus forte du bouchon vaseux et d'un envasement plus important (Van Maanen and Sottolichio, 2018).

### 4.3.3.3. *Le contrôle par les fleuves*

L'hydrologie et le débit des cours d'eau (crue/étiage) varie fortement au cours de l'année et d'une année sur l'autre (Billy et al., 2012). Les débits variables influencent le temps de résidence des sédiments fins dans l'estuaire et la position du **bouchon vaseux** (Jalón Rojas, 2016; Jalón-Rojas et al., 2015; Toublanc et al., 2016, 2015). De fait il y a une évolution à l'échelle **saisonnière du bouchon vaseux** : En période d'étiage, il remonte vers l'amont de l'estuaire sous l'effet prépondérant de l'onde de marée. En période de crue, il descend vers l'aval. Lors de fortes crues, ce déplacement vers l'aval peut conduire à une expulsion de matières à l'extérieur de l'estuaire (0,5 à 1,5 millions de tonnes/an de l'estuaire de la Gironde) sous forme de « panache turbide », modifiant ainsi l'apport en sédiments fins, depuis le continent vers les côtes (Castaing and Allen, 1981a; Jouanneau and Latouche, 1982; Sottolichio and Castaing, 1999). Dans ce dernier cas, une quantité importante de matières en suspension se retrouvent dispersées dans la zone côtière, au sein duquel, certaines particules vont décanter sur le fond et d'autres seront transportées en surface selon des directions dépendant des paramètres des vents, de la marée et des vagues (Froidefond et al., 1998; Jouanneau et al., 1999). Ainsi, les débits fluviaux expliquent 75 % de la variabilité du panache (Dabrin, 2009; Lafon et al., 2009) (Figure 4-42). La variabilité saisonnière des flux sédimentaires à l'embouchure de l'estuaire en lien avec le débit fluvial est également mise en évidence par les modèles (Diaz et al., 2020).



Figure 4-42 : Illustration du panache de sédiments fins en expulsion sur le domaine côtier au droit des estuaires et des côtes du Parc (Photo : Thomas Pesquet, 2021).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

Il existe de fortes incertitudes sur les tendances futures des interactions entre évolution des débits des fleuves et des marées. A cette évolution liée au changement climatique et à l'élévation du niveau de la mer, s'ajoutent les modifications des écoulements hydrodynamiques et les apports sédimentaires liés aux activités anthropiques. Les barrages, aménagements côtiers, dragages et poldérisation conduisent à une diminution des apports sédimentaires et une amplification des plus hautes mers dans l'estuaires (Jalón-Rojas et al., 2015). L'analyse des données de débit et de turbidité, depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle (1960 pour les premières mesures fiables et 2005 pour MASGEST), montre que les débits d'étiage mesurés à l'entrée de l'estuaire ont significativement baissé et que l'étiage se prolonge. Dans le même temps, le bouchon vaseux remonte plus en amont et stationne plus longtemps dans les sections fluviales en lien avec les débits fluviaux et l'amplification de la marée (Jalón-Rojas et al., 2021, 2018).

Enfin, l'étude des **bancs tidaux** du delta de fond de baie dans l'estuaire de la Gironde (banc de Plassac) montre aussi une influence fluviale combinées à celle de la marée. Celle-ci est mise en évidence par la présence de mini lobes de crue et l'allongement de la barre des marées avec des périodes de fort débit (Billy et al., 2012).

### Le lien entre la Gironde et la mer des Pertuis

*L'estuaire de la Gironde expulse périodiquement vers l'océan son panache turbide (Froidefond et al., 1998). Les panaches de ces fleuves induisent une forte variabilité des teneurs en matières en suspension autour des embouchures. Ces particules modifient la transparence de l'eau et apportent des polluants métalliques, bactériologiques et organiques associés. Une partie des particules des panaches vont décanter dans les vasières (Allen et al., 1977; Jouanneau et al., 1989; Lesueur et al., 2001a). Une autre partie des particules vont se déplacer au sein du panache de surface. Plusieurs études suggèrent une possible influence des eaux girondines sur les eaux de la Baie de Marennes Oléron (Dabrin, 2009; Dabrin et al., 2014; J.-L. Gonzalez et al., 1991; J. L. Gonzalez et al., 1991; Strady et al., 2011) (Figure 4-43).*

*Sous les conditions de vent sud-est à nord-ouest avec des débits supérieurs à 500 m<sup>3</sup>/s le panache Girondin fait face au pertuis (Maumusson et Antioche) engendrant une possible connexion avec la baie de Marennes Oléron durant le flot. Selon des observations de données depuis 2004, ces périodes correspondent à environ 100 jours/an sur des périodes entre septembre et mai (30 % du temps) (Dabrin, 2009). Ainsi, lors d'une journée de connexion entre le panache de la Gironde et la Baie de Marennes-Oléron, il est calculé un potentiel apport de 800 à 2000 t/jours de sédiments en suspension, susceptibles de décanter à l'étape de marée haute.*

*En supposant que la totalité de ces particules se dépose ou qu'elles sont piégées dans la baie, cela représente un apport particulaire de la Gironde compris entre 88 800 tonnes et 222 000 tonnes /an. Le flux particulaire expulsé de la Charente est estimé en moyenne à 76 000 tonnes pour la période 2006-2007. Ainsi 54 à 74 % des particules apportées annuellement dans la baie seraient d'origine Girondine (Dabrin et al., 2009), des résultats en accord avec les analyses des éléments-traces, qui estiment que 70% des particules en suspension de la baie seraient constituées de particules d'origine de la Gironde (Strady et al., 2011 ; Dabrin et al., 2014).*

*Ainsi, le vaste territoire du Parc couvre les pertuis et le grand estuaire de la Gironde, qui a priori n'ont rien à voir, mais qui sont liés par la circulation et les flux de sédiments en suspension depuis l'estuaire vers les Pertuis, créant un gradient amont-aval*

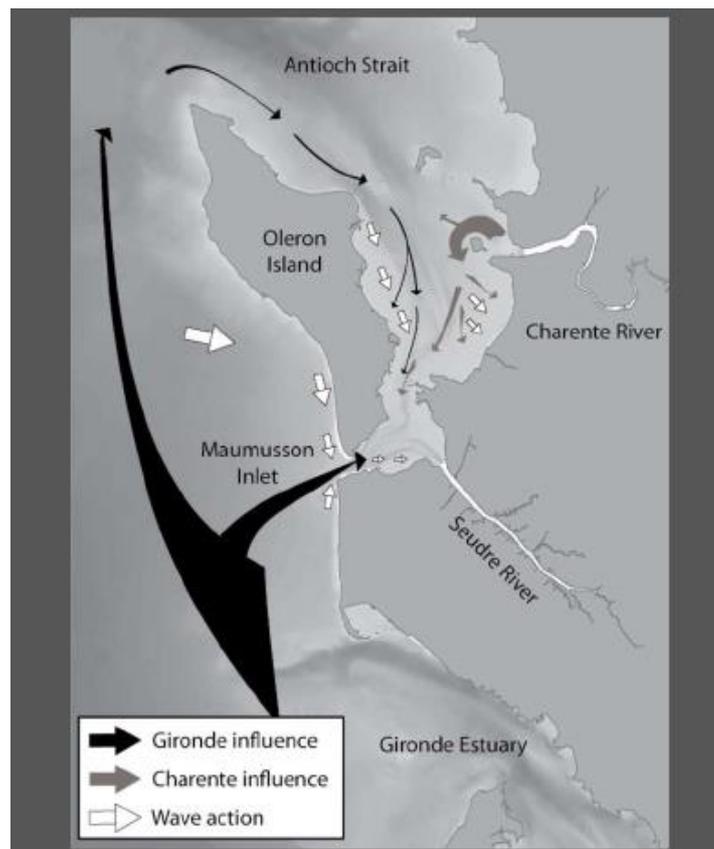


Figure 4-43 : Aperçu conceptuel de l'influence de l'estuaire de la Gironde et de l'estuaire de la Charente dans la baie de Marennes Oléron (Flèche noire). L'épaisseur des flèches est relativement proportionnelle à l'apport de Cd dans la baie de Marennes Oléron. Mise en évidence de l'action des vagues sur la variabilité spatiale et temporelle du transport sédimentaire (Strady et al., 2011).

#### 4.3.3.4. Le contrôle par les embouchures

Comme observé à l'échelle séculaire, à l'échelle de temps courte les milieux côtiers les plus dynamiques se situent dans les embouchures du fait des forts courants induits à la fois par les vagues et les marées avec une évolution des bancs et des chenaux.

#### 4.3.3.5. Le contrôle par le socle rocheux

L'observation des évolutions du trait de côte à échelles pluriannuelles et annuelles, le long du littoral mixte du Parc, renforce la mise en évidence du rôle de la topographie du substratum rocheux. De même que pour les échelles séculaires, l'orientation côtière contrôlée par la topographie rocheuse contrôle l'exposition et l'incidence générale des vagues sur les plages et donc l'importance relative du transport de sédiments le long des côtes. La présence ou l'absence d'un estran rocheux influe sur la stabilité des plages et des barrières. L'estran rocheux favorise la dissipation des vagues. Sur la côte ouest de l'île d'Oléron, l'énergie des vagues lors de leur propagation jusqu'au trait de côte est dissipée pour moitié par frottement sur le fond rocheux (Lavaud et al., 2020). A la différence des estrans sableux dont la topographie s'abaisse par érosion pendant les tempêtes ce qui entraîne de plus grosses vagues près du rivage, l'estran rocheux reste stable. Le substratum rocheux influence également la dynamique des embouchures tidales qui elles-mêmes contrôlent la dynamique des plages adjacentes. Les

affleurements rocheux localisés dans l'estran inférieur consistent en un substrat stable qui conduit à une grande stabilité (Chaumillon et al., 2019). Celle-ci est observée, par exemple, en Vendée, au nord des îles de Ré et d'Oléron. La réponse morphologique de ces plages est limitée à la partie supérieure de la plage (Cooper et al., 2012).

#### 4.3.3.6. Le controle par les activités anthropiques

##### La conchyliculture

Les effets de la **conchyliculture** sur la dynamique sédimentaire ont déjà été identifiées sur les échelles de temps moyennes (Bertin and Chaumillon, 2006). La modélisation des courants de marées dans la baie de Marennes-Oléron, avec et sans les installations ostréicoles, met en évidence leurs effets sur les courants (Figure 4-44; Kervella, 2009; Le Hir et al., 2010). La présence des parcs entraîne la diminution des courants sur des zones d'estran et l'accélération des courants dans certains chenaux (Figure 4-44).

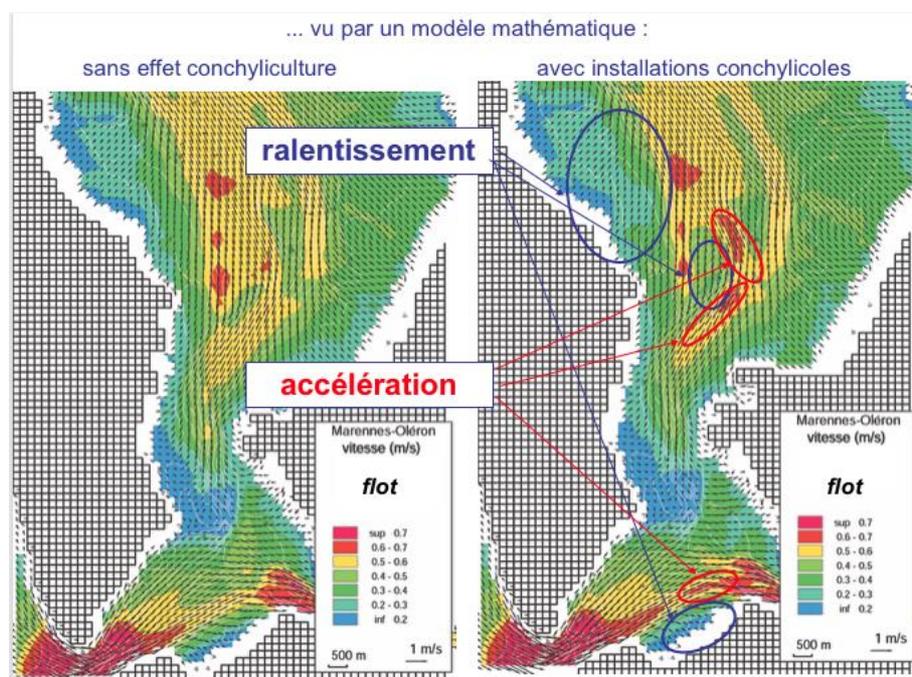


Figure 4-44 : Évolution et comparaison de la circulation des flux dans la Baie de Marennes-Oléron sans installation conchylicole (gauche) et avec installations conchylicole (droite) (Le Hir, 2010).

Le lien entre les installations ostréicoles et l'accrétion du banc de Lamouroux a été observé. Il y a une augmentation de la part de fraction fine des sédiments pendant l'installation des tables et poches à huîtres en de juin. L'augmentation de la part de fraction fine des sédiments est maximum en septembre (+ 2 cm/mois) (Robert and Geairon, 2013).

##### L'aménagement et la gestion du littoral

La gestion du littoral face aux risques côtiers (érosion et submersion marine), et en particulier les aménagements de défense, joue un rôle important sur l'évolution des littoraux. Dans les estuaires barrages, digues de protection... selon qu'elles sont maintenues, déplacées ou supprimées ont une forte influence sur l'expansion latérale de l'onde de marée et les crues (Jalón-Rojas et al., 2015).

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

A la suite de la tempête Xynthia en 2010 les aménagements côtiers en matière de défense, avec leurs difficultés de gestion, ont fait l'objet de discussions (Cf chapitre 7). Des dispositifs de prévention et de gestion des risques côtiers ont été renforcés (exemple de la mise en place du groupement d'intérêt public en 2012 : GIP Littoral en Nouvelle-Aquitaine) et une stratégie nationale de gestion intégrés du trait de côte est suggérée (SLGRI, Gemapi, PAPI...).

### Le dévasement

Parmi les activités effectuées récemment, on retrouve le dévasement de la baie de l'Aiguillon appelé « **baccage** ». En effet, depuis 2008, on limite la sédimentation dans les estuaires et chenaux en remettant en suspension jusqu'à 40 000 m<sup>3</sup> de sédiments par an dans les différents chenaux de drainage tidal. En plus de la remobilisation des sédiments, ces baccages favorisent la dynamique d'écoulement et limite les dépôt (Poirier et al., 2017).

Dans l'estuaire de la Gironde, 5 à 6 millions de tonnes de matières en suspension sont dragués annuellement par le Grand Port Maritime de Bordeaux (2017). L'influence de ces dragages sur les bancs tidaux reste difficile à mettre en évidence par manque de données quantitatives sur des secteurs restreints et homogènes (Billy et al., 2012).

### Les pollutions

Si les **pollutions** étaient présentes dès les premières actions anthropiques (développement agricole et urbain) leurs augmentations ont été croissantes au cours du temps, en lien avec la croissance démographique du littoral. Celles-ci font désormais l'objet de suivis, car c'est un risque majeur pour l'environnement. L'eau mais également les sédiments peuvent être marqués par différents contaminants. Les MES ont été identifiées comme des facteurs clés dans le transport des contaminants depuis le continent vers l'océan (Förster et Salomon 2008). On peut prendre l'exemple des pollutions au **cadmium** (Dabrins et al., 2009; Strady et al., 2011). Ainsi, si les pollutions n'impactent pas directement les évolutions sédimentaires observées au cours du temps, elles impactent directement la qualité du biotope.

D'autres exemples de pollution sont les hydrocarbures (HAP) les pollutions thermiques par la centrale du Blayais, les microplastiques ...

#### 4.3.4. Les submersions marines

(Baumann et al., 2017; Bernon et al., 2021, 2017; Bertin et al., 2015, 2014, 2014, 2012; Breilh, 2014, 2013; Castelle et al., 2015; Chaumillon et al., 2017; Huguet et al., 2018; Nicholls et al., 2008, 2007).

Les surcotes provoquées par les tempêtes en mer sont des causes majeures des submersions marines quand elles se produisent lors de marées hautes (a fortiori de vive eau). Sur la base de l'analyse des archives historiques depuis 500 ans (jusqu'en 2020), une submersion marine s'est produite tous les 11 ans (Breilh et al., 2014). Ainsi, les submersions ne sont pas rares sur le domaine du Parc. Le littoral le long du Parc présente de grandes surfaces de faible altitude : en Charente-Maritime, 50% d'un bande littorale de 10 km est située sous le niveau des plus hautes mers (Breilh et al., 2013).

Au cours des 30 dernières années, la tempête Martin (1999) et tempête Xynthia (2010) ont produit les niveaux extrêmes de référence (surcote + marée) (Figure 4-45).

Pour la tempête Martin (1999), les vents extrêmes (moyens de 42 m/s 10 min) provenaient de l'ouest. Cette tempête a particulièrement impacté les côtes sud du Parc, dans la Baie de Marennes-Oléron et les rives de l'estuaire de la Gironde (Breilh et al., 2014).

La tempête Xynthia (2010) est arrivée sur la côte Atlantique française en provenance du sud-ouest. Une telle trajectoire de tempête restreint le fetch à quelques centaines de kilomètres dans

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

le golfe de Gascogne, ce qui se traduit par des états de mer particuliers, caractérisés par de jeunes vagues accentuant les contraintes de surface (Bertin et al., 2014, 2012). Cette configuration a entraîné des submersions importantes dans l'ensemble des zones abritées du Parc.

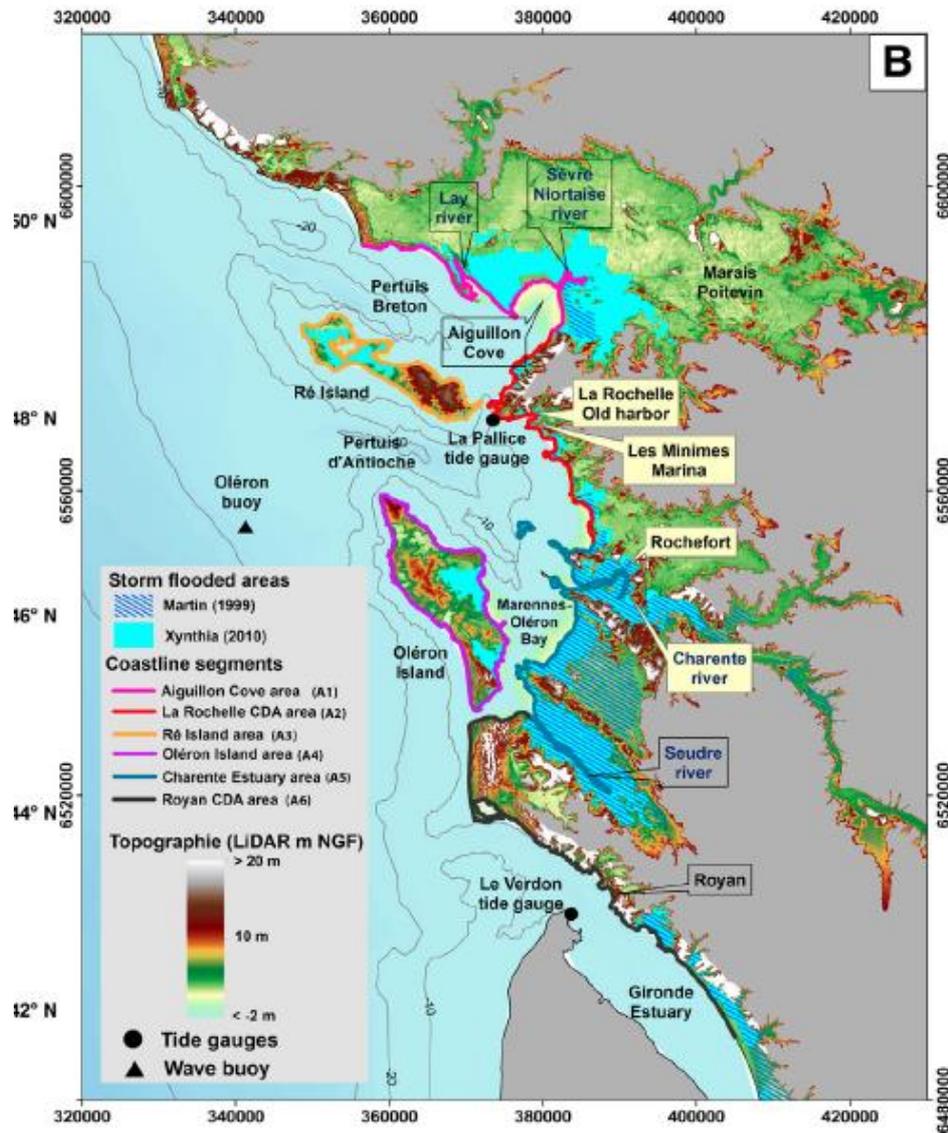


Figure 4-45 : Carte du Pertuis Charentais montrant les zones inondées lors des tempêtes Xynthia et Martin (zones bleu turquoise et hachures bleu foncé), les segments du littoral (lignes de couleurs diverses). Les stations marégraphiques (points noirs) et la bouée Oléron (triangle noir), (Breilh et al., 2014).

Malgré la complexité des ondes de tempête, les mesures hydrodynamiques pendant les tempêtes, les bathymétries et topographies détaillées et l'implémentation de processus mieux paramétrés dans les codes numériques permet désormais de prédire les surcotes, avec une précision métrique (Bertin et al., 2015, 2012; Chaumillon et al., 2017).

Les aléas du trait de côte sont définis grâce aux connaissances actuelles et permettent d'aider aux prises de décision et à la réglementation des zones côtières (Plan de Prévention des Risques Littoraux (PPRL), Stratégie Locale de Gestion du Trait de Côte (STLGTC) ...). Un projet

d'actualisation du diagnostic régional de sensibilité à l'érosion côtière (OCNA, GIP Littoral) a caractérisé les taux d'évolution moyen annuel (Tx) et taux de reculs liés à un événement majeur (Lmax), des côtes de Charente-Maritime (Bernon et al., 2021) (Figure 4-46).

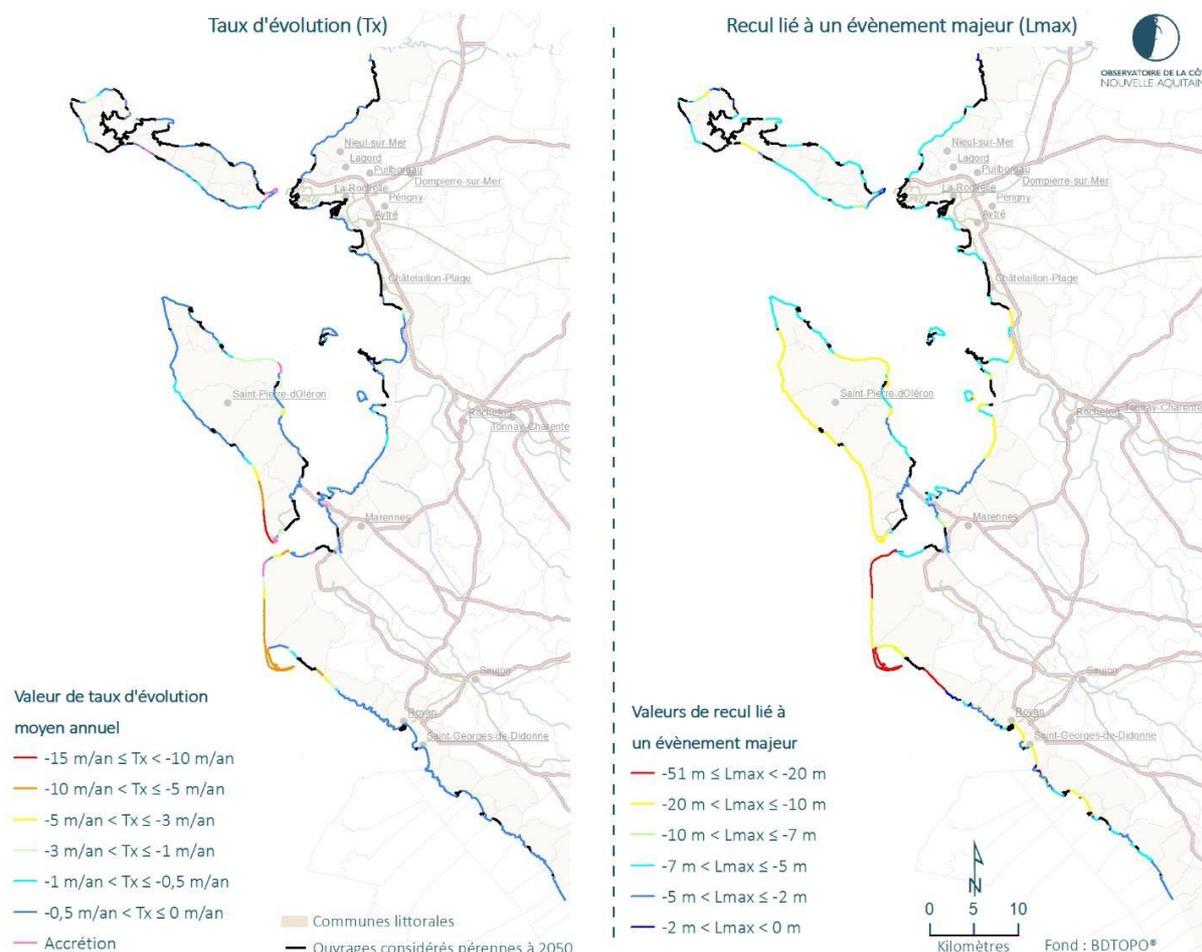


Figure 4-46 : Valeur des composantes de l'aléa « recul du trait de côte » (Taux d'évolution : Tx et recul lié à un événement majeur : Lmax) sur le littoral du département de Charente-Maritime (Bernon et al., 2021).

#### 4.3.5. Conclusion des évolutions morphologique et sédimentaires aux échelles pluriannuelles et événementielle.

Beaucoup d'évolutions sédimentaires du Parc à l'échelle **pluriannuelle et annuelle** sont dans la continuité des évolutions séculaires. Ces évolutions sont en partie contrôlées par les **forçages hydrodynamiques (vagues, marées, fleuves) et leurs variations**.

En effet, **les vagues** contrôlent la sédimentation sur toute la plateforme continentale du golfe de Gascogne, jusqu'à 23 m de profondeur. Au-delà de cette limite, les vagues transportent les sédiments quelques jours par an. Les vagues contrôlent aussi la dynamique des plages et barrières exposées, avec un régime saisonnier marqué et une érosion globale des estrans sableux. **Les tempêtes** sont un facteur essentiel contrôlant les évolutions morphologiques et la mobilité sédimentaire. Néanmoins, les maxima d'érosions ne sont pas atteints lors des années des plus fortes tempêtes (Martin 1999 ; Xynthia 2010), mais lors des années pendant lesquelles se produisent des clusters de tempêtes, comme lors de l'hiver 2013-2014.

Les plus fortes dynamiques sont toujours observées à proximité des **embouchures**. Ces embouchures peuvent être le lieu d'exportation des sédiments fins depuis les estuaires vers le

plateau continental. Ainsi des baies non directement connectées à des grands fleuves, comme la Baie de Marennes-Oléron, peuvent recevoir une grande part de leurs sédiments de ces grands fleuves. Le **socle rocheux** et l'**héritage géologique** contrôlent aussi l'exposition aux vagues, la stabilité des barrières, limitent la mobilité des chenaux et des embouchures.

Enfin, l'influence de l'**Homme** se traduit notamment avec l'augmentation de la fréquentation des littoraux et la pollution qui est dans les MES. Les défenses de côtes ont été renforcées après la tempête Xynthia. Ponctuellement des territoires littoraux, propriétés du Conservatoire du Littoral, sont des lieux d'expérimentation pour les solutions fondées sur la Nature. Ces derniers ont abouti à une réglementation récente face aux risques côtiers (PPRL...).

### A l'échelle séculaires

- Les progrès techniques, les diversifications des méthodes, les mesures régulières et les approches pluridisciplinaires ont permis, au cours des 30 dernières années, d'améliorer nos connaissances sur les évolutions morphologiques et sédimentaires.
- Les évolutions morphologiques et sédimentaires montrent d'importantes variations spatiales et temporelles (juxtaposition de zones en érosions, en accrétions et stables), à l'instar des évolutions aux échelles de temps moyennes.
- Les évolutions morphologiques et sédimentaires sont contrôlées par les vagues et les marées et l'héritage géologique.
- Dans les domaines semi-fermés, ce sont essentiellement les cycles de marée et/ou les évolutions des débits des fleuves qui gouvernent les évolutions sédimentaires.
- Les évolutions morphologiques et sédimentaires les plus importantes sont localisées à proximité des embouchures tidales.
- A l'échelle événementielle, les tempêtes et les clusters de tempêtes sont les phénomènes les plus morphogènes. Elles induisent de fortes érosions et parfois des submersions marines quand elles sont associées à des marées hautes.
- Le plus grand producteur de sédiments fins est la Gironde, ces sédiments sont massivement piégés dans l'estuaire mais peuvent être exportés vers les pertuis et constituer la majeure partie des sédiments fins déposés dans des baies adjacentes comme la Baie de Marennes-Oléron.

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

### Quelques chiffres :

**4** grandes vallées incisées : Gironde, Seudre, Charente, Sèvre-Niortaise/Lay.  
**2** grandes zones de dépôts sédimentaires privilégiés.

+ **22,5** m/an : allongement de la flèche d'Arcay, entre 1811 et 2005 (taux variable entre + 17 m/an et + 41 m/an), soit une accumulation de sédiment de 48 000 à 78 000 m<sup>3</sup>/an.

**80 000 à 131 000** m<sup>3</sup>/an : estimation du transport littoral à la flèche d'Arcay.

+ **6 à 14** m/an : avancé du trait de côte de la baie de l'Aiguillon, entre 1950 et 2020.

+ **1,3** cm/an : accrétion de la baie de l'Aiguillon entre 1950 et 2016.

+ **3** m/an : accrétion de la flèche de Sablanceau, depuis 1840 / + **5** m/an, entre 2000 et 2016.

+ **3** m/an : accrétion de la pointe de Saumonard, depuis 1824.

+ **16** m/an : accrétion de la pointe de Gatseau, entre 1824 et 1973.

- **20** m/an : érosion de la pointe de Gatseau, entre 1973 et 2016.

- **50** m/an : érosion maximum de la pointe de Gatseau, lors de l'hiver de 2013 et 2014.

**50 000 à 140 000** m<sup>3</sup>/an : estimation du transport littoral à Saint-Trojan.

+ **10** m/an : accrétion de la pointe Espagnole, entre 1840 et 2000.

- **20** m/an : érosion au sud de la presqu'île d'Arvert, entre 1840 et 2000.

+ **6** m/an : engraissement de Bonne-Anse après la progression de la flèche de la Coubre vers l'est, entre 1945 et 2010.

**830 000** m<sup>3</sup>/an : estimation du transport littoral à la presqu'île d'Arvert.

- **5** m/an : érosion moyenne entre la pointe de Grave et la pointe de la Négade, depuis 1785.

- **35** m/an : érosion maximum enregistré à Soulac sur Mer, entre 1785 et 1935.

- **40** m/an : érosion maximum à la plage de l'Amélie, lors de l'hiver de 2013 et 2014.

+ **6 à 10** m : comblements sédimentaires des fosses de Chevarache et d'Antioche, entre 1824 et 1960.

+ **0,46** cm/an : comblement de la Baie de Marennes-Oléron.

+ **0,2** cm/an : comblement dans l'estuaire de la Gironde.

+ **1** cm/an : comblement à l'embouchure du Lay depuis 1990.

**23** m : profondeur à laquelle les vagues remobilisent les sédiments à **90** % du temps.

**70** % des particules en suspension de la Baie de Marennes-Oléron sont issu de l'estuaire de la Gironde.

### 4.4. Bilan général des évolutions de la dynamique sédimentaire du Parc

Le Parc marin présente une **très grande diversité des morphologies et environnements littoraux** dans un espace relativement réduit. On y trouve des littoraux rocheux, vaseux, sableux et mixtes. La presque totalité des types de littoraux sédimentaires tempérés sont représentés :

- estuaires dominés par les marées, dominé par les vagues et mixtes, dominés par les vague et les marées ;
- estuaires de petite taille et de grande taille ;
- embouchures tidales de petite et grande taille ;
- barrières sableuses accolées au continent, exposées aux vagues du large ou estuariennes,
- flèches sableuses à crochons et recourbées ;
- estrans rocheux, estrans mixtes rocheux et sédimentaires, replats de marée vaseux, sableux ou mixtes sablo-vaseux ;
- bancs de sable tidaux d'embouchure large, delta de fond de baie et ses barres tidales ; deltas de marée
- falaises rocheuses.

Cette diversité se traduit par des évolutions morphologiques très variables dans l'espace mais aussi dans le temps. Pour cette raison, mais également pour des raisons méthodologiques, les évolutions du littoral et des fonds marins ont été décrites, à trois échelles de temps : long, moyen et court terme. Ces évolutions sont gouvernées par des nombreux paramètres :

- niveau de la mer et apports sédimentaires ;
- changements climatiques ;
- hydrodynamisme lié aux vagues, marées et fleuves ;
- activités anthropiques ;

Le territoire du Parc correspond par conséquent à une mosaïque d'environnements littoraux, souvent mouvants et soumis à de nombreux paramètres ; c'est un système complexe avec de nombreuses boucles de rétroactions. Selon les échelles de temps considérées, ces environnements peuvent être considérés de façon indépendante ou en interconnexions.

Les **transits sédimentaires** concernent à la fois les particules grossières ( $> 63 \mu\text{m}$ ) et les particules fines ( $< 63 \mu\text{m}$ ). Pour réaliser des budgets sédimentaires, il faut définir des limites aux systèmes côtiers considérés, afin de faire le bilan des flux entrant et sortant de sédiments. Ces limites dépendent : 1) des échelles de temps considérées, 2) de la géologie, de la géomorphologie et des dynamiques hydrosédimentaires des milieux et 3) des objectifs qui peuvent être scientifiques (e.g. étude des processus hydrosédimentaires, évolution géologique...), techniques (e.g. étude d'aléas) ou opérationnels en lien avec la gestion (plan de gestion, protection face aux risques côtiers...).

#### 4.4.1. La dynamique sédimentaire complexe aux différentes échelles spatio-temporelles.

A **long terme** (Figure 4-47A), les paramètres principaux qui contrôlent la dynamique des sédiments sont le **niveau marin** et les **apports sédimentaires**, les mouvements verticaux étant négligeables dans le Parc. Ainsi, la présence des îles, de nombreuses embouchures, le découpage complexe du trait de côtes sont liés au creusement de vallées, lors de chutes du

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

niveau marin. Ces vallées ont été partiellement comblées principalement pendant et après leur inondation lors de la dernière remontée du niveau marin. Les variations de comblement sédimentaires de ces vallées est contrôlé au premier ordre par l'**héritage structural**.

Les **courants** induits par les **vagues**, les **fleuves** et les **marées** ont apporté et/ou redistribué des sédiments qui ont formé deux grands prismes sédimentaires, un au large et un côtier. Le prisme au large s'est probablement formé en période de remonté rapide du niveau de la mer. Le prisme côtier s'est formé lors de la phase de remonté lente du niveau marin (à partir de 6500 BP environ). Le prisme côtier est constitué par deux ensembles. Au niveau des côtes exposées aux vagues du large, il est dominé par des barrières transgressives (qui migrent vers le continent) à principalement sableuse. Au niveau des côtes abritées des vagues du large (baies et estuaires) il est dominé par des accumulations vaseuses ou mixtes régressives (qui se croissent vers l'océan) ou on peut trouver des barrières plus réduites. Entre ces deux grands prismes sédimentaires, il existe un domaine avec très peu ou pas de sédiments. Cette faible couverture sédimentaire s'explique par le ravinement par les courants induits par les vagues et les marées.

A **moyen terme** (Figure 4-47B), ce sont les courants induits par les vagues, les fleuves et les marées, qui ont contrôlé la dynamique sédimentaire et une bonne partie de la morphologie de la côte et de l'avant-côte. Les régimes de vagues et des fleuves ont varié en fonction des changements climatiques. Ainsi les flèches sableuses, dominées par les vagues ont leur évolution en partie contrôlée par les **changements climatiques**. Les sédiments remobilisés par ces forçages hydrodynamiques sont hérités des stocks mis en place à l'échelle géologique. Les côtes exposées sont principalement transgressives et les environnements semi fermés principalement régressifs. Les **embouchures** et leurs côtes adjacentes sont très dynamiques. L'**héritage structural** et le substratum rocheux jouent également un rôle essentiel en fixant la géomorphologie à grande échelle, en dissipant l'énergie des vagues et en stabilisant la mobilité des embouchures.

A **court terme** (Figure 4-47C), le paramètre principal qui contrôle la dynamique des sédiments sableux depuis le large jusqu'aux embouchures des estuaires est le **régime des vagues et ses variations**. Les tempêtes individuelles et surtout les **clusters de tempêtes** sont particulièrement morphogènes. Les érosions les plus rapides sont principalement localisées le long des côtes dominées par les vagues à proximité des grandes embouchures. Font exception les extrémités des flèches sableuses qui gagnent sur l'océan en raison de la décroissance de la dérive littorale. Les submersions touchent les côtes basses, principalement celles dominées par les marées ou les fleuves. Les marées et/ou les apports de MES par les fleuves impactent principalement les environnements semi-fermés. Les MES peuvent être exportées au delà de l'estuaire, dans le cas de la Gironde et migrer jusque dans les pertuis. A l'instar des évolutions séculaires, les évolutions pluriannuelles montrent une **érosion dominante** sur **les côtes exposées aux vagues**, par contraste avec le **comblement** qui comine dans les **environnements semi-fermés**. Les côtes rocheuses ou sédimentaires à estrans rocheux sont relativement **stables**. Ces dynamiques sédimentaires sont relativement typiques du fonctionnement actuel de la plupart des systèmes estuariens dans le monde.

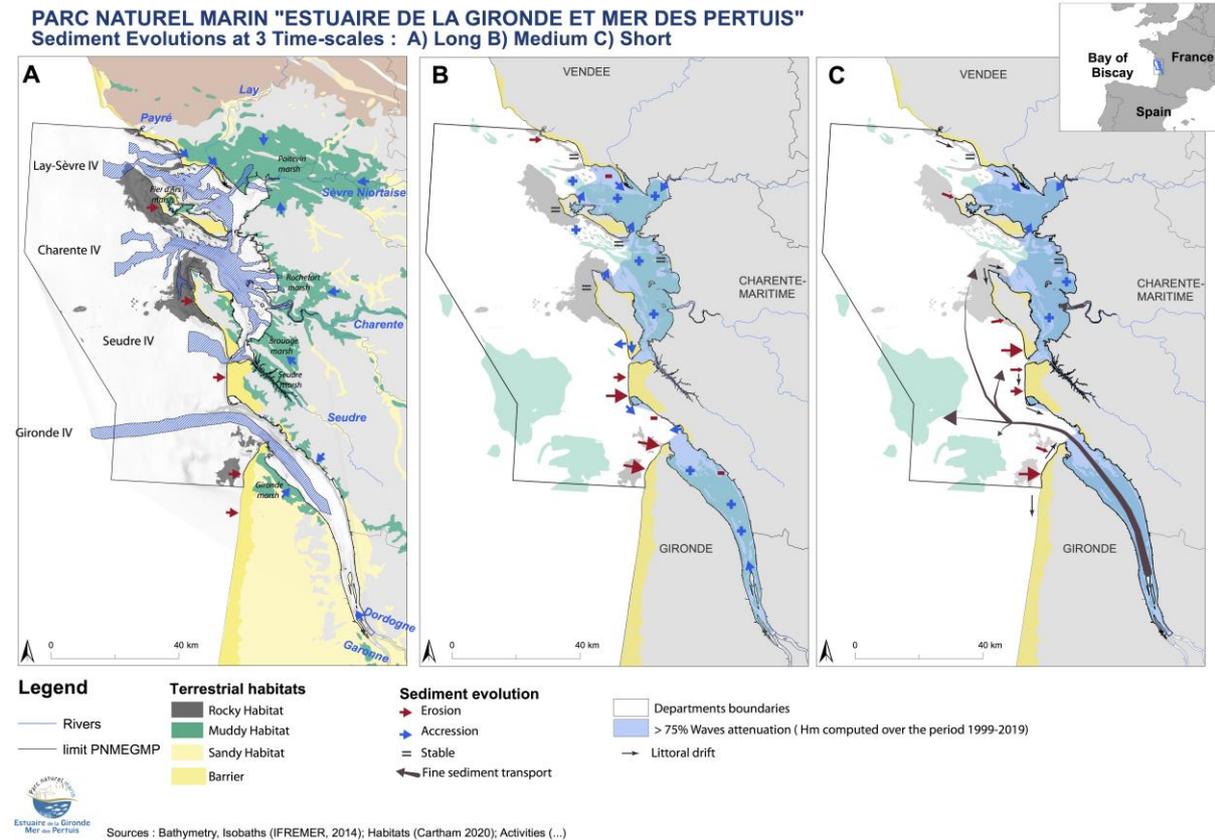


Figure 4-47 : Carte de synthèse des évolutions sédimentaire à trois échelles de temps. A) Dynamique à long terme (Millénaire) ; B) Dynamique à moyen terme (Séculaire) ; C) Dynamique à court terme (pluriannuel et événementiel), (Schmitt et Chaumillon soumis).

L’**homme**, de par ses activités, est un facteur de modification des paysages et de l’environnement ce qui impacte sur la morphologie littorale et la sédimentation, depuis les échelles géologiques. La déforestation sur les bassins versants, la poldérisation et de l’ostréiculture ont favorisé les apports et/ou le dépôt des sédiments fins dans les environnements semi-fermés. A l’inverse, dragages, baccages extractions de granulats limitent la sédimentation ou extirpent des sédiments. L’aménagement des littoraux, la fixation du trait de côte par les divers aménagements vont localement modifier des profils d’avant-côte et de plage. Les pollutions et leur stockage dans les sédiments fins sont croissants, en lien avec l’industrialisation et la sur-fréquentation des littoraux. Ils influencent plus ou moins directement les équilibres des écosystèmes fragiles et remarquables du Parc (Figure 4-48 ;Tableau 6), (Cf chapitre 7).

# CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

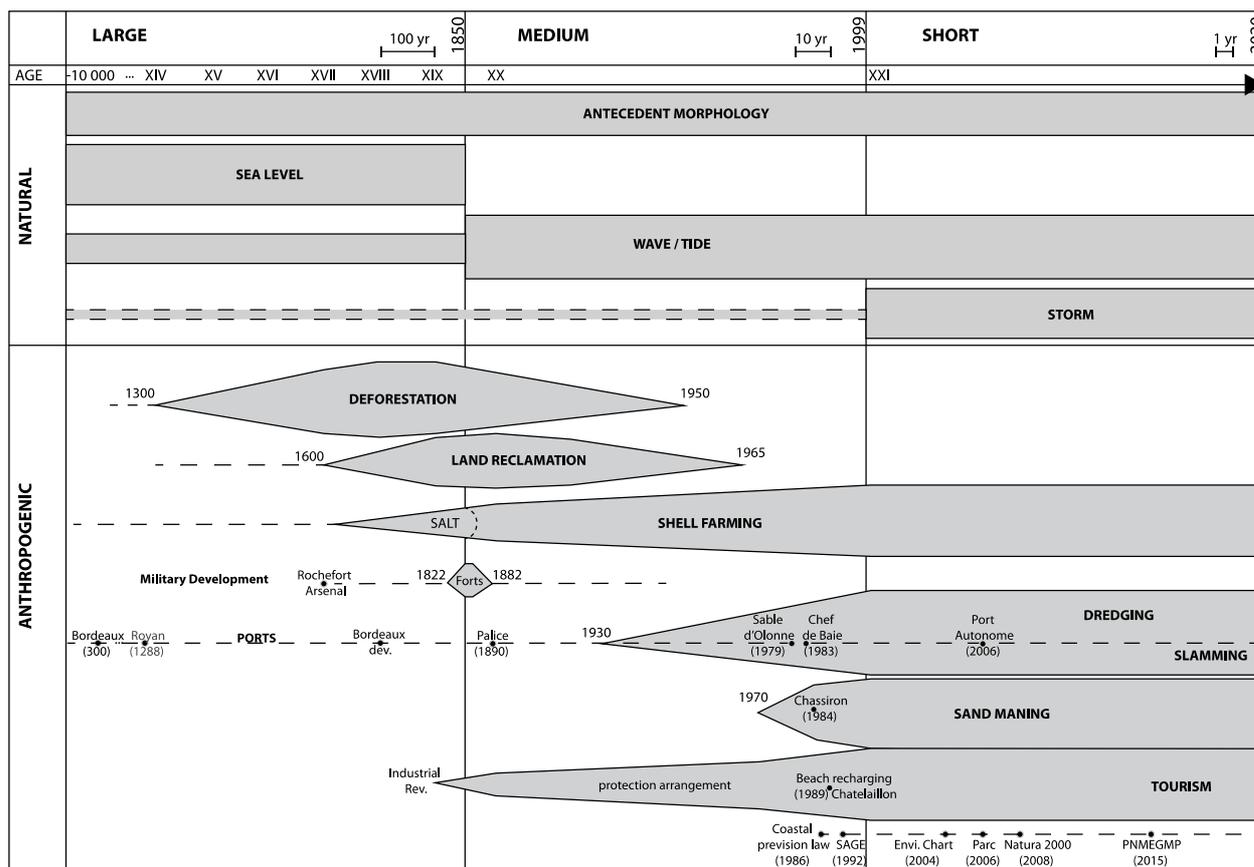


Figure 4-48 : Schéma récapitulatif des forçages naturels et anthropiques au cours du temps.

Échelles spatio-temporelles	Méthodes d'études	Facteurs de contrôle de la dynamique	Principaux résultats
Longue Millénaire	Sismique Carottes	-Variation du <b>niveau marin</b> - <b>Apport</b> sédimentaire - <b>Héritage structural</b> - <b>Action anthropique</b> (agriculture, déforestation) - <b>Hydrodynamisme</b> (redistribution par les vagues et marées)	Mise en place des <b>Quatre vallées incisées</b> et d'une morphologie rocheuse qui va perdurer aux échelles de temps plus courtes. Deux <b>zones de dépôts</b> . Une tendance <b>transgressive</b> des zones <b>exposées</b> . Une tendance <b>régressive</b> des zones <b>semi-fermées</b> . Création du <b>contexte géomorphologique</b> (estuaires, marais).
Moyenne Séculaire	Carte Bathymétrie Imagerie	- <b>Climatique</b> Hydrodynamisme ( <b>vagues</b> , marées) - <b>Héritage structural</b> - <b>Action anthropique</b> (exploitation des ressources, conchyliculture, gestion de la bande côtière)	Des zones en <b>érosion</b> au niveau des barrières <b>sableuses</b> exposées aux vagues. Des zones en <b>accrétion</b> au niveau des estrans <b>vaseux</b> . Des zones en accrétion au niveau des extrémités des <b>flèches sableuses</b> . Des <b>dynamiques exacerbées</b> aux niveaux des flèches sableuses et des <b>embouchures</b> . Un <b>contrôle structural</b> fort.

Courte Pluriannuelle- Événementielle	Mesures (HR/HF) Modélisation	<b>-Climatique</b> Régime atmosphérique : pluriannuel, saisonniers, événementiel ( <b>vagues,</b> <b>tempêtes, marée, fleuves</b> ) <b>-Héritage structural</b> -Action anthropique (pollutions et actions de gestion)	Continuité de l'évolution séculaire ( <b>érosion/accrétion</b> ). Évolution liée aux <b>régimes de vagues</b> (saisonniers), aux <b>cycles des marées</b> et aux <b>régimes des fleuves</b> . Les <b>tempêtes</b> , les événements les plus rapides et morphogènes qui érodent également des zones en accrétion. Un <b>contrôle structural</b> toujours visible.
--	------------------------------------	--	---

Tableau 6 : Récapitulatif des principales méthodes, des facteurs de contrôle de la dynamique des sédiments et des principaux résultats au cours des trois échelles de temps : longue (millénaire), moyenne (séculaire), courte (pluriannuelle et événementielle).

#### 4.4.2. La dynamique des sédiments grossiers

Les **transferts perpendiculaires au rivage**, générés par l'action des **vagues**, permettent des échanges de sables à la fois vers la côte et vers le large. Ces transferts sont saisonniers. En période estivale, le transport de sable est principalement orienté vers la côte ce qui conduit au rechargement des plages. En période hivernale, le transport de sable est principalement orienté vers le large, ce qui conduit à l'érosion des plages. Le bilan net de ces transports perpendiculaires au rivage peut expliquer le régime transgressif ou régressif d'une côte.

**Parallèlement au rivage**, le transfert par la **dérive littorale**, permet également un transit des sédiments grossiers (> 63 µm). Ce transit intéresse une zone géographique étroite mais est présent tout le long des côtes soumises à l'action des vagues. Si sa direction générale est orientée vers le sud le long des côtes de direction méridienne, elle peut être localement orientée vers l'est ou vers le nord. Quand la dérive littorale croît, la côte s'érode. A l'inverse, quand la dérive littorale décroît la côte s'engraisse (cas des flèches sableuses). Enfin, quand la dérive littorale est constante, la côte est stable malgré le transport de sédiments. Ainsi, la dérive littorale peut aussi expliquer le régime transgressif ou régressif d'une côte.

Les **marées remanient** les sédiments grossiers en particulier dans les lieux de forts courants de marée forts, autour des caps, dans les embouchures et les fosses des pertuis. Les courants de marées apportent du sable dans les systèmes de deltas de marée (deltas de jusant et de flot). Le delta de fond de baie est à la fois contrôlé par les marées et ses sables proviennent du fleuve.

En dehors du cas particulier du delta de fond de baie, les **sédiments** non cohésifs **entrant** dans le système littoral proviennent pour l'essentiel de l'**érosion des côtes** (dunes, falaises rocheuses et versants altérés) et des **stocks sableux fossiles** déposés sur le plateau continental, ou dans les vallées.

#### 4.4.3. La dynamique des sédiments fins

Les **apports** de sédiments fins en provenance du continent vers les littoraux sont régis par les **débits fluviaux**, la **pente des bassins versants**, le **climat** et les **activités humaines**. Ces particules fines arrivent dans les estuaires, flocculent et forment un **bouchon vaseux** en raison du mélange entre les eaux douces et salées. Ce bouchon vaseux se déplace principalement dans l'estuaire, sauf en périodes de crue, pendant lesquelles il peut être expulsé sur la plateforme continentale.

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

L'expulsion de sédiments fins depuis l'estuaire de la Gironde sur la plateforme continentale peut aboutir à leur migration vers les pertuis.

Une fois dans les pertuis, ces particules fines peuvent sédimer sur les estrans. Les vastes estrans à faible pente sont localisés dans les environnements semi-fermés. Ils sont en accrétion car les courants de marée y sont faibles et les vagues rares.

Les sédiments fins, cohésifs, **entrent** dans le système proviennent essentiellement des fleuves et majoritairement de la Gironde en période de crue.

Le Parc peut être assimilé à un grand système estuarien au sens de Perillo (1995).

### 4.4.4. Synthèse cartographique

L'essentiel des données chiffrées sur les stocks et les flux sédimentaires a été synthétisé sur la Figure 4-49.

#### PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS" Transport sédimentaire

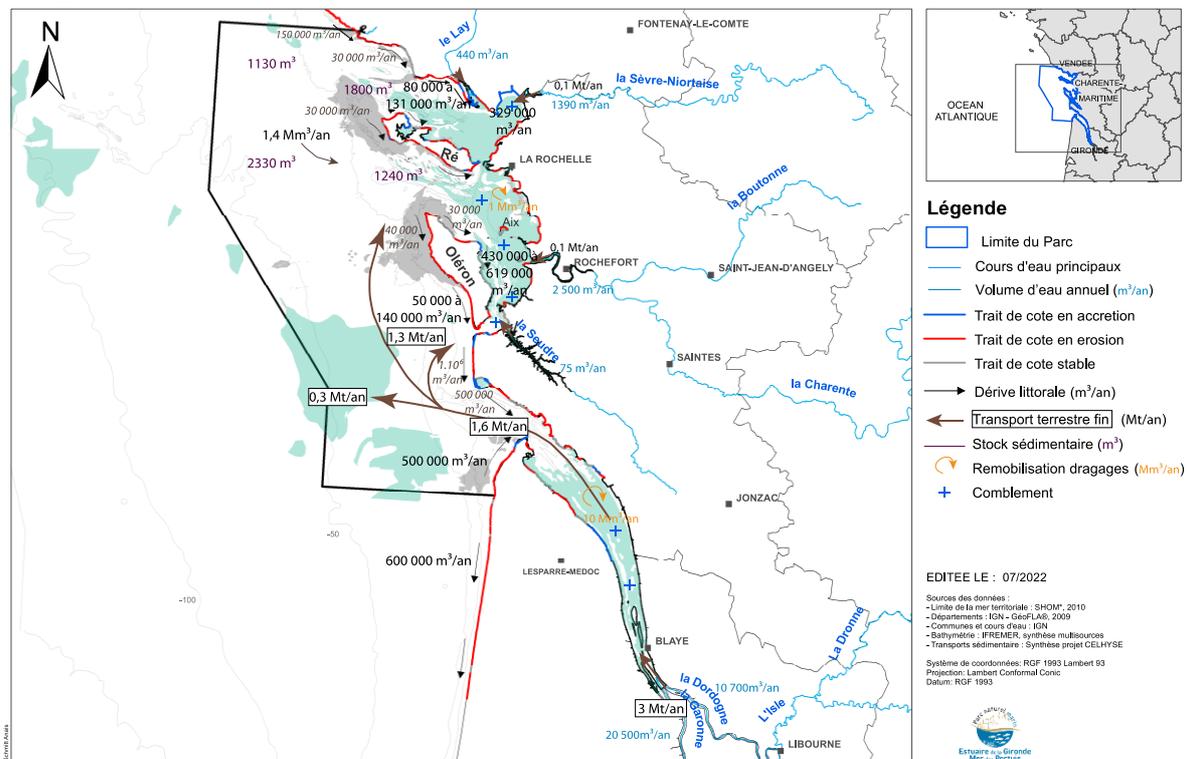


Figure 4-49: Compilation des données quantitatives des transports sédimentaires issus de la bibliographie. Mise en évidence de l'évolution du trait de côte : érosion en rouge, accrétion en bleu, stable en gris (BRGM). La dynamique de la dérive littorale est représentée par des flèches noires (mesures : Bertin et al., 2005 ; Allard et al., 2010 ; Aubié et Tastet, 2000 et estimation : CEREMA 2019, Artelia 2010). Les transports des sédiments fins sont représentés par des flèches marron (Allen et al., 1979 ; Jouanneau et al., 1999 ; Allen, 1980). Les remobilisations des sédiments fins par les dragages sont représentées en orange (ARTELIA, 2018). Les stocks sédimentaires sont notés en violet (Chaumillon et Weber, 2006).

Concernant **les stocks**, les données disponibles sont hétérogènes. Seuls les pertuis ont été explorés avec suffisamment de détails pour que les stocks y soient estimés. Les données sur les

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

stocks sont incomplètes sur de grands secteurs : marais à terre, estuaires, plateforme continentale interne.

Concernant **les flux**, il y a peu de points de mesures. Beaucoup de valeurs concernant la dérive littorale sont issues de calculs obtenus à partir de formules empiriques, sans validation par des mesures in situ. Entre la plateforme continentale interne et les zones littorales, les seules mesures permettant de calculer des flux sont localisées sur le seuil inter-insulaire. Les exportations de sédiments fins par les fleuves sont également hétérogènes. Aucune données de flux sont disponibles sur le Payré, le Lay, la Seudre. Les flux concernant la Sèvre-Niortaise ne sont pas publiés. Les flux calculés au niveau de la Gironde sont très anciens. Il est important de noter que les valeurs sont issues de mesures effectuées sur des périodes de temps très variables. L'extrapolation à une année représentative n'est pas toujours possible en raison de la variabilité inter-annuelle des processus impliqués (vagues, vent, débits des fleuves...). L'impact quantitatif des activités humaines sur les flux est hétérogène et globalement très mal connu. Au-delà des valeurs quantitatives, il est remarquable de constater que les directions des transports peuvent être diamétralement opposées si on considère le transport par dérive littorale le long de la côte et le transport dans les chenaux. C'est le cas exemple de l'embouchure de la Gironde et du Pertuis de Maumusson, avec des dérives littorales orientées vers l'intérieur des estuaires et des transports résiduels dans les chenaux principaux orientés vers le large. A l'échelle de la totalité du Parc, la dérive littorale globale nord-sud s'oppose à la migration, vers le nord des matières en suspensions issues de la Gironde.

Concernant **les accumulations et érosion sédimentaires**, elles ont été obtenues à différentes échelles de temps : séculaire pour les différences de bathymétries des pertuis, la Gironde et de la Baie de Marennes-Oléron et décennale pour les différences LiDAR dans la baie de l'Aiguillon et les différences de bathymétries au niveau du seuil inter-insulaire.

La cohérence entre les flux sédimentaires actuels ou récents, les accumulations et les érosions et les stocks accumulés à long terme n'ont jamais été discutés en raison des lacunes dans les données disponibles. Concernant les sources de sédiments fins, les parts respectives de ceux issus des fleuves par rapport à ceux issus de l'érosion des roches est mal connue. De même dans la baie de Marennes-Oléron et a fortiori dans la baie de l'Aiguillon et les différentes petites baies des pertuis, les parts des sédiments issus des fleuves locaux par rapport aux sédiments issus de la Gironde et de l'érosion des roches sont très mal connues voire inconnues.

Cette synthèse met en évidence une forte hétérogénéité dans les niveaux de connaissance d'un site à l'autre (Figure 4-50). La carte de la représentation spatiale des principales études utilisées pour la réalisation de cette synthèse (tout type de littérature confondue ; livres, publications, rapports. Liste non exhaustive), permet de visualiser la disparité, avec une concentration de sites d'études localiser notamment près du rivage. Cette hétérogénéité s'explique par le fait que les études répondent à des questionnements scientifiques précis ou à des demandes sociétales ciblées, ce qui conduit à une focalisation sur des sites particuliers. Par exemple, des études sur la dynamique sédimentaire ont été réalisées suite aux problèmes générés par la sédimentation dans les zones conchylicoles et ont conduit à récolter beaucoup de données et de connaissances dans les baies de Marennes-Oléron et de l'Aiguillon (une 40<sup>ème</sup> d'études). De même, les projets d'extraction de granulats et les dragages, pour le maintien des voies navigables, ont conduit à une concentration des études au large de la pointe de Chassiron et dans l'embouchure de la Gironde (une 15<sup>ème</sup> d'études). D'un point de vue académique, ce sont des questionnements sur l'enregistrement et les impacts des changements climatiques dans les sédiments littoraux qui ont conduit à se concentrer sur la pointe d'Arçay (une 10<sup>ème</sup> d'études). Les nombreuses études

## CHAPITRE 4 : EVOLUTIONS

sur les embouchures (Maumusson, pointe de la Coubre, Gironde, Longe de Boyard) ont été conduites en raison de la complexité de leurs évolutions et des verrous scientifiques dans ces environnements (une 70<sup>ème</sup> d'études). L'estuaire de la Gironde à longtemps été étudié comme modèle d'estuaire macrotidal et un grand nombre de publication dans les années 80-90. Plus d'une 50<sup>ème</sup> d'études sont comptabilisées dans l'estuaire de la Gironde en général. Les projets de recherche académiques ont également une dimension opportuniste. Ainsi les impacts des tempêtes Martin et Xynthia et des clusters de tempêtes de l'hiver 2013-2014 ont conduit de nombreuses publications sur les processus océanographiques mis en jeu et les réponses des littoraux à ces phénomènes (une 20<sup>ème</sup> d'études).

### PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS" Zones principales d'études

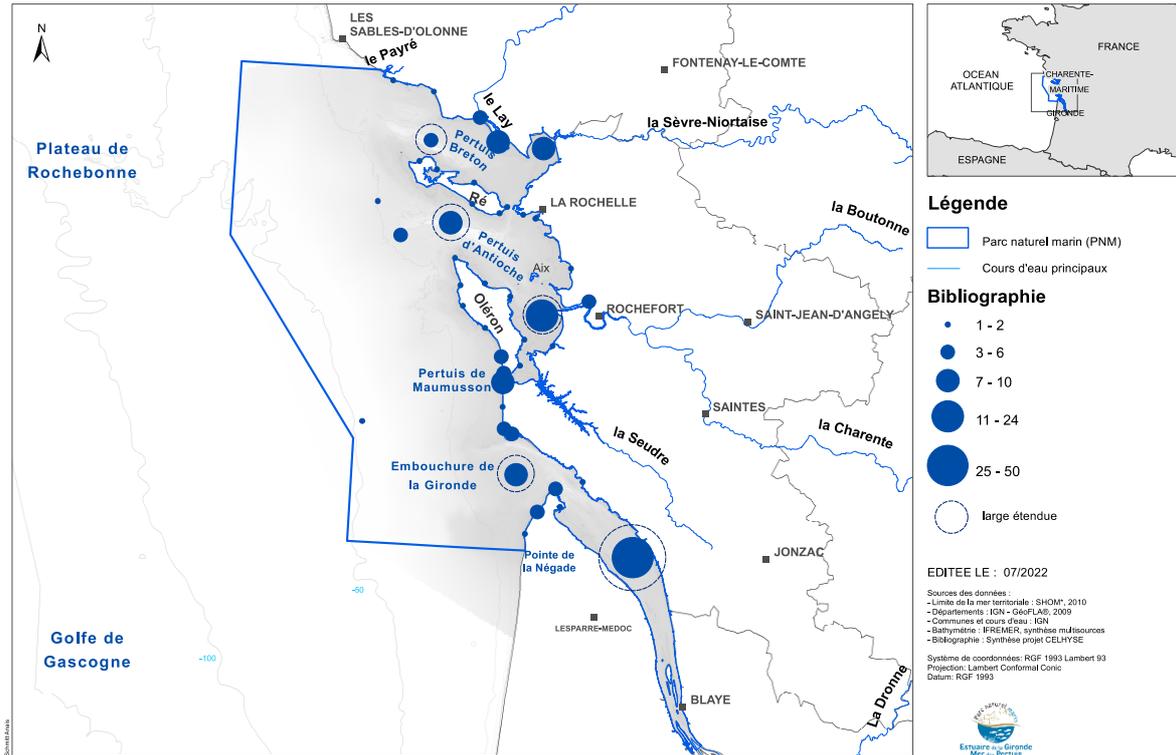


Figure 4-50: Carte de localisation des principales études utilisées pour la création de la synthèse de connaissance sur l'évolution morphologique et la dynamique des sédiments du Parc (non exhaustive).

...

## 5. Focus sur des sites d'intérêts

Ce chapitre se focalise sur 3 espaces aux enjeux écologiques majeurs. Les caractéristiques géomorphologiques, hydrodynamiques ainsi que les évolutions géomorphologiques sédimentaires de ces sites sont développées spécifiquement.

Ces trois sites sont :

- L'**embouchure de la Gironde** avec un focus sur la **baie de Bonne-Anse** et la flèche sableuse de **la Coubre**.

Ces sites à forte attractivité touristique et à fort enjeux pour la navigation se singularisent par une dynamique sédimentaire intense et complexe.

- Le **flèche sableuse d'Arcay** incluant le site de la **Belle Henriette**.

Ce système de barrières sableuses est un lieu de fort intérêt touristique et conchylicole. Particulièrement vulnérable aux submersions, le contrôle climatique des évolutions morphologiques y est prédominant.

- La **Grande Vasière** située légèrement en dehors des limites du Parc.

Cette grande étendue sablo-vaseuse localisée sur la plateforme continentale, encore appelée vases circalittorales et un habitat exceptionnel pour de nombreuses espèces.

### 5.1. L'embouchure de la Gironde

L'embouchure de la Gironde est un carrefour mélangeant, eau douce et salée aux forçages hydrodynamiques multiples (vagues, marée, fleuve). C'est un lieu de dépôt et transit à dominante sableuses, mais aussi un lieu de passage du panache vaseux. Cette zone riche en habitats et en biodiversités est un espace à usages variées : activités portuaires et industrielles, conchylicultures, pêche, nautisme, sport et tourisme.

#### 5.1.1. La morphologie et dynamique de l'embouchure de la Gironde

L'embouchure de la Gironde est une référence internationale du point de vue des estuaires macrotidaux (Allen, 1972). En suivant la nomenclature des éléments géomorphologiques constituant les embouchures tidales (Hayes, 1975), l'embouchure se compose d'un chenal principal de marée (chenal de navigation principal ou passe de l'ouest) et d'un chenal secondaire (passe sud), d'un delta de jusant (banc de la Mauvaise, banc de la Coubre), d'un delta de flot et de deux côtes, respectivement en amont (up-drift au nord) et en aval (down-drift au sud) de la dérive littorale annuelle nette.

Le chenal principal de marée est orienté vers le nord-ouest puis vers l'ouest en direction de l'océan, sa profondeur moyenne est de 15 m. Le chenal principal de marée est le lieu d'un transport résiduel de jusant. Le chenal secondaire est orienté vers le sud-ouest, sa profondeur moyenne est de 10 m. Entre les deux passes, s'étend le plateau de Cordouan qui est constitué d'une remontée du socle rocheux, partiellement recouvert de sable. Le delta de jusant est extrêmement vaste (pluri kilométrique) et épais (5 m en moyenne ; CREOCEAN, 2012). C'est un lieu de convergence du sable qui forme des hauts fonds (entre - 4 m et 0,5 m). Le delta de flot est un banc qui présente une morphologie typique lobée.

Ainsi les fonds marins de l'embouchure de la Gironde sont extrêmement variables.

L'embouchure est bordée par des côtes très mobiles de nature sableuse (pointe de la Coubre, pointe du Médoc), mais également par des côtes rocheuses au nord (de Saint-Palais à Meschers sur Gironde), ce qui confère une stabilité à long terme de la position de cette embouchure (Féniès et al., 2010). La côte « up drift » inclue la presqu'île d'Arvert, la flèche de la Coubre et la baie de Bonne-Anse. La côte « down drift » au sud, inclue la presqu'île du Médoc avec les pointes de Grave et du Verdon. Au large, à partir de l'isobathe - 20 m, les fonds augmentent régulièrement vers le plateau continental (Figure 5-1).

En plus de ces morphologies typiques des embouchures tidales, on observe un banc d'embouchure large (banc de Saint-Georges, Bertin and Chaumillon, 2005), situé au large de la ville de Royan. Une série de petits bancs sableux tidaux s'aligne le long des rives des chenaux (banc des Olives, banc du Chevier, banc du Gros-Terrier).

PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"  
Embouchure de la Gironde



Figure 5-1 : Carte de l'embouchure de la Gironde.

Les grands changements morpho-bathymétrique de l'embouchure sont décrits d'après des cartes historiques et permettent de suivre l'évolution de la passe de l'ouest (Allen, 1972). La partie occidentale du chenal principal (passe ouest) subit une rotation, avec une migration progressive du nord au sud suivie d'une migration vers le nord (de 1772 à 1924) (SAFEGE-SEAMER, 2006-2008). Ce comportement probablement cyclique (cycle de 400 ans environ) est typique des évolutions des chenaux principaux des embouchures tidales (Bertin et al., 2005, 2004; Cayocca, 2001; FitzGerald et al., 2000). La position de la passe dépend d'un ajustement mutuel entre le transport lié à la marée et celui lié aux vagues. La marée maintient la section mouillée du chenal et les vagues tendent à combler le chenal par dérive littorale et transport perpendiculaire au rivage. Le socle rocheux (plateau de Cordouan au sud et falaises de Saint-Palais à Royan au nord) exerce également un contrôle important en limitant la mobilité de ce chenal principal (Féniès et al., 2010 ; SAFEGE, 2008). Au cours des années 1930, la passe ouest a été approfondis par draguage (Lévêque, 1936) pour limiter la migration de cette passe (rectification) et permettre le passage de plus gros navires vers les ports en amont (Le Verdon, Pauillac, Blaye, Bordeaux).

Le comblement sédimentaire partiel de l'embouchure est issu de la remontée du niveau marin lors des derniers millénaires (Allen and Posamentier, 1994; Posamentier and Allen, 1993). Aujourd'hui, l'embouchure de la Gironde est globalement transgressive, c'est-à-dire que ses côtes amont et aval de la dérive littorale migrent progressivement vers l'est (Allen and Posamentier, 1994; Aubié and Tastet, 2000; Bertin and Chaumillon, 2005). Aujourd'hui, les presqu'îles d'Arvert et du Médoc sont principalement en érosion (ARTELIA, 2014; Bruno Castelle et al., 2018; Chaumillon et al., 2019). Des aménagements au niveau du phare de la Coubre et de la presqu'île du Médoc sont effectués pour maintenir le trait de côte.

Au sein de l'embouchure, on peut distinguer deux grandes catégories de transport de sable opposés : (1) un transport perpendiculaire au rivage vers le large (au niveau du chenal principal dominance par le jusant) et vers la côte (par les vagues) ; (2) un transport par dérive littorale qui converge vers l'embouchure. La résultante des différentes catégories de courants permet de décrire des **boucles de transports** (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.** ; Mallet et al., 2000).

Ainsi, une première boucle de transport se situe au niveau du banc de la Mauvaise. Le sable transporté dans cette boucle provient à la fois du nord et du nord-ouest par dérive littorale et de l'est et du sud-est par la dominance du jusant (Allen 1972 ; Mallet et al., 2000).

Cette boucle, décrite comme une cellule anticyclonique par Allen (1972), met en interaction l'ensemble sédimentaire de la flèche de la Coubre et de Bonne-Anse avec l'embouchure de la Gironde.

Une seconde boucle de convergence du transport du sable se situe au nord de la pointe de Grave. Les sédiments transportés dans cette boucle sont dirigés vers le nord-est par dérive littorale au niveau de la passe sud (Mallet et al., 2000).

Côté estuaire, une troisième boucle de convergence du transport sableux est centrée sur le banc Saint-Georges, où le sable provient à la fois de l'amont et de l'aval de l'estuaire. Cette dernière boucle explique le développement très rapide du banc de Saint-Georges entre le début du 19<sup>ème</sup> siècle et la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (Bertin et Chaumillon, 2005).

Entre ces boucles de courants, les bancs sableux évoluent (La Coubre, la Mauvaise, Le Matelier). Ces accumulations de sable constituent une ressource minérale importante pour les extracteurs de granulats. Aujourd'hui, un site de gisement de granulats marins (sables et graviers siliceux) est en exploitation sur l'estuaire de la Gironde : le gisement « **Platin du Grave** ». Ce gisement couvre une surface de 10 km<sup>2</sup>. Il est situé à l'ouest de la pointe de Grave (Figure 3-12), dans la circonscription du port de Bordeaux. Une autre demande de concession d'extraction de granulats sur le banc du Matelier a fait l'objet d'une enquête publique (ARTELIA, 2012a). Cette demande a finalement été rejetée, notamment en raison de sa trop grande proximité avec les côtes adjacentes (Arrêté du 21 juillet 2017 ; CREOCEAN, 2012).

Les vases apportés par les fleuves, peuvent transiter par cette embouchure lors des périodes d'importants débits (Doxaran et al., 2009; débit annuel variable de 512 à 1305 m<sup>3</sup>/s entre 1959 et 2005). Ces vases ne peuvent pas se déposer dans l'embouchure en raison des forts courants de marées et de la forte agitation liée aux vagues, sauf au niveau des zones abritées (estrans au sud-est de la pointe de Grave et baie de Bonne-Anse).

### 5.1.2. La morphologie et la dynamique de la baie de Bonne-Anse et de la flèche de la Coubre

La **baie de Bonne-Anse** et la **flèche sableuse de la Coubre** sont situées au sud de la presqu'île d'Arvert et par conséquent au niveau de la côte amont de l'embouchure de la Gironde. La surface de la baie de Bonne-Anse est de 5,7 km<sup>2</sup>, avec 0,3 km<sup>2</sup> de zones subtidales. La baie de Bonne-Anse et la flèche sableuse de la Coubre constituent l'extrémité nord de l'embouchure de la Gironde « côte up drift ». Au sein de la baie, un réseau de chenaux tidaux séparent des bancs de sable de marée (Jouanneau, 1974). Cette baie rassemble une activité portuaire (La Palmyre), activité ostréicole et forte pression touristique sur ses côtes adjacentes.

La baie de Bonne-Anse s'est formée en raison de la croissance extrêmement rapide (60 m/an en moyenne) vers le sud puis vers l'est de la flèche sableuse de la Coubre (Carbonel and Jouanneau, 1982; Jouanneau, 1974) sous l'effet principale de la dérive littorale. Ainsi cette

flèche en crochet a commencé son développement seulement à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle (entre 1892 et 1912) et a atteint sa longueur maximum, de l'ordre de 6 km, dès 1977 (

Figure 5-2). Le début de croissance de la flèche de La Coubre est concomitant avec l'extension des bancs sableux de delta de jusant, visibles en 1903, au nord de l'embouchure de la Gironde (SAFEGE, 2006). Ces bancs de sable ont pu être alimentés par l'érosion de la partie sud de la presqu'île d'Arvert et transférés par la dérive littorale en direction du Sud. Cette érosion très rapide est estimée à 15 m/an en moyenne entre 1824 et 2003 (Bertin et Chaumillon, 2005) et atteint plus de 20 m/an entre 1945 and 1973 (Chaumillon et al., 2019). Le moteur de la croissance des flèches sableuses est la dérive littorale qui est particulièrement importante au niveau du phare de la Coubre et estimée à  $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  (Jouanneau, 1974). Un autre paramètre qui peut expliquer l'extension méridionale est la migration de la passe principale vers le sud entre 1924 et 1945 (Figure 4-29). L'éloignement des courants de marée dans la passe de l'ouest (Allen, 1973) ont pu favoriser le dépôt de sable. A l'inverse, l'arrêt de la croissance de la flèche de la Coubre vers le sud coïncide avec la fixation de la passe dont les courants de marée empêchent la poursuite de la migration. Ce blocage peut expliquer le recourbement de la flèche, vers l'est, en raison des apports en sable par dérive littorales. Il existe donc un important contrôle de la position des passes de l'embouchure de la Gironde sur l'évolution de la flèche sableuse de la Coubre. La position de la passe limite l'espace disponible au développement de cette flèche.

Les phases d'accrétion maximale de la flèche de la Coubre coïncident avec les plus fortes phases d'érosion de la côte d'Arvert (- 22 m/an entre 1959 et 1969 ; Allen, 1973). Ces phases d'érosion sont elles-mêmes corrélées avec une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes entre 1960 et 1970, qui induisent un important transport par dérive littorale (Bessemoulin and Drevet, 2003). La croissance de la flèche vers l'est implique que son extrémité se rapproche de la côte située en aval de la dérive littorale (La Palmyre). Ainsi la baie de Bonne-Anse est presque fermée dès 1950.

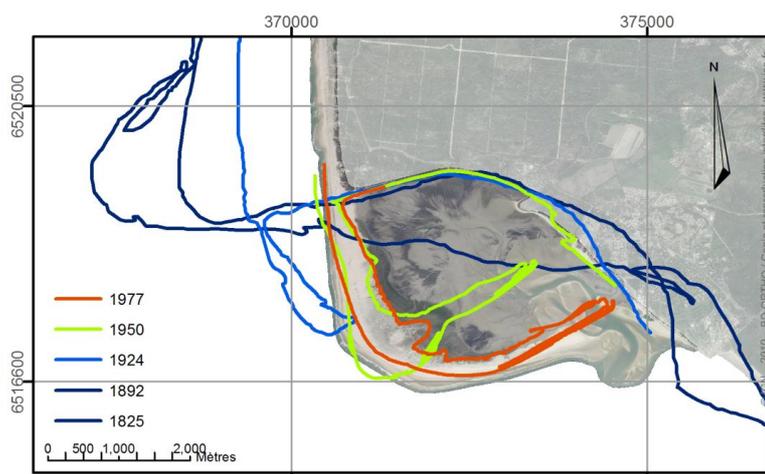


Figure 5-2 : Evolution de la flèche de la Coubre et de la baie de Bonne-Anse entre 1825 et 1977, (Ozenne 2013).

Depuis 1977, la flèche de la Coubre conserve une position relativement fixe mais son extrémité est très dynamique (Ozenne, 2013; Chaumillon et al., 2014; ), en raison de migration d'une ou deux embouchures tidales qui permettent la communication entre la baie et la l'embouchure de

la Gironde. Ainsi, à deux reprises (1978/2001), une seconde embouchure tidale apparaît en amont (par rapport à la dérive littorale) de la première.

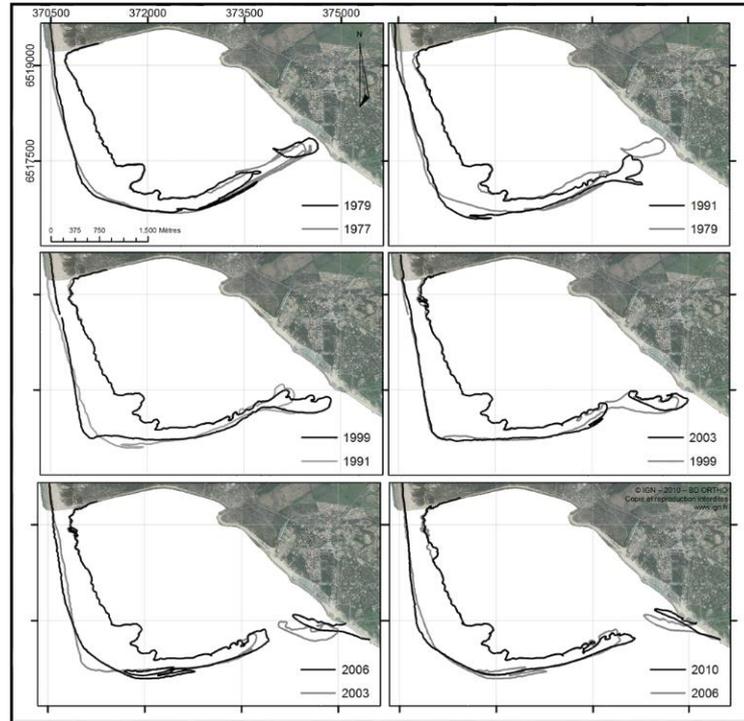


Figure 5-3 : Evolution de la flèche de la Coubre et de la baie de Bonne-Anse, entre 1979 et 2006, (Ozenne 2013).

L'apparition d'une nouvelle embouchure est liée à l'amincissement puis la rupture de la flèche lors de périodes de tempêtes hivernales (Chaumillon et al., 2014). Les deux embouchures migrent vers l'aval sous l'effet de dérive littorale. L'embouchure qui rejoint la côte aval se comble et l'embouchure amont s'élargit. Le suivi des taux de migration de ces embouchures montre qu'au-delà de l'effet de la dérive littorale (qui pousse les embouchures vers l'est), il existe un contrôle par la dynamique des méandres à l'embouchure. Quand le flanc convexe du méandre est orienté dans le sens opposé à la dérive littorale, l'érosion induite par la dynamique de méandre s'oppose à la dérive littorale et l'embouchure migre lentement (14 m/an, Chaumillon et al., 2014 ; Figure 5-4.A). Au contraire, quand le flanc convexe du méandre est orienté dans le même sens que la dérive littorale, l'érosion induite par la dynamique de méandre va dans la même direction que la dérive littorale et l'embouchure migre rapidement (115 m/an, Chaumillon et al., 2014 ; Figure 5-4.A).

Ainsi, la dynamique d'évolution de l'embouchure tidale de la baie de Bonne-Anse peut se résumer en 4 phases : 1) la formation d'une brèche en amont de l'embouchure tidale située à l'extrémité de la flèche ; 2) formation d'une nouvelle embouchure à partir de la brèche en amont ; 3) comblement de l'embouchure aval et élargissement de l'embouchure amont ; 4) migration vers l'aval de la nouvelle embouchure amont devenue unique (Chaumillon et al., 2014 ; Figure 5-4.B).

La partie terminale de la flèche continue ses phases d'évolutions. La dynamique décrite peut-être modifiée par les dragages du chenal d'entrée vers la baie de Bonne-Anse. Ces dragages sont menés pour éviter la fermeture et le comblement de la baie, maintenir l'accès au port de la Palmyre et continuer la pratique de l'ostréiculture.

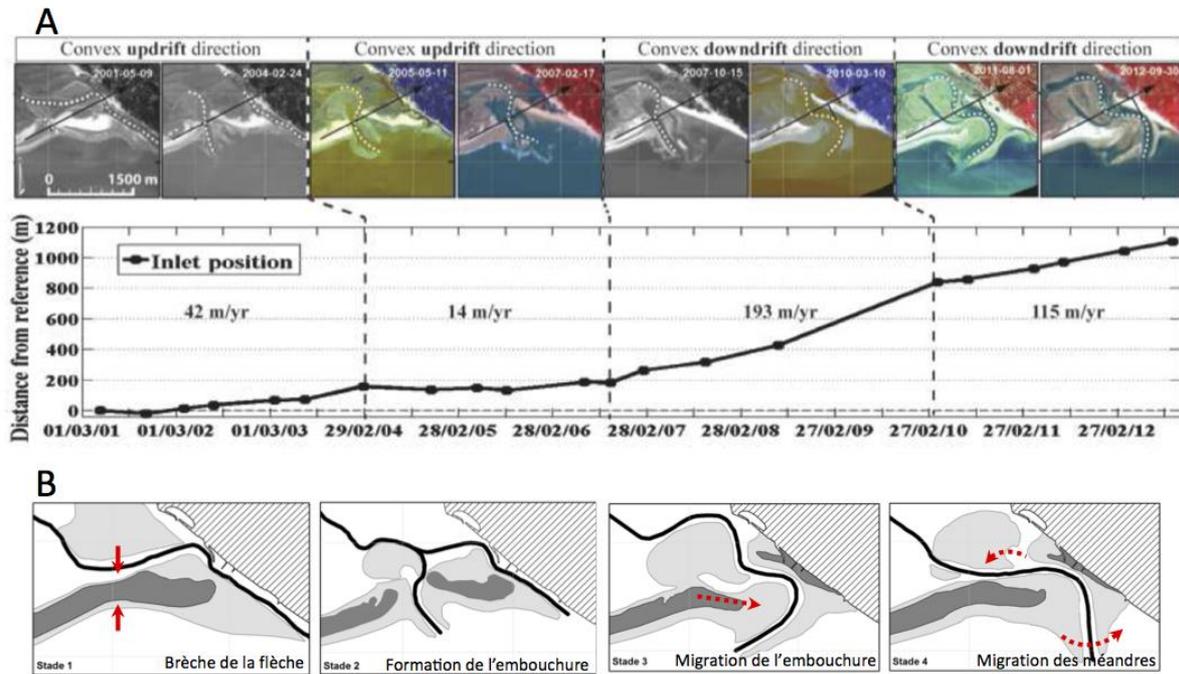


Figure 5-4 : Dynamique des embouchures de la baie de Bonne-Anse. A) Comparaison d'images satellites SPOT de 2001 à 2012. Convexe fait référence à l'orientation de la courbure du chenal. Les lignes pointillées blanches caractérisent la direction principale de l'allongement de la flèche. B) Modèle conceptuel, (Chaumillon et al., 2014 ; Ozenne 2013).

En conclusion, on constate que la dynamique interne de la baie de Bonne-Anse, dépend en partie de l'évolution de la barrière sableuse de la flèche de la Coubre qui elle-même dépend de l'embouchure de la Gironde. Il existe donc des interactions autocycliques entre la baie de Bonne-Anse, la croissance de la flèche de la Coubre, l'érosion de la presqu'île d'Arvert et la morphologie et la migration du chenal principal de la Gironde. Il existe également un contrôle allocyclique, car les variations du climat des vagues influencent l'intensité de la dérive littorale et par conséquent les échanges de sable entre ces différents compartiments.

## 5.2. Systèmes des flèches sableuses du sud Vendée

La **pointe de l'Aiguillon**, la **pointe d'Arcay** et la **Belle-Henriette** font partie d'un ensemble de flèches sableuses situées le long des côtes du sud de la Vendée, au nord-est du pertuis Breton (Figure 5-5). Elles sont bordées à l'ouest par un environnement ouvert à l'action des vagues et limitent la partie nord marais Poitevin situé à l'est. Ces flèches montrent des évolutions du trait de côte parmi les plus spectaculaires (Allard et al., 2008a; Galichon, 1985, 1984; Poirier et al., 2017a). Ce sont des sites caractérisés par une grande richesse écologique. Ils comprennent deux réserves naturelles (Arcay, 1951 ; Belle Henriette, 2011) et ils sont très importants pour la migration et l'hivernage des oiseaux. Ces barrières sableuses sont également très attractives pour le tourisme. Au large, au niveau des estrans et dans le pertuis breton, l'environnement est particulièrement favorable au développement de fermes mytilicoles (Bouhier, 1998).

PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"  
Flèches sableuses de Vendée

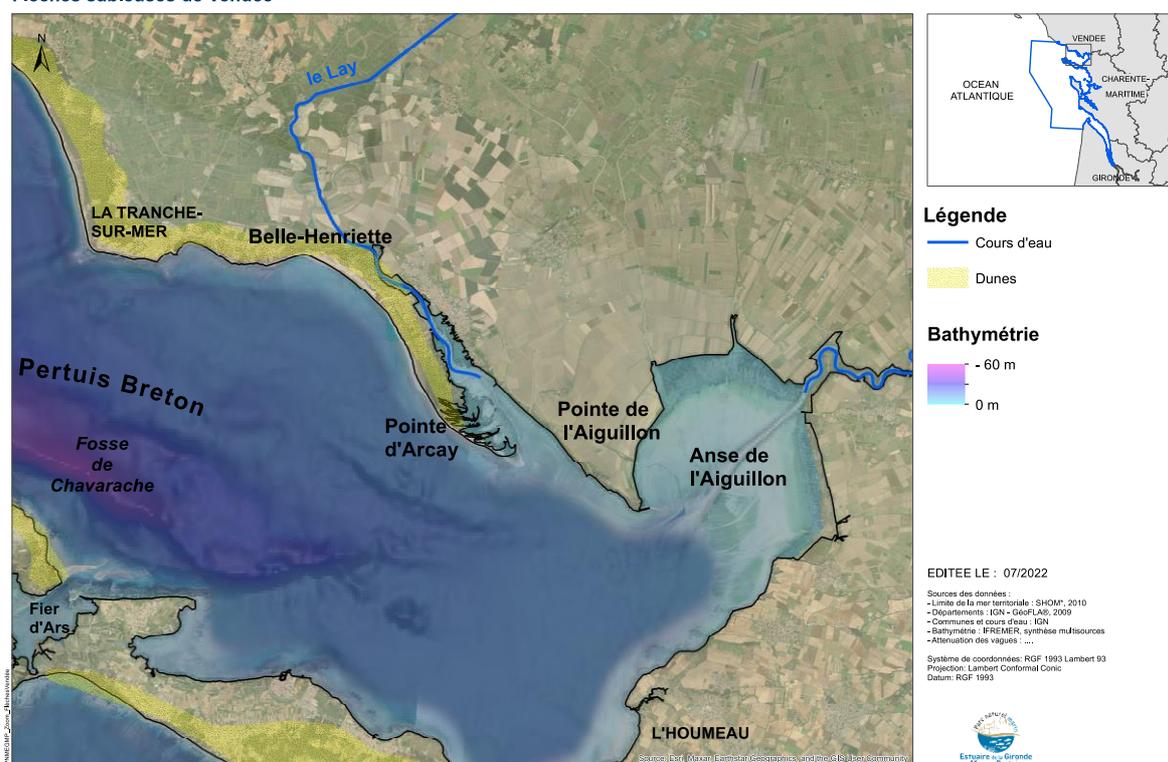


Figure 5-5 : Carte des flèches sableuse du sud Vendée.

### 5.2.1. La morphologie et la dynamique de la flèche d'Arcay

La flèche sableuse d'Arcay mesure environ 11 km de long, selon une direction nord-ouest/sud-est et 0,9 km de large. Elle est ancrée à la côte vendéenne au nord-ouest (lieu-dit les Roullières) et délimitée au nord-est par l'estuaire du Lay. Ce fleuve se caractérise par des débits en eau douce très réduits, de l'ordre de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette flèche sableuse est exposée aux vagues sur sa façade sud-ouest et délimite un environnement semi-fermé, vaseux à l'est : l'embouchure du Lay. Sa partie distale (sud-est) se compose d'une série de crochets successifs. Ces crochets ont une orientation générale sud-ouest/nord-est. La plage (spit-platform) est constituée de sable fin ( $180\text{-}200 \mu\text{m}$ ) sur l'estran inférieure et de sable grossier ( $600\text{-}700 \mu\text{m}$ ) sur l'estran supérieure (Bertin et al., 2007).

Cette flèche est absente en 1579, elle apparaît vers 1677 sur la rive droite de l’embouchure de la rivière du Lay (Cassini 1740). Depuis son apparition, elle montre un allongement rapide avec des variations dans la vitesse de sa croissance (Allard et al., 2008a; Poirier et al., 2017b; Figure 5-6). L’utilisation de cartes anciennes et photographies aériennes a permis de montrer une vitesse de progradation d’une moyenne de 22,5 m/an entre 1811 à 2005, avec des périodes d’allongements pouvant atteindre des vitesses maximales de 40 m/an (Allard et al., 2008a).

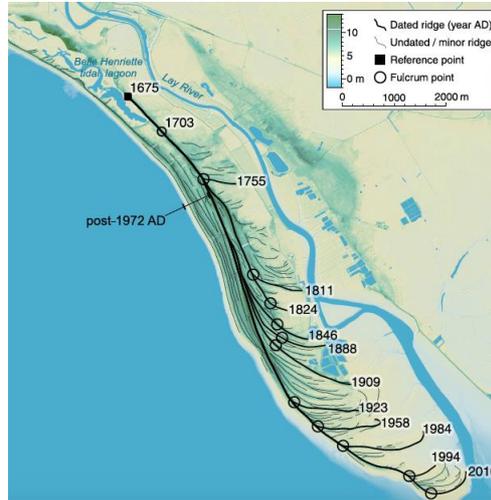


Figure 5-6 : Allongement de la flèche d’Arcay entre 1675 et 2010, (Poirier et al., 2017b).

La croissance des flèches sableuses est principalement liée aux apports sableux par dérive littorale (Allard et al., 2008a; Héquette and Ruz, 1991; Ollerhead and Davidson-Arnott, 1995; Park and Wells, 2007). Cette dérive littorale varie significativement d’une année à l’autre en fonction des paramètres des vagues (Hauteur significative  $H_s$  de 0,25 m à plus de 5 m ; Période TR entre 8 et 15 sec ; direction entre N235° et N250° ; Bertin et al., 2007), une comparaison entre le transport par dérive littorale (Bertin et al., 2007) et la croissance de la flèche, entre 1960 et 2005, a été réalisée (Allard et al., 2008). Cette comparaison montre que les variations de gain de surface de la flèche sont corrélées avec des changements de hauteur des vagues (Allard et al., 2008a ; Figure 5-7). Les périodes avec des vagues plus hautes génèrent une plus forte dérive littorale et sont associées à une élongation de la flèche. Au contraire, les périodes avec des vagues plus réduites génèrent une dérive littorale plus faible et sont associées à un recourbement de la flèche en crochons (Allard et al., 2008a).

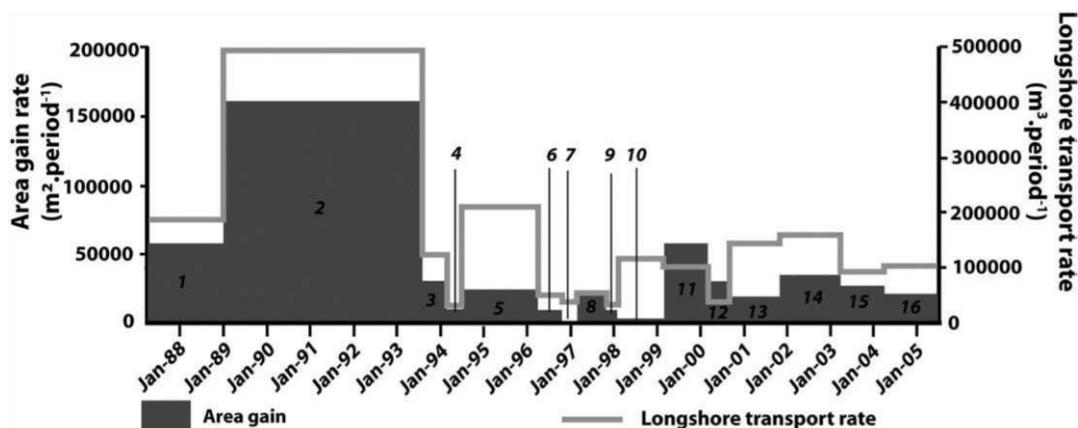


Figure 5-7 : Gain de surface de la flèche d’Arcay déduit par images satellite SPOT (gris foncée) et estimation du taux de transport par dérive littorale (gris clair), entre 1987 et 2005, (Allard et al., 2008a).

Sur des périodes plus anciennes (1811-1824), la progradation plus élevée de la flèche est synchronisée avec une augmentation de la fréquence des tempêtes en Europe du Nord (Aagaard et al., 2007). De même, la croissance initiale de la flèche au cours du petit âge glaciaire, est mise en relation avec une augmentation de la fréquence des tempêtes pendant cette période en Europe (Aagaard et al., 2007; Allard et al., 2008a; Clemmensen et al., 2001). Les houles énergétiques génèrent une forte dérive littorale et provoquent des accumulations sédimentaires associées à une élongation de la flèche. Au contraire, les houles les moins énergétiques sont responsables de faibles gains sédimentaires et sont associés à un recourbement de la flèche en crochons.

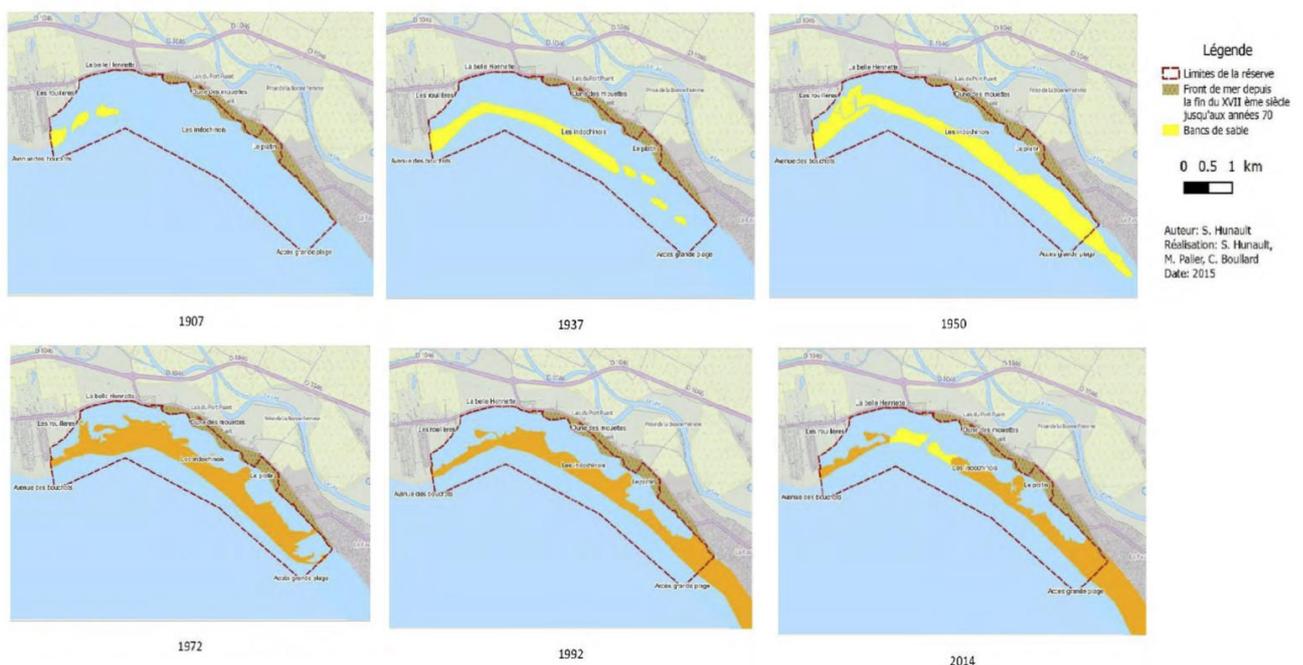
Le transport côtier est évalué à environ 180 m<sup>3</sup>/jour soit un transport d'environ 40 000 à 100 000 m<sup>3</sup>/an, au large de la flèche d'Arcay, pour des conditions de houles représentation (15% du climat annuel des vagues) (Bertin et al., 2007).

La comparaison de la dynamique de plusieurs flèches sableuses observée en Europe de l'ouest et sur la côte est Américain montre une synchronisation qui a été mise en relation avec les variations des indices de circulation atmosphérique (NAO, EA-WR, Poirier et al., 2017a).

L'ensemble de ces travaux converge pour montrer le contrôle climatique des évolutions morphologiques des flèches sableuses.

### 5.2.2. La morphologie et la dynamique de la Belle Henriette

La lagune de la Belle Henriette est une zone humide allongée de 4 km de long pour une superficie de 240 ha environ (DHI et GEOS, 2007). Elle est délimitée au nord-est par la partie la plus ancienne de la pointe d'Arcay et sud-ouest par une barrière sableuse. Cette barrière a pour origine la croissance d'une flèche sableuse qui s'est formée à partir des années 1900, postérieurement et parallèlement à la flèche d'Arcay, le long de sa face sud-ouest. Cette flèche récente progresse en direction du sud-est jusqu'en 1950 et atteint 4,5 km de long (Hunault et al., 2016). A cette période, la lagune communique avec l'océan vers le sud, car l'extrémité de la flèche sableuse est libre. En 1971, la déconnexion de la lagune avec la mer est réalisée par la construction d'une digue (batardeau) (Figure 4-12 ; Musereau, 2009 ; Figure 5-8).



*Figure 5-8 : Evolution géomorphologique de la lagune de la Belle Henriette de 1907 à 2014 (Source : IGN, OCM Landscape issue de Hunault et al 2016).*

La lagune reste alimentée en eau salée lors d'épisodes de surverse. Cet apport d'eau salée permet la mise en place d'un écosystème lagunaire d'une richesse remarquable lui conférant un intérêt particulier (natura 2000 puis réserve naturelle). Les tempêtes Martin (1999) et Xynthia (2010) provoquent la formation de brèches dans la flèche sableuse (Apola, 2016; Hunault et al., 2016; J. Musereau, 2009). Ces brèches sont reconstituées rapidement par des travaux. Lors de l'hiver 2013-2014, une brèche se forme à nouveau. Une embouchure tidale très dynamique se forme il est décidé de laisser une libre évolution à cette nouvelle morphologie côtière (Hunault et al., 2016).



*Figure 5-9 : Photographies aériennes du secteur des Mizottes avant reconnexion de la lagune (en haut) puis, après la succession de tempêtes de 2014, à marée basse (en bas à gauche) et à marée haute (en bas à droite). Issue de Hunault et al., 2016.*

### 5.2.3. Evolution du système de flèches sableuses

Les cartes historiques et données de carottes sédimentaires mettent en évidence le développement successif des flèches sableuses mises en place au cours des siècles derniers (Allard et al., 2008a; Pouzet et al., 2021).

- (1) 16<sup>ème</sup> siècle : formation de la flèche sableuse de l'Aiguillon, celle-ci n'évolue plus car elle est fixée par les polders du nord de l'anse de l'Aiguillon.
- (2) 19<sup>ème</sup> siècle : la flèche d'Arcay apparaît impulsée par la migration de l'estuaire du Lay qui isole la Baie de l'Aiguillon.
- (3) 20<sup>ème</sup> siècle : une nouvelle flèche en amont de la dérivation apparaît elle déconnecte progressivement la lagune de la mer. Un phénomène accéléré par l'homme.

La dérivation littorale est un des forçages principaux dans l'évolution des flèches sableuses. La diminution de la dérivation entraîne une accumulation de sable aux extrémités des flèches.

Quand bien même la direction de dérivation littorale est dirigée vers le sud-est par l'orientation dominante des vagues, la croissance successive des flèches montre une accretion est-ouest.

## CHAPITRE 5 : FOCUS

La dynamique complexe du système de flèche sableuse du sud Vendée dépend des facteurs allocycliques avec un important contrôle climatique. Cependant les facteurs autocycliques ne sont pas négligeable avec une importante relation entre l'exposition aux vagues, la baie, la position des embouchures et les interventions anthropiques.

### 5.3. La vase au large de la Gironde

Les vases proviennent du continent et sont globalement localisées dans les environnements estuariens, semi-fermés mais également sur le plateau continental. On distingue ainsi les vasières littorales et les vasières du large. Les principales vasières sur la plateforme continentale du Golfe de Gascogne sont la « Grande Vasière » et la « Vasière de la Gironde » (McCave, 1972) (Figure 5-10). En réalité la Grande Vasière est constituée par un mélange de sable et de vases (Bourillet et al., 2006). Elle se localise entre les isobathes - 50 et - 150 m et occupe une surface d'environ 8 000 km<sup>2</sup>, qui varie en fonction des saisons en lien avec la remobilisation du sédiment par les événements de tempêtes (Pinot, 1976). Plus au Sud, au large de l'estuaire de la Gironde, la Vasière ouest-Gironde est localisée entre les isobathes - 30 et - 75 m et occupe une surface de 600 km<sup>2</sup> (L. Lesueur et al., 1991; Lesueur et al., 2002).

La vase constitue un habitat particulièrement attractif pour de nombreuses espèces. Ainsi, en raison d'une importante biodiversité les Vasières du large sont un secteur de pêche clé pour de nombreuses espèces.

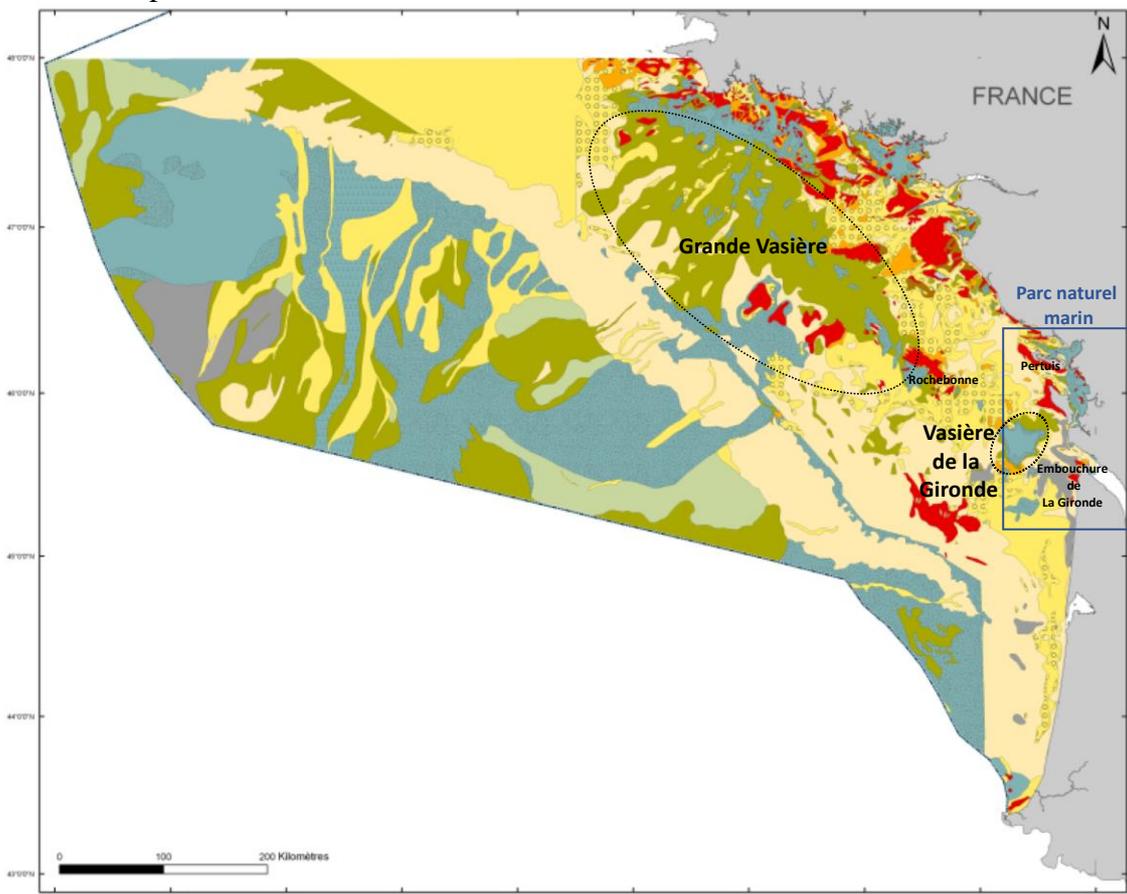


Figure 5-10 : Localisation des Vasières du plateau du Golfe de Gascogne, au large du Parc sur la carte de nature des fonds marins du SHOM.

Ces vasières constituent une couverture sablo-vaseuse bioturbée d'épaisseur métrique, qui repose sur des sables grossiers à moyen, transgressifs issues du comblement des vallées incisées (Bourillet et al., 2006; Chaumillon and Weber, 2006; Lesueur et al., 2002, 2001a; Pinot, 1974). Cette succession forme un ensemble grano décroissant vers le haut (Castaing and Allen, 1981b; Lesueur et al., 2001a; Pinot, 1976).

## CHAPITRE 5 : FOCUS

Au-delà de 50 m de profondeur, les courants de marée sont faibles, en particulier au niveau de la Grande Vasière, ce qui peut expliquer cette accumulation de sédiments fins. En outre les courants liés aux vagues sont plus faible d'avril à septembre ce qui favorise le dépôt de vases pendant cette période (Bourillet et al., 2006). A l'inverse, lors des tempêtes, les vagues peuvent remobiliser ces vases. Les volumes de remobilisation par les tempêtes sont estimés entre 850 et 2 000 Mt/an. Des surfaces d'érosion dans ces sédiments témoignent de leur remaniement. Ce remaniement explique l'évolution de la géomorphologie des vasières.

La Vasière ouest-Gironde a une vitesse de sédimentation de 2 mm/an (Lesueur et al., 2001a). Une vitesse relativement faible qui s'explique par un niveau d'énergie intense avec une grande sensibilité aux tempêtes et par conséquent des processus de remobilisation important (Lesueur et al., 1996). A l'est, dans les parties les moins profondes (30 m), la Vasière de la Gironde est mince (1 m), les contacts érosifs sont fréquents et la bioturbation est plus rare. A l'ouest, vers les plus fortes profondeurs (70 m), la Vasière ouest-Gironde est plus épaisse (4 m), elle est constituée par des sédiments plus fins abondamment bioturbés. Dans ce cas, seules les tempêtes les plus extrêmes remobilisent les sédiments. Ainsi les surfaces d'érosion identifiées à des profondeurs au-delà de 50 m confirment que la remobilisation sédimentaire est possible sur tout le territoire du Parc.

L'estuaire de la Gironde est la source principale d'apport des vases (Castaing and Allen, 1981b; Castaing and Jouanneau, 1987). La compilation d'un bilan sédimentaire a montré qu'environ un tiers des rejets solides annuel de la Gironde, expulsé par les panaches, est piégé dans la vasière au large de son embouchure (Lesueur et al., 2001). Le rejet de matière en suspension depuis la Gironde lors des crues atteint environ 1,6 Mt/an (Jouanneau et al., 1999) et environ 0,6 Mt/an alimenterais la Vasière. Des estimations qui pourrait être affiner par des études récentes.

Ainsi, la majeure partie des vases accumulée sur le plateau au cours des derniers millénaires reflète les interactions complexes entre un apport estuarien important de matières en suspensions, une remise en suspension des sédiments fins par les tempêtes, une certaine profondeur et distance par rapport à la source (Lesueur et al., 2002).

Le chalutage sur le fond est également un facteur important de remobilisation des vases. Les impacts des activités de pêche par chalutiers sur la remobilisation des sédiments fins ne sont pas négligeables. Sur la Grande Vasière du large, les remobilisations sont estimées entre 180 et 380 Mt/an, en 2002 (Le Loc'h, 2004).

Les Vasières du large évoluent en fonction des cycles de dépôt et de remobilisation par les agents hydro-dynamiques (houles, marées, fleuves) et les actions anthropiques, permettant la réalisation d'un modèle schématique de la dynamique sédimentaire (Figure 5-11 ; Bourillet et al., 2006).

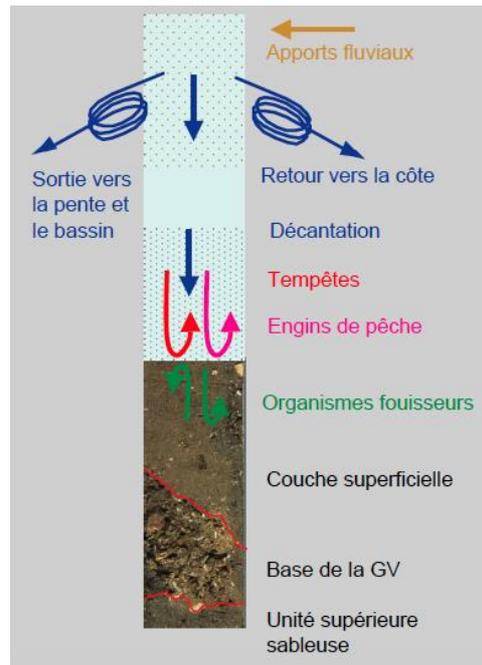


Figure 5-11 : Modèle sédimentologique de la dynamique de la Grande Vasière, (Bourillet et al., 2006).

L'évolution morphologique et la dynamique sédimentaire des Vasières du large est importante. Ainsi, leurs limites sont mobiles et régulièrement révisées car difficiles à cartographier précisément.

## 6. Le découpage du littoral en cellule hydro-sédimentaire et les implications pour la gestion du Parc

Cette synthèse inédite, à l'échelle du Parc naturel marin de l'Estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis, permet d'avoir une vision globale des fonctionnements hydro-sédimentaires complexes sur ce territoire. Pour mieux comprendre les flux sédimentaires d'un secteur à l'autre et afin que cette synthèse puisse être un outil efficace d'aide à la gestion et à la prise de décision, le Parc a été découpé en cellules hydro-sédimentaires.

Ce chapitre commence par la définition de cellule hydro-sédimentaire accompagnée par un bref historique de son utilisation. Ensuite, le Parc est subdivisé en cellules, en partie en respectant des limites déjà proposées dans d'autres études. Ces limites sont ensuite discutées pour évaluer la pertinence de leurs utilisations comme outil de gestion dans cet espace maritime complexe.

Création d'un support technique pour l'aide à la gestion du Parc afin d'atteindre les finalités de gestion en lien avec la dynamique des sédiments à savoir maintenir les dynamiques sédimentaires d'avant-côte, maintenir le bon état écologique des milieux et éviter les impacts dans les zones à enjeux majeurs.

### 6.1. Définition des cellules hydro-sédimentaires.

La synthèse précédente a montré que l'évolution du littoral est liée à des mouvements de sédiments qui s'opèrent à différentes échelles de temps et d'espace. La **cellule hydro-sédimentaire** nommée également **province**, **unité** ou **compartiment** hydro-sédimentaire est un concept qui permet d'identifier, à une échelle donnée, des espaces du littoral qui peuvent être décrits et analysés de **manière autonome** sur le plan des transports sédimentaires. Il s'agit d'un concept qui est né dans les années 60 (Davies, 1974; MEDDE and CEREMA, 2015).

Nous retiendrons ici la définition utilisée par le CEREMA dans le catalogue sédimentaire des côtes françaises à savoir : grand ensemble lithostratigraphique qui regroupe des paysages, morphologies ou des associations de morphologies, relativement homogènes et hérités de leur évolution géologique.

Les **limites** des cellules hydro-sédimentaires sont définies par rapport à un ensemble de critères naturels (cadre géologique, morphologique de la côte et dynamique des sédiments) ou anthropiques (digues enrochements défenses de côtes...) (CoastAdapt2017 ; <https://coastadapt.com.au/likely-impacts-sector>).

La connaissance du fonctionnement hydro-sédimentaires est indispensable pour déterminer les limites de ces cellules hydro-sédimentaire qui sont indépendantes de toute structure administrative.

Les limites **latérales** des cellules correspondent à des limites **perpendiculaires** au trait de côte. Elles peuvent être fixes et nettement identifiables. Ce sont, par exemple, les embouchures des fleuves ou des lagunes, des caps ou encore des ouvrages côtiers qui séparent efficacement les échanges sédimentaires entre 2 portions du littoral. Si ces limites sont fixes et stables depuis plus de 30 ans, on parle alors de limites absolues qui définissent des cellules fermées. D'autres limites sont mobiles quand elles correspondent à des morphologies sédimentaires dynamiques. Ce sont par exemple les accidents bathymétriques dans les petits fonds ou un changement d'orientation de la côte qui influencent l'angle d'incidence des vagues et par conséquent la dérive littorale. Dans ce cas, on parle de limites partielles et perméables avec des échanges

sédimentaires possibles entre cellules voisines (Bray et al., 1995, IFREMER, BRGM, OCNA, CEREMA). La dérive littorale est une composante essentielle pour ces limites de cellules car elle peut assurer une connexion d'une cellule à une autre.

Le **trait de côte correspond à la limite transversale** des cellules du côté continental. Au large, **la limite transversale** n'est pas clairement définie dans la littérature, il est parfois mentionné qu'elle pourrait correspondre à la **profondeur de fermeture** (CEREMA, 2019).

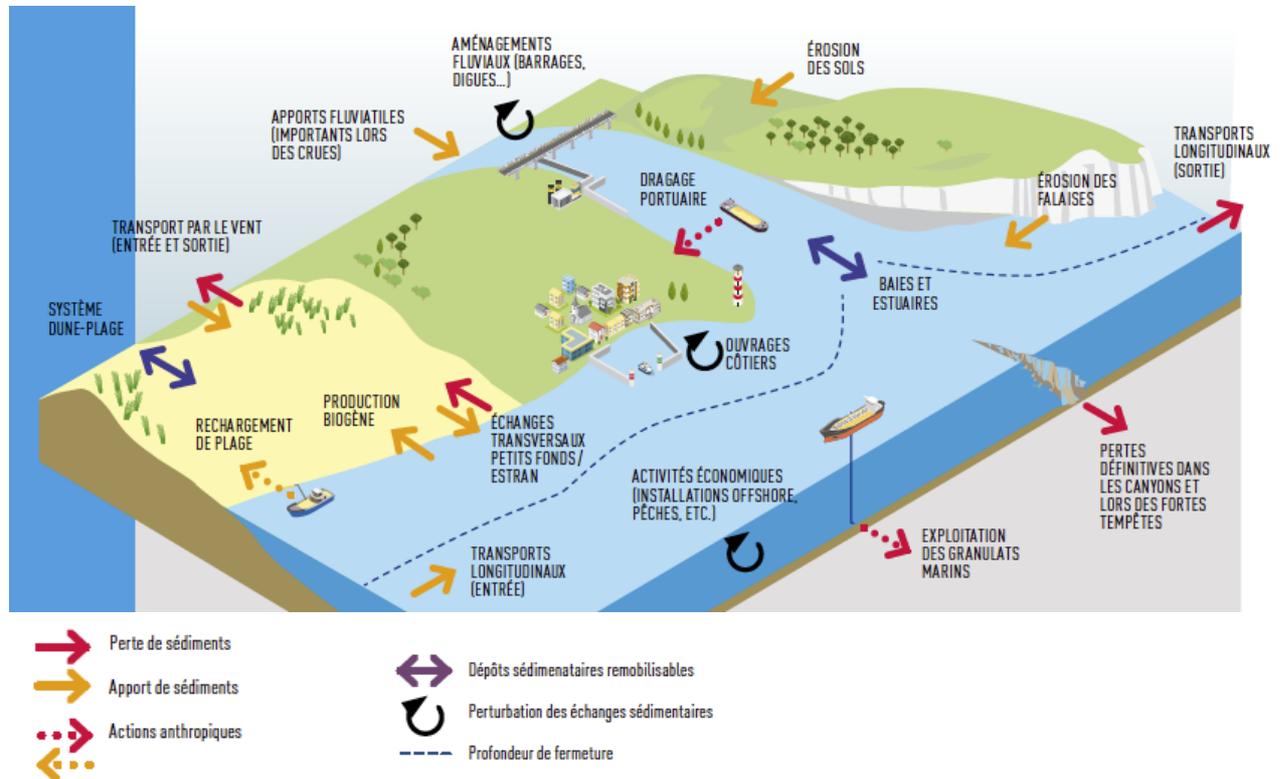


Figure 6-1 : Schéma conceptuel d'une cellule hydro-sédimentaire, interaction entre les processus de transport transversaux et longitudinaux (modifié d'après Davies 1974, CEREMA 2019).

Une cellule peut présenter des échanges sédimentaires d'origines naturelle et/ou anthropique (**apports** ou **pertes**) avec l'extérieur au niveau de ses limites (CEREMA, 2019b).

Cinq catégories d'**apports sédimentaires** sont identifiées : (1) des apports du large, sous l'action des vagues ; (2) des apports depuis la côte, essentiellement par érosion de cette dernière ; (3) des apports par les fleuves ; (4) des apports par des cellules sédimentaires adjacentes, par les courants longitudinaux ; (5) des apports anthropiques (immersion de dépôt de dragage par exemple).

A l'inverse quatre catégories de pertes **sédimentaires** sont identifiées : (1) **pertes** vers le large, sous l'action des vagues lors des tempêtes ; (2) **pertes** vers la côte, sous l'action des vagues de beau temps ; (3) pertes vers une cellule adjacente par dérive littorale ; (4) perte par action anthropique (extraction de sable par exemple) (Figure 6-1).

La définition des cellules permet de compartimenter l'espace côtier, de définir des zones en érosion et/ou en accrétion en un instant donné (Bray et al., 1995), d'établir un bilan sédimentaire entre apports et pertes. Le calcul du budget sédimentaire est associé au concept de « source to sink » (Bowen and Inman, 1966; Davies, 1974; Yates et al., 2009). La quantification des apports et pertes au niveau des limites des cellules ainsi que celle des flux au sein des cellules peuvent

en théorie être mesurées en un point ou modélisées. Les déplacements sédimentaires au sein ou aux limites d'une cellule sont de trois types : charriage, saltation et suspension.

Quel est le découpage en cellule hydro-sédimentaire issu de la bibliographie et adapté pour la gestion du Parc ?

### Cellule Hydro-sédimentaire :

- Compartiment de côte ayant un fonctionnement relativement autonome par rapport aux compartiments voisins.
- La cellule peut recevoir ou perdre des sédiments au profit des cellules adjacentes et des échanges avec l'arrière-pays, selon les conditions environnementales.
- Limites fixes (cap rocheux, jetées, digues...) ou mobiles (dunes, falaises meubles, limite d'action des houles, point d'inversion de la dérive littorale...).
- Système défini comme « fermé, semi-fermé ou ouvert », selon le niveau d'échange sédimentaire avec l'extérieur de la cellule.
- La connaissance du fonctionnement hydro-sédimentaire permet de déterminer les limites de ces cellules utilisées comme outil pour les gestionnaires d'un territoire maritime.

## 6.2. Utilisation de la notion de cellule : Cas d'études

### 6.2.1. Une approche historique et internationale

C'est à partir du milieu des années 1960 que les concepts de **cellules sédimentaires** interviennent dans l'élaboration du **budget sédimentaire** à la côte (Inman and Chamberlain, 1960; modèle Californien). Les travaux menés sur le littoral méridional de la Californie (Bowen and Inman, 1966; Inman and Chamberlain, 1960; Inman and Frautschy, 1966) ont défini ces concepts qui seront plus tard généralisés à de nombreuses autres études de cas (Figure 6-2). Ces travaux insistent sur la relation entre l'hydrodynamisme induit par les vagues, les aménagements anthropiques et les transports de sédiments à la côte (Rosati, 2005; Stapor, 1973; Stone and Stapor Jr, 1996). Ces **cellules sédimentaires** sont rattachées aux **notions de dérive littorale** et **budgets sédimentaires** (Davies, 1974; Komar, 1976) puis, rapidement utilisés pour la **gestion des plages** (Komar, 1976). Ensuite, cette compartimentation est utilisée dans l'élaboration des modèles numériques visant à quantifier les flux sédimentaires (Vriend, 1991). Ce découpage en cellule sédimentaire, associé à une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire a été utilisé dans un certain nombre de pays comme support à la gestion du trait de côte et à la prise de décision.

Les **cellules sédimentaires** également appelées cellules de dérive littorale, ont été délimitées sur une grande partie de la côte du Royaume-Uni, à partir de la compréhension de la dynamique des sédiments non cohésifs et de la géomorphologie côtière. Ces cellules ont été utilisées à des fins de plan de gestion du rivage en Angleterre et au Pays de Galles (Bray et al., 1995; Cooper and Pontee, 2006a; Motyka and Brampton, 1993). En 2002, un plan de gestion a été révisé en intégrant les différentes échelles spatiales et l'importance de l'héritage géologique (Cooper and Pontee, 2006b).

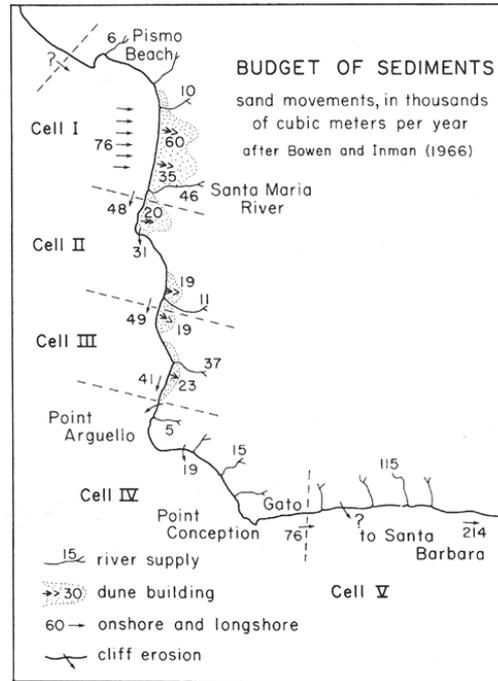


Figure 6-2 : Figure de découpage de la côte méridionale de la Californie au nord de Santa Barbare (USA) en cellules littorale (Bowen et Inman, 1966).

En **Australie**, le concept de compartiment sédimentaire côtier a été introduit par Davies (1974). Ce découpage s’est avéré être un outil efficace pour déterminer des bilans sédimentaires et guider la gestion du littoral dans le Sud de l’Australie (Thom et al., 2018). Le terme de cellules sera également utilisé pour les découpages à plus petite échelle (Eliot et al., 2011). En 2012, le gouvernement Australien a soutenu un projet fondé sur les cellules hydro-sédimentaires pour mieux comprendre la dynamique des sédiments côtiers et le comportement futur du littoral face au changement climatique. Ce découpage à plusieurs échelles spatio-temporelles a permis de définir un plan de gestion du littoral, face aux aléas climatiques (CoastAdat ; Eliot, 2016; Goodwin et al., 2020; Thom et al., 2018).

L’approche basée sur le découpage en cellules hydro-sédimentaires est donc courante pour la gestion des risques (submersion et érosion des littoraux), l’analyse et la mise en œuvre de solution d’adaptation (Goodwin et al., 2020).

### 6.2.2. Une approche Nationale : exemple de l’utilisation de la notion de cellule hydro-sédimentaire sur la Façade Atlantique.

En France, les politiques d’aménagement du littoral ont été pendant longtemps gérées sur un découpage administratif ne prenant pas en compte la réalité géomorphologique du littoral. Au cours des dernières décennies, les enjeux sur les problématiques de risques côtiers (submersion et érosion) et d’aménagement ont réclamé un découpage plus cohérent avec la dynamique des sédiments. En 1987, le premier catalogue sédimentologie des côtes françaises est publié et présente un découpage du littoral en cellules hydro-sédimentaires (Bellessort and Migniot, 1987: catalogue sédimentologique des côtes françaises). Une étude de l’IFREMER, sur la partie occidentale du département du Finistère, présente un découpage plus fin, fondé sur la dérive littorale, afin d’analyser l’adaptation des aménagements côtiers (Hénaff and Le Berre, 2003) (Figure 6-3).

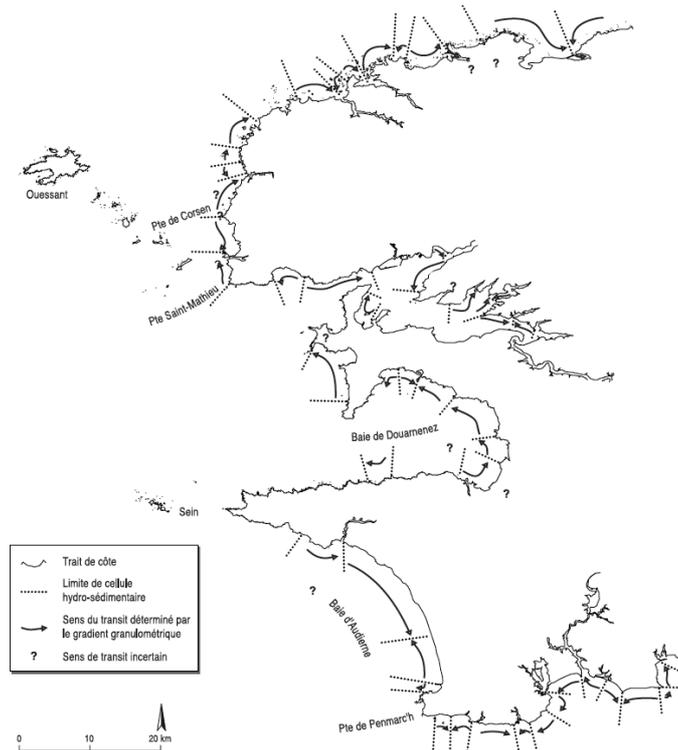


Figure 6-3 : Découpage de la côte du Finistère en cellule hydro-sédimentaire (Hénaff and Le Berre, 2003).

Ce découpage du littoral est utilisé comme outil de gestion, en particulier pour les risques littoraux en Normandie et Nouvelle Aquitaine (réseaux d'observation du littoral Normand et Picard ; réseaux d'observation des côtes de Nouvelle-Aquitaines).

L'observatoire de la Côte de Nouvelle Aquitaine (OCNA) a défini des cellules et des sous-cellules du pays basque à la Gironde (Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine, OCA 2018 : <http://www.observatoire-cote-aquitaine.fr/Publication-d-un-ouvrage-de-reference-sur-la-cote-sableuse-aquitaine>). A cet égard, le nord de la péninsule du Médoc (de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade), est considéré comme une seule grande cellule hydro-sédimentaire caractérisée par une dérive littorale nette dirigée vers le nord. Elle est subdivisée en 5 sous-cellules homogènes (1.1 à 1.5), interdépendantes sur la base des variations des évolutions du trait de côte (Figure 6-4).



Figure 6-4 : Découpage du « Nord Médoc » en 1 cellule hydro-sédimentaire et 5 sous-cellules homogènes, interdépendantes (1.1 à 1.5) par de l'OCA, 2018 (actuel OCNA).

Le ministère en charge de l'environnement a confié au CEREMA l'élaboration d'une synthèse nationale des connaissances sur l'évolution du trait de côte. Cette stratégie a permis d'homogénéiser un découpage en cellules hydro-sédimentaires à diverses échelles (CEREMA, 2019). Ce découpage est issu d'éléments bibliographiques et de discussions des comités locaux de rédaction dans le cadre du projet « Dynamiques et évolution du littoral : synthèse des connaissances des côtes françaises, 2019 ». Il est téléchargeable en libre-service sur le site du CEREMA, est effectué sur la ligne du trait de côte actuel (Figure 6-5). Le découpage national de la bande littorale a été reconnu utile, pour les collectivités côtières, comme outil pour la gestion des événements extrêmes par exemple.

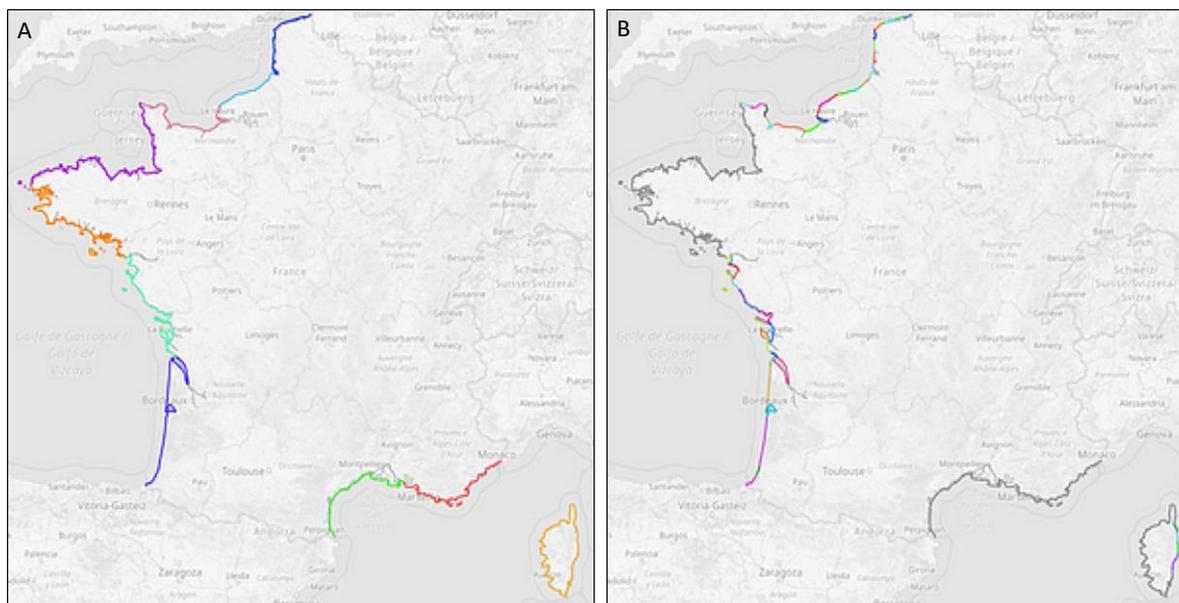


Figure 6-5 : Aperçu du découpage du trait de côte de France métropolitaine en A) Provinces sédimentaires et B) cellules hydro-sédimentaires. Les limites sont matérialisées par des segments de couleurs, issu des travaux du CEREMA, 2019.

Bien que les limites des cellules puissent varier en fonction des études et des échelles de temps considérées, ces cellules contribuent à améliorer la compréhension de la dynamique des sédiments côtiers car elles reposent sur des quantifications des flux sédimentaires.

L'outil de découpage en cellule hydro-sédimentaire est amplement employé dans les stratégies de gestion côtière pour réduire les risques et protéger les actifs et les valeurs côtières. C'est un outil de planification holistique qui considère le transport des sédiments à travers une gamme pertinente d'échelles spatio-temporelle.

### 6.3. Synthèse des limites existantes des cellules hydro-sédimentaires du Parc

Cette section vise à présenter les découpages en cellules hydro-sédimentaires ainsi que leur hiérarchisation à partir de la dernière synthèse réalisée dans le Catalogue sédimentologique des côtes Française (CEREMA, 2019).

#### 6.3.1. Méthode de découpage du littoral

La CEREMA a proposé un découpage du littoral métropolitain en « **provinces sédimentaires** » de plusieurs centaines de kilomètres de long en moyenne, en fonction des grandes façades maritimes (Manche Atlantique Méditerranée), de la géologie des affleurements rocheux littoraux, et des limites imposées par les embouchures des grands fleuves. Une province sédimentaire est généralement gouvernée par un climat et des forçages météo-marins relativement cohérents sur toute son étendue (régime tidal, régime de houles, etc.).

À l'intérieur de ces provinces, un second niveau de découpage en « **cellules hydro-sédimentaires** » ou « **unités morphosédimentaire** », de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, a été défini.

Les limites latérales des cellules sont définies à partir de la morphologie des côtes (changement d'orientation de la côte) ; des obstacles naturels (caps rocheux, embouchures fluviales, canyon sous-marin) ; des ouvrages côtiers (jetée portuaire par exemple). Dans le cas du Parc, 3 catégories de limites sont utilisées (Tableau 7) : les caps, les embouchures, un aménagement de port. Ces limites sont très dépendantes des variations de la dérive littorale. Une limite entre deux cellules ne correspond pas nécessairement à un changement de direction de dérive littorale : exemple de la côte ouest Oléron avec une limite au niveau du port de la Côtinière, malgré une dérive littorale globalement nord-sud de part et d'autre de cette limite. La justification de cette limite repose sur le changement de nature de côte, avec une côte mixte rocheuse et sableuse au nord et une côte sableuse au sud. Néanmoins, un changement de nature de côte ne justifie pas nécessairement une limite de cellule. Par exemple la côte Nord et Est de l'île d'Oléron (de la Pointe de Chassiron à la pointe de Gatseau) appartient à la même cellule, alors que les natures des côtes sont variables, avec, du nord au sud, des côtes rocheuses, sableuses et mixtes sablo vaseuses. Un changement de direction de dérive littorale n'implique pas nécessairement une limite de cellule. Ainsi, la Pointe des Baleines n'est pas considérée comme une limite de cellule, bien que la dérive soit divergente de part et d'autre de cette pointe (Figure 6-6). On voit à travers ces exemples que les limites de cellule ne correspondent pas à des définitions très strictes.

Le niveau de découpage le plus fin correspond à la **sous unité ou sous-cellule hydro-sédimentaire**. Les limites des sous cellules sont variables. Elles peuvent correspondre à : des changements d'orientation de la côte, des pointes rocheuses, des extrémités de flèches sableuses, à des aménagements côtiers (épis, digues, ...), des variations des évolutions morphologiques des rivages, des changements de directions de la dérive littorale, etc... Dans le cas du Parc, 3 catégories de limites de sous-cellules sont utilisées (Tableau 8) : les caps rocheux et les flèches sableuses, les embouchures, les aménagements côtiers.

### 6.3.2. Délimitation des cellules hydro-sédimentaires

Le Parc est à cheval sur **deux provinces sédimentaires**, définies par le CEREMA en 2019 (fascicules 6 et 7) :

- Le sud de la province nord, comprend les 3 **Pertuis** (Pertuis Breton, Pertuis d'Antioche, Pertuis de Maumusson), depuis l'estuaire du Payré jusqu'au nord de l'estuaire de la Gironde (pointe de Suzac) ;
- Le nord de la province sud comprend **l'Estuaire de la Gironde**.

Ces 2 provinces sont elles-mêmes découpées en **10 cellules hydro-sédimentaires** (tableau 7).

N°	Nom de la cellule sédimentaire	Lieux de la limite de cellule	Catégories de limite de cellule
1	Sud Vendée	Le Payré	Embouchure
		La Tranche-sur-Mer	Cap mixte sableux et rocheux
2	Pertuis Breton et Antioche	La Seudre	Embouchure
		Suzac	Cap rocheux
3	Embouchure nord de la Gironde		
4	Estuaire de la Gironde		

## CHAPITRE 6 : CELLULES

		La pointe de Grave	Cap sableux
5	Embouchure sud de la Gironde	La pointe de la Négade	Cap mixte sableux et rocheux ; point de divergence de la dérive littorale
6 ; 7		La pointe du Lizay	Cap mixte sableux et rocheux
	Façade Occidentale et Orientale de l'île de Ré (2 cellules)	La pointe de Chauveau	Cap rocheux
8		La Cotinière	Aménagement de port
	Façade Occidentale de l'île d'Oléron	Chassiron	Cap rocheux ; point de divergence de la dérive littorale
9		Gatseau	Flèche sableuse
	Pertuis de Maumusson	La Cotinière	Aménagement de port

Tableau 7 : Noms et lieux des limites côtières latérale des cellules hydro-sédimentaires délimitées par le CEREMA (CEREMA 2019). Description des catégories de limite de cellules.

Ces 10 cellules sont découpées en **45 sous-cellules hydro-sédimentaires**. Les limites latérales des sous-cellules sont regroupées dans le tableau 8 (les limites communes aux cellules et aux sous-cellules ne sont pas mentionnées car décrites dans le tableau 7).

Lieux de la limite des sous-cellules	Catégories de limite de sous-cellule
pointe du Grouin du Cou ; Belle Henriette; Faute-sur-Mer; pointe Saint-Clément; pointe de Roux; pointe de Roux; pointe du Chay; pointe de Chatelaillon; Fouras; Saint Froult; Le Chapus; pointe du Grouin; Fort de la Prée; pointe de Chauveau; pointe des Baleines; Grignon; Anse du Martray; pointe de Chauveau; Château d'Oléron; Vert Bois; Saint Trojan; pointe d'Espagnole; pointe de la Coubre; Saint Palais sur Mer; Saint-Nicolas	Caps ou changements d'orientation du trait de côte
Jard-sur-Mer; pointe du Plomb; pont de l'île de Ré (pointe de la Repentie); pointe de Chef de Baie; pointe des Minimés; Cantines; Arros	Caps ou changements d'orientation du trait de côte avec un aménagement côtier (digues, enrochement, épis...)
pointe d'Arcay; pointe d'Aiguillon; pointe des Sablanceaux; pointe des Saumonards	Flèche sableuse / embouchure
Fiers d'Ars; pointe de Grave; Bec d'Ambes	Embouchure

Tableau 8 : Lieux des limites côtières latérale des sous-cellules hydro-sédimentaires délimitées par le CEREMA (CEREMA 2019). Description des catégories de limite de cellules.

Le CEREMA propose 9 cellules hydro-sédimentaire sur le territoire du Parc délimité sur le trait de côte.

### 6.4. Discussion du découpage existant des cellules hydro-sédimentaire, proposition de découpage et pertinence de l'outil pour le Parc

Dans un premier temps, cette section vise à discuter des limites latérales et transversales des cellules. Dans un second temps, il est proposé une carte des cellules sur le territoire du Parc. Enfin, des limitations dans l'application de cette cartographie comme outil de gestion sont présentées.

### 6.4.1. Méthode de découpage

#### 6.4.1.1. *Discussion des limites latérales*

La synthèse des cellules hydro-sédimentaires du Parc (CEREMA, 2019), propose de distinguer les cellules des sous-cellules en fonction des échelles spatio-temporelles. Or les définitions des cellules et sous-cellules et de leurs limites sont très proches : caps, embouchures et aménagements. Ces similitudes ne permettent pas de justifier clairement pourquoi une limite correspond à celle d'une cellule ou d'une sous-cellule. Afin de justifier les différences entre ces limites, nous proposons de considérer 3 critères supplémentaires pour les limites de cellules, en plus des critères caps, embouchures et aménagements :

- L'hydrodynamisme
- La nature sédimentaire des côtes
- La présence d'une embouchure

Nous avons choisi comme **limite hydrodynamique**, la limite entre les domaines où les vagues du large sont atténuées à moins de 75 % et les domaines où les vagues du large sont atténuées à plus de 75 % pour l'année 2012 (Figure 2-6). Cette limite permet de distinguer les milieux ouverts, exposés aux vagues, des milieux semi-fermés et abrités des vagues. Cette limite correspond à des limites de cellules proposées par le CEREMA : La Tranche-sur-Mer ; Suzac ; La Pointe du Lizay ; La pointe de Chauveau ; La Cotinière ; Chassiron ; La pointe de Gatseau. En cohérence avec ce critère utilisé pour ces 7 limites de cellule, nous proposons 2 nouvelles limites, situées au niveau de la Pointe Espagnole et de la Pointe de Grave.

La **nature sédimentaire des côtes** est un autre critère permettant de définir des limites de cellules (SHOM/BRGM) (Figure 2-3). C'est le cas de :

- Le port de la Cotinière qui est à la limite entre une côte rocheuse au Nord et sableuse au Sud ;
- L'estuaire de la Seudre qui est à la limite des barrières sableuses du Pertuis de Maumusson et du système vaseux de la Baie de Marennes-Oléron et des marais adjacents ;
- La Pointe de Suzac qui est à la limite du système mixte sableux et rocheux de l'embouchure de la Gironde et du domaine sablo-vaseux de l'estuaire.

En cohérence avec ce critère utilisé pour ces 4 limites de cellule, nous proposons une nouvelle limite, située dans la baie de l'Aiguillon à l'embouchure de la Sèvre-Niortaise, au sud du système sableux des barrières vendéennes.

La **présence d'une embouchure** conduit à une interruption des transits longitudinaux des sédiments. Elle est donc proposée comme un critère supplémentaire pour définir une limite de cellule. C'est le cas de des embouchures du Payré, du Lay, de la Sèvre-Niortaise, de la Charente, de la Seudre et la Gironde. En cohérence avec ce critère, nous proposons une nouvelle limite située dans l'embouchure de la Charente.

Sur le critère morphologique que constituent les caps majeurs marquant les interfluves des vallées incisées, comme la pointe de Chassiron ou du Lizay, proposons d'ajouter la pointe de la Repentie comme limite de cellule séparant les Pertuis Breton et d'Antioche.

## CHAPITRE 6 : CELLULES

Ces 4 nouvelles limites de cellule (rouge) ainsi que celles proposées par le CEREMA en 2019 sont regroupées dans le tableau 9. Cette compilation conduit à un découpage du territoire du Parc en 14 cellules hydro-sédimentaires.

N°	Nom de la cellule sédimentaire	Lieux de la limite latérale de cellule	Catégories de limite de cellule	Autres critères	Milieus
1	Sud Vendée	Le Payré	Embouchure	Sédimentaire	ouvert
		La Tranche-sur-Mer	Cap mixte sableux et rocheux	Hydrodynamique	
2	Pertuis Breton Nord	Aiguillon (Sèvre-Niortaise)	Embouchure	Sédimentaire	semi-fermé ; baie
		La Rochelle (pointe de la Repentie)	Cap rocheux avec aménagement de pont	Géomorphologique	
3	Pertuis Breton Sud	La Charente	Embouchure		semi-fermé
		La Seudre	Embouchure	Sédimentaire	
4	Pertuis d'Antioche	La pointe Espagnole	Embouchure	Hydrodynamique	ouvert
		Suzac	Cap rocheux	Hydrodynamique	
5	Baie de Marennes-Oléron	La pointe de Grave	Cap sableux	Hydrodynamique	Estuaire mixte
		La pointe de la Négade	Cap mixte sableux et rocheux	Divergence de la dérive littorale	
6	Pertuis de Maumusson Sud	Pointe du Lizay	Cap mixte sableux et rocheux	Hydrodynamique	Occidentale : ouvert
		Pointe de Chauveau	Cap rocheux	Hydrodynamique	
7	Embouchure Nord de la Gironde	La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	ouvert
		Chassiron	Cap rocheux	Hydrodynamique ; divergence de la dérive littorale	
8	Estuaire de la Gironde	Gatseau	Flèche Sableuse	Hydrodynamique	semi-fermé
		La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	
9	Embouchure Sud de la Gironde	La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	ouvert
		Chassiron	Cap rocheux	Hydrodynamique ; divergence de la dérive littorale	
10	Façade Occidentale et Orientale de l'île de Ré (2 cellules)	La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	ouvert
		Chassiron	Cap rocheux	Hydrodynamique ; divergence de la dérive littorale	
11	Façade Orientale de l'île d'Oléron	Gatseau	Flèche Sableuse	Hydrodynamique	semi-fermé
		La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	
12	Pertuis de Maumusson Nord	La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	ouvert
		Chassiron	Cap rocheux	Hydrodynamique ; divergence de la dérive littorale	
13	Façade Occidentale de l'île d'Oléron	Gatseau	Flèche Sableuse	Hydrodynamique	semi-fermé
		La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	
14	Pertuis de Maumusson Nord	La Cotinière	Aménagement de port	Sédimentaire	ouvert
		Chassiron	Cap rocheux	Hydrodynamique ; divergence de la dérive littorale	

Tableau 9 : Noms et lieux des limites côtières latérales de cellules hydro-sédimentaire basées sur les données sur CEREMA et affinées par cette étude, à l'échelle du Parc. Description des critères de sélection et du type de milieu (ouvert ou exposés en bleu et semi-fermé ou abrité en vert).

### 6.4.1.2. Discussion des limites transversales

La limite transversale coté continental correspond au trait de côte actuel et est donc facilement identifiable. Au contraire la limite transversale au large, n'est pas marquée dans une morphologie facilement identifiable, mais par la limite d'échange sédimentaire entre la côte et le large dans une direction perpendiculaire au rivage (CEREMA).

Dans les **zones exposées**, l'action des vagues régit l'essentiel des échanges sédimentaires entre le domaine marin et la côte. Deux notions de profondeur peuvent être utilisées pour délimiter les cellules vers le large dans les milieux exposés aux vagues. La première est en lien avec les

évolutions morphologiques des fonds, la seconde est basée sur l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire.

La notion de « **profondeur de fermeture** » ( $h_c$ ), correspond à la limite, côté mer, des modifications morphologiques significatives dans le profil de plage pendant une période donnée (Hallermeier, 1981; Sabatier et al., 2004). Au delà de cette profondeur, les changements bathymétriques ne sont plus détectables. La relation analytique pour la calculer fait intervenir la hauteur de vagues ( $H_s$ ) et la période ( $T_s$ ) moyenne, à partir de la distribution annuelle et les valeurs extrêmes ( $H_{s,x}$  et  $T_{s,x}$ ).

$$h_c = 2.28H_{s,x} - 68.5 \left( \frac{H_{s,x}^2}{gT_{s,x}^2} \right) \simeq 2\bar{H}_s + 11\sigma_{H_s}$$

Cette limite s'épare les avant côtes inférieure et supérieure encore appelé « *depth of closure* » : (Anthony and Aagaard, 2020; Hallermeier, 1981, 1980; Hamon-Kerivel et al., 2020). Elle est estimée à -14 m sur le littoral Atlantique. Cette profondeur est notamment utilisée dans le cadre de réglementation des concessions d'extraction de granulat (UNPG, ARTELIA 2021).

La « **profondeur limite** » ( $h_{wb}$ ), correspond à la limite, côté mer, de remise en suspension des sédiments par les vagues, en considérant un état de mer annuel représentatif (Wright, 1995). Cette profondeur est déterminée en considérant le rapport entre la force associée à la contrainte de cisaillement exercée par les vagues sur le sédiment sableux et le poids immergé du sable (Hallermeier, 1980). Elle s'exprime en fonction de : la hauteur significative annuelle moyenne ( $H_s = 1,5$  m dans le cas du Parc) ; de la période significative annuelle moyen ( $T_s = 6$  s dans le cas du Parc) ; et du diamètre médian des grains de sable ( $D_{50} = 0,2$  mm dans de nombreux secteurs de l'avant-côte du Parc).

$$h_{wb} = (\bar{H}_s - 0.3\sigma_{H_s})\bar{T}_s \left( \frac{g}{5000D_{50}} \right)^{0.5}$$

La profondeur limite s'épare l'avant côte inférieure et le domaine de l'offshore supérieur encore appelé « *wave base* » (Anthony and Aagaard, 2020; Dashtgard et al., 2012; Hamon-Kerivel et al., 2020; Stive and De Vriend, 1995). Cette profondeur limite est estimé à -22 m, pour une année moyenne sur le littoral Atlantique. Mais elle varie de - 14 à moins de - 50 m entre des conditions d'été et d'hiver.

Bien que variable dans le temps, la profondeur limite semble plus adaptée pour définir la limite transversale d'une cellule vers le large, car elle est fondée sur le critère des transports sédimentaires.

Ces notions de profondeur de fermeture et profondeur limite sont particulières aux systèmes exposés aux vagues et ne sont pas transposables dans les milieux semi-fermés dominés par les marées. Dans les **zones semi-fermés** (estuariens et baies), ce sont les chenaux de marée qui font obstacle au transferts sédimentaires transversaux et qui sont proposés comme limites transversales au large des cellules.

Un cas intermédiaire correspond aux plages estuariennes, non bordées par des chenaux de marée et qui sont soumise aux vagues du large atténuées (ex plages d'Aytré, Angoulin, Chatellaillon, baie d'Yves, ...). Dans ce cas, la limite transversale au large est difficile à identifier. Nous proposons de choisir la profondeur limite estivale, c'est à dire -14 m, comme limite transversale au large pour ces plages estuariennes.

#### 6.4.2. Proposition d'une carte des cellules sédimentaires du Parc

## CHAPITRE 6 : CELLULES

Notre analyse bibliographique nous conduit à proposer une mise à jour de la cartographie des cellules sédimentaires dans le domaine du Parc.

Nous reprenons en partie les **limites longitudinales** des cellules définies par le CEREMA et nous ajoutons 5 limites en raison de la prise en compte des paramètres hydrodynamiques, nature des côtes et embouchures majeures (Tableau 9). Les **limites transversales** des cellules correspondent au **trait de côte actuel** et, au large, à la **profondeur limite** du transport par les vagues. Pour les zones exposées au large, la profondeur limite est comprise entre - 14 et - 50 m. Pour les plages estuariennes, la profondeur limite est de - 14 m ou correspond aux chenaux de marée dans les baies et estuaires.

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
Carte CELLULES Hydro-Sédimentaires

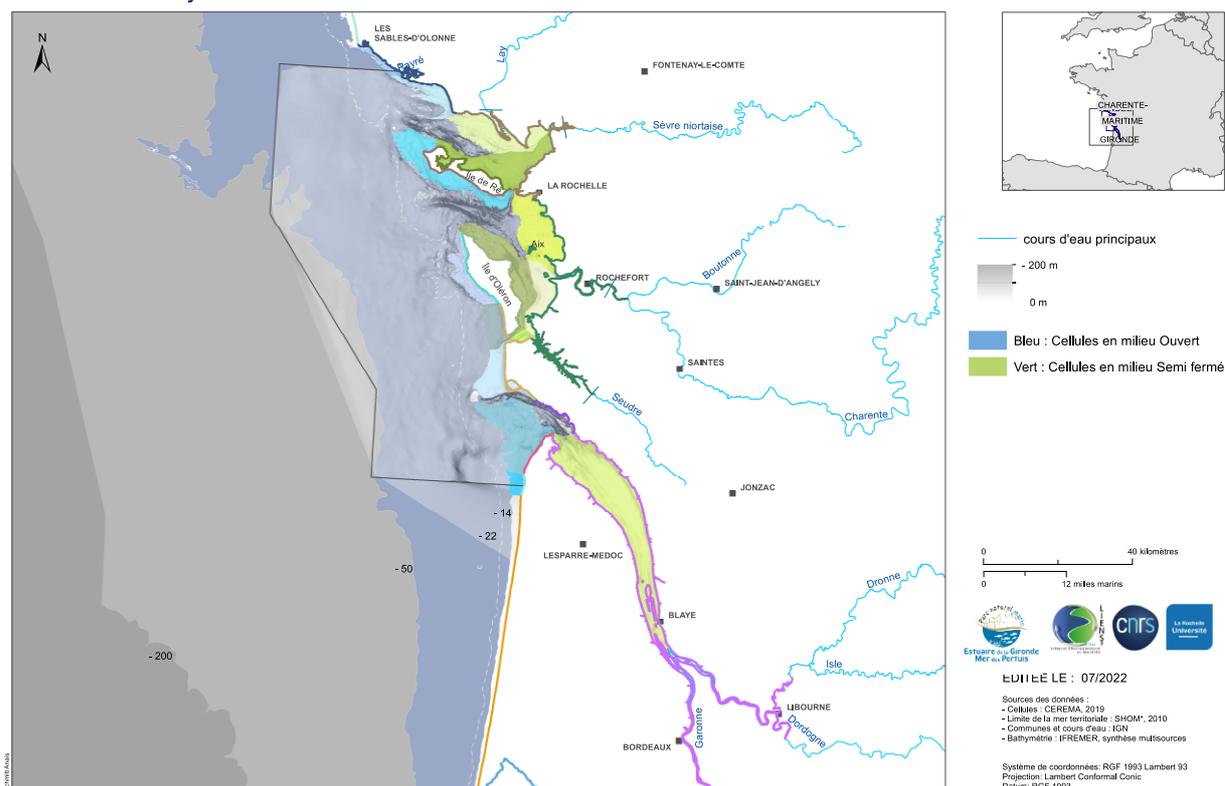


Figure 6-6 : Carte de découpage du Parc en secteurs homogènes. Limites littorales de couleurs issues du CEREMA 2019. Cellules délimitées en milieu ouvert, ou exposé aux vagues, dans les tons bleu et cellules délimitées en milieu semi-fermé, ou abrité des vagues, dans les tons verts.

### 6.4.3. Limitation de la notion de cellules hydro-sédimentaire comme outil de gestion pour le Parc

Cette proposition de cartographie des cellules (Figure 6-6) souffre de limitations qui doivent être considérées en cas d'utilisation comme outil de gestion. En effet, (1) les cellules hydro-sédimentaires sont limitées à la dynamique littorale et par conséquent à un bande littorale étroite et aux sédiments non cohésifs ; (2) l'extension des cellules peut varier en fonction des échelles de temps ; (3) les flux sédimentaires quantifiés disponibles sont peu nombreux et hétérogènes.

#### 6.4.3.1. Limitation à la dynamique littorale et aux sédiments non cohésifs

La notion de cellule hydro-sédimentaire est principalement associée au transport côtier des sables des côtes exposées aux vagues (Thom et al., 2018). Ainsi les vagues sont le facteur de

contrôle de premier ordre permettant de délimiter les cellules. Les limites des cellules sont principalement définies en fonction de l'évolution de la dérive littorale et des courants perpendiculaires à la côte.

Le budget sédimentaire des cellules ne prend pas en compte les sédiments cohésifs alors que ceux-ci sont très développés dans le Parc et concernent de nombreux habitats. Les processus impliqués dans la dynamique des sédiments cohésifs et non cohésifs étant différents, l'étude de la dynamique des mélanges sable et vase ne sont pas aboutis (Waeles et al., 2004). Les apports de sédiments fins depuis l'estuaire de la Gironde vers la Baie de Marennes-Oléron (Dabrin et al., 2014; Strady et al., 2011) sont la preuve que cette dynamique ne respecte pas les limites des cellules fondées sur le transport des sédiments non cohésifs. La non prise en compte de la dynamique des sédiments fins montrent difficulté d'utiliser le concept de cellule côtière sur des systèmes côtiers estuariens comme cela a déjà été montré par d'autres études (Anthony et Aagaard, 2020; Sedrati and Anthony, 2014).

### 6.4.3.2. *Limitation au large*

L'échange de sédiments entre l'avant-côte et le rivage est très variable dans le temps (Anthony et Aagaard, 2020). Compte tenu du régime des vagues dans le Parc, la profondeur limite de transport des sédiments peut dépasser 50 m (Hallermeier, 1980). Ceci montre que les échanges de sédiments peuvent se produire sur l'ensemble du territoire du Parc. Ainsi, il existe une inconsistance entre les limites littorales relativement stables se traduisant par des cellules kilométriques le long du littoral et les limites transversales très variables, qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, selon les variations du climat des vagues. La délimitation variable des cellules sédimentaires entre la côte et le large montrent la difficulté d'utiliser le concept de cellule côtière sur des systèmes côtiers majoritairement marin.

### 6.4.3.3. *Limitation en termes d'échelle de temps*

Les limites longitudinales des cellules sont définies à partir de morphologies côtières actuelles, caps rocheux, flèches sableuses, embouchures ou des aménagements côtiers. Beaucoup de ces limites peuvent varier dans le temps. C'est le cas des flèches sableuses, des embouchures ou des aménagements côtiers. Les limites transversales des cellules peuvent également varier dans le temps. Le trait de côte sur les littoraux sédimentaires est très mobile (Cf chapitre 4). Au large, les limites sont conditionnées par le climat de vagues qui varie dans le temps ou par les chenaux de marée qui peuvent migrer. Il est donc essentiel de bien préciser l'échelle de temps de la problématique considérés pour utiliser la cartographie des cellules proposée.

### 6.4.3.4. *La quantification de flux sédimentaire*

Des données quantifiées sur les flux sédimentaires dans le territoire du Parc existent, mais elles sont incomplètes et hétérogènes (Cf chapitre 4).

Au niveau du trait de côte, les taux d'érosions et d'accrétions sont relativement bien maîtrisés (Chaumillon et al., 2019) et apportent des contraintes sur les flux sédimentaires à long et court terme.

Concernant la dérive littorale, les mesures sont rares et limitées à la flèche d'Arcay (80 000 et 131 000 m<sup>3</sup>/an, Allard et al, 2008) et à la plage de Saint-Trojan (50 000 et 140 000 m<sup>3</sup>/an, Bertin et al, 2008). Dans tous les autres secteurs, les valeurs de dérive littorale ont été calculées par des formules empiriques (ARTELIA, 2012a, 2021; DHI et GEOS, 2007) sans qu'elles soient toutes validées par des mesures. Or le choix d'une ou l'autre formule peut faire varier les valeurs de dérive (Bertin et al., 2008).

### **6.5. Conclusion sur les cellules hydro-sédimentaire et recommandation de leurs utilisations en matière de gestion**

Le découpage en cellule hydro-sédimentaire (Figure 6-6), peut constituer un outil de gestion et d'aide à la prise de décision pour le Parc. En effet, cette notion permet de compartimenter le territoire, à partir des connaissances de la dynamique des sédiments. Cette compartimentation a pour objectif de permettre une quantification des entrées et des sorties des sédiments non cohésifs au sein d'un espace pour lequel les processus de transport sont relativement homogène. Cependant, ce découpage doit être utilisé avec précaution en fonction de la problématique. En effet dans le territoire complexe du Parc, l'utilisation des cellules sédimentaires présente de fortes limitations.

La forte dynamique du trait de côte implique une mobilité des limites des cellules dans le temps. Néanmoins, dans le cas de l'analyse des évolutions du trait de côte, les cellules hydro-sédimentaires sont bien adaptées. Elles contribuent en synergie avec les mesures des évolutions géomorphologiques à mieux comprendre la vulnérabilité des littoraux et peuvent être utiles pour l'adaptation au changement climatique. Pour appréhender au mieux les mobilités temporelles des limites de cellule, une hiérarchisation des découpages en « unités, cellules et sous-cellules » peut-être une approche intéressante (CEREMA). En effet, plus les zones homogènes sont petites, plus les limites sont susceptibles d'être mobiles. Le choix du type de découpage doit être pris en fonction de la problématique.

Les flux sédimentaires des sédiments cohésifs ne sont pas pris en compte dans les limites des cellules. Ne considérant pas la dynamique des suspensions dans la définition des cellules hydro-sédimentaires, celles-ci ne sont pas utiles pour la problématique du transport des polluants par les vases et leur influence sur la conchyliculture ainsi que pour la gestion des dragages des sédiments fins par exemple. Il peut être envisagé une adaptation du découpage en fonction de la dynamique des sédiments fins. Pour ce faire, des études sur la dynamique des sédiments fins sont à prévoir. La dynamique des transports en suspension est particulièrement difficile à modéliser.

Les limites vers le large sont variables en milieu ouvert et adaptés à des critères de marée en milieu semi-fermé. La fluctuation temporelle de la profondeur limite et les mesures rares dans les domaines d'avant-côte doivent inciter à la prudence quant à la réalité de la limite des échanges sédimentaires entre le large et les cellules. Ceci doit être pris en compte dans les autorisations d'extraction de granulats.

Il n'existe pas de quantification homogène des flux sédimentaires à l'échelle du territoire du Parc. L'hétérogénéité des données quantitatives actuellement recueillie ne permet pas d'effectuer des comparaisons ni des bilans sédimentaires sur une échelle de temps donnée. Des modèles existent et pourraient fournir ces résultats moyennant des mesures complémentaires de celles existantes.

Ainsi, la notion de cellule hydro-sédimentaire telle qu'elle est utilisée dans la littérature, n'est pas adapté pour la gestion de l'ensemble du Parc. Le découpage en cellule traduit de façon incomplète la dynamique sédimentaire du Parc. Cependant, le découpage peut être utilisé en connaissance de cause, ou adapté dans le temps, grâce à de nouvelles études. Une hiérarchisation de découpage peut être prévue. Une adaptation des détails de cellules

## CHAPITRE 6 : CELLULES

(provinces, unités, cellules, sous-cellules) peut être envisagée en fonction de la problématique et de l'échelle de temps d'observation.

Avantages	Limites	Précaution et recommandations
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Découpage sur la base des connaissances hydro-sédimentaires.</li> <li>- Peu permettre la quantification : bilan sédimentaire entrée/sortie.</li> <li>- Echelle de temps adaptée pour les prises de décision.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Gestion du littoral de nature sableux et exposé aux vagues</li> <li>- Ne prends pas en compte la dynamique des sédiments fins.</li> <li>- Limites au large pas définies et/ou mobiles dans le temps</li> <li>- Peu adapté aux environnements complexes et à la gestion du Parc marin.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Utilisation en connaissance de cause.</li> <li>- Evaluer la problématique et l'échelle de temps considérée</li> <li>- Limite au large mobile dans le temps</li> <li>- Besoin d'améliorer la compréhension des transports entre compartiments.</li> </ul>

Tableau 10 : Récapitulatif des avantages, inconvénients et recommandations d'usage de l'outil de découpage du territoire en cellules hydro-sédimentaires pour la gestion du Parc.

- L'approche existante des cellules sédimentaires fait partie intégrante de l'approche de gestion du littoral et de l'avant-côte. Cette notion se base sur une échelle de temps donnée et principalement sur les côtes sédimentaires sableuses.
- Dans un système mixte estuarien cette notion de cellules est plus complexe mais dans un objectif de gestion un découpage en zones homogènes est possible, en prenant en compte les limites de ce découpage.
- Il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance de la dynamique sédimentaire pour définir des zones de surveillance en fonction des problématiques observées.
- Il n'y a pas de méthodologie globale à l'ensemble du Parc.
- La dynamique des sédiments fins définit le Parc comme un grand secteur homogène.

Quelques chiffres :

**1960** : année de création du concept de cellule.  
**14** : nombres de cellules délimitées dans le Parc ; **7** en milieu ouvert et **7** en milieu semi-fermé.  
**14 m** : profondeur de fermeture.  
**22 m** : profondeur limite d'action des vagues, variable dans le temps entre 14 et 50 m de profondeur.

## **7. Lien entre les connaissances des évolutions morphologiques et sédimentaires et le développement de cinq activités humaines**

Ce chapitre met en évidence comment la synthèse des connaissances sur la dynamique des sédiments, les changements géomorphologiques et leurs principaux facteurs de contrôle développés aux trois échelles de temps dans les chapitres précédent, est utile pour la gestion et le développement durable des activités humaines dans le Parc.

Pour cela, nous montrons dans un premier temps, les liens entre dynamiques sédimentaires, évolutions morphologiques et activités humaines à 3 échelles de temps. Dans un second temps, à partir du nombre d'interaction entre les activités et la dynamique sédimentaire, cinq activités sont succinctement développées : poldérisation, aménagement côtier, dragage, conchyliculture et extraction de sable. Pour chacune des activités, il est alors décrit, 1) en quoi les conditions naturelles ont favorisé le développement de l'activité et 2) en quoi l'activité humaine modifie la dynamique sédimentaire et/ou les évolutions morphologiques. Les effets plus ou moins directs entre l'environnement et les activités sont appuyés par la bibliographie locale et internationale. Ainsi, l'analyse des interactions entre ces 5 activités et la dynamique des sédiments permet de proposer des boucles de rétroaction pouvant se produire non seulement dans le Parc, mais aussi dans d'autres sites où ces activités sont conduites.

### **7.1. Les liens entre les évolutions morpho-sédimentaire à 3 échelles de temps et cinq activités humaines.**

Basé sur les principaux résultats développés dans le chapitre 4, il est possible de mettre en évidence les liens de cause à effet entre les résultats de l'évolution de la dynamique des sédiments à 3 échelles de temps et les nombreuses activités développées dans le Parc.

Une représentation schématique de ces liens montre un important nombre d'interaction (Figure 7-1). Toutes les activités présentées ont un lien plus ou moins direct avec les résultats. Les résultats à toutes les échelles de temps sont impliqués dans le développement des activités humaines.

Cinq activités humaines présentent un nombre élevé de relations avec la dynamique sédimentaire et l'évolution morphologique, indiquant qu'elles dépendent fortement de ces évolutions et qu'à l'inverse elles ont des impacts sur celles-ci (Figure 7-1).

De la plus ancienne à la plus récente, ces 5 activités sont : la poldérisation ; les aménagements et la gestion du littoral ; le développement portuaire et les dragages associés ; la conchyliculture et les extractions de sable (bleu : Figure 7-1).

Les cinq activités sont développées ci-dessous. Les liens de cause à effet sont appuyés par des études bibliographiques locales ou parfois internationales. Compte tenu de la diversité des habitats et des activités humaines présentes dans le Parc, il est à noter que ce site peut être considéré comme un site de référence pour d'autres aires marines protégées, où la préservation des habitats et le développement des activités humaines doivent être consiliées.

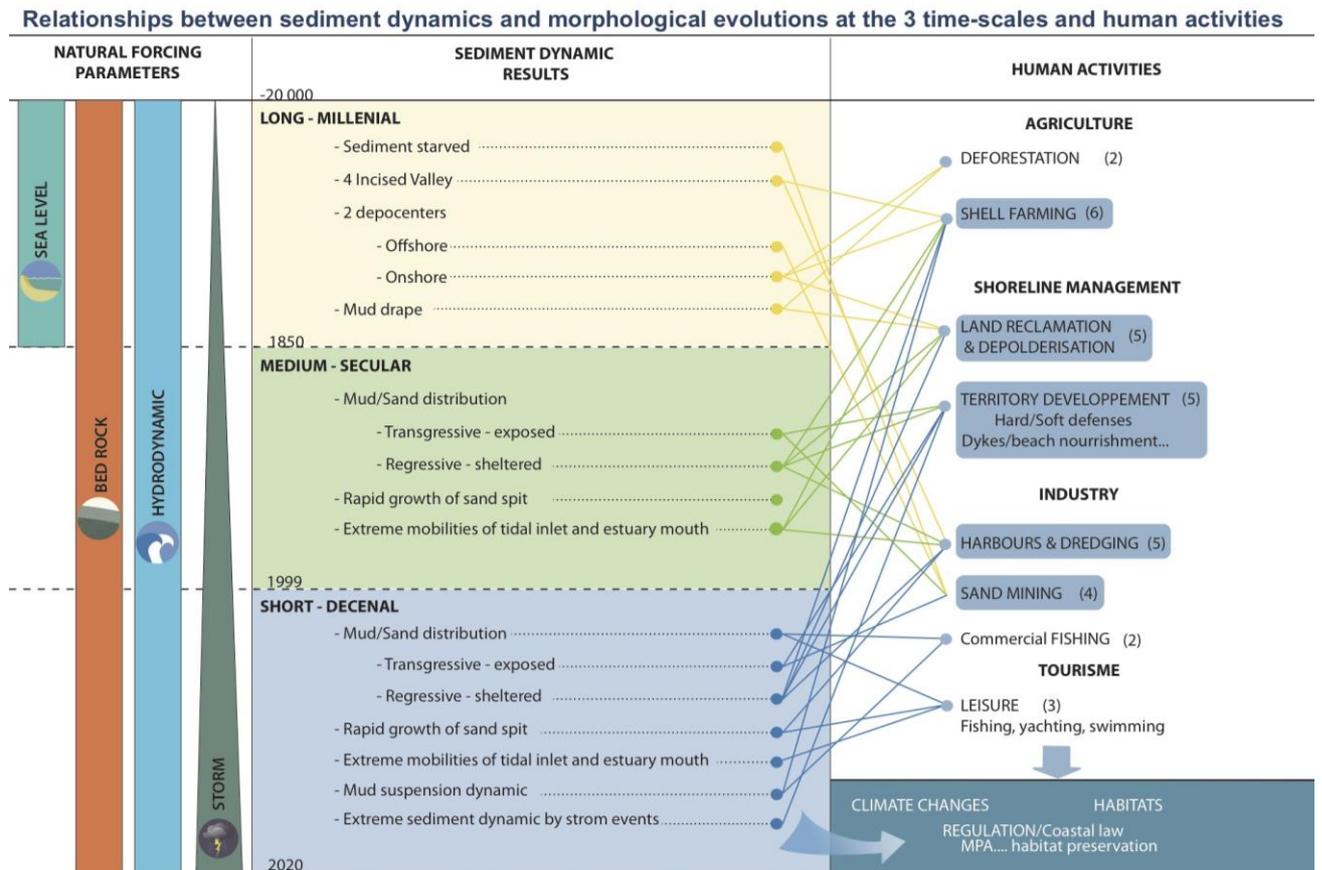


Figure 7-1 : Schéma récapitulatif des facteurs de contrôle et des principaux résultats des évolutions morphologiques et sédimentaires observés aux trois échelles de temps en lien avec les activités humaines du Parc (Schmitt and Chaumillon, soumis).

### 7.1.1. La poldérisation

La poldérisation s’est produite dans les zones abritées (semi-fermée), baies et estuaires, naturellement sujettes à l’envasement. Cet endiguement des marais salants a commencé au début du 10<sup>ème</sup> siècle en Europe. Cette pratique c’est fortement étendue dans le monde à partir des années 1970, notamment au Pays-Bas (OSPAR commission, 2008; Stauber et al., 2016). Dans le Parc, la poldérisation des terres a été dans un premier temps, effectuée pour la production de sel, au Moyen Age (Gedan et al., 2009) puis, ces terres fertiles ont été utilisées pour l’agriculture (Sauzeau and Péret, 2014) et localement pour des logements. Ces zones de marais sont déjà naturellement vulnérables aux submersion marines. Pour éviter les inondations, des digues et des écluses ont été construites au cours des derniers siècles.

La diminution de la superficie de la mer par poldérisation a de forts impacts à la fois sur l’hydrodynamisme (Chu et al., 2022) et sur le transport des sédiments (Gao et al., 2014). En effet, la poldérisation augmente la concentration de sédiment en suspension et favorise l’accumulation de sédiments (Van Maren et al., 2016). Les conséquences hydro-sédimentaires de la poldérisation de la Baie de l’Aiguillon par exemple, n’est pas quantifier du fait qu’elle se soit développé très tôt. Néanmoins, il a été proposé que l’importante diminution de la surface marine ait induit une augmentation de la sédimentation fine dans le Pertuis Breton (Billeaud et al., 2005; Chaumillon et al., 2004). Un effet secondaire majeur des digues est l’interruption de l’approvisionnement en sédiments dans les zones récupérées. Cette rupture brutale de la sédimentation marine, associée à l’affaissement du sol lié à la fois au compactage naturel de la

boue et aux pratiques agricoles, a conduit à de vastes zones basses (Hoeksema, 2007). Aujourd'hui, 45 à 50 % des terres côtières de la Charente-Maritime se situent sous les plus hautes marées astronomiques (Breilh et al., 2013). Localement, dans le marais Poitevin, certains champs sont situés 2 à 3 m sous les plus hautes marées astronomiques. Ainsi, la poldérisation a conduit à augmenter considérablement la vulnérabilité de ces zones côtières.

La tempête Xynthia (2010) a provoqué une inondation marine qui s'est étendue jusqu'à 10 km à l'intérieur des terres et a ouvert les yeux sur cette vulnérabilité (Breilh et al., 2013; Chadenas et al., 2014).

Cette assèchement des marais à également pour conséquence une diminution des zones humides et un déclin de la biodiversité (Wang et al., 2014). L'impact du déclin des espèce migratrices, comme les oiseaux ont été un argument crucial pour arrêter la poldérisation intensive du Parc, dans les années 70.

Aujourd'hui, la dépoldérisation est un axe de gestion de plus en plus considérés dans la gestion des espaces poldérisés du Parc. Cette pratique est effectuée du nord au sud, sur les sites de La Belle Henriette, La Prée Mizottière, Brouage, Mortagne-sur-Gironde. La dépoldérisation présente de nombreux avantages (Barbier, 2007). Premièrement, elle augmente la capacité de stockage de l'eau, limitant les dégats de submersions (Bertin et al., 2014; Bhunia et al., 2021; Breilh, 2014; Breilh et al., 2014). Deuxièmement, les zones dépoldérisées enregistrent une augmentation considérable du taux de sédimentation après leur ouverture. Le taux de sédimentation eu sein du marais de Mortagne-sur-Gironde reconnecté à l'estuaire de Gironde après la tempête Martin (1999), a atteint plus de 2 cm/an (Allou, 2016). Troisièmement, la remise en état des zones humides consitue un réservoir de carbone (Ouyang and Lee, 2020) et donc utili pour piéger le CO<sub>2</sub> produit par les activités humaines, ce qui confère aux zones de marais une fonction écologique exceptionnelle dans le cadre du besoin de décarbonation. Cette capacité de stockage est à l'origine de l'initiative carbone bleu (Howard et al., 2014). Enfin, les marais sont des paysages attractifs de par leur riche biodiversité (zone de réserve naturelle : lieux d'observation et de loisirs) et constituent un patrimoine naturel (valeur patrimoniale) qu'il convient de préserver (Godet et al., 2015). Malgré les nombreux avantages à la dépoldérisation, il n'existe qu'un petit nombre de zones dépoldérisées en Europe (Goeldner-Gianella, 2008). Les principaux obstacles répertoriés sont (1) le manque de connaissances sur l'environnement des marais et sur les impacts de la dépoldérisation, (2) le manque général de peur de la mer et du risque côtier ; (3) l'attachement aux polders locaux et leurs usages ; (4) absence d'analyse coûts-avantages (Goeldner-Gianella, 2015). Une meilleure connaissance des écosystèmes des marais et sa diffusion auprès du grand public pourraient contribuer à une meilleure acceptation de cette solution écosystémique pour s'adapter au changement climatique (Goeldner-Gianella, 2010).

### 7.1.2. Les aménagements côtiers

La gestion de l'érosion des côtes est souvent associée à la cellule hydro-sédimentaire (Cf chapitre 6 ; Davies, 1974). Cette compartimentation basée sur les connaissances hydro-sédimentaires, s'est révélée être un outil efficace pour déterminer les budgets sédimentaires et guider la gestion des littoraux sableux (Australie : Eliot, 2016; Goodwin et al., 2020; Thom et al., 2018; Royaume-Uni : Bray et al., 1995; Cooper and Pontee, 2006; Motyka and Brampton, 1993)). Dans le Parc, ce découpage du littoral en cellules, sert de base aux études de vulnérabilité du trait de côte (CEREMA, 2019). La compartimentation en cellules sédimentaires est bien étayée par les variations du transport côtier des sédiments non cohésifs et les alternances de cap rocheux et de plages. Néanmoins, il ne parvient pas à prendre en compte à la fois le transport de sédiments translittoral et le transport de sédiments fins.

Les défenses dites en dures visent à contrôler la position du rivage et les chenaux de navigation et à réduire l'érosion et les inondations (Brampton, 2002; Komar, 1976). Or, les littoraux le long du Parc sont exposés à des risques côtiers majeurs (inondations marines et l'érosion côtière) et par conséquent, 26 % de ce littoral est protégé par des défenses dures. Bon nombre de ces défenses étendues ont été développées en relation avec la remise en état des terres et sont situées le long de côtes abritées. Certaines côtes exposées sont également protégées par des défenses en dur. Les défenses dures le long des côtes vulnérables à l'érosion sont moins continues par rapport à celles situées le long des polders. Ils sont principalement situés à proximité d'enjeux, notamment les villes, les ports, les routes et les infrastructures touristiques. Malgré le fait que la plupart des villages historiques se sont développés sur des affleurements rocheux d'altitude relativement élevée et loin des côtes exposées, certains d'entre eux sont situés dans des zones basses et/ou à proximité de barrières sédimentaires en retrait. Des exemples sont donnés par la Couarde-sur-Mer ou St Clément-les-Baleines, Soulac-sur-Mer et par des ports implantés le long des côtes exposées comme à la Cotinière ou Saint-Denis sur l'île d'Oléron. En 2014, l'évacuation d'un bâtiment "Le signal", construit dans les années 1970 à 200 m de la mer, a marqué l'actualité française en raison du risque d'effondrement dû à l'érosion. Les défenses dures comprennent des digues et des épis conçus respectivement pour annuler le recul du littoral et réduire la dérive littorale (A McLachlan and Brown, 2006). Bien que les défenses dures soient efficaces pour stabiliser le rivage, elles ont plusieurs impacts négatifs (Cooper and McKenna, 2008; Williams et al., 2018). Les défenses dures peuvent modifier le bilan sédimentaire naturel (Brown et al., 2011; A. McLachlan and Brown, 2006). Un exemple est donné par la digue située en aval de l'anse Bonne-Anse qui a provoqué une forte érosion dans les années 70 (Dussier, 2016). Ainsi, une meilleure connaissance de la dynamique sédimentaire et des évolutions morphologiques le long du littoral vise à optimiser l'adéquation entre protections d'enjeux et impacts négatifs sur les milieux proches. De plus, les défenses dures peuvent provoquer une accentuation de l'estran et une érosion des plages en raison de la réflexion des vagues sur les digues (Williams et al., 2018). Ces évolutions se traduisent par un rétrécissement de la bande côtière et une diminution de l'habitat intertidal qui impacte de nombreux organismes. Des exemples sont donnés par des oiseaux (comme *Charadrius alexandrinus*, *Calidris alba*, *Calidris sanderling*, *Arenaria interpres*) utilisant l'estran comme lieu de repos ou de nidification. Enfin, les défenses dures supportent une biodiversité plus faible que les habitats naturels en raison de l'absence d'hétérogénéité environnementale sur les structures artificielles (Firth et al., 2013).

En ce qui concerne les écosystèmes côtiers et la protection de l'habitat, il existe un intérêt croissant pour les défenses côtières dites souples. Elles sont conçues pour fonctionner avec la nature et sur la base de la connaissance des dynamiques côtières. Les défenses côtières douces sont limitées dans le temps et réversibles comprenant : la revégétalisation (*Ammophila arenaria* est fréquemment utilisé à cet effet dans le Parc, Favennec, 2001), les couvertures de débris végétaux, les brise-vent et plus localement le rechargement des plages.

Le rechargement des plages consiste en un apport artificiel de sable pour surmonter les problèmes d'érosion (Hamm et al., 2002; Nordstrom, 2000). C'est une pratique courante là où la perte de plage a un impact négatif (Hanson et al., 2002). Comme les défenses dures, le rechargement des plages est coûteux et nécessite un entretien périodique (Williams et al., 2018). Cette pratique a été largement réalisée dans le Parc par exemple à Châtelailon, Marennes et Soulac-sur-Mer. A cet égard, l'histoire de la gestion du littoral à Châtelailon est éclairante (Paskoff and Prat, 2004). Une grande partie de cette ville côtière s'est développée sur une barrière sablonneuse en érosion lors des premiers développements touristiques, à la fin du 19<sup>e</sup> siècle. Un épi a été construit au sud de la ville pour arrêter la dérive littorale vers le sud. Plus tard, une digue a été construite au nord pour stabiliser le rivage. La réflexion des vagues sur

cette digue a provoqué l'érosion de la plage restante qui a disparu au cours des années 70 entraînant une diminution de l'attractivité de cette ville côtière. L'alimentation en sable a été opérée pour reconstituer la plage et s'est déroulée en trois phases principales (1989-1991, 1998 et 2003) ; totalisant un volume de sable de 520 000 m<sup>3</sup> (Pupiez-Dauchez, 2008). A l'échelle de la Charente-Maritime, environ 1,7 Mm<sup>3</sup> de sable ont été utilisés pour le rechargement des plages entre 1989 et 2009, et 1/3 de ce volume provenait de sable dragué à proximité des entrées de ports le long de la côte nord de l'île d'Oléron (Pupiez-Dauchez, 2008) et plus tard les zones d'accrétion du Banc de la Longe de Boyard (Chaumillon et al., 2008). Ces solutions de rechargement des plages sont particulièrement efficaces en littoral abrité, comme sur les plages de Châtelailon et de Marennes (Hanson et al., 2002) et conduisent à une augmentation de l'attractivité. Cependant, il est également utilisé sur certains littoraux exposés, comme la presqu'île du Médoc (Charlier and De Meyer, 1989). Actuellement, le rechargement annuel des plages de la presqu'île médocaine est assuré par les déblais de dragage de sable du chenal principal à l'embouchure de l'estuaire de la Gironde, pour l'entretien du chenal de navigation (ARTELIA, 2012b). Tous ces rechargements de plage ont permis de conserver de grandes largeurs de plage et ont été couronnés de succès en termes d'attractivité touristique (Buzinde et al., 2010).

Cette pratique n'est pas sans effets et comprend des changements dans la morphologie, l'habitat ou encore la taille et la minéralogie des sédiments (Nordstrom, 2021). Le rechargement des plages le long des côtes exposées n'est pas aussi efficace que sur les côtes abritées. En effet, l'apport sédimentaire limite l'érosion de la dune mais n'entretient pas la plage et doit être combiné à des défenses dures pour éviter le recul du littoral.

### 7.1.3. Le développement des ports et les dragages

Le littoral complexe et découpé du Parc, lié à l'incision des vallées partiellement comblées par des sédiments, a fourni un cadre géomorphologique optimal pour le développement de nombreux ports.

Les 60 ports développés en 2022 sont de tailles diverses et orientées vers le commerce, la pêche, la conchyliculture et la plaisance (Cf chapitre 3). Le développement des ports sur le territoire du Parc date du début de l'Antiquité, comme en témoignent les récits historiques du Portus Santonum (Mathé et al., 2020). Dès le 15<sup>e</sup> siècle, le domaine territoire du Parc est très fréquenté (Acerra and Sauzeau, 2012). Par exemple, le port de Brouage est devenu actif et célèbre, à l'échelle de l'Europe, pour le commerce du sel, du vin et plus tard des moules (18<sup>ème</sup> siècle) (Camus et al., 2019; Papy, 1935). Les chenaux de Brouage, aménagés par le Maréchal de Vauban en 1684, étaient déjà dragués pour maintenir l'accès à la navigation, mais l'envasement progressif a entraîné le comblement des chenaux et la diminution de la production de sel et finalement l'abandon du port de Brouage (Papy, 1935).

Parallèlement au développement des ports, le dragage a considérablement augmenté pour agrandir et approfondir les chenaux de navigation afin d'assurer l'accès aux grands navires à partir du début du 20<sup>e</sup>. Ainsi, le chenal de l'estuaire de la Gironde a été intensivement dragué en 1930 (GEODE, 2014). Au-delà des opérations d'approfondissement du chenal, le dragage des sédiments fins est devenu régulier. Aujourd'hui, les volumes de dragage correspondent à environ 10 Mm<sup>3</sup>/an dans l'estuaire de la Gironde et 1 Mm<sup>3</sup>/an en Charente soit environ 34 % du volume total dragué en France.

Les sédiments de dragage sont déversés par immersion (clapage) ou utilisés localement pour le rechargement des plages (ARTELIA, 2018). Les sites de clapages sont choisis en fonction des connaissances sur l'hydrodynamique et la voie de transport des sédiments, généralement en aval des zones de dragage dans des zones dispersives afin d'éviter le remplissage rapide des chenaux

et des ports et de favoriser un compromis coût/efficacité. Par exemple, plusieurs zones d'immersion sont autorisées dans tout l'estuaire de la Gironde et au large du port de La Rochelle. Au large de La Rochelle, 5 Mm<sup>3</sup> de sédiments fins ont été déversés entre 2002 et 2018 (Port Atlantique La Rochelle, 2018).

Le dragage et le clapage augmentent la turbidité et ont plusieurs effets sur la dynamique sédimentaire, les changements bathymétriques, l'hydrodynamique (Evans et al., 2012; Talke et al., 2009; Winterwerp et al., 2013) et par conséquent sur les habitats par enfouissement et sur la pollution sonore (Radenac et al., 1997; Vogt and Hartman, 2019; Wenger et al., 2017). Le dragage et le clapage peuvent remobiliser des éléments tels que le cadmium piégé dans les sédiments fins, le rendant biodisponible pour les organismes vivants (McCook et al., 2015; Wilber and Clarke, 2001). Le cadmium peut avoir de graves impacts sur la conchyliculture conduisant à des coquilles non commercialisables lorsque la concentration de celle-ci est trop importante (Dabrin, 2009 ; Strady et al., 2011). Ainsi, les opérations de dragage et de clapage sont encadrées par des seuils réglementaires de contamination potentielle.

L'approfondissement du chenal a un impact sur la propagation des marées et peut augmenter l'amplitude des marées (Dam et al., 2013; Winterwerp et al., 2013). Dans l'estuaire de la Gironde, la marée a augmenté de 12 à 15 % en amont entre 1953 et 2014 en raison du changement de la morphologie (Jalón-Rojas et al., 2018). Cependant, les conséquences des seules opérations d'approfondissement ne sont pas documentées dans l'estuaire de la Gironde et doivent être étudiées. Il est probable que les modifications de l'hydrodynamique après dragage dans l'estuaire de la Gironde soient modérées car le dragage est concentré dans un chenal étroit (200 m) par rapport à la grande taille de l'estuaire (4 km) (Sottolichio, com. pers.).

### 7.1.4. La conchyliculture

Les milieux abrités vaseux peu profonds du Parc présentent de larges zones intertidales et estuarières. Ce sont des zones de bioproduktivité importante et particulièrement propices à la conchyliculture (Deppe, 1999). Les parcs ostréicoles sont principalement répartis dans tous les estuaires et baies (Figure 3-14). Historiquement, les huîtres et les moules étaient présentes au moins depuis la préhistoire, comme en témoignent les amas de coquillages découverts par les archéologues (Gutiérrez-Zugasti et al., 2011). En France, la culture de cette ressource conchylicole a débuté au 13<sup>e</sup> siècle et s'est industrialisée vers 1860 (Bonnet and Troadec, 1985). Aujourd'hui, le Bassin de Marennes-Oléron est le premier bassin ostréicole d'Europe, avec une production annuelle de 40 000 tonnes en 2014 (AGRESTE 2014). La mytiliculture est intensivement pratiquée dans le Pertuis Breton, le Pertuis d'Antioche et l'Anse de l'Aiguillon où 44 km de moules sur bouchot sont mis en place. L'industrie a joué un rôle essentiel dans la formation de l'environnement ainsi que dans l'organisation sociale et économique des populations locales (Gouletquer and Le Moine, 2002).

Les conchylicultures, qu'elles soient permanentes ou temporaires, ont un impact sur la sédimentation en modifiant la bathymétrie, en augmentant la rugosité du fond et en réduisant les courants par frottement du fond. La production intensive d'organismes filtreurs, dans les eaux marines abritées, favorise l'accumulation de vase riche en matière organique (Sornin, 1982, 1981). Les concentrations de coquillages favorisent une forte sédimentation des particules fines en piégeant les bio-agrégats, difficilement remobilisables (Bergström P et al., 2020; Sauriau et al., 1998). Les fermes de coquillages agissent comme un obstacle hydrodynamique (Birben et al., 2007; Wang and Shen, 1999) et peuvent réduire la vitesse des courants de marée de 50 % et la hauteur des vagues de 30 à 50 % (Sornin, 1981, 1982) réduisant ainsi le potentiel de remise en suspension des sédiments par les courants (Kervella, 2009). Dans

le bassin de Marennes-Oléron où la conchyliculture couvre 20 % de sa superficie totale, le volume de sédiments accrétés sous les parcs ostréicoles, depuis 1824, est estimé à 35 000 000 m<sup>3</sup>, soit 30 % du volume de sédiments déposés dans la baie (Bertin et al., 2005 ; Bertin et Chaumillon, 2006).

Le banc de sable de Lamouroux est un exemple où les installations conchylicoles couvrent plus de 30 % de sa surface. Entre 2005 et 2011, la sédimentation verticale moyenne sur la berge atteint + 0,75 m (Robert and Geairon, 2013). A l'échelle saisonnière, l'accrétion verticale peut atteindre 2 cm/mois en raison des fermes conchylicoles et de l'activité biologique. Cette sédimentation rapide s'arrête dès que les installations sont retirées de la berge (Robert et Geairon, 2013). La sédimentation est une menace pour l'exploitation durable des coquillages. Ainsi, pour éviter ce remplissage rapide des sédiments des actions de gestion des parcs sont mis en place et comprennent : (1) le dragage entre les fermes conchylicoles (MacKenzie et al., 2002; Mercaldo-Allen and Goldberg, 2011; Nelson et al., 1948) ; (2) le retrait des installations inutilisées ; (3) le retrait des installations durant l'hiver, période de forte remobilisation des sédiments ; (4) enlever les récifs d'huîtres sauvages qui poussent sur les vasières ; (5) développer la production marémotrice terrestre et offshore afin de diminuer la biomasse de stockage sur les zones intertidales (Gouletquer and Le Moine, 2002).

### 7.1.5. Les extractions de granulats

En réponse à la demande grandissante en sable en relation avec l'augmentation de la population dans les zones côtières (Peduzzi, 2014), le Parc n'échappe comprends trois grands bassins d'extraction de sable (Payré, Chassiron, Platin de Grave). Bien que l'extraction de sable offshore en France ne représente que 2 % de la production française de sable, 18 millions de tonnes par an de sédiments marins ont été extraites entre 2000 et 2019, dont 1,8 million de tonnes par an dans le Parc (UNPG, 2019). Les zones d'extraction de sable du Parc correspondent aux principales vallées incisées où l'accumulation de sable constitue des réservoirs idéaux pour l'exploitation du sable (Weber et al., 2004 ; Chaumillon et Weber, 2006).

Les volumes de sable les plus importants sont extraits dans la vallée incisée extérieure de la Charente, avec un maximum de 1,4 million de m<sup>3</sup>/an autorisé (concession de Chassiron).

L'extraction de sable en mer peut avoir des impacts sur l'érosion côtière, la dynamique des sédiments, la turbidité, la biodiversité marine et l'économie (Peduzzi, 2014).

Cette pratique a un impact direct sur le littoral lorsqu'elle est pratiquée sur les plages et les barrières (Thornton et al., 2006). Aujourd'hui, l'extraction de sable directement sur les plages et sur les barrières d'érosion est souvent illégale (Peduzzi, 2014), mais était largement pratiquée dans le passé sans aucune réglementation. Les barrières et les plages du Parc ont été fragilisées par l'exploitation du sable notamment lors du développement du tourisme à la fin du 19<sup>e</sup> siècle et au début du 20<sup>e</sup> siècle. La construction du mur de l'Atlantique par les Allemands pendant la seconde guerre mondiale a utilisé le sable et les graviers des plages et barrières françaises et a largement contribué à leur fragilisation (Morel, 1995; Sauzeau and Péret, 2014). L'extraction de sable dans les rivières a également des impacts importants. Un exemple est donné par la Garonne, où l'extraction de sable a provoqué une amplification des marées (Jalón-Rojas et al., 2018). Aujourd'hui, en France, l'exploitation du sable est interdite dans les rivières et les rivages à l'exception des littoraux régressifs et de certains projets spécifiques de rechargement des plages.

L'extraction de sable en mer peut provoquer indirectement l'affaiblissement du littoral voisin (Hallslands, Devonshire UK 1897-1901, Wiggins et al., 2017 ; Pakiri, Nouvelle-Zélande 1940-1993, Hilton, 1995). En effet, l'extraction de sable offshore conduit à un approfondissement du fond marin dans la zone d'extraction et peut impacter le littoral à travers 2 processus principaux

(Van Rijn et al., 2005) : le piégeage du sable et les changements hydrodynamiques (Byrnes et al., 2004; Kobashi and Jose, 2018). Le piégeage du sable est un effet direct des fosses draguées ou zones d'excavations. L'approfondissement du fond marin dans les fosses peut réduire le débit et la hauteur des vagues, entraînant une diminution du transport et du dépôt de sable dans la fosse. Le sable déposé dans la fosse provient du fond marin environnant, ce qui implique une érosion. Cette perte de sédiments peut avoir un impact sur le stock de sable potentiellement disponible pour l'alimentation naturelle des plages. Les changements hydrodynamiques sont liés à la déformation des ondes se propageant sur la fosse. Ces déformations peuvent entraîner des modifications des conditions de houle loin de la fosse et des modifications du transport du sable et donc des modifications du littoral (Van Rijn et al., 2005).

En se concentrant sur l'exemple de Chassiron, l'approfondissement du fond marin dû à l'extraction de sable atteint 8 m par rapport au fond marin adjacent en 2019 (ARTELIA, 2021). Le piégeage des sédiments par les fosses draguées peut être estimé en comparant le volume de sédiments extraits avec le volume calculé à partir des changements de bathymétrie avant et après l'exploitation du sable. Dans l'exemple de la concession « B » (Figure 4-34), le volume de sable calculé à partir des différences entre les cartes bathymétriques de 2016 et 2019 est de 43 000 m<sup>3</sup>/an, et est inférieur de 15 % au volume de sable extrait (314 000 m<sup>3</sup>/ an). Cette différence entre ces deux volumes met en évidence le piégeage du sable dans cette fosse. Néanmoins, la présence de dunes de sable enregistrant un transport de sable vers le rivage, à la fois dans la partie ouest et est de la fosse, indique que la nappe de sable supérieure est transportée vers le rivage, vers et hors de la zone d'excavation. Cela conforte l'idée qu'au-delà du piégeage du sable, une certaine quantité de sable sort de la fosse. Ainsi, on peut supposer que ce sable n'est pas une perte pour le transport sédimentaire vers les littoraux adjacents d'Oléron et de l'île de Ré. Les changements de la dynamique des vagues dus aux fosses ont été modélisés (ARTELIA, 2021) et les résultats montrent que les changements des conditions de vagues sont limités à 3 km du rivage des fosses. L'approfondissement bathymétrique induit une réduction de la hauteur des vagues à la verticale au-dessus des fosses et vers le rivage des fosses (Pezerat, 2022). Pour les conditions de tempête, le creusement bathymétrique induit également localement une augmentation de la hauteur des vagues (ARTELIA, 2021). Cependant, les changements des conditions des vagues ont très peu d'effets sur la dynamique du littoral. Étant donné que les sédiments sont principalement transportés par la suspension et la remise en suspension sous l'effet des vagues, un tel approfondissement des fonds marins peut modifier localement de manière significative le transport du sable. L'augmentation de la turbidité liée à l'extraction de sable de Chassiron, semble être localisée et réduite dans le temps et dans l'espace du fait de la faible proportion de sédiments fins.

Cet exemple montre que des évolutions morphologiques importantes peuvent avoir lieu en dessous de la profondeur de fermeture (Hallermeier, 1980), qui est estimée à 14 m pour la façade atlantique française (Pezerat, 2022). Une observation similaire a été rapportée par d'autres études (Anthony and Aagaard, 2020). Bien que la profondeur de fermeture soit utilisée comme limite recommandée pour l'extraction de sable, la définition de la profondeur limite d'action des vagues (Hallermeier, 1980) semble plus appropriée pour être considérée comme une limite transversale de transport de sédiment.

Un autre projet d'extraction de sable, dans l'embouchure de l'estuaire de la Gironde (Matelier), à une profondeur d'eau similaire (-20 m sous le niveau de la mer) n'a pas été autorisé car trop proche du rivage. La complexité de la dynamique sédimentaire dans cette large embouchure estuarienne ainsi que des enjeux écologiques majeurs ont également été cités comme arguments contre l'exploitation du sable dans cette zone.

Au-delà des impacts physiques mentionnés ci-dessus, l'extraction de sable peut également perturber les organismes vivants (benthiques ou halieutiques) et d'autres activités humaines

(Birklund and Wijsman, 2005; Cooper et al., 2011, 2005; Hwang et al., 2013; Robert et al., 2018).

En France, les entreprises d'extraction de sable doivent produire des études d'impact sur l'environnement montrant que les effets sur la dynamique des sédiments, la biodiversité et les autres activités humaines sont limités dans le cadre du code minier et du code de l'environnement. Des travaux sont alors menés dans le but d'élaborer des recommandations (Cayocca and du Gardin, 2003) et des outils de prévention pour mieux comprendre et prédire les évolutions morphodynamiques de l'exploitation du sable (projet européen Sandspit).

## 7.2. Les boucles de rétroactions de cinq activités humaines avec les évolutions morphologiques et la dynamique des sédiments.

A partir des connaissances développés précédemment des boucles de rétroaction sont identifiable (Figure 7-2). Au sein de chaque diagramme, les relations sont de deux types et montrent (1) comment la dynamique sédimentaire ou les caractéristiques géomorphologiques favorisent les activités humaines, et inversement (2) comment les activités humaines modifient la dynamique sédimentaire et/ou les évolutions morphologiques. De plus, les effets secondaires négatifs ou positifs sont soulignés.

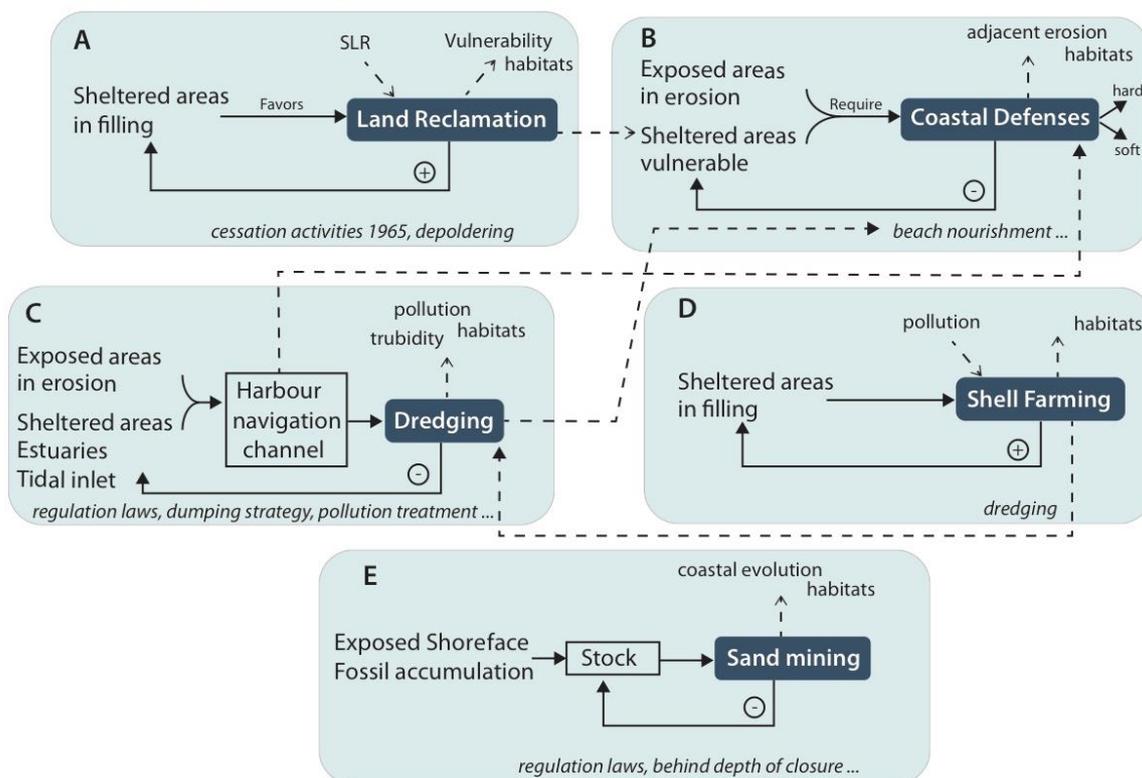


Figure 7-2 : Schéma des boucles de rétroaction entre les évolutions morphologiques et 5 activités humaines fortement dépendantes de la dynamique sédimentaire : A) Poldérisation ; B) Aménagement côtier ; C) Dragage ; D) Conchyliculture ; E) Extraction de granulat, (Schmitt and Chaumillon, soumis).

### 7.2.1. La poldérisation

La poldérisation s'est développée dans des zones naturellement sujettes au remplissage et à la régression des sédiments et à l'inverse, a augmenté la tendance à la régression naturelle, selon un mécanisme de rétroaction positive (Figure 7-2-A).

La poldérisation génère également des effets secondaires négatifs : (1) augmentation de la vulnérabilité liée au développement massif des zones côtières basses ; (2) une réduction des zones intertidales qui sont des habitats clés pour de nombreuses espèces, et en particulier les oiseaux migrateurs. En raison de l'importance du Parc pour les oiseaux migrateurs (Verger, 2005a), les projets de poldérisation des années 70 ont été abandonnés pour maintenir de larges zones intertidales. Ce tournant peut être considéré comme un processus d'autorégulation (Figure 7-2-A). Aujourd'hui, dans un contexte d'élévation du niveau de la mer, la dépoldérisation et la restauration des habitats intertidaux et des zones humides sont de plus en plus considérées comme une adaptation au changement climatique.

### 7.2.2. Les aménagements côtiers

Les littoraux transgressifs, principalement situés le long des côtes exposées, mais aussi le long de certaines plages estuariennes, ont entraîné de nombreuses défenses côtières, notamment suite au développement récent du tourisme. Ces défenses se traduisent par une stabilisation du littoral selon un mécanisme de rétroaction négative sur cette transgression naturelle. Néanmoins, les défenses dures le long des plages génèrent des effets secondaires négatifs, en particulier une diminution de la largeur des plages, et par conséquent une diminution de l'habitat côtier et de l'attractivité (Figure 7-2-B). La disparition des habitats intertidaux liée à la pression anthropique est appelée « coastal squeeze » (Pontee, 2013). Localement et notamment le long de certaines plages abritées, ces effets secondaires sont atténués par le rechargement des plages qui permet de restituer un estran sableux. L'alimentation des plages ne peut pas être utilisée de manière intensive car elle est coûteuse et sa durée de vie est courte le long des plages très exposées (Van Rijn, 2011). De plus, cela nécessite d'importantes ressources en sable à proximité. Le choix entre des solutions dures, souple ou mixtes doit reposer sur une connaissance approfondie de la dynamique sédimentaire.

### 7.2.3. Le développement des ports et les dragages

Les nombreux ports du Parc ont été mis en place dans des environnements abrités sujets à l'envasement et au remplissage de sédiments (Figure 7-2-C). Les activités de dragage contrecarrent cette tendance et peuvent être considérées comme un effet de rétroaction négative sur le remplissage naturel des sédiments. Néanmoins, les activités de dragage génèrent plusieurs effets secondaires, notamment une augmentation de la turbidité qui impacte les habitats et une remobilisation des polluants contenus dans la vase. Ces effets secondaires négatifs peuvent être atténués par des stratégies de gestion des sédiments et nécessitent un contrôle de la qualité.

### 7.2.4. La conchyliculture

Les vastes zones et baies intertidales peu profondes du Parc ont favorisé le développement de la conchyliculture dans ces zones naturellement régressives. À son tour, cette activité induit une rétroaction positive en augmentant la sédimentation (Figure 7-2-D). Cette rétroaction positive induit une instabilité, conduisant à une sédimentation rapide et menace le développement durable de la conchyliculture. Face à cette instabilité, les actions de gestion visent à prévenir la sédimentation rapide dans les fermes conchylicoles et peuvent être considérées comme une autorégulation.

### 7.2.5. Les extractions de granulats

Les épais remplissages de sable dans les vallées incisées noyées sont des zones clés pour l'extraction de sable offshore. Les fosses ou zones d'excavations résultant de l'extraction de sable sont naturellement comblées par le sable érodé du fond marin environnant, montrant une tendance à restaurer la bathymétrie avant l'extraction (Garel et al., 2009; Van Rijn et al., 2005). Ce comportement peut être considéré comme un mécanisme de rétroaction négative (Figure 7-2-E). Cette tendance à restaurer le profil d'équilibre de l'avant-côte peut induire une perte de sable pour l'alimentation naturelle de la plage (Hamon-Kerivel et al., 2020). À l'échelle mondiale, l'accélération de l'extraction du sable dépasse clairement les taux de renouvellement naturel et peut avoir un impact sur le bilan des sédiments côtiers. Ainsi, l'exploitation du sable a des effets secondaires négatifs sur les écosystèmes côtiers, en particulier lorsque l'érosion des plages est amplifiée par cette activité. L'évaluation de l'impact de l'extraction de sable dans les zones côtières nécessite une connaissance approfondie de la dynamique des sédiments. Mais nos connaissances sur les processus sédimentaires côtiers sont encore incomplètes, en particulier si l'on considère le transport des sédiments perpendiculaire aux rivages générés par les vagues et les effets des tempêtes, en raison du manque de mesures in situ. En effet, il est nécessaire de poursuivre les études sur la dynamique des sédiments et les évolutions morphologiques dans le domaine de l'avant-côte pour la gestion de l'extraction du sable afin de réduire les effets de l'extraction du sable sur les problèmes environnementaux.

### 7.3. Conclusion

La description des évolutions de la dynamique sédimentaire à trois échelles de temps effectuées dans le chapitre 4, sert de base scientifique pour aider à la gestion de la protection des écosystèmes et au développement des activités humaines. Sur la base des principaux résultats il est possible d'observer les importantes relations entre la dynamique des sédiments et les activités humaines développées au cours du temps dans le Parc. Quelques relations et mécanismes de rétroaction ont été explorés.

Les zones abritées (estuaires et baies), où la sédimentation naturelle induit une régression, favorisent le développement de la poldérisation et de la conchyliculture. Ces activités entraînent une rétroaction positive, car elles favorisent la sédimentation, entraînant un déséquilibre. Ces activités sont alors réglementées et certaines actions de régulation sont mis en œuvre comme la dépoldérisation, le dragage à l'intérieur des fermes conchylicoles ou encore l'élimination des installations inutilisées.

A l'inverse, les défenses côtières et le dragage dans les ports et les chenaux de navigation impliquent une rétroaction négative car ils tendent à la stabilité géomorphologique en luttant respectivement contre l'érosion ou le dépôt de sédiments. Néanmoins, ils ont des effets secondaires sur certains habitats comme l'érosion du haut de plage, l'augmentation de la turbidité.

La bathymétrie, l'hydrodynamique et le transport des sédiments sont impactés par l'exploitation du sable. L'approfondissement du fond marin après l'extraction du sable a tendance à être comblé par des sédiments érodés dans les zones environnantes afin de rétablir un profil d'équilibre de l'avant-côte. Étant donné que l'exploitation du sable dépasse les taux de renouvellement naturel, elle a un impact négatif sur la stabilité des écosystèmes côtiers. Une attention particulière est accordée aux impacts de l'extraction de sable sur le bilan sédimentaire et la stabilité des plages adjacentes, ce qui nécessite des études d'impact détaillées pour caractériser le transport de sable perpendiculaire aux rivages.

## CHAPITRE 7 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE & ACTIVITES HUMAINES

Du fait de leur impact sur les écosystèmes côtiers, ces activités sont au cœur des conflits d'usages. Cela implique un cadre réglementaire et des décisions du comité de gestion.

Les activités humaines durables et la préservation des habitats peuvent être menacées par la dynamique des sédiments et les évolutions morphologiques et peuvent nécessiter de la stabilité. Néanmoins, la stabilisation n'est pas toujours possible dans les espaces où se produisent de fortes dynamiques sédimentaires et littorales. Se pose alors la question du « laissez-faire » et des solutions basées sur la nature, qui nécessitent de l'espace. À cet égard, la dépoldérisation et la gestion des défenses souples sont de plus en plus considérés comme des solutions pour équilibrer la protection de l'habitat et les activités humaines.

La complexité géo-morphologique et la multiplicité des activités présentes dans le Parc fond de ce territoire complexe un potentiel modèle de problématique de gestion pour d'autres Aires Marine Protégée.

### 8. Conclusions et perspectives

Le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et mer des Pertuis, avec sa superficie de 6 500 km<sup>2</sup>, présente une très grande diversité d'habitats, dont beaucoup sont soumis à de rapides changements morphologiques et une forte dynamique sédimentaire. La complexité des évolutions et la multiplicité des paramètres de contrôle agissant à différentes échelles de temps a conduit à synthétiser les évolutions en 3 échelles de temps : long terme (millénaire) ; moyen terme (séculaire) et court terme (décennale à événementiel).

La morphologie générale du trait de côte et des fonds marins incluant les 6 estuaires, les 3 îles, les 3 pertuis avec les fosses sous-marines, s'explique par : (1) le creusement de quatre vallées fluviales ; (2) l'inondation de ces vallées lors de la dernière remontée du niveau marin ; (3) le comblement sédimentaire partiel de ces vallées. Ce comblement est subdivisé en deux ensembles principaux : un ensemble au large ; un ensemble à la côte (ou prisme côtier). Ce dernier comprend les barrières sableuses dominées par les vagues, les marais littoraux et les replats de marées. Ces deux ensembles sont séparés par les fosses et embouchures où la couverture sédimentaire est réduite ou absente. Le paramètre de premier ordre contrôlant les évolutions millénaires est donc le changement global du niveau de la mer. Les variations de comblement entre les vallées s'expliquent par les différences hydrodynamiques et la morphologie du socle rocheux.

Aux échelles séculaires et décennales, les évolutions les plus importantes sont observées au niveau du prisme côtier, en particulier le long des plages et des replats de marée. Les côtes rocheuses ou mixtes (roche et sédiment) sont beaucoup plus stables. Les barrières sableuses exposées au large sont dominées par l'érosion, on les qualifie de transgressives. La direction dominante des vagues par rapport à la côte induit une dérive littorale vers le sud. Cette dérive décroît dans les zones abritées des vagues conduisant à la formation de flèches sableuses. Au niveau des embouchures et à proximité des caps, les courants induits par les vagues et les marées sont forts. Au niveau des côtes sédimentaires, ces courants entraînent une mobilité maximale des côtes adjacentes. Les replats de marées abrités sont dominés par une sédimentation rapide des particules fines, on les qualifie de régressifs. Quels que soient les environnements, des évolutions morphologiques très rapides sont produites par les tempêtes et les successions de tempêtes. Les tempêtes provoquent des surcotes. Une surcote en phase avec la marée haute peut entraîner des submersions marines catastrophiques. Lors des crues, les sédiments fins des fleuves sont expulsés en dehors des estuaires vers la mer. Le principal exportateur de sédiments fins est l'estuaire de la Gironde. Ces sédiments peuvent se déplacer jusque dans les pertuis charentais. Les évolutions séculaires et décennales sont principalement gouvernées par les paramètres hydrodynamiques (vagues et marées) eux-mêmes très influencés par la morphologie du socle rocheux.

Au-delà des paramètres de contrôle naturels, les activités humaines influent aussi sur les évolutions morphologiques et sédimentaires. La déforestation a favorisé l'érosion des sols et augmente les apports en sédiments fins via les fleuves. La poldérisation a accéléré le déplacement du trait de côte vers la mer. La conchyliculture favorise le dépôt des sédiments fins dans les baies. Les dragages et les extractions de granulats prélèvent des sédiments. Le tourisme et les pratiques associées ont entraîné la construction massive d'infrastructures côtières avec des ouvrages de défense, impactant fortement la dynamique sédimentaire littorale.

Pour mieux comprendre les évolutions sédimentaires complexes dans le Parc, sa surface a été découpé en cellules hydro-sédimentaires. Ce découpage permet de quantifier les entrées et sorties des sédiments pour une cellule donnée. Actuellement, les connaissances ne permettent pas de quantifier tous les flux sédimentaires. Ces cellules adaptées le long des côtes sédimentaires sableuses exposées aux vagues, ne prennent pas en compte le transport de sédiments fins et ne sont pas appropriées aux transports perpendiculaires aux rivages. Elles ne sont pas adaptées au transport des sédiments sur des grandes distances, comme dans les cas des tempêtes et crues.

Les évolutions morphologiques rapides induites par les fortes dynamiques sédimentaires impactent fortement la biodiversité et les activités humaines. De plus, ces dynamiques sont susceptibles d'être amplifiées en raison du changement climatique, de l'élévation du niveau de la mer, et de l'anthropisation croissante sur le littoral. De fait, la compréhension des dynamiques morphologiques et sédimentaires est un enjeu majeur.

Cette synthèse souligne des lacunes et des verrous sur lesquelles des efforts de recherche devront être dédiés.

Un manque de mesures de terrain limite la connaissance des dynamiques morphologiques et sédimentaire. Les suivis topographiques et bathymétriques sont insuffisants. Le seul levé lidar complet date de 2010, donc l'évolution globale de la topographie littorale du Parc n'est pas accessible. Les données bathymétriques ont été acquises à des années différentes. Certaines zones n'ont pas été levées depuis 1959 ! Même quand plusieurs mesures topographiques et bathymétriques sont disponibles (pertuis de Maumusson, baie de l'aiguillon, zones d'extraction des granulats...), les périodes de temps entre chaque levé sont souvent trop longues (plusieurs années) pour pouvoir relier les évolutions à des phénomènes haute fréquence (tempêtes par exemple).

Les mesures hydrodynamiques (vagues, marée, niveau d'eau) ne permettent pas de caractériser l'ensemble du territoire. Par exemple en domaine de plateforme, les mesures sont rares. Les mesures de transport sédimentaire sont également trop rares et souvent limitées. Par exemple la dérive littorale n'a été mesurée que sur 2 plages pour l'ensemble des plus de 1100 km de côtes. Les exports sédimentaires des petits fleuves ne sont pas connus. Les échanges sédimentaires entre les pertuis et la Gironde sont encore très mal connus. On ne connaît pas l'origine des énormes apports sédimentaires dans la baie de l'Aiguillon (plus de 300 000 m<sup>2</sup>/an). Compte tenu de l'importance des tempêtes dans les évolutions littorales, il serait nécessaire de disposer de mesures (topographiques, bathymétriques et hydrodynamiques) avant, pendant et après ces événements.

A l'échelle du Parc, on ne connaît pas les flux sédimentaires entre les grands compartiments morphologiques (estuariers, pertuis, baies, plateau continental). Pourtant les connaissances de ces flux est essentielle pour prendre des décisions de gestion, concernant la dépoldérisation et les défenses de côtes, les dragages et clapages, l'entretien des zones conchylicoles ou encore les permis d'extraction de granulats. Ces décisions tendent à converger vers une amélioration des pratiques anthropiques.

La communication vers les décideurs et le grand public sur les évolutions morphologiques et sédimentaires, et leurs facteurs de contrôle, est un défi, compte tenu de leur complexité et de leur multiplicité. Des actions ont été entreprises, mais elles doivent être renforcées en favorisant la synergie entre les acteurs de la communication et de la connaissance. En effet, sans l'adhésion des citoyens, le difficile compromis entre préservation de la nature et développement des activités humaines ne sera pas atteint.

### 9. Remerciements

*Cette Synthèse est issue du projet R&D CELHYSE mené en partenariat entre le Parc naturel marin Estuaire de la Gironde et mer des Pertuis (gestion OFB) et le laboratoire LIENSs-CNRS (La Rochelle Université). Un projet initié et financé par le Parc, pour une durée de 16 mois (2021-2022). CELHYSE, s'appuie sur l'expertise analytique et innovante de la cohérence de nombreuses études liant les échelles spatio-temporelles du millénaire aux événements passant par les échelles intermédiaires. Un travail de valorisation académique et un outil d'aide à la gestion matérialisé par la création d'une synthèse, d'une publication scientifique, d'une note scientifique pour le comité de gestion, d'un rapport pour le grand public, d'une brochure pour les scolaires et d'une vidéo à destination des différents acteurs (gestionnaires et utilisateurs).*

*Merci aux membres du Parc pour l'aide à la réalisation du projet et plus particulièrement à Cécile Barreaud, Mélanie Odion, Emmanuelle Jaouen, Aurélie Dessier. Merci à GMS d'avoir permis l'utilisation des données bathymétriques de Chassiron. Merci aux collègues scientifiques pour les interactions et corrections de cet ouvrage : Bruno Castelle, Aldo Sottolichio et Xavier Bertin.*

- Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology* 83, 29–47.
- Acerra, M., Sauzeau, T., 2012. Zones construites, zones désertes sur le littoral atlantique. Les leçons du passé. <https://doi.org/10.4000/norois.4048>
- Airy, G.B., 1845. *Tides and waves*. B. Fellowes.
- Albert, S., 2016. Impacts des aménagements sur le littoral des Mathes. Pays Royannais Environnement.
- Allard, J., Bertin, X., Chaumillon, E., Pouget, F., 2008a. Sand spit rhythmic development: A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology* 253, 107–131. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.009>
- Allard, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Poirier, C., Ganthy, F., 2010. Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenarities: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 151–169. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.151>
- Allard, J., Chaumillon, E., Poirier, C., Sauriau, P.G., Weber, O., 2008b. Evidence of former Holocene sea level in the Marennes-Oléron Bay (French Atlantic coast). *Comptes Rendus Geoscience* 340, 306–314. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.01.007>
- Allen, G., Castaing, P., Froidefond, J., Migniot, C., 1979. Quelques effets à long terme des aménagements sur la sédimentation dans l'estuaire de la Gironde.
- Allen, G.P., 1991. *Sedimentary Processes and Facies in the Gironde Estuary: A Recent Model for Macrotidal Estuarine Systems*.
- Allen, G.P., 1972. *Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Bordeaux 1.
- Allen, G.P., Castaing, P., 1973. Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf. *Marine Geology* 14, 47–53. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(73\)90011-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(73)90011-X)
- Allen, G.P., Castaing, P., Klingebiel, A., 1972. Distinction of elementary sand populations in the Gironde Estuary (France) by R-mode factor analysis of grain-size data. *Sedimentology* 19, 21–35.
- Allen, George P., Posamentier, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide-and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1994. Transgressive Facies and Sequence Architecture in Mixed Tide- and Wave-Dominated Incised Valleys: Example from the Gironde Estuary, France, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 0. <https://doi.org/10.2110/pec.94.12.0225>
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., de Grandpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology* 26, 69–90. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8)
- Allen, G.P., Sauzay, G., Castaing, P., 1977. Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde estuary, France., in: *Estuarine Processes*. Elsevier, pp. 63–81. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-751802-2.50013-8>
- Allen, J.R.L., 1982. *Sedimentary structures, their character and physical basis* Volume 1. Elsevier.
- Allou, S., 2016. Renaturation d'un marais estuarien : réponse des poissons et des macrocrustacés

- à l'échelle des communautés et des individus. Suivi de la dépoldérisation du marais de Mortagne-sur-Gironde. Rennes.
- Anthony, E.J., Aagaard, T., 2020. The lower shoreface: Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach. *Earth-Science Reviews* 210, 103334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103334>
- Apola, A., 2016. Dynamics of the Belle-Henriette lagoon's sedimentary barrier. Opening breach. (Master 2). LIENSs, La Rochelle University.
- ARTELIA, 2021. Renouvellement des concessions Chassiron B et D, Travaux de modélisation hydrodynamique et hydro sédimentaire.
- ARTELIA, 2018. Dragage d'entretien du chenal de navigation, des ouvrages portuaires et leurs acces et gestion des sédiments dragués. (No. V8).
- ARTELIA, 2014. Réalisation d'un diagnostic permettant la détermination d'une stratégie communautaire de gestion du phénomène d'érosion. (Mission d'étude et d'assistance a maitrise d'ouvrage. No. 1713132R4- REV0).
- ARTELIA, 2012a. Communauté de communes de la Pointe du Médoc. Réalisation d'un diagnostic permettant la détermination d'une stratégie communautaire de gestion du phénomène d'érosion. Phase 1.
- ARTELIA, 2012b. Rectification de la passe d'entrée en Gironde.
- Ashley, G.M., Sheridan, R.E., 1994. Depositional Model for Valley Fills on a Passive Continental Margin, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 0. <https://doi.org/10.2110/pec.94.12.0285>
- Assor, R., 1972. Interpretation paleogeographique des terrains sedimentaires de la presqu'île du Medoc.
- Aubié, S., Daubet, B., Favennec, J., Mallet, C., Mugica, J., Devoti, J., Duport, B., Duval, J., Rambaud, D., Raynaud, V., 2010. Compte-rendu des observations relatives aux impacts de la tempête Xynthia sur le littoral aquitain.
- Aubié, S., Tastet, J.-P., 2000. Coastal Erosion, Processes and Rates: An Historical Study of the Gironde Coastline, Southwestern France. *Journal of Coastal Research* 16, 12.
- Aubrey, D., Speer, P., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. *Estuarine, coastal and shelf science* 21, 185–205.
- Aubrey, D.G., 1979. Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 84, 6347–6354.
- Aubrey, D.G., Inman, D.L., Winant, C.D., 1980. The statistical prediction of beach changes in southern California. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 85, 3264–3276.
- Auby, I., Dalloyau, S., Hily, C., Oger-Jeanneret, H., Plus, M., Sauriau, P.-G., Trut, G., 2013. Protocoles de suivi stationnel des herbiers à zostères pour la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), *Zostera marina*, *Zostera noltii*.
- Auby, I., Sauriau, P.-G., Oger-Jeanneret, H., Hily, C., Dalloyau, S., Rollet, C., Trut, G., Fortune, M., Plus, M., Rigouin, L., 2014. Protocoles de suivi stationnel des herbiers à zostères pour la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) *Zostera marina*-*Zostera noltei*. Version 2.
- Augris, C., Cressard, A., 1984. Les granulats marins.

- Bacon, S., Carter, D., 1993. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 13, 423–436.
- Bajjouk, T., Guillaumont, B., Michez, N., Thouin, B., Croguennec, C., Populus, J., Louvel-Glaser, J., Gaudillat, V., Chevalier, C., Tourolle, J., 2015. Classification EUNIS, Système d'information européen sur la nature : Traduction française des habitats benthiques des Régions Atlantique et Méditerranée. Vol. 2. Habitats subtidaux & complexes d'habitats.
- Barbier, E.B., 2007. Valuing Ecosystem Services as Productive Inputs. *Economic Policy* 22, 177–229.
- Barthe, X., Castaing, P., 1989. Étude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne 10.
- Barusseau, J.P., 1973. Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pliocène terminal et de l'Holocène. Les processus actuels de la sédimentation. (Thèse Doct.). Bordeaux 1.
- Barusseau, J.P., Martin, G., 1971. Esquisse géologique et structurales des Pertuis Charentais et de leurs abords (Golfe de Gascogne, France). *Géographie physique et géologie dynamique* 4, 403–411.
- Bauer, E., 2001. Interannual changes of the ocean wave variability in the North Atlantic and in the North Sea. *Climate Research* 18, 63–69.
- Baumann, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Schneider, J.-L., Guillot, B., Schmutz, M., 2017a. Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology* 391, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.013>
- Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Bonnin, J., Schmidt, S., 2017b. Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158–170. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.009>
- Bellessort, B., Migniot, C., 1987. Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche : de la baie de Somme à la baie de Seine.
- Bergström P, Durland Y, Lindegarth M, 2020. Deposition of shells modify nutrient fluxes in marine sediments: effects of nutrient enrichment and mitigation by bioturbation below mussel farms. *Aquacult Environ Interact* 12, 315–325.
- Bermejo, C., 2007. Evolution de la flèche de la Coubre et processus actuels. (Master 2). EPOC, University Bordeaux 1.
- Berné, S., 2000. Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes) 5.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., Lericolais, G., 1993. Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal of Sedimentary Research* 63, 780–793. <https://doi.org/10.1306/D4267C03-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Bernon, N., Bulteau, T., Mallet, C., Ayache, B., Fauny, C., 2021. Diagnostic de la sensibilité régionale à l'érosion côtière en Nouvelle-Aquitaine - Caractérisation de l'aléa "recul du trait de côte" en Charente Maritime à l'échéance 2050. (Document public No. BRGM/RP-71334-FR). BRGM, OCNA.
- Bernon, N., Mugica, J., Le Cozannet, G., Maspataud, A., 2017. Cartographie de la vulnérabilité du littoral au recul du trait de côte dans un contexte de changement climatique à l'échelle du bassin Adour-Garonne. (BRGM/RP-67395-FR). BRGM.

- Bertin, X., 2005. Morphodynamique séculaire, architecture interne et modélisation d'un système baie/embouchure tidale: le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron. Unpublished PHD thesis 1.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001>
- Bertin, X., Castelle, B., Chaumillon, E., Butel, R., Quique, R., 2008. Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Continental Shelf Research* 28, 1316–1332. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.005>
- Bertin, X., Chaumillon, E., 2006. The implication of oyster farming in increasing sedimentation rates in a macrotidal bay: the Marennes-Oléron Bay, France 4.
- Bertin, X., Chaumillon, É., 2005a. Apports de la modélisation sur bathymétries historiques dans la compréhension des évolutions des bancs de sable estuariens. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1375–1383. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.06.007>
- Bertin, X., Chaumillon, E., 2005b. New Insights in Shallow Gas Generation from Very High Resolution Seismic and Bathymetric Surveys in the Marennes-Oléron Bay, France. *Marine Geophysical Researches* 26, 225–233. <https://doi.org/10.1007/s11001-005-3720-y>
- Bertin, X., Chaumillon, E., Pouvreau, N., Wöppelmann, G., 2006. Modélisations hydrodynamiques sur bathymétries anciennes, une possible alternative aux modélisations morphodynamiques à long terme ? Editions Paralia 349–356.
- 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, 1115–1131. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.12.004>
- Bertin, X., Chaumillon, E., Weber, N., Tesson, M., 2004. Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. *Marine Geology* 204, 187–202. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00353-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00353-0)
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Arduin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W.C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink, G., Sous, D., Stutzmann, É., Tissier, M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews* 177, 774–799. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>
- Bertin, X., Deshouillieres, A., Allard, J., Chaumillon, E., 2007. A new fluorescent tracers experiment improves understanding of sediment dynamics along the Arcay Sandspit (France). *Geo-Marine Letters* 27, 63–69. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0052-0>
- Bertin, X., Dodet, G., 2010. Variabilité du climat de houle dans le Golfe de Gascogne au cours des six dernières décennies. *Actes des XIèmes Journées Nationales Génie Côtier Génie Civil* 22–25.
- Bertin, X., Fortunato, A.B., Oliveira, A., 2009. A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets. *Continental Shelf Research* 29, 819–834.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Bidlot, J.-R., 2015. The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 96, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.005>

- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Zhang, Y.J., Breilh, J.F., Chaumillon, E., 2014. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay. *Coastal Engineering* 94, 80–89. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.08.013>
- Bertin, X., Martins, K., Bakker, A., Chataigner, T., Guérin, T., Coulombier, T., Viron, O., 2020. Energy Transfers and Reflection of Infragravity Waves at a Dissipative Beach Under Storm Waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JC015714>
- Bertin, X., Prouteau, E., Letetrel, C., 2013. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change* 7.
- Bessemoulin, P., Drevet, C., 2003. Wind storms over France during the 20th century. French IGBP-WCRP.
- Bhunia, G.S., Chatterjee, U., Shit, P.K., 2021. Chapter 15 - Land reclamation, management, and planning in coastal region: a geoinformatics approach, in: Bhunia, G.S., Chatterjee, U., Kashyap, A., Shit, P.K. (Eds.), *Modern Cartography Series*. Academic Press, pp. 313–335. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823895-0.00002-6>
- Billeaud, I., Chaumillon, E., Weber, O., 2005. Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. *Geo-Marine Letters* 25, 1–10. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0183-0>
- Billy, J., Chaumillon, E., Féliès, H., Poirier, C., 2012. Tidal and fluvial controls on the morphological evolution of a lobate estuarine tidal bar: The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary (France) 13.
- Birben, A.R., Özölçer, İ.H., Karasu, S., Kömürçü, M.İ., 2007. Investigation of the effects of offshore breakwater parameters on sediment accumulation. *Ocean Engineering* 34, 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2005.12.006>
- Birklund, J., Wijsman, J.W.M., 2005. Aggregate extraction: A review on the effect on ecological functions. 56.
- Blanloeil, J., 2017. Etude initiale des évolutions morphologiques de la baie de l’Aiguillon. (Master 2). La Rochelle Université.
- Bliard, F., 2016. Evolution pluri-décennale des littoraux adjacents au pertuis de Maumusson (Charente-Maritime). (Mémoire ENS 2° année).
- Bodin-Delavaud, C., 2019. Analyse de la morphologie et des évolutions morphologiques d’une zone sous-marine d’extraction de granulats (exemple des concessions de Chassiron, Golfe de Gascogne) (Master 1). La Rochelle Université, CREOCEAN, GSM, La Rochelle Université.
- Bonnet, M., Troadec, J.P., 1985. The shellfish industry in France.
- Bonneton, P., Bonneton, N., Parisot, J.-P., Castelle, B., 2015. Tidal bore dynamics in funnel-shaped estuaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120, 923–941. <https://doi.org/10.1002/2014JC010267>
- Bonneton, P., de Loock, J.V., Parisot, J.-P., Bonneton, N., Sottolichio, A., Detandt, G., Castelle, B., Marieu, V., Pochon, N., 2011. On the occurrence of tidal bores – The Garonne River case. *Journal of Coastal Research* 6.
- Boschet, C., Carassou, L., Gassiat, A., Hautdidier, B., Bachelet, G., Blanc, G., Point, P., Schmidt, S., 2018. Bref panorama scientifique de la Gironde 2018. Bordeaux.
- Bouhier, A., 1998. La mytiliculture en Baie de l’Aiguillon et sur les rivages voisins (1960-1997). *Norois* 45, 361–384.

- Bourgeuil, B., Moreau, P., Dubreuilh, J., 1976a. Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 657, Ile d'Oléron (BRGM).
- Bourgeuil, B., Moreau, P., Dubreuilh, J., Vouvé, J., 1976b. Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 681, Marennes. (BRGM).
- Bourgeuil, B., Moreau, P., Gabet, C., L'Homer, A., Vouvé, A., 1972. Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 658, Rochefort. (BRGM).
- Bourillet, J.-F., Jouanneau, J.-M., Macher, C., Hir, P.L., Naughton, F., 2006. "La Grande Vasière" mid-shelf mud belt : Holocene sedimentary structure, natural and anthropogenic impacts 5.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., 1966. Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California. US Department of the Army, Corps of Engineers.
- Brampton, A., 2002. ICE design and practice guides : Coastal Defence., Institution of Civil Engineers. Thomas Telford.
- Braud, F., 1986. La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire: intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe Sud Gironde.
- Bray, M.J., C.J. David, Hooke, J.M., 1995. Littoral Cell Definition and Budgets for Central Southern England. *Journal of Coastal Research* 11, 381–400.
- Breilh, J.F., 2014. Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : les enseignements de la tempête Xynthia. La Rochelle.
- Breilh, J.-F., Bertin, X., Chaumillon, É., Giloy, N., Sauzeau, T., 2014. How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay? *Global and Planetary Change* 122, 161–175. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.013>
- Breilh, J.F., Chaumillon, E., Bertin, X., Gravelle, M., 2013. Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18.
- Brown, S., Barton, M., Nicholls, R., 2011. Coastal retreat and/or advance adjacent to defences in England and Wales. *Journal of Coastal Conservation* 15, 659–670.
- Bulteau, T., Nicolae Lerma, A., Mugica, J., 2016. Caractérisation de l'exposition du littoral Aquitain à l'aléa submersion marine. Rapport final.
- Buzinde, C.N., Manuel-Navarrete, D., Yoo, E.E., Morais, D., 2010. Tourists perceptions in a climate: eroding destinations. *Annals of Tourism Research* 37, 333–354. <https://doi.org/10.1016/j.annals.2009.09.006>
- Byrnes, M.R., Hammer, R.M., Thibaut, T.D., Snyder, D.B., 2004. Effects of Sand Mining on Physical Processes and Biological Communities Offshore New Jersey, U.S.A. *Journal of Coastal Research* 201, 25–43. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[25:EOSMOP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[25:EOSMOP]2.0.CO;2)
- Cajeri, P., Curti, C., Lafon, V., Launay, R., Sauriau, P.-G., 2012. Cartographie des habitats intertidaux des sites Natura 2000 des Pertuis charentais: complémentarité des approches inventaire terrain, télédétection et SIG. Actes des XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil 855–864.
- Camenen, B., Larroudé, P., 2003. Un modèle morphologique côtier pour la création de barres rythmiques. *Revue Française de génie civil* 7, 1099–1116.
- Camus, A., Champagne, A., Mathé, V., 2019. Brouage a new early modern town through history, archaeology and geophysical survey 34.

- Carbonel, P., Jouanneau, J.M., 1982. The evolution of a coastal lagoon system: hydrodynamics determined by ostracofauna and sediments The Bonne-Anse Bay (Pointe de la Coubre, France) 2, 6.
- Carozza, J., Bochaca, M., Mathe, V., Colin, A., Joineau, V., 2021. Évolution de la plaine alluviale de la Garonne et implantation des ports fluviaux au cours du Moyen Âge et de l'époque moderne (XIIIe-milieu du XIXe siècle): apport du site de Cadillac (France, Sud-Ouest, Gironde). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 32, 99–110.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde.
- Castaing, P., Allen, G.P., 1981a. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France. *Marine Geology* 40, 101–118.
- Castaing, P., Allen, G.P., 1981b. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: A macrotidal estuary in France. *Marine Geology* 40, 101–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90045-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90045-1)
- Castaing, P., Howa, H., 1985. Erosion de la côte médocaine à l'embouchure de la Gironde. Etude des conditions naturelles. IGBA-Université de Bordeaux I, Contrat CNEXO-IGBA.
- Castaing, P., Jouanneau, J., 1987. Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bull. Lnst. Géol. Bassin d'Aquitaine (Bordeaux)* 41, 53–65.
- Castelle, B., Chaumillon, E., 2019. Coastal Change in Tropical Overseas and Temperate Metropolitan France Inferred from a National Monitoring Network: A Summary from the Current Special Issue. *Journal of Coastal Research* 88, 3. <https://doi.org/10.2112/SI88-002.1>
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., 2018. Un indice climatique contrôlant les conditions de vagues en hiver le long de la côte atlantique européenne : WEPA (West Europe Pressure Anomaly).
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., 2017. A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 44, 1384–1392. <https://doi.org/10.1002/2016GL072379>
- Castelle, Bruno, Guillot, B., Marieu, V., Chaumillon, É., Hanquiez, V., Bujan, S., Poppeschi, C., 2018. Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km high-energy disrupted sandy coast from 1950 to 2014: SW France 12.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Robinet, A., Senechal, N., Ferreira, S., 2015. On the impact of a series of severe storms on a double-barred sandy coast: dune erosion and megacups enbayments. 10.
- Castelle, B., Scott, T., Brander, R.W., McCarroll, R.J., 2016. Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews* 163, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.008>
- Cayocca, F., 2001. Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France. *Coastal engineering* 42, 115–142.
- Cayocca, F., du Gardin, B., 2003. Assessing the impact of sand extraction on the shore stability: project for a methodological framework.
- CEREMA, 2019a. Dynamique et évolution du littoral : synthèse de connaissances. Actualisation du Catalogue sédimentologique des côtes françaises.
- CEREMA, 2019b. Actualisation du “Catalogue sédimentologique des côtes françaises : de la pointe de Chémoulin à la pointe de Suzac (F6). Editions Paralia, p. 386.

<https://doi.org/10.5150/jngcgc.2014.023>

- Chadenas, C., Creach, A., Mercier, D., 2014. The impact of storm Xynthia in 2010 on coastal flood prevention policy in France. *J Coast Conserv* 18, 529–538. <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0299-3>
- Charles, E., Idier, D., Delecluse, P., Deque, M., Le Cozannet, G., 2012. Impact du changement climatique sur les vagues et la dérive littorale le long du littoral aquitain. *La Houille Blanche* 98, 26–33. <https://doi.org/10.1051/lhb/2012036>
- Charlier, R.H., De Meyer, C.P., 1989. Coastal defense and beach renovation. *Ocean and Shoreline Management* 12, 525–543. [https://doi.org/10.1016/0951-8312\(89\)90029-5](https://doi.org/10.1016/0951-8312(89)90029-5)
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., Woppelmann, G., 2008a. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology* 251, 209–223. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.014>
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151–184. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.005>
- Chaumillon, E., Blanloeil, J., 2018. Etude initiale des évolutions morphologiques de la baie de l’Aiguillon (Rapport d’étude). La Rochelle Université.
- Chaumillon, E., Cange, V., Gaudefroy, J., Merle, T., Bertin, X., Pignon, C., 2019. Controls on Shoreline Changes at Pluri-annual to Secular Timescale in Mixed-energy Rocky and Sedimentary Estuarine Systems. *Journal of Coastal Research* 88, 135. <https://doi.org/10.2112/SI88-011.1>
- Chaumillon, E., Féliès, H., Billy, J., Breilh, J.-F., Richetti, H., 2013. Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France). *Marine Geology* 346, 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.017>
- Chaumillon, É., Gillet, H., Weber, N., Tesson, M., 2002. Évolution temporelle et architecture interne d’un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral atlantique, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 119–126. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01710-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01710-8)
- Chaumillon, E., Ozenne, F., Bertin, X., Long, N., Ganthy, F., 2014. Control of wave climate and meander dynamics on spit breaching and inlet migration. *Journal of Coastal Research* 70, 109–114. <https://doi.org/10.2112/SI70-019.1>
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008b. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems* 72, 383–396. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.014>
- Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.-Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 75–85. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.75>
- Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N., Tesson, M., Bertin, X., 2004. Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. *Marine Geology* 211, 189–214. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.004>
- Chaumillon, E., Tesson, M., Weber, N., Garlan, T., 2000. Indication of the last sea level lowstand

and Holocene transgression on the Charente coast: preliminary results of the SIFADO seismic cruise. pp. 43–46.

- Chaumillon, E., Weber, N., 2006. Incised Valleys in Time and Space : spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay-Sèvre incised valleys. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/pec.06.85>
- Chu, N., Yao, P., Ou, S., Wang, H., Yang, H., Yang, Q., 2022. Response of tidal dynamics to successive land reclamation in the Lingding Bay over the last century. *Coastal Engineering* 173, 104095. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2022.104095>
- Ciavola, P., Collins, M., 2004. Sediment transport in European estuarine environments (in special issue on proceedings of the STRAEE Workshop, Ferrara, Italy, September 2002). *Journal of Coastal Research* 1–193.
- Cirac, P., Berné, S., Castaing, P., Weber, O., 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta* 23, 663–686.
- Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Bech, J.-H., Clausen, A., 2001. Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time—a record of climate change or cultural impact? *Gff* 123, 193–203.
- Clus-Auby, C., 2003. La gestion de l'érosion des côtes: l'exemple aquitain. Presses Univ de Bordeaux.
- Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T., Dawson, A.G., Dawson, S., Bates, C.R., Ritchie, W., 2012. Barrier islands on bedrock: A new landform type demonstrating the role of antecedent topography on barrier form and evolution. *Geology* 40, 923–926. <https://doi.org/10.1130/G33296.1>
- Cooper, J.A.G., McKenna, J., 2008. Social justice in coastal erosion management: The temporal and spatial dimensions. *Geoforum* 39, 294–306. <https://doi.org/10.1016/j.geoforum.2007.06.007>
- Cooper, K.M., Curtis, M., Wan Hussin, W.M.R., Barrio Froján, C.R.S., Defew, E.C., Nye, V., Paterson, D.M., 2011. Implications of dredging induced changes in sediment particle size composition for the structure and function of marine benthic macrofaunal communities. *Marine Pollution Bulletin* 62, 2087–2094. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.07.021>
- Cooper, K.M., Eggleton, J.D., Vize, S.J., Vanstaen, K., Smith, R., Boyd, S.E., Ware, S., Morris, C.D., Curtis, M., Limpenny, D.S., Meadows, W.J., 2005. Assessment of the re-habilitation of the seabed following marine aggregate dredging - part!! 86.
- Cooper, N.J., Pontee, N.I., 2006. Appraisal and evolution of the littoral 'sediment cell' concept in applied coastal management: Experiences from England and Wales. *Ocean & Coastal Management* 49, 498–510. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2006.04.003>
- Cowell, P., Thom, B., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics* 33.
- CREOCEAN, 2021. Memoire en réponse à la demande de prolongations des concessions Chassiron B et D.
- CREOCEAN, 2012. Dossier unique de demande de concession : concession du Matelier (No. Dossier 1-09046 R – P1 à 10). La Rochelle.
- Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1993. Shoreline change rate analysis: long term

versus short term data. *Shore and Beach* 61, 13–20.

Crutzen, P.J., 2002. *Geology of mankind The Anthropocene* 1.

Crutzen, P.J., Stoermer, E.F., 2013. “The ‘Anthropocene’” (2000), in: Robin, L., Sörlin, S., Warde, P. (Eds.), *The Future of Nature: Documents of Global Change*. Yale University Press, pp. 479–490. <https://doi.org/doi:10.12987/9780300188479-041>

Dabrin, A., 2009. Mécanismes de transfert des éléments traces métalliques (ETM) et réactivité estuarienne - Cas des systèmes Gironde, Charente, Seudre et Baie de Marennes Oléron. Université de Bordeaux.

Dabrin, A., Schäfer, J., Bertrand, O., Masson, M., Blanc, G., 2014. Origin of suspended matter and sediment inferred from the residual metal fraction: Application to the Marennes Oleron Bay, France. *Continental Shelf Research* 72, 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.008>

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay—Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37, 577–612.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130–1146.

Dam, G., Poortman, S.E., Bliet, A.J., Plancke, Y., 2013. Long-term modeling of the impact of dredging strategies on morpho- and hydrodynamic developments in the western scheldt. 15.

Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., Gingras, M.K., 2012. Tidal effects on the shoreface: towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology* 279, 42–61.

Davies, J., 1980. *Geographical Variation in Coastal Development*. Longman 2nd Ed., 212.

Davies, J.L., 1974. The coastal sediment compartment. *Australian Geographical Studies* 12, 139–151. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8470.1974.tb00270.x>

De Madron, X.D., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 46, 2003–2027.

De Madron, X.D., Ferré, B., Le Corre, G., Grenz, C., Conan, P., Pujo-Pay, M., Buscail, R., Bodiou, O., 2005. Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental shelf research* 25, 2387–2409.

Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change* 39, 147–168.

Dehouck, A., Kervella, S., Lafon, V., Curti, C., Alexandre, F., Bertin, X., Sottolichio, A., Robin, N., Naulleau, P., Vanroye, C., 2013. The Arcay spit and Lay estuary (Vendee, France): New data to highlight sediment dynamic and support coastal management. *Coastal Dynamics* 12.

Delaygue, G., 2018. La variabilité climatique : l'exemple de l'Oscillation nord-atlantique., *Encyclopédie de l'environnement*. Université Grenoble-Alpes.

Delaygue, G., Brönnimann, S., Jones, P.D., Blanchet, J., Schwander, M., 2019. Reconstruction of Lamb weather type series back to the eighteenth century. *Climate dynamics* 52, 6131–6148.

Deppe, F., 1999. *Intertidal Mudflats Worldwide* 100.

Despeyroux, J.-L., 1984. La végétation des dunes littorales du Golfe de Gascogne. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée* 2, 1–159.

- Desprez, M., Lafite, R., 2012. Suivi des impacts de l'extraction de granulats marins: Synthèse des connaissances 2012 (GIS SIEGMA). Publication Univ Rouen Havre.
- Détriché, S., Susperregui, A.-S., Feunteun, E., Lefeuvre, J.-C., Jigorel, A., 2011. Interannual (1999–2005) morphodynamic evolution of macro-tidal salt marshes in Mont-Saint-Michel Bay (France). *Continental Shelf Research* 31, 611–630.
- DHI et GEOS, 2007. Etude de connaissance des phénomènes d'érosion sur le littoral Vendéen. 356.
- Diaz, M., Grasso, F., Le Hir, P., Sottolichio, A., Caillaud, M., Thouvenin, B., 2020. Modeling Mud and Sand Transfers Between a Macrotidal Estuary and the Continental Shelf: Influence of the Sediment Transport Parameterization. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JC015643>
- Dodet, G., Bertin, X., Bouchette, F., Gravelle, M., Testut, L., 2019a. Characterization of Sea-level Variations Along the Metropolitan Coasts of France: Waves, Tides, Storm Surges and Long-term Changes. *Journal of Coastal Research* 16.
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling* 12.
- Dodet, G., Melet, A., Ardhuin, F., Bertin, X., Idier, D., Almar, R., 2019b. The Contribution of Wind-Generated Waves to Coastal Sea-Level Changes. *Surv Geophys* 40, 1563–1601. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09557-5>
- Doxaran, D., 2002. Télédétection et modélisation numérique des flux sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. University Bordeaux 1.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.11.013>
- Du Chatelet, E.A., Degre, D., Sauriau, P.-G., Debenay, J.-P., 2009. Distribution of living benthic foraminifera in relation with environmental variables within the Aiguillon cove (Atlantic coast, France): improving knowledge for paleoecological interpretation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 131–144.
- Duparc, J.-L., 1983. La restauration des dunes littorales de Gascogne. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée* 1, 1–258.
- Dussier, M., 2016. La Rochelle, capitale de la plaisance en Charente-Maritime (1945-2005): étude sur l'évolution d'un loisir nautique et de ses aménagements urbano-portuaires.
- DUVAT-MAGNAN, V., 2010. Les impacts de la tempête Xynthia sur les plages de l'île d'Oléron: les réalités du terrain. Rapport QAULIPLAGES, LIENSs, Université de La Rochelle-CNRS 28.
- Eliot, I., Gozzard, B., Eliot, M., Stul, T., McCormack, G., 2011. The Mid-West Coast, Western Australia: Shires of Coorow to Northampton. *Geology, Geomorphology & Vulnerability*.
- Eliot, M., 2016. Coastal sediments, beaches and other soft shores. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4703.6403>
- Evans, R.D., Murray, K.L., Field, S.N., Moore, J.A.Y., Shedrawi, G., Huntley, B.G., Fearn, P., Broomhall, M., McKinna, L.I.W., Marrable, D., 2012. Digitise This! A Quick and Easy Remote Sensing Method to Monitor the Daily Extent of Dredge Plumes. *PLOS ONE* 7, e51668. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0051668>

- Fabre, A., 1939. Études géologiques sur le département de la Gironde. Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde.
- Favennec, J., 2001. Le contrôle souple des dunes littorales atlantiques. *Revue forestière française, AgroParisTech* 53, 279–285.
- Féniès, H., Lericolais, G., Posamentier, H.W., 2010. Comparison of wave-and tide-dominated incised valleys: specific processes controlling systems tract architecture and reservoir geometry. *Bulletin de la Société géologique de France* 181, 171–181.
- Féniès, H., Tastet, J.-P., 1998. Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France). *Marine Geology* 150, 149–169. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00059-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00059-0)
- Feral, A., 1970. Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales flandriennes de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines. University Bordeaux 1.
- Feral, A., 1970. Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines.
- Figueres, G., Martin, J., Meybeck, M., Seyler, P., 1985. A comparative study of mercury contamination in the Tagus Estuary (Portugal) and major French Estuaries (Gironde, Loire, Rhône). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 20, 183–203.
- Firth, L.B., Thompson, R.C., White, F.J., Schofield, M., Skov, M.W., Hoggart, S.P.G., Jackson, J., Knights, A.M., Hawkins, S.J., 2013. The importance of water-retaining features for biodiversity on artificial intertidal coastal defence structures. *Diversity Distrib.* 19, 1275–1283. <https://doi.org/10.1111/ddi.12079>
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C., Hands, E.B., 2000. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets.
- Förstner, U., Salomons, W., 2008. Trends and challenges in sediment research 2008: the role of sediments in river basin management. *Journal of Soils and Sediments* 8, 281–283.
- Froidefond, J.-M., Jegou, A.-M., Hermida, J., Lazure, P., Castaing, P., 1998. Variabilité du panache turbide de la Gironde par télédétection. Effets des facteurs climatiques. *Oceanologica Acta* 21, 191–207. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80008-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80008-X)
- Fuentes-Cid, A., Chauvet, E., Etcheber, H., De-Oliveira, E., Sottolichio, A., Schmidt, S., 2015. Leaf litter degradation in highly turbid transitional waters: preliminary results from litter-bag experiments in the Gironde Estuary. *Geodinamica Acta* 27, 60–66. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877233>
- Galichon, P., 1985. La formation des crochons sédimentaires: le cas de la Pointe d'Arçay (Vendée, France). *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 26, 163–171.
- Galichon, P., 1984. Hydrodynamique sédimentaire des flèches littorales sableuses : Cas de la pointe d'Arcay (vendée). (PhD). Paris Sud-Orsay.
- Ganthy, F., 2011. Rôle des herbiers de zostères (*Zostera noltii*) sur la dynamique sédimentaire du Bassin d'Arcachon.
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2013. Seasonal modification of tidal flat sediment dynamics by seagrass meadows of *Zostera noltii* (Bassin d'Arcachon, France). *Journal of Marine Systems* 109, S233–S240.
- Ganthy, F., Sottolichio, A., Verney, R., 2011. The stability of vegetated tidal flats in a coastal lagoon through quasi in-situ measurements of sediment erodibility. *Journal of Coastal Research*

1500–1504.

- Gao, G.D., Wang, X.H., Bao, X.W., 2014. Land reclamation and its impact on tidal dynamics in Jiaozhou Bay, Qingdao, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 151, 285–294. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.07.017>
- Garel, E., Bonne, W., Collins, M.B., 2009. Offshore Sand and Gravel Mining, in: *All Days*. OTC, Houston, Texas, p. OTC-4495-MS. <https://doi.org/10.4043/4495-MS>
- Gedan, K.B., Silliman, B.R., Bertness, M.D., 2009. Centuries of Human-Driven Change in Salt Marsh Ecosystems. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1, 117–141. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163930>
- GEODE, 2014. Rédaction des études d'impact d'opérations de dragage et d'immersion en milieu estuarien et marin.
- Godet, L., Pourinet, L., Joyeux, E., Verger, F., 2015. Dynamique spatiale et usage des schorres de l'Anse de l'Aiguillon de 1705 à nos jours. Enjeux de conservation d'un patrimoine naturel littoral marin. *cybergeogeo*. <https://doi.org/10.4000/cybergeogeo.26774>
- Goeldner-Gianella, L., 2015. Depolderisation policy against coastal flooding and social acceptability on the French Atlantic coast: The case of the Arcachon Bay. *Coastal Management* 10.
- Goeldner-Gianella, L., 2010. Changement climatique et dépollérisation : le rôle des acteurs et le poids des représentations sociales sur les côtes d'Europe atlantique. *quaderni* 41–60. <https://doi.org/10.4000/quaderni.527>
- Goeldner-Gianella, L., 2008. Perceptions and attitudes towards de-polderisation in Europe: a comparison of five opinion surveys. 20.
- Gonzalez, J.-L., Boutier, B., Chiffolleau, J.-F., Auger, D., Noel, J., Truquet, I., 1991. Distribution of Cd and Hg in the Bay of Marennes-Oléron. *Oceanologica acta* 14, 559–568.
- Gonzalez, J.L., Jouanneau, J.M., Dominik, J., Boutier, B., 1991. Particulate Cd and Hg fluxes to the sediment in the marennes-oleron bay: Origin and evolution. *null* 12, 209–216. <https://doi.org/10.1080/09593339109384998>
- Goodwin, D.I., Ribó, M., Mortlock, T., 2020. Coastal sediment compartments, wave climate and centennial-scale sediment budget, in: *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier, pp. 615–640. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00025-4>
- Gouleau, D., 1968. Etude hydrologique et sédimentologique de la baie de Bourgneuf. Université de Caen.
- Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O., Sauriau, P.G., 2000. Short- and long-term sedimentation on Montportail–Brouage intertidal mudflat, Marennes–Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research* 20, 1513–1530. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00035-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00035-2)
- Gouletquer, P., Le Moine, O., 2002. Shellfish farming and Coastal Zone Management (CZM) development in the Marennes-Oléron Bay and Charentais Sounds (Charente Maritime, France): A review of recent developments. *Aquaculture International* 10, 507–525. <https://doi.org/10.1023/A:1023975418669>
- Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages.
- Guérin, T., Bertin, X., Chaumillon, E., 2016. Wave control on the rhythmic development of a wide estuary mouth sandbank: A process-based modelling study. *Marine Geology* 380, 79–89. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.013>

- Guérin, T., Bertin, X., Coulombier, T., de Bakker, A., 2018. Impacts of wave-induced circulation in the surf zone on wave setup. *Ocean Modelling* 123, 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.01.006>
- Guingand, A., 2012. Protection de l'environnement littoral et marin. Sous-région marine Golfe de Gascogne. Evaluation initiale DCSMM.
- Gutiérrez-Zugasti, I., Andersen, S.H., Araújo, A.C., Dupont, C., Milner, N., Monge-Soares, A.M., 2011. Shell midden research in Atlantic Europe: State of the art, research problems and perspectives for the future. *Quaternary International* 239, 70–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.031>
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87, 483–491.
- Hallermeier, R.J., 1981. Seaward limit of significant sand transport by waves: an annual zonation for seasonal profiles. Coastal engineering research center.
- Hallermeier, R.J., 1980. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253–277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Hamada, S., 2011. Quantification du recul d'une côte à falaise calcaire soumise à l'érosion naturelle. Cas de la Pointe du Chay (Angoulins-sur-Mer, France). La Rochelle Université.
- Hamm, L., Capobianco, M., Dette, H.H., Lechuga, A., Spanhoff, R., Stive, M.J.F., 2002. A summary of European experience with shore nourishment. *Coastal Engineering* 47, 237–264. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00127-8](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00127-8)
- Hamon-Kerivel, K., Cooper, A., Jackson, D., Sedrati, M., Guisado Pintado, E., 2020. Shoreface mesoscale morphodynamics: A review. *Earth-Science Reviews* 209, 103330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103330>
- Hanson, H., Brampton, A., Capobianco, M., Dette, H.H., Hamm, L., Laustrup, C., Lechuga, A., Spanhoff, R., 2002. Beach nourishment projects, practices, and objectives—a European overview. *Coastal Engineering* 31.
- Hapke, C.J., Kratzmann, M.G., Himmelstoss, E.A., 2013. Geomorphic and human influence on large-scale coastal change. *Geomorphology* 199, 160–170.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary change* 113, 44–58.
- Hayes, M., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. Academic Press, New York, Estuarine Research, L.E. Cronin 2, 183–200.
- Hénaff, A., Le Berre, I., 2003. Fonctionnement hydro-sédimentaire et artificialisation du littoral. Le cas de la côte occidentale du Finistère. *Les Cahiers Nantais* 75–88.
- Héquette, A., 2001. Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale: le rôle des courants orbitaux et de downwelling/Currents and sediment transport in the coastal zone: the role of orbital and downwelling currents. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 7, 5–16.
- Héquette, A., Anthony, E.J., Ruz, M.-H., Maspataud, A., Aernouts, D., Hemdane, Y., 2013. The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France. pp. 801–810.
- Héquette, A., Ruz, M.H., 1991. Spit and Barrier Island Migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research* 7, 677–698.
- Hewawasam, T., von Blanckenburg, F., Schaller, M., Kubik, P., 2003. Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. *Geology* 31,

597–600.

- Hily, C., 1977. Caractéristique et originalités du Benthos des Pertuis Charentais.
- Hoeksema, R.J., 2007. Three stages in the history of land reclamation in the Netherlands. *Irrig. and Drain.* 56, S113–S126. <https://doi.org/10.1002/ird.340>
- Howa, H., 1997. Sediment budget in the southern inlet of the Gironde Estuary (SW France). *Physics and Chemistry of the Earth* 22, 373–375.
- Howa, H., 1987. Le littoral du nord Médoc (Gironde): évolution d'une côte sableuse en érosion.
- Howard, J., Hoyt, S., Isensee, K., Telszewski, M., Pidgeon, E., 2014. Coastal blue carbon: methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrasses.
- Huguet, J.-R., Bertin, X., Arnaud, G., 2018. Managed realignment to mitigate storm-induced flooding: A case study in La Faute-sur-mer, France. *Coastal Engineering* 134, 168–176. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.010>
- Hunault, S., Palier, S., Paquignon, G., Moreau, C., 2016. Plan de Gestion 2016-2020. Réserve naturelle nationale de la casse de la Belle-Henriette.
- Hwang, S.W., Lee, H.G., Choi, K.H., Kim, C.K., Lee, T.W., 2013. Impact of Sand Extraction on Fish Assemblages in Gyeonggi Bay, Korea. *Journal of Coastal Research* 30, 1251–1259. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00145.1>
- Idier, D., Pedreros, R., Oliveros, C., Sottolichio, A., Bertin, X., 2006a. Influences relatives des agents hydrodynamiques sur la mobilité sédimentaire des Pertuis Charentais, in: IXèmes Journées, Brest. Editions Paralia, pp. 239–247. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2006.025-I>
- Idier, D., Pedreros, R., Oliveros, C., Sottolichio, A., Choppin, L., Bertin, X., 2006b. Contributions respectives des courants et de la houle dans la mobilité sédimentaire d'une plate-forme interne estuarienne. Exemple : le seuil interinsulaire, au large du pertuis d'Antioche, France. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 718–726. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.004>
- Inman, D., Chamberlain, T., 1960. Littoral sand budget along the southern California coast. pp. 245–246.
- Inman, D., Frautschy, J., 1966. Littoral processes and the development of shorelines, in: *Proceedings Coastal Engineering Speciality Conference*, Amer. Soc. Civil Engrs. pp. 511–536.
- IPCC, 2022. *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Izaguirre, C., Méndez, F.J., Menéndez, M., Losada, I.J., 2011. Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters* 38.
- Jalón Rojas, I., 2016. Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu.
- Jalón-Rojas, I., Dijkstra, Y.M., Schuttelaars, H.M., Brouwer, R.L., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2021. Multidecadal Evolution of the Turbidity Maximum Zone in a Macrotidal River Under Climate and Anthropogenic Pressures. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126. <https://doi.org/10.1029/2020JC016273>
- Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2015. Turbidity in the fluvial Gironde Estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* 19, 2805–2819.

<https://doi.org/10.5194/hess-19-2805-2015>

- Jalón-Rojas, I., Sottolichio, A., Hanquiez, V., Fort, A., Schmidt, S., 2018. To What Extent Multidecadal Changes in Morphology and Fluvial Discharge Impact Tide in a Convergent (Turbid) Tidal River. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, 3241–3258. <https://doi.org/10.1002/2017JC013466>
- Jervey, M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.
- Johnson, J.W., 1959. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 124, 551–555. <https://doi.org/10.1061/TACEAT.0007690>
- Jouanneau, J., Etcheber, H., Latouche, C., 1983. Impoverishment and decrease of metallic elements associated with suspended matter in the Gironde estuary, in: *Trace Metals in Sea Water*. Springer, pp. 245–263.
- Jouanneau, J., Latouche, C., 1982. Estimation of fluxes to the ocean from mega-tidal estuaries under moderate climates and the problems they present, in: *Sediment/Freshwater Interaction*. Springer, pp. 23–29.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 46, 2205–2220. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00060-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00060-0)
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Latouche, C., VERNETt, J.P., DOMINIKt, J., 1989. Erosion, non-deposition and sedimentary processes through a sedimentological and radioisotopic study of surficial deposits from the “Ouest-Gironde vasière” (Bay of Biscay) 18.
- Jouanneau, J.M., U, 1974. *Etude sédimentologique d’un système côtier évolutif: La Pointe de la Coubre (embouchure de la Gironde, France)*. Bordeaux 1.
- Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 117, 624–640.
- Kervella, S., 2009. *Dynamique des sédiments fins et mixtes des zones intertidales de la Baie de Marennes-Oléron. Caractérisation des sédiments, processus hydro-sédimentaires et modélisation appliquée*. La Rochelle University.
- Kervella, Y., Germain, G., Gaurier, B., Facq, V., Cayocca, F., Lesueur, P., 2009. Boundary layer development and shear stresses measurements around oyster tables. 12.
- Kobashi, D., Jose, F., 2018. Potential Impacts of Sand Mining on Hydrodynamics and Fine Sediment Suspension and Deposition on an Inner-shelf Shoal. *Journal of Coastal Research* 11.
- Komar, P., 1976. *Beach processes and sedimentation*. New Jersey: Prentice Hall. SAGE Publications Ltd.
- Kominz, M., 2001. *Sea Level Variations Over Geological Time*.
- Kuenzer, C., Renaud, F.G., 2012. *Climate and Environmental Change in River Deltas Globally: Expected Impacts, Resilience, and Adaptation* 41.
- Lafon, V., Petus, C., Dabrin, A., Froidefond, J.-M., Doxaran, D., Maneux, E., Castaing, P., 2009. Dynamique des panaches de la Gironde et de l’Adour par imagerie MODIS. *Journées de l’hydraulique* 31, 1–5.
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 1–22.

- Lapierre, F., 1969. Répartition des sédiments sur le plateau continental du Golfe de Gascogne: intérêt des minéraux lourds. Travaux du CREO X.
- Laporte-Fauret, Q., 2021. Rôle des interactions biophysiques dans la dynamique dunaire en réponse aux perturbations. University Bordeaux.
- Larson, M., Kraus, N.C., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology* 126, 111–127. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00068-A](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00068-A)
- Lavaud, L., 2022. The contributions of short waves to storm surges in coastal zones. (Doctorat). La Rochelle University.
- Lavaud, L., Pezerat, M., Coulombier, T., Bertin, X., Martins, K., 2020. Hydrodynamics on a Rocky Shore under Moderate-energy Wave Conditions. *Journal of Coastal Research* 95, 1473. <https://doi.org/10.2112/SI95-284.1>
- Lazure, P., Desmare, S., 2012. Courantologie. Sous-région marine Golfe de Gascogne. Evaluation initiale DCSMM.
- Lazure, P., Jégou, A.-M., 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. *Oceanologica acta* 21, 165–177.
- Le Cann, B., 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research* 10, 723–758.
- Le Hir, P., Kervella, S., Walker, P., Brenon, I., 2010. Erosions, dépôts et transits sédimentaires associés dans le bassin de Marennes-Oléron. *La Houille Blanche* 96, 65–71. <https://doi.org/10.1051/lhb/2010056>
- Le Hir, P.L., 2008. Aide mémoire de dynamique sédimentaire 74.
- Le Loc'h, F., 2004. Structure, fonctionnement, évolution des communautés benthiques des fonds meubles exploités du plateau continental Nord Gascogne.
- Le Moine, O., Soletchnik, P., Stanisiere, J.-Y., 2009. Caractérisations hydrologiques des pertuis charentais.
- Le Treut, H., 2013. Les impacts du changement climatique en Aquitaine. Presses universitaires de Bordeaux.
- Leblond, E., Daures, F., Berthou, P., Merrien, C., Pitel-Roudaut, M., Le Grand, C., Demaneche, S., Jezequel, M., Bodere, E., Le Blond, S., 2012. Synthèse des flottilles de pêche 2010. Flotte de Mer du Nord-Manche-Atlantique. Flotte de Méditerranée.
- Lepage, M., Etcheber, H., 2013. Etude intégrée de l'effet des apports amont et locaux sur le fonctionnement de la Garonne estuarienne (ETIAGE): Rapport année 3 Avril 2012-Mars 2013 Addendum.
- Lericolais, G., Berné, S., Fénies, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* 175, 183–197. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00134-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00134-7)
- Lericolais, G., Fémes, H., Tastet, J.-P., Berné, S., 1998a. Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 326, 701–708.
- Lericolais, G., Fénies, H., Tastet, J.-P., Berné, S., 1998b. High resolution seismic stratigraphy of the Gironde paleovalley on the continental shelf. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science* 10, 701–708.

- Lesueur, L., Edery, M., Ali, S., Paly, J., Kelly, P.A., Djiane, J., 1991. Comparison of long and short forms of the prolactin receptor on prolactin-induced milk protein gene transcription. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 88, 824–828.
- Lesueur, P., Tastet, J.P., Weber, O., Sinko, J.A., 1991. Modèle faciologique d'un corps sédimentaire pélagique de plate-forme : la vasière Ouest-Gironde (France). *Oceanologica Acta, Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales*. Lille 11, 143–153.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P., Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research* 21, 1383–1401.
- Lesueur, P., Tastet, J.P., 1994. Facies, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine Geology* 120, 267–290. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90062-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90062-0)
- Lesueur, P., Tastet, J.P., Marambat, L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* 16, 1849–1870. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(96\)00013-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(96)00013-1)
- Lesueur, P., Tastet, J.P., Weber, O., 2002. Origin and morphosedimentary evolution of fine grained modern continental shelf deposits: the Gironde mud fields (Bay of Biscay, France). *Sedimentology* 49.
- Levêque, F., 1936. Bordeaux et l'estuaire girondin. Imprimerie Demas (ed.), *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen* 7, 382–391. <https://doi.org/10.3406/rgpso.1936.4238>
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. *Paleoceanography* 20, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Maanan, M., Robin, M. (Eds.), 2015. *Sediment Fluxes in Coastal Areas*, Coastal Research Library. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9260-8>
- MacKenzie, C.L., Jr., Morrison, A., Taylor, D.L., Burrell, V.G., Jr., Arnold, W.S., Wakida-Kusunoki, A.T., 2002. *Quahogs in Eastern North America: Part II, History by Province and State*.
- Maison, E., Abellard, O., 2009. *Référentiel Sports et loisirs en mer. Référentiel pour la gestion des sites Natura 2000 en mer*.
- Makala, A., Perron, G., 2018. Analyse des possibilités d'extension de la réserve naturelle nationale du maris d'Yves. (No. 012187–01). CGEDD.
- Mallet, C., 1998. Etude de la dynamique des sédiments non-cohésifs de l'embouchure de la Gironde.
- Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P., Michel, D., 2000. Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331, 491–497. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01437-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01437-3)
- Manaud, F., 1998. Elaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine-PHASE 1-Bilan des connaissances sur l'évolution des connaissances sur l'évolution du trait de cote.
- Manaud, F., L'Yavanc, J., Negre, S., Tougeron, C., Trut, G., 2001. Elaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine. Phase 3: diagnostic d'évolution et recommandations.

Contribution de l'Ifremer.

- Martínez-Asensio, A., Tsimplis, M.N., Marcos, M., Feng, X., Gomis, D., Jordà, G., Josey, S.A., 2016. Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. *International Journal of Climatology* 36, 1210–1225. <https://doi.org/10.1002/joc.4415>
- Maspataud, A., 2011. Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal.
- Masselink, G., Castello, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floch, F., 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters* 43, 2135–2143.
- Masselink, G., Russell, P., 2013. Impacts of climate change on coastal erosion. *MCCIP Science Review 2013*, 71–86.
- Masselink, G., Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of coastal research* 785–800.
- Mathé, V., Tranoy, L., Druetz, M., Lévêque, F., Mialhe, V., Pouget, F., 2020. Quid du port romain estuarien de Barzan (Charente-Maritime)? *gallia* 77, 279–290. <https://doi.org/10.4000/gallia.5623>
- McCave, I., 1972. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. *Shelf sediment transport: process and pattern* 225–248.
- McCook, L.J., Schaffelke, B., Apte, S.C., Brinkman, R., Brodie, J., Erfteimeijer, P., Eyre, B., Hoogerwerf, F., Irvine, I., Jones, R., King, B., Marsh, H., Masini, R., Morton, R., Pitcher, R., Rasheed, M., Sheaves, M., Symonds, A., Warne, M.S., Great Barrier Reef Marine Park Authority, Australian Institute of Marine Science, 2015. Synthesis of current knowledge of the biophysical impacts of dredging and disposal on the Great Barrier Reef: report of an independent panel of experts.
- McLachlan, A., Brown, A.C., 2006. Impact of Hard Structures on Longshore Sand Transport 22.
- McLachlan, A., Brown, A.C., 2006. 15 - Coastal Zone Management, in: McLachlan, A., Brown, A.C. (Eds.), *The Ecology of Sandy Shores (Second Edition)*. Academic Press, Burlington, pp. 303–323. <https://doi.org/10.1016/B978-012372569-1/50015-X>
- McNinch, J.E., 2004. Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology* 211, 121–141.
- MEDDE, CEREMA, 2015. Développer la connaissance et l'observation du trait de côte., Contribution nationale pour une gestion intégrée. COP21-CMP11 PARIS2015.
- Mengual, B., 2017. Spatio-temporal variability of sediment fluxes in the Bay of Biscay : relative contributions of climate forcing and trawling activities. (Doctorat). Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Mengual, B., Cayocca, F., Le Hir, P., Draye, R., Laffargue, P., Vincent, B., Garlan, T., 2016. Influence of bottom trawling on sediment resuspension in the 'Grande-Vasière' area (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics* 66, 1181–1207. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0974-7>
- Menier, D., Mathew, M., Cherfils, J.-B., Ramkumar, M., Estournès, G., Koch, M., Guillocheau, F., Sedrati, M., Goubert, E., Gensac, E., 2019a. Holocene sediment mobilization in the inner continental shelf of the Bay of Biscay: Implications for regional sediment budget offshore to onshore. *Journal of Coastal Research* 88, 110–121.
- Menier, D., Mathew, M., Cherfils, J.-B., Ramkumar, M., Estournès, G., Koch, M., Guillocheau,

- F., Sedrati, M., Goubert, E., Gensac, E., 2019b. Holocene sediment mobilization in the inner continental shelf of the Bay of Biscay: Implications for regional sediment budget offshore to onshore. *Journal of Coastal Research* 88, 110–121.
- Mercaldo-Allen, R., Goldberg, R., 2011. Review of the Ecological Effects of Dredging in the Cultivation and Harvest of Molluscan Shellfish 84.
- Mériaux, P., Royet, P., Folton, C., 2004. Surveillance, entretien et diagnostic des digues de protection contre les inondations: guide pratique à l'usage des propriétaires et des gestionnaires. Cemagref.
- Meunier, M., Daures, F., Girard, S., 2013. Etat des lieux des secteurs pêche et aquaculture et de la consommation des produits aquatiques. Approche nationale (France) et régionale (Bretagne).
- Migniot, C., 1971. L'évolution de la Gironde au cours des temps. *Bul. Inst. Geol. Bas. Aquitaine. Bordeaux*.
- Migniot, C., Viguiier, J., 1980. Influence de l'extraction des granulats en mer sur l'équilibre du littoral. *La Houille Blanche* 177–194.
- Miller, K.G., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310, 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Moragoda, N., Cohen, S., 2020. Climate-induced trends in global riverine water discharge and suspended sediment dynamics in the 21st century. *Global and Planetary Change* 191, 103199.
- Morel, V., 1995. Impacts des actions anthropiques sur les cordons de galets. *htn* 1, 58–64. <https://doi.org/10.3406/htn.1995.2491>
- Morton, R.A., Sallenger Jr, A.H., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research* 560–573.
- Motyka, J., Brampton, A., 1993. Coastal management - mapping of littoral cells 115.
- Musereau, J., 2009. Approche de la gestion des cordons littoraux: Mise au point et application d'un indice d'érosion (Zone des Pertuis Charentais, France). (Doctorat). Rennes, UEB.
- Musereau, Jonathan, 2009. Approche de la gestion des cordons littoraux: Mise au point et application d'un indice d'érosion (Zone des Pertuis Charentais, France).
- Nahon, A., Idier, D., Senechal, N., Féniès, H., Mallet, C., Mugica, J., 2019. Imprints of wave climate and mean sea level variations in the dynamics of a coastal spit over the last 250 years: Cap Ferret, SW France. *Earth Surface Processes and Landforms* 44, 2112–2125.
- Nelson, J.R., Flower, H.B., Hopkins, A.E., 1948. Mechanization of oyster cultivation. *Comm. Fish Rev.* 12–26.
- Nicholls, R.J., Hanson, S., Herweijer, C., Patmore, N., Hallegatte, S., Corfee-Morlot, J., Château, J., Muir-Wood, R., 2008. Ranking port cities with high exposure and vulnerability to climate extremes: exposure estimates.
- Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V., Codignotto, J., Hay, J., McLean, R., Ragoonaden, S., Woodroffe, C.D., Abuodha, P., Arblaster, J., 2007. Coastal systems and low-lying areas.
- Niedoroda, A.W., Swift, D.J., 1981. Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and mean flow: observations from the Long Island coast. *Geophysical Research Letters* 8, 337–340.
- Nordstrom, K.F. (Ed.), 2021. Beach Nourishment and Impacts, in: *Beach and Dune Restoration*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 26–64. <https://doi.org/10.1017/9781108866453.003>

- Nordstrom, K.F., 2000. *Beaches and Dunes of Developed Coasts*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549519>
- Olivier, L., 2022. *Etude des évolutions géomorphologiques de la baie de l'Aiguillon (Master 2)*. La Rochelle Université.
- Ollerhead, J., Davidson-Arnott, R.G., 1995. The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada. *Marine Geology* 124, 215–236.
- OSPAR commission, 2008. *Assessment of Environmental Impact of Land Reclamation*.
- Ouyang, X., Lee, S.Y., 2020. Improved estimates on global carbon stock and carbon pools in tidal wetlands. *Nat Commun* 11, 317. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-14120-2>
- Ozenne, F., 2013. *Evolutions morphologiques séculaires, annuelles et saisonnières d'un système barrière-embouchure : contributions respectives de la houle et de la marée (Bonne-Anse Charent Maritime)*. (Master 2). La Rochelle Université.
- Ozenne, F., 2012. *Etude comparée des évolutions géomorphologiques décennales de quatre flèches sableuses dans les pertuis Charentais et l'embouchure Gironde*. (Master 1). La Rochelle Université.
- Ozenne, F., 2012. *Évolution historique du littoral du Marais Poitevin*. Université de La Rochelle.
- Papy, L., 1935. *Brouage et ses marais* 48.
- Park, J.-Y., Wells, J.T., 2007. Spit growth and downdrift erosion: results of longshore transport modeling and morphologic analysis at the Cape Lookout cusped foreland. *Journal of Coastal Research* 23, 553–568.
- Parra, M., Trouky, H., Jouanneau, J.-M., Grousset, F., Latouche, C., Castaing, P., 1998. Étude isotopique (Sr; Nd) de l'origine des dépôts fins holocènes du littoral atlantique (SO France). *Oceanologica acta* 21, 631–644.
- Paskoff, R., Prat, M.C., 2004. *Le réensablement de la plage de Châtelailon*. Charente Maritime.
- Peduzzi, P., 2014. Sand, rarer than one thinks. *Environmental Development* 11, 208–218. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2014.04.001>
- Pélicier, L., 2021. *Evaluation environnementale des activités d'extraction, de dragage et de gestion des sédiments dans le parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (Master 2)*. La Rochelle Université, BRGM.
- Pezerat, M., 2022. *Etude de la dynamique hydro-sédimentaire de la zone pré-littorale*. La Rochelle, LIENSs.
- Pezerat, M., Bertin, X., Martins, K., Lavaud, L., 2022. Cross-Shore Distribution of the Wave-Induced Circulation Over a Dissipative Beach Under Storm Wave Conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127, e2021JC018108. <https://doi.org/10.1029/2021JC018108>
- Pezerat, M., Bertin, X., Martins, K., Mengual, B., Hamm, L., 2021. Simulating storm waves in the nearshore area using spectral model: Current issues and a pragmatic solution. *Ocean Modelling* 158, 101737. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101737>
- Piednoir, 2005. *Stratégie de façade maritime Document stratégique de la façade Nord Atlantique - Manche Ouest*. Ministère de la Transition écologique et solidaire document d'orientation et de gestion des granulats marins (DOGGM), 102.
- Pinot, J., 1976. *Géomorphologie de la plateforme continentale sud-armoricaine*.
- Pinot, J., 1974. *Le pré-continent breton, entre Penmarc'h, Belle-île et l'escarpement continental*.

Etude géomorphologique. Belle île et l'escarpement continental. Etude géomorphologique. PhD Thesis, Brest University, France.

- Poirier, C., 2011. Enregistrements sédimentaires des changements environnementaux séculaires à millénaires par la micro et la macrofaune benthiques littorales. La Rochelle Université.
- Poirier, C., Chaumillon, E., Arnaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: Respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. *Marine Geology* 290, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.008>
- Poirier, C., Sauriau, P.-G., Chaumillon, E., Allard, J., 2009. Can molluscan assemblages give insights into Holocene environmental changes other than sea level rise? A case study from a macrotidal bay (Marennes–Oléron, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.002>
- Poirier, C., Sauriau, P.-G., Chaumillon, E., Bertin, X., 2010. Influence of hydro-sedimentary factors on mollusc death assemblages in a temperate mixed tide-and-wave dominated coastal environment: Implications for the fossil record. *Continental Shelf Research* 30, 1876–1890. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.08.015>
- Poirier, C., Sauzeau, T., Chaumillon, E., Tessier, B., 2020. Spatially explicit bathymetric reconstruction from lead line depth soundings of the late 17th century. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 246, 107029. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107029>
- Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, E., 2017a. Climate control on late Holocene high-energy sedimentation along coasts of the northeastern Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 784–797. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.037>
- Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, É., Bertin, X., Fruergaard, M., Mouazé, D., Noël, S., Weill, P., Wöppelmann, G., 2017b. Decadal changes in North Atlantic atmospheric circulation patterns recorded by sand spits since 1800 CE. *Geomorphology* 281, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.028>
- Pontee, N., 2013. Defining coastal squeeze: A discussion. *Coastal Management* 4.
- Pontee, N.I., Tastet, J.-P., Masse, L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France 19.
- Posamentier, H., Jervy, M., Vail, P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary geology* 86, 91–109.
- Pouzet, P., Maanan, M., Schmidt, S., Dieulefet, G., Large, J.-M., Robin, M., 2021. Évolutions paysagères et occupations humaines passées du Marais poitevin occidental durant la fin de l'Holocène. *geomorphologie* 27, 263–278. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.16139>
- Prat, M., Salomon, J., 1997. L'évolution récente du littoral charentais. Lignes de rivage et systèmes dunaires [The recent evolution of the Charente coast. Shorelines and dune systems.]. *Quaternaire* 8, 21–37.
- Proust, J.-N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine; nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pleistocène armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France* 172, 737–749.
- Proust, J.-N., Tessier, B., Chaumillon, É., Varet, J., 2013. Sédimentation littorale : sédimentation littorale : état des lieux et recherches en cours. *Geosciences*.

- Pupier-Dauchez, S., 2002. Le rechargement sédimentaire: de la défense des côtes à l'aménagement du littoral: analyse des pratiques sur la côte atlantique française.
- Pupier-Dauchez, S., 2008. Colloque international pluridisciplinaire Le littoral : Le rechargement sédimentaire des plages charentaises et vendéennes : vers une gestion globale du littoral.
- Pye, K., Blott, S.J., 2008. Time, Space and Causality in Coastal Geomorphological Change. Internal Research Report.
- Radenac, G., Miramand, P., Tardy, J., 1997. Search for Impact of a Dredged Material Disposal Site on Growth and Metal Contamination of *Mytilus edulis* (L.) in Charente-Maritime (France). *Marine Pollution Bulletin* 34, 9.
- Ravilly, M., Guibert, P., 2021. Etude d'impact environnementale CHASSIRON. Pièce 5 Rapport CREOCEAN. GSM Heidelbergcement Group and CREOCEAN.
- Reffray, G., Levier, B., Marsaleix, P., Lazure, P., Garnier, V., 2008. Intercomparaison de modèles sur le Golfe de Gascogne pour l'année 2004. Rapport SHOM/Mercator Océan.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43, 461–463.
- Robert, A.E., Desroy, N., Vogel, C., Simplet, L., 2018. Synthèse sur l'impact de l'extraction de granulats marins en France métropolitaine.
- Robert, J.P., 1969. Géologie du plateau continental français - Données recueillies à l'occasion de la mise au point de l'étinceleur et de son utilisation au profit de certains ports français et de l'I.F.P. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV(4), pp. 383- 440.
- Robert, S., Geairon, P., 2013. Synthèse des données sédimentaires du banc de Lamouroux (baie de Marennes-Oléron). Travaux bathymétriques et sédimentologiques.
- Rosati, J.D., 2005. Concepts in sediment budgets. *Journal of Coastal Research* 21, 307–322.
- Rosati, J.D., Kraus, N.C., 1999. Sediment budget analysis system (SBAS). Engineer Research and Development Center.
- Ruessink, B., Kleinhans, M., Van den Beukel, P., 1998. Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 3111–3118.
- Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research* 13, 1243–1265.
- Sabatier, F., Marcel, S.J.F., Pons, F., 2004. Longshore variation of depth of closure on a microtidal wave-dominated coast., in: *Coastal Engineering 2004*. World Scientific Publishing Company, pp. 2327–2339. [https://doi.org/10.1142/9789812701916\\_0187](https://doi.org/10.1142/9789812701916_0187)
- SAFEGE-SEAMER, 2006. Etude pour l'aménagement de la passe d'entrée en Gironde (Phase 1 à 3).
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H., Iredell, M., 2014. The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of climate* 27, 2185–

2208.

- Sallenger, J.A., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of coastal research* 890–895.
- Salomon, J.-N., 2002. Flooding in the Garonne valley and the Gironde estuary caused by the "storm of the century"(27-28 December 1999). *GEOMORPHOLOGIE-PARIS*- 127–134.
- Sanchez, M., Grovel, A., Hosseini, K., 2000. Impact sédimentaire des travaux d'aménagement de l'estuaire de la Loire. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 59, 239–246.
- Sauriau, P., Aubert, F., Almeida Ferreira, L., Cajeri, P., Curti, C., Sauriau, M., Sauriau, F., Leguay, D., Pineau, P., 2013. Contrôle de surveillance 2012 DCE de la flore benthique et de la faune benthique de substrat meuble de la masse d'eau côtière Pertuis Charentais FRFC02: macrofaune invertébrée benthique.
- Sauriau, P., Aubert, F., Bréret, M., Nussbaumer, M., 2017. Contrôle de surveillance 2016 DCE de la flore benthique de la masse d'eau de transition «Estuaire de la Charente-FRFT01» pour l'indicateur macroalgues intertidales et banquettes à *Vaucheria* en eau de transition: rapport final.
- Sauriau, P., Pothier, A., Thomas, J., 2009. Contrôle de surveillance DCE 2009. Masses d'eau côtière. FRFC01 Nord-Est Oléron, FRFC02 Pertuis charentais. Partie 2: Macrofaune invertébrée benthique. Boyardville, Bellevue, Les Doux FRFC02 Pertuis Charentais.
- Sauriau, P.G., Aubert, F., Duvard, A., Pineau, P., Lachaussée, N., 2015. Contrôle de surveillance DCE 2014 de la masse d'eau côtière FRGC53 Pertuis Breton et de la masse d'eau de transition FRGT30 Estuaire du Lay. Partie 2: suivis stationnels et surfaciques des herbiers de *Zostera* (*Zosterella*) *noletii*.
- Sauriau, P.-G., Blanchet, H., 2018. Habitats marins et estuariens de l'estuaire de la Gironde: bilan des connaissances et cartographie NATURA 2000. XVème Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil 703–716.
- Sauriau, P.-G., Mouret, V., Rince, J.-P., 1989. Organisation trophique de la malacofaune benthique non cultivée du bassin ostréicole de Marennes-Oléron. *Oceanologica Acta* 12, 193–204.
- Sauriau, P.-G., Pichocki-Seyfried, C., Walker, P., De Montaudouin, X., Palud, C., Héral, M., 1998. *Crepidula fornicata* L. (mollusque, gastéropode) en baie de Marennes-Oléron : cartographie des fonds par sonar à balayage latéral et estimation du stock. *Oceanologica Acta* 21, 353–362. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80022-4](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80022-4)
- Sauzeau, T., Péret, J., 2014. Xynthia ou La mémoire retrouvée : villages charentais et vendéens face à la mer (XVIIIe-XXIe siècle).
- Savelli, R., Bertin, X., Orvain, F., Gernez, P., Dale, A., Coulombier, T., Pineau, P., Lachaussée, N., Polsenaere, P., Dupuy, C., 2019. Impact of chronic and massive resuspension mechanisms on the microphytobenthos dynamics in a temperate intertidal mudflat. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 124, 3752–3777.
- Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., Etcheber, H., 2002. Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry* 79, 229–242. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(02\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(02)00066-X)
- Schillinger, S., 2000. Genèse et architecture d'une flèche sableuse: le Banc du Bûcheron, île de Ré, France.
- Schumm, S.A., Ethridge, F.G., 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys.

- Sciaux, G., 2004. La baie de Bonne Anse : évolution morphologique et interaction avec les activités humaines. (Mémoire DEA "Interface Nature-Sociétés"). Université Jean Monnet, Saint-Etienne.
- Sedrati, M., Anthony, E.J., 2014. Confronting coastal morphodynamics with counter-erosion engineering: the emblematic case of Wissant Bay, Dover Strait. *J Coast Conserv* 18, 483–494. <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0300-1>
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K.R., Holman, R.A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116.
- Silva, A.N., Taborda, R., Bertin, X., Dodet, G., 2012. Seasonal to decadal variability of longshore sand transport at the northwest coast of Portugal. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering* 138, 464–472.
- Sornin, J.-M., 1982. Influences des Installations Conchylicoles sur l'Hydrologie et sur la Morphologie des Fonds. *Revue des travaux de l'Institut des pêches maritimes* 45, 127–139.
- Sornin, J.-M., 1981. Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture: Baie de Cancale, Anse de l'Aiguillon et Bassin de Marennes-Oléron.
- Sottolichio, A., 1999. Modélisation de la dynamique des structures turbides (bouchon vaseux et crème de vase) dans l'estuaire de la Gironde.
- Sottolichio, A., Castaing, P., 1999. A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde estuary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 329, 795–800. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)88634-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)88634-6)
- Sottolichio, A., Hanquiez, V., Périnotto, H., Sabouraud, L., Weber, O., 2013. Evaluation of the recent morphological evolution of the Gironde estuary through the use of some preliminary synthetic indicators. *Journal of Coastal Research* 165, 1224–1229. <https://doi.org/10.2112/SI65-207.1>
- Speer, P.E., Aubrey, D.G., Friedrichs, C.T., 1991. Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. *Tidal hydrodynamics* 321, 339.
- Stanisière, A., 2006. Caractérisation des composantes hydrodynamiques d'un système côtier semi-fermé : Le Bassin de Marennes-Oleron 113.
- Stapor, F., 1973. History and sand budgets of the barrier island system in the Panama City, Florida, region. *Marine Geology* 14, 277–286.
- Stauber, J.L., Chariton, A., Apte, S., 2016. Global Change, in: *Marine Ecotoxicology*. Elsevier, pp. 273–313. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803371-5.00010-2>
- Stéphan, P., Verdin, F., Arnaud-Fassetta, G., Bertrand, F., Eynaud, F., García-Artola, A., Bosq, M., Culioli, C., Suanez, S., Coutelier, C., Bertran, P., Costa, S., 2019. Holocene coastal changes along the Gironde estuary (SW France): new insights from the North Médoc peninsula beach/dune system. *quaternaire* 47–75. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.11172>
- Stive, M.J., Aarninkhof, S.G., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal engineering* 47, 211–235.
- Stive, M.J., De Vriend, H.J., 1995. Modelling shoreface profile evolution. *Marine Geology* 126, 235–248.
- Stive, M.J., Nicholls, R.J., de Vriend, H.J., 1991. Sea-level rise and shore nourishment: a discussion. *Coastal Engineering* 16, 147–163.

- Stone, G.W., Stapor Jr, F.W., 1996. A nearshore sediment transport model for the northeast Gulf of Mexico coast, USA. *Journal of Coastal Research* 786–793.
- 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, 997–1007. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.03.006>
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion reporting of  $^{14}\text{C}$  data. *Radiocarbon* 19, 355–363.
- Talke, S.A., Swart, H.E. de, Schuttelaars, H.M., 2009. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. *Continental Shelf Research* 29, 119–135. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.09.002>
- Ters, M., 1986. Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance. *Climate: History, Periodicity and Predictability* 204–237.
- Terwindt, Kroon, 1993. *Large-scale Coastal Behaviour'93*, U.S Geological Survey. ed. US Geological Survey, Center for Coastal Geology.
- Tessier, B., 2012. Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries, in: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 109–128. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6)
- Tesson, M., 1973. Aspect dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France). Bordeaux 1.
- Thom, B.G., Eliot, I., Eliot, M., Harvey, N., Rissik, D., Sharples, C., Short, A.D., Woodroffe, C.D., 2018. National sediment compartment framework for Australian coastal management. *Ocean & Coastal Management* 154, 103–120. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.01.001>
- Thornton, E.B., Sallenger, A., Sesto, J.C., Egley, L., McGee, T., Parsons, R., 2006. Sand mining impacts on long-term dune erosion in southern Monterey Bay. *Marine Geology* 229, 45–58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.02.005>
- Tolman, H.L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14. Technical note, MMAB Contribution 276.
- Tonnerre, M.-A., 2003. Les tempêtes, un concept et une genèse revisités : l'exemple de la façade occidentale de l'Europe/Storms, a notion revisitated: the case of Western Europe facade. *Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*, pp. 451–470.
- Toublanc, F., 2013. Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente. La Rochelle Université.
- Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., 2016. Formation and structure of the turbidity maximum in the macrotidal Charente estuary (France): Influence of fluvial and tidal forcing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 169, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.11.019>
- Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., Le Moine, O., 2015. Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (Charente, France). *Continental Shelf Research* 94, 42–54. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.009>
- Toublanc, F., Brenon, I., Moine, O., 2012. Inversion de l'asymétrie de la marée, sur un cycle morte-eau vive-eau, dans l'estuaire de la Charente (France). *XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil*, 8p.
- UNPG, 2014. Évaluation et suivi de l'impact des extractions de granulats marins sur les écosystèmes et la biodiversité : quelle intégration dans la directive cadre Stratégie pour le milieu

marin (DCSMM) ?

- Van Maanen, B., Sottolichio, A., 2018. Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. *Continental Shelf Research* 165, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.001>
- Van Maren, D.S., Oost, A.P., Wang, Z.B., Vos, P.C., 2016. The effect of land reclamations and sediment extraction on the suspended sediment concentration in the Ems Estuary. *Marine Geology* 376, 147–157. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.03.007>
- Van Rijn, L.C., 2011. Coastal erosion and control. *Ocean & Coastal Management* 54, 867–887. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004>
- Van Rijn, L.C., Soulsby, R.L., Hoeksa, P., Davies, A.G., 2005. SANDPIT: Sand Transport and Morphology of Offshore Sand Mining Pits. Process knowledge and guidelines for coastal management.
- Vandermeirsch, F., 2012. Variation spatio-temporelle de la température et de la salinité. Sous-région marine Golfe de Gascogne. Evaluation initiale DCSMM.
- Vaney, J.-R., 1969. Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne: recherches géomorphologiques. (Mémoires Ecole Pratique Hautes Etudes). Dinard.
- Verger, F., 2005. Marais et estuaires du littoral français. Belin, Paris, 435–436. <https://doi.org/10.7202/012568ar>
- Verger, F., 1968. Marais Wadden du littoral français: étude déomorphologique.
- Verpoorter, C., 2009. Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale: application à la Baie de Bourgneuf.
- Visher, G.S., 1999. Stratigraphic Systems: Origin and Application. Academic Press.
- Vogt, C., Hartman, G., 2019. Dredging Practices and Environmental Considerations, in: *Environmental Geology*. Springer, pp. 325–351.
- Vollette, J., Thirion, J.-M., Lahondère, C., 2016. Inventaire des macroalgues des estrans rocheux de l'estuaire de la Gironde. *Bull. Soc. Bot. Centre-Ouest* 46, 25–33.
- Vriend, H.J.D., 1991. Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour. *Journal of Hydraulic Research* 29, 727–740. <https://doi.org/10.1080/00221689109498955>
- Waeles, B., Le Hir, P., Jacinto, R.S., 2004. Modélisation morphodynamique cross-shore d'un estran vaseux. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1025–1033.
- Walker, P., Ravilly, M., Launay, R., 2014. Suivi environnemental des exploitations de granulats marins au large de la pointe de Chassiron. Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire dans la zone pré littorale, in: XIIIèmes JNGCGC Dunkerque. Editions Paralia, pp. 849–858. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2014.094>
- Wang, K.-H., Shen, Q., 1999. Wave motion over a group of submerged horizontal plates. *International Journal of Engineering Science* 37, 703–715. [https://doi.org/10.1016/S0020-7225\(98\)00094-9](https://doi.org/10.1016/S0020-7225(98)00094-9)
- Wang, W., Liu, H., Li, Y., Su, J., 2014. Development and management of land reclamation in China. *Ocean & Coastal Management* 102, 415–425. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2014.03.009>
- Weber, N., Chaumillon, E., 2004. Long term evolution of sandwaves in estuaries illustrated by active, intermediate and moribund sandwaves of the French Atlantic coast (Charente-maritime).

- Weber, N., Chaumillon, É., Tesson, M., 2004a. Enregistrement de la dernière remontée du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : le pertuis Breton (Charente-Maritime). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1273–1282. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.07.007>
- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M., Garlan, T., 2004b. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology* 207, 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.001>
- Weber, N., Garlan, T., 2000a. L'évolution du littoral charentais depuis 1820 : un aperçu de la dynamique sédimentaire. *Journal de recherche Océanographique* 36, 206–209.
- Weber, N., Garlan, T., 2000b. Dynamique sédimentaire du littoral charentais : apport des données anciennes. (18ième Réunion des Sciences de la Terre). Paris.
- Weber, O., Jouanneau, J., Ruch, P., Mirmand, M., 1991. Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits. *Marine Geology* 96, 159–165.
- Weber, W.N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral Charentais : Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse 357.
- Wenger, A.S., Harvey, E., Wilson, S., Rawson, C., Newman, S.J., Clarke, D., Saunders, B.J., Browne, N., Travers, M.J., Mcilwain, J.L., Erfteimeijer, P.L.A., Hobbs, J.-P.A., Mclean, D., Depczynski, M., Evans, R.D., 2017. A critical analysis of the direct effects of dredging on fish. *Fish Fish* 18, 967–985. <https://doi.org/10.1111/faf.12218>
- Wilber, D.H., Clarke, D.G., 2001. Biological Effects of Suspended Sediments: A Review of Suspended Sediment Impacts on Fish and Shellfish with Relation to Dredging Activities in Estuaries. *North American Journal of Fisheries Management* 21, 855–875. [https://doi.org/10.1577/1548-8675\(2001\)021<0855:BEOSSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1577/1548-8675(2001)021<0855:BEOSSA>2.0.CO;2)
- Williams, A.T., Rangel-Buitrago, N., Pranzini, E., Anfuso, G., 2018. The management of coastal erosion. *Ocean & Coastal Management* 156, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.03.022>
- Winterwerp, J.C., Wang, Z.B., Van Braeckel, A., Van Holland, G., Kösters, F., 2013. Man-induced regime shifts in small estuaries—II: a comparison of rivers. *Ocean Dynamics* 63, 1293–1306.
- Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006. Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics* 56, 487–497.
- Wright, L., 1995. Morphodynamics of inner continental shelves : Coastal depositional landforms. MARINE SCIENCE SERIES.
- Wright, L., Boon, J.D., Kim, S., List, J., 1991. Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology* 96, 19–51.
- Wu, J., 1975. Wind-induced drift currents. *Journal of Fluid Mechanics* 68, 49–70.
- Yassini, I., Jones, B.G., 1995. Recent Foraminifera and Ostracoda from estuarine and shelf environments on the southeastern coast of Australia. University of Wollongong Press.
- Yates, M.L., Guza, R., O'Reilly, W., Seymour, R., 2009. Overview of seasonal sand level changes on southern California beaches. *Shore & beach* 77, 39.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change.

- Zhang, Y.J., Ye, F., Stanev, E.V., Grashorn, S., 2016. Seamless cross-scale modeling with SCHISM. *Ocean Modelling* 102, 64–81.
- Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208, 91–111. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90338-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90338-7).

## **10.Note scientifique : Les cellules hydro-sédimentaires à l'échelle du Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des Pertuis (projet CELHYSE)**

**Avant-propos** : CELHYSE est un projet de recherche et développement financé par le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et de la mer des pertuis et réalisé grâce aux travaux de post-doctorat d'Anais Schmitt (encadrement E. Chaumillon, La Rochelle université, UMR 7266 LIENSs). CELHYSE adresse la notion de cellules hydro-sédimentaire au travers d'une synthèse des évolutions morphologiques et sédimentaires sur l'ensemble du territoire du Parc. La diversité des phénomènes physiques mis en jeu et leur interdépendance a conduit à regrouper les évolutions en 3 échelles de temps : long terme (millénaire) ; moyen terme (séculaire) et court terme (décennale à événementiel). Ce document est une courte synthèse scientifique de l'analyse produite.

### **Le contexte**

Le Parc naturel marin de l'estuaire de la Gironde et mer des Pertuis a été créée en 2015 afin de préserver le milieu marin, d'améliorer sa connaissance et de contribuer au développement durable des activités maritimes.

D'une superficie de 6500 km<sup>2</sup>, le Parc borde plus de 1 000 km et s'étend à une trentaine de km vers l'ouest, jusqu'à des profondeurs voisines des 50 m. (Figure 1, page 255).

Le parc comprend principalement :

- 6 estuaires, dont celui de la Gironde qui est l'un des plus grand d'Europe ;
- 3 îles : Oléron, Ré et Aix ;
- 3 bras de mer, appelés localement pertuis (Breton, d'Antioche et de Maumusson) ;
- des baies tidales avec de larges estrans ;
- 1 large zone d'avant-côte sous influence océanique.

Le mélange d'eaux douce et salée, la diversité des substrats (rocheux, sableux, vaseux), les différentes profondeurs et la diversité des forçages hydrodynamiques (vagues et marée) permettent le développement d'habitats variés et d'une biodiversité abondante (Figure 1, page 255).

Cette richesse naturelle est attractive pour de nombreuses activités humaines : conchyliculture, pêche, dragage, extraction de sable, tourisme et activités de loisirs (Figure 1, page 255). Ces activités très diverses se partagent les espaces estuariens et maritimes, beaucoup d'entre elles dépendent du bon état écologique des milieux littoraux et de leurs évolutions.

### **Les évolutions sédimentaires et leurs forçages à long terme**

La morphologie générale du trait de côte et des fonds marins incluant les 6 estuaires, les 3 îles, les 3 pertuis avec les fosses sous-marines, s'explique par : (1) le creusement de **quatre vallées fluviales** lors des épisodes de bas niveau marin (périodes glaciaires) du Quaternaire ; (2)

l'inondation de ces vallées lors de la dernière remontée du niveau marin (interglaciaire actuel) ; (3) le **comblement sédimentaire** partiel de ces vallées (Figure 2, page 256).

Ce comblement est subdivisé en deux ensembles principaux : le **comblement des vallées sous-marines au large** (lieu d'extraction des granulats) ; une **accumulation côtière** (prisme côtier), comprenant les barrières sableuses dominées par les vagues (plage + avant-plage + dune), les marais littoraux et les replats de marées (estrans larges). Ces deux ensembles sont séparés par une zone avec une couverture sédimentaire réduite ou absente, constituée par les fosses et embouchures de Maumusson et de la Gironde.

Ainsi, le paramètre de premier ordre contrôlant les évolutions millénaires est le changement global du **niveau de la mer**. Beaucoup de différences dans les comblements de ces vallées s'expliquent par les paramètres **hydrodynamiques** (vagues et marées), eux-mêmes très influencés par la morphologie du socle rocheux héritée de ces variations du niveau marin.

### **Les évolutions sédimentaires et leurs forçages à moyen et court terme**

Aux échelles séculaires et décennales, les évolutions du littoral et des fonds marins sont très variables dans le temps et dans l'espace (Figure 2, page 256). Les évolutions les plus importantes sont observées au niveau du prisme côtier, en particulier le long des plages et des replats de marée. Les côtes rocheuses ou mixtes (roche et sédiment) sont beaucoup plus stables.

Les **barrières sableuses** exposées au large sont dominées par l'érosion, on les qualifie de **transgressives**. Elles subissent des mouvements saisonniers importants avec une accrétion en période de beau temps (souvent l'été) et une érosion lors des périodes de tempêtes et de fortes vagues (principalement l'hiver). La direction dominante des vagues par rapport à la côte induit un mouvement général de sable vers le sud, appelé dérive littorale. Cette dérive décroît dans les zones abritées des vagues provoquant des accumulations de sable, en particulier à l'extrémité des flèches sableuses (Arcay, la Coubre).

Au niveau des **embouchures et à proximité des caps**, les courants induits par les vagues et les marées sont forts. Ces courants déplacent les sédiments et entraînent une **mobilité maximale** des côtes adjacentes.

Les **replats de marées** abrités sont dominés par l'accrétion, on les qualifie de **régressifs**. Les vagues et les courants de marée y sont atténués, ce qui aboutit à une sédimentation rapide des particules fines transportées en suspension.

Quels que soient les environnements, les évolutions morphologiques les plus spectaculaires sont produites par les **tempêtes** et les **successions de tempêtes**. Elles peuvent **éroder** fortement les barrières et replats de marée. Les tempêtes provoquent des surcotes. Une surcote en phase avec la marée haute peut entraîner des **submersions** marines catastrophiques.

Lors des **crues**, les **sédiments fins** des fleuves sont **expulsés** en dehors des estuaires vers la mer. Le principal exportateur de sédiments est l'estuaire de la Gironde. Ses sédiments fins peuvent se déplacer jusque dans les pertuis charentais (Figure 2, page 256).

A l'instar des évolutions millénaires, les évolutions séculaires et décennales sont gouvernées par les paramètres hydrodynamiques (vagues et marées) eux-mêmes très influencés par la morphologie du socle rocheux.

### **Les activités humaines et les sédiments**

Les activités humaines sont un paramètre de forçage majeur des évolutions des habitats dans le Parc, qui se superpose aux autres forçages naturels :

- la **déforestation** a favorisé l'érosion des sols et **augmente les apports en sédiments fins** via les fleuves ;
- la **poldérisation** a **accélééré le déplacement du trait de côte** vers la mer ;
- la **conchyliculture favorise le dépôt des sédiments fins** dans les baies ;
- les **dragages**, pour le maintien de la circulation des navires et les **extractions de granulats**, pour la construction, **prélèvent des sédiments** ;
- le **tourisme** et les pratiques associées ont entraîné la construction massive d'infrastructures côtières avec des **ouvrages de défense**, impactant fortement la **dynamique sédimentaire** littorale.

### **Les cellules hydro-sédimentaires**

La synthèse de connaissance produite par le projet CELHYSE est complétée par un découpage en cellules hydro-sédimentaires (Figure 2, page 256). Une cellule est un espace du littoral qui peut être décrit et analysé de manière autonome sur le plan des transports sédimentaires. Ce découpage est fondé sur les connaissances hydro-sédimentaires. Il est réalisé dans le but de quantifier les entrées et sorties des sédiments pour une cellule et à une échelle de temps donnée dans un objectif d'aide à la gestion du littoral. Actuellement, les connaissances ne permettent pas de quantifier tous les transports sédimentaires.

Cet outil de gestion est adapté le long des côtes sédimentaires sableuses exposées aux vagues. Il ne prend pas en compte le transport de sédiments fins (exemple : vases) et n'est pas approprié aux transports perpendiculaires aux rivages au-delà de la profondeur de fermeture (14 m). Le découpage en cellules ne doit pas masquer le fait que lors des tempêtes et des crues, les sédiments migrent sur de grandes distances, au-delà des limites des cellules. Le découpage en cellules traduit de façon incomplète la dynamique sédimentaire du Parc.

### **Les relations connaissances-gestion**

Le parc marin présente une très importante diversité d'habitats au sein d'un périmètre relativement restreint. Les évolutions morphologiques rapides induites par une forte dynamique sédimentaire impactent fortement ces habitats, la biodiversité et les activités humaines. Ces dynamiques sont susceptibles d'être amplifiées en raison du changement climatique, de l'élévation du niveau de la mer, et de l'anthropisation croissante liée à la littoralisation des sociétés.

De fait, la compréhension des dynamiques morphologiques et sédimentaires représente un enjeu majeur pour gérer durablement cet espace marin. Bien que rassemblant environ 300 articles, une 20<sup>ème</sup> de thèses et une 50<sup>ème</sup> de rapports, la synthèse CELHYSE souligne des lacunes

et en particulier un manque de mesures de terrain et de connaissances des flux sédimentaire entre les différentes cellules et grandes provinces sédimentaires du Parc (avant-côtes, estuaires, pertuis, baies etc...). CELHYSE est la première synthèse des évolutions morpho-sédimentaires à l'échelle du Parc et constitue une base solide pour l'aide à la décision des acteurs et gestionnaires, dans l'objectif de concilier le développement des activités humaines et le respect des écosystèmes.

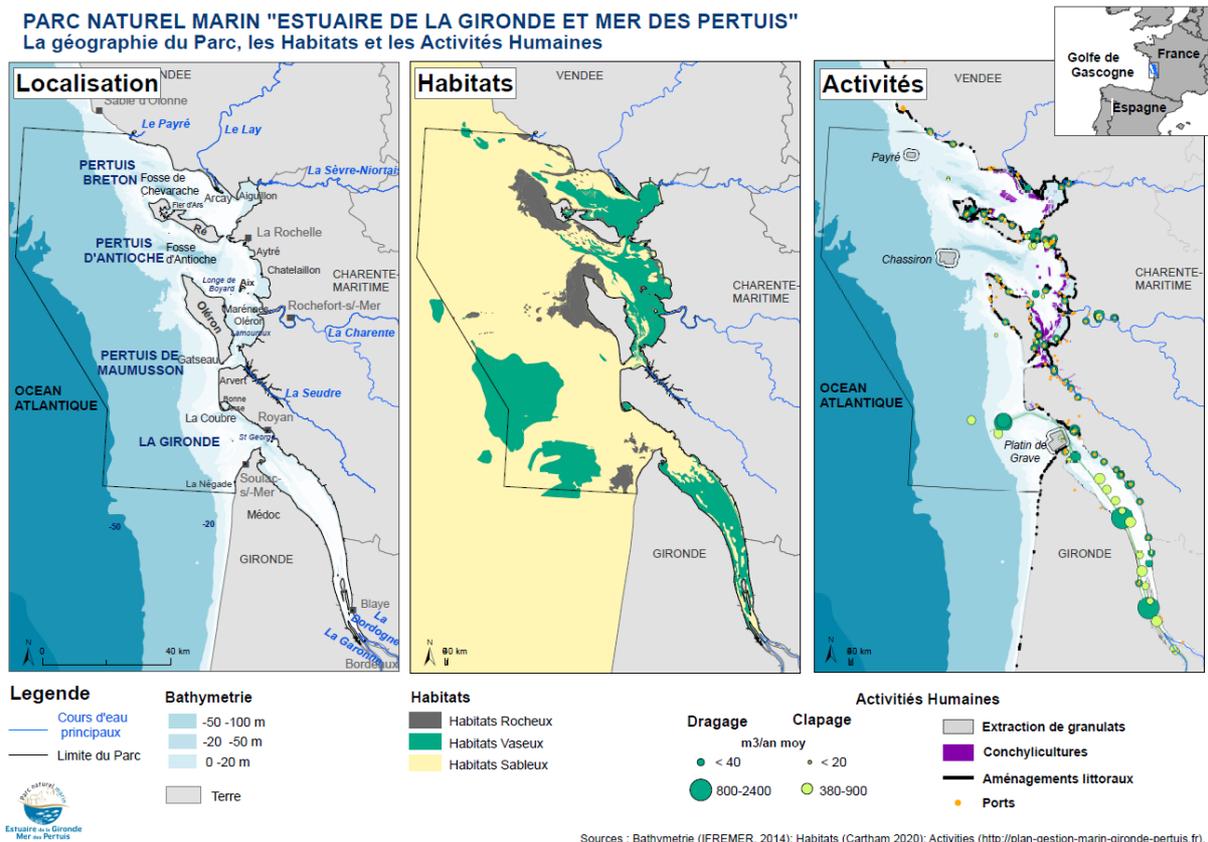


Figure 1 : La Géographie du Parc naturel marin estuaire de la Gironde et mer des pertuis : La Localisation ; Les habitats majeurs en fonction de la nature des fonds ; Les principales activités humaines.

**PARC NATUREL MARIN "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MER DES PERTUIS"**  
Evolution morphologique et sédimentaire

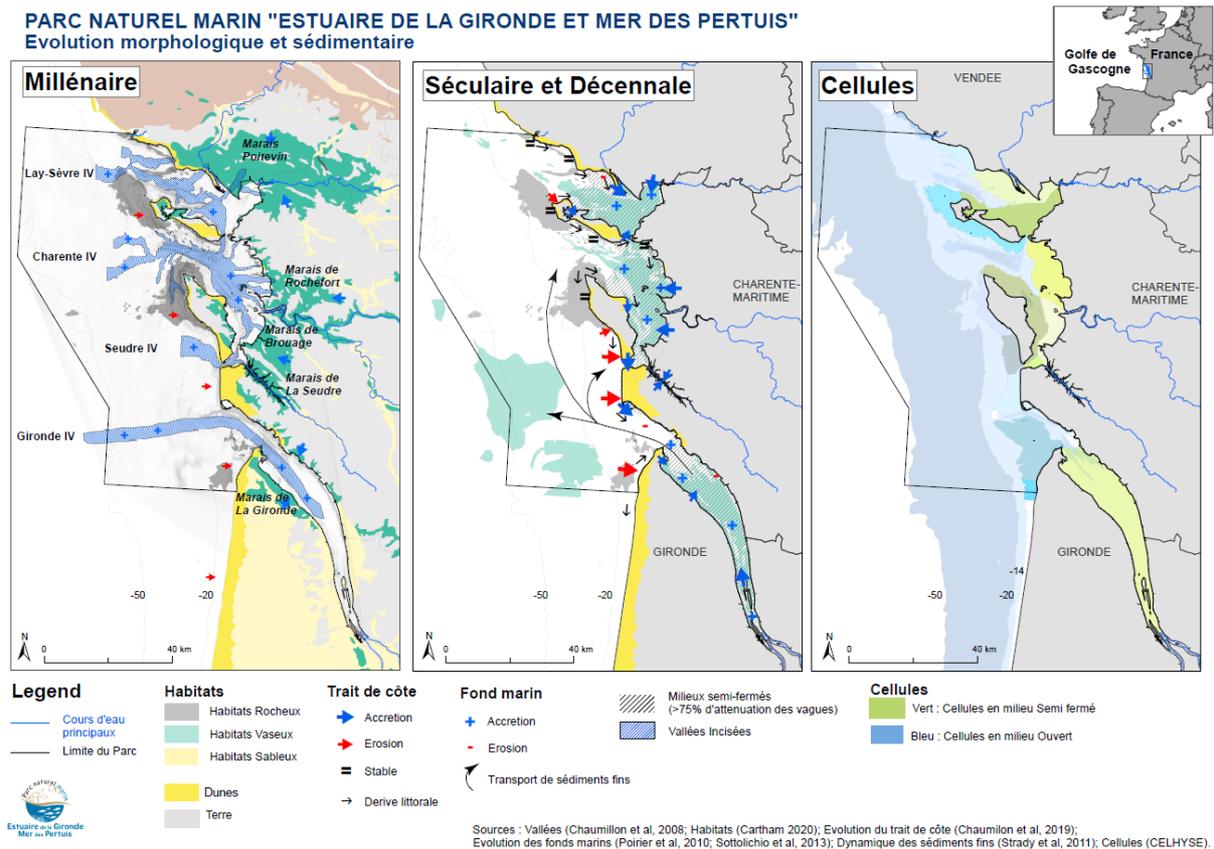


Figure 2 : L'évolution morphologique et sédimentaire du Parc à long terme (Millénaire) ; à moyen et à court terme (Séculaire à événementiel) et le découpage en cellules hydro-sédimentaires.

## 11. Glossaire du projet CELHYSE

**Accrétion ou Aggradation ou Accumulation** : Définit une structure (plage, barre, dune, banc, vasière, marais, chenal ...) en accumulation croissante (verticale ou horizontale) par la sédimentation déposée par les processus de transport. Elle peut être d'origine naturelle (apports éoliens ou marins) ou artificielle (due à un ouvrage de protection ou un rechargement).

**Accommodation** : Espace disponible pour une sédimentation potentielle, indépendante du fait que cet espace soit rempli ou non. Ce concept regroupe ainsi les effets de l'**eustatisme\*** et de la **tectonique\***. En milieu marin, l'accommodation est assimilable au niveau marin relatif. La création ou la réduction d'espace d'accommodation, c'est-à-dire les variations de niveau marin relatif, ont un impact considérable sur la répartition et la hiérarchisation des unités stratigraphiques (Cross, 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Allen, 1993). Ces variations sont définies par le **taux d'accommodation**, qui est la dérivée de l'accommodation selon le temps géologique. Une manière certainement plus simple de quantifier l'espace réellement disponible pour les sédiments est de considérer la **bathymétrie**. En effet, à un temps géologique donné, l'accommodation correspond à la somme de la bathymétrie et de la quantité de sédiments déposés et préservés.

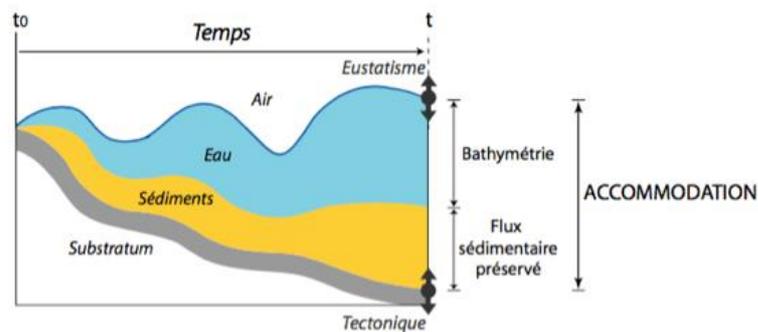


Figure 1 : Schéma représentatif de l'espace d'accommodation, du flux sédimentaire et de la bathymétrie ; d'après Robin (1995 et Homewood et al. 1999).

**Affleurement** : Surface rocheuse directement visible sans être masquée par des formations superficielles.

**Allocyclique** : Relatif à un mécanisme induisant une origine externe et globale de type astronomique (climatique), dilatation thermique des océans ou eustatique. Par opposition à **Autocyclique**.

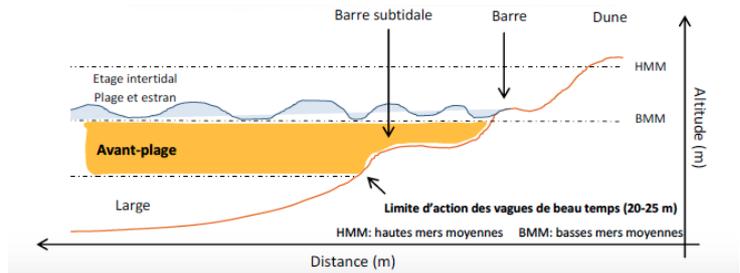
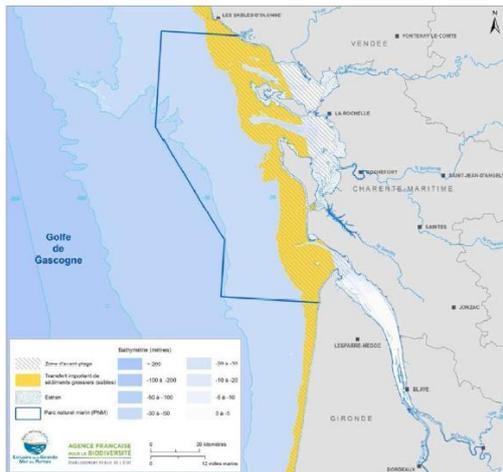
**Amplitude** : Différence entre les valeurs extrêmes d'une grandeur, caractéristique d'une grandeur soumise à des variations périodiques (onde). L'amplitude de la houle correspond à la différence de hauteur entre la crête et le creux. L'amplitude des marées correspond à la différence de hauteur entre une pleine mer ou une basse mer par rapport au niveau moyen.

**Anthropique** : Qualifie toute forme provoquée directement ou indirectement par l'action de l'homme.

**Anthropocène ou « Poubellien supérieur » :** Désigne une nouvelle époque. Période qui aurait débuté à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle avec la révolution industrielle à partir de laquelle l'influence de l'Homme sur le système terrestre est devenue prédominante (*Crutzen and Stoermer, 2000 ; Crutzen, 2002*).

**Autocyclique :** Relatif à un mécanisme induisant une origine locale en lien avec la configuration du lieu. Par opposition à **Allocyclique**.

**Avant-plage ou Avant-côte ou Plage sous-marine ou Shoreface ou Nearshore ou Zone subtidale :** Partie du domaine littoral constamment submergée proche du rivage, concernée par les échanges avec la côte. Elle s'étend de la limite des plus basses mers jusqu'à la limite inférieure de l'action des vagues sur le fond, correspondant également à la rupture de pente du plateau continental (- 23 m sur les côtes aquitaines). Cette zone peut être subdivisée en deux parties avec une approche hydrodynamique : **L'avant-plage supérieure** qui est caractérisée par une agitation continue du fond marin par l'action des courants induits par les vagues. Cette zone présente des sables à grains moyens à fins bien triés. Ces sables peuvent former des fortes accumulations appelées barres subtidales. **L'avant-plage inférieure** qui est caractérisée par l'action des vagues de beau temps et de tempêtes. Cette zone est constituée de sables à grains fins sur un fond avec peu de variations bathymétriques (pente de 1 %).



**Baie ou Anse :** Échancrure du littoral dessinant un trait de côte concave ouvert sur la mer. En général, un ou plusieurs fleuves se jettent dans une baie ou une Anse qui est peu profonde. Elle forme un port naturel, un abri exploité par les hommes, en fonction du climat. Exemple : la Baie de Marennes ou l'Anse de l'Aiguillon.

**Baïne :** Signifie «petit bain» en patois landais, terme local désignant une dépression (sillon ou chenal) littoral ressemblant à une piscine naturelle formée entre les barres intertidales. Lorsque la mer descend, elle peut engendrer un courant violent. Fréquent sur les estrans sableux de grande largeur.

**Banc :** Formation surélevée composée d'accumulation de sédiments (gravier, sable et/ou vase) créée par l'hydrodynamisme local (érosion et remobilisation). Sa position est variable dans le temps. Sa topographie plus haute contribue à atténuer la force des vagues. Il constitue un habitat naturel particulier.

**Barrière ou Cordon ou Barre littorale** : Formations sédimentaires souvent rectilignes, allongées et sableuses constituées par trois ensembles : l'avant plage, la plage et la dune. Dans les zones littorales exposées aux vagues les barrières littorales font office de défense des côtes. Trois configurations de barrières sont rencontrées dans la nature : les barrières accolées au continent ; les barrières séparées du continent par des lagunes ou îles barrières ; les barrières accrochées au continent par une extrémité appelé aussi **flèche sableuse**.

**Bassin sédimentaire ou Domaine de sédimentation**: Zone sur laquelle se sont accumulées ou s'accumulent des couches de sédiments. Dans un bassin sédimentaire, les couches géologiques sont empilées les unes au-dessus des autres dans leur ordre de dépôt, les plus anciennes en-dessous des plus récentes.

Chaque bassin sédimentaire subit au fil des temps une succession d'épisodes principalement soumis aux variations relatives du niveau marin et aux variations climatiques. La mer peut ainsi envahir une région puis par la suite, à une échéance ou à une autre, s'en retirer. Quand la mer avance sur un domaine, on parle de **transgression**. Celle-ci se traduit par de nouveaux dépôts. Puis la mer gagne du terrain et les rivages s'éloignent.

La sédimentation devient plus fine et de nature différente : calcaire, marne, argile, etc., selon les contextes, avant que la mer, parfois après un très grand laps de temps, quitte le domaine : on parle alors de **régression** marine. La période comprenant une transgression et une régression est qualifiée de cycle sédimentaire. Ce terme peut aussi s'appliquer aux roches sédimentaires pour elles-mêmes. Elles proviennent de l'érosion d'autres roches préexistantes, puis du transport et du dépôt des matériaux : les **sédiments**. Ceux-ci se compactent et s'indurent, donnant de nouvelles roches sédimentaires qui, dans l'histoire géologique, peuvent être ramenées à l'air libre et de nouveau soumises à l'érosion et ainsi de suite.

Un bassin sédimentaire ne se forme que là où des sédiments peuvent s'accumuler. Cette évidence recouvre un concept majeur : l'accumulation des sédiments nécessite une création d'espace, résultat soit d'un enfoncement de la base du bassin (**subsidence**), soit d'une hausse du niveau marin, c'est la notion **d'espace d'accommodation**.

**Bassin versant** : Espace géographique drainé par un cours d'eau et ses affluents. Toutes les eaux dans cet espace s'écoulent et convergent vers un même point de sortie appelé exutoire : confluent, cours d'eau, océan...

**Bathymétrie** : Mesure par sondage acoustique des profondeurs de l'océan pour déterminer la topographie des fonds de la mer. Depuis 1958, les données bathymétriques ont été obtenues en navigation avec des sondeurs acoustiques embarqués (mono ou multifaisceaux).

La bathymétrie est une donnée essentielle car elle intervient dans plusieurs aspects des systèmes sédimentaires : (1) Elle fait le lien entre l'espace d'accommodation et le flux sédimentaire, déterminant ainsi l'espace effectivement disponible pour la sédimentation et contrôlant la hiérarchisation des unités stratigraphiques. (2) Elle permet également de caractériser partiellement la nature des dépôts sédimentaires.

**Benthique** : Terme issue du Grec « benthos » qui signifie profondeur et se rapporte aux espèces animales et végétales vivant au fond des océans.

**Berges** : Bordure plus ou moins escarpée délimitant le lit mineur d'un cours d'eau ou d'un plan d'eau. Les berges peuvent être naturelles, aménagées ou artificielles.

**Berne** : Corps sédimentaire sableux de plage situé sur la zone supérieure de battement de la houle. Créé lors des périodes d'engraissement de plage par des houles calmes et régulières. Plusieurs berms peuvent se succéder sur un profil de plage.

**Bilan sédimentaire ou Budget sédimentaire** : Bilan des apports et des pertes en sédiments sur une zone.

**Biodiversité ou diversité biologique** : Expression apparue dans les années 1980 qui désigne l'ensemble des espèces vivantes (diversité spécifique), de leur patrimoine génétique (diversité génétique), leurs habitats (diversité des écosystèmes et des fonctionnalités) et les paysages. Grâce à des relations de compétition, de prédation, ou de coopération, tels les maillons d'un réseau infini, chacun vit en interdépendance. La biodiversité est indispensable aux grands équilibres écologiques, lesquels jouent un rôle déterminant dans la disponibilité des éléments essentiels à la vie : la nourriture, l'eau et l'air.

**Bouchon vaseux ou Zone de Maximum de Turbidité** : Zone d'accumulation de sédiments fins en suspension, caractéristique des estuaires. Le piégeage naturel est lié à la rencontre des courants de marées avec les eaux douces des cours d'eau. Lorsque le marnage est important, il se déplace au gré des courants de marée. La concentration est estimée  $> 1$  g/L faisant de ce milieu turbide un écosystème particulier.

**Brise-lames** : Ouvrage de protection du littoral détaché en mer parallèlement au trait de côte, à l'entrée d'un port, d'une zone aménagée, une plage ou un secteur vulnérable à l'érosion, pour diminuer l'énergie généré par les vagues.

**Carottage** : Méthode de prélèvement de sédiments qui consiste à récupérer un cylindre de sédiments en place, c'est à dire en conservant l'intégralité de la position des différentes couches qui le composent. Le principe est simple : on fait entrer un tube creux dans le sédiment puis on le remonte. En pratique, le carottage nécessite des repérages préalables. Il faut rechercher des zones dans lesquelles il y a accumulation régulière de sédiments. La technique utilisée va alors dépendre des caractéristiques de prélèvement pour s'adapter aux conditions. Il existe différents outils de prélèvements sédimentaires Vibrocarottier ; carottier Küllenberg ; cônes Berthois ; des benes Shipeck...

**Célérité** : Vitesse de propagation d'un phénomène ondulatoire d'une crête.

**Cellule sédimentaire** : Portion du littoral ayant un fonctionnement sédimentaire relativement autonome par rapport aux secteurs voisins. Les limites des cellules sont, soit des ouvrages maritimes, soit des obstacles naturels importants (embouchures, caps, ...) qui bloquent ou modifient le déplacement du sable sous l'action des houles (transit littoral).

**Charriage** : Processus de déplacement des sédiments les plus massifs, sous l'effet du vent ou de l'eau, qui restent en contact avec le sol (roulent ou glissent) et se déplacent de manière relativement lente et discontinue. Les deux autres modes de transport des sédiments par un fluide se font par **suspension** dans la colonne d'eau pour les particules les plus fines ou par **saltation**.

**Chenal ou Passe** : Sillon formé par une action hydrodynamique. De caractéristique plus ou moins méandrique et profond, il peut servir d'accès à la navigation. On parlera de chenal tidal pour les formations créées par les courants de marée (flot et jusant).

**Climatologie** : Discipline scientifique d'étude du climat et de l'état moyen de l'atmosphère sur de longues périodes dans le temps (répartitions géographiques et saisonnières des températures, des vents, des précipitations, etc.). La climatologie peut aussi s'appliquer au domaine océanique (paramètres de température de l'eau, de salinité, de pH, etc.).

**Conchyliculture** : Forme d'aquaculture, ensemble des procédés et des techniques utilisés pour la production de coquillage (huitres, moules, palourdes, ormeaux, coquilles Saint-Jacques, etc.).

**Conglomérat ou roche conglomératique** : Caractéristique pour une roche sédimentaire détritique composée d'éléments (débris) divers de taille pluri-métrique à pluri-centimétrique, soudée par un liant ou ciment interstitiel. Il existe une classification des conglomérats permettant d'obtenir des informations sur leur environnement de dépôt signe d'une forte énergie.

**Courant** : Tout déplacement d'ensemble des particules d'un fluide. S'agissant de la mer, mouvement permanent ou périodique des eaux généré soit par des différences de températures, les vents, les vagues ou les marées.

**Coriolis** : force produite par l'accélération complémentaire due à la rotation terrestre et qui s'exerce sur tous les corps en mouvement à la surface de la Terre ; elle détermine la direction générale des vents et des courants océaniques, les déviant vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud.

**Coureau** : Terme local pour nommer une passe ou petit chenal (Le coureau de La Pallice ou le coureau d'Oléron).

**Crème de vase** : sédimentation du bouchon vaseux de forte concentration (100 à 400 g/L).

**Crête** : Sommet d'une vague ou d'une ondulation de houle.

**Cross-shore** : Perpendiculaire à la côte.

**Crués** : Qualifie une forte augmentation du débit moyen d'un cours d'eau. Survient après une forte pluie en amont dans le bassin versant. Peut provoquer des débordements du lit mineur et des dommages (inondations) des rives.

**Déferlement des vagues ou zone de surf** : Zone de déformation rapide du profil de l'onde de vague, associée à la production de turbulence et de perte d'énergie. Il se produit à quelques dizaines ou centaines de mètres de la côte soit pour des profondeurs d'eau d'environ 2 fois la hauteur des vagues. Ainsi, le déferlement aboutit à une diminution brutale de la hauteur des vagues vers la côte et ainsi un transfert de quantité de mouvement.

**Dérive littorale** : Transport sédimentaire parallèle à la côte (*longshore*), induit par le courant de la houle oblique par rapport à la côte. Il peut atteindre des centaines de milliers voire plusieurs millions de m<sup>3</sup> de sable par an par rapport à un point fixe sur la côte. Le volume transporté est d'autant plus grand que les vagues sont hautes, longues, obliques. Les variations de la dérive littorale sont déterminantes pour l'évolution des côtes. L'activité et le sens de la dérive explique, par exemple, la dissymétrie de sédimentation de part et d'autre d'aménagements (épi), ainsi que les barrières ou autres formations sableuses en bordure des littoraux.

***Détritique ou Terrigène*** : Matériel qui est formé de débris d'érosion par altération des roches ou d'organismes. Ces particules sont transportées par l'eau, la glace, le vent, les courants et se déposent lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue (ou lors de la fonte de la glace).

***Diffraction*** : Processus subi par les ondes au voisinage d'un obstacle, se traduisant par une redistribution locale de l'énergie, qui se manifeste pour la houle par un changements d'amplitude, de direction et de célérité.

***Digue*** : Construction artificielle longitudinale, sur le trait de côte ou proche du littoral, faisant obstacle à l'écoulement et destinée à lutter contre la submersion marine.

***Dragage*** : Opération qui consiste à extraire les matériaux situés sur le fond d'un plan d'eau. L'objectif peut être de réaliser des travaux de génie portuaire (creusement de bassins ou de chenaux), d'entretenir les chenaux fluviaux ou maritimes empruntés par les navires lorsqu'ils ont été comblés par les sédiments, d'effectuer des opérations de remblaiement pour reconstituer les plages ou gagner des terres sur la mer ou d'extraire des granulats marins pour répondre aux besoins du secteur de la construction. Il est réalisé à l'aide d'une drague dont les caractéristiques dépendent de la nature des travaux.

Il existe un grand nombre de méthodes de dragages ces techniques sont regroupées en quatre catégories :

Les **dragages hydrauliques ou aspiratrice** consiste à l'aspiration par des pompes centrifugeuses d'un mélange d'eau et de sédiments par un long tube, appelé élinde. Les boues de dragages sont ensuite déversées dans un puits, dans un chaland ou dans des conduites allant vers une zone de dépôt.

Les **dragages mécaniques** à benne preneuse, à godets, à pelle ou à cuillère. Elles sont peu courantes et utilisées pour des zones difficiles d'accès. Les sédiments dragués sont envoyés dans un puits, dans un chaland ou directement déposés à terre.

Les **dragages à injection d'eau** ou Jetsed, consiste à envoyer de l'eau sous pression ou de l'air comprimé pour détacher la couche de sédiments du sol, ces sédiments se trouvent alors en suspension dans l'eau et sont entraînés par les courants.

Le **rotodévasage** consiste à désolidariser les sédiments du sol à l'aide d'une fraise horizontale mécanique, les matériaux sont alors remis en suspension et transportés par les courants.

L'ensemble de ces techniques est utilisé sur le Parc.

***Drone*** : Petit engin aéroporté sans pilote permettant des prises de vue aériennes.

***Dune*** : Accumulation de sable édiflée par un agent de transport, on distingue les dunes éoliennes (édifiées par le vent) des dunes sous-marines (édifiées par les courants ou la houle).

***Écosystème*** : Système formé par un environnement (biotope) et par l'ensemble des espèces (biocénose) qui y vivent, s'y nourrissent et s'y reproduisent.

***Effet réservoir*** : Effet qui tend à déséquilibrer le contenu en radiocarbone ( $^{14}\text{C}$ ) des organismes terrestres et marins.

***Embouchure*** : Environnement permettant la communication entre l'océan et une zone abritée de type baie tidale ou estuaire. Ces systèmes sont constitués d'un ou plusieurs chenaux où se concentrent les courants de marée et les bancs de sable constituant les deltas de flots et de jusant. L'intensité des forçages hydrodynamiques (houle, marée) régissant leur fonctionnement

entraîne une très forte variabilité de leur morphologie. Ainsi, les embouchures symbolisent la partie la plus dynamique du système de barrière littorale et sont responsables des principaux changements observés sur les littoraux adjacents. Les embouchures assurent les échanges d'eaux, de sédiments et de matières et sont responsables de l'apport des sédiments depuis la terre vers la mer. Leur formation est facilitée par la présence de vallée incisée et/ou la construction d'une flèche sableuse au travers d'une baie. Les embouchures peuvent aussi se former par rupture définitive ou éphémère de barrière littorale suite à des événements exceptionnels.

**Endogène :** Qui prend naissance à l'intérieur, est dû à une cause interne du milieu. Par opposition à exogène.

**Engraissement :** Accumulation de sédiments sur une plage en dehors des phases de tempêtes. Élévation par sédimentation du profil transversal d'une plage, d'un cordon littoral ou d'un lobe de méandre.

**Enrochement :** Ouvrage artificielle constitué d'un ensemble de roches ou blocs entassés pour servir de protection à l'érosion liée à l'action des vagues ou des courants sur des constructions ou des plages.

**Épi :** Ouvrage de défense transversal par rapport au trait de côte (en bois, en pierre ou maçonnerie). L'épi permet de retenir une partie de la charge sédimentaire véhiculée par la dérive littorale et de ce fait réduire son érosion et le dégraissage des plages.

**Érosion ou Démaigrissement :** Ensemble de phénomènes externes qui, à la surface du sol ou à faible profondeur, modifient le relief par enlèvement de matière solide. Cette perte de sédiment peut entraîner un recul du trait de côte ou un abaissement de la plage et/ou de l'estran.

**Estran ou Zone de balancement des marées ou Zone intertidale :** Espace compris entre le niveau des plus hautes et des plus basses mers connues. Ces estrans offrent une diversité de faciès : vaseux, sableux et rocheux. La marée descendante découvre des environnements et des écosystèmes spécifiques adaptées à ce changement momentané plus ou moins long du milieu.

**Estuaire :** D'un point de vue hydrologique, les estuaires sont des masses d'eau qui possèdent une connexion libre avec l'océan et dans lesquelles, l'eau de mer est diluée de façon mesurable, par de l'eau issue du bassin versant (*Pritchard, 1967*). Cette définition très utile en écologie en raison de la sensibilité des êtres vivants à la salinité, présente l'inconvénient de ne pas prendre en compte l'évolution à long terme des estuaires. Ceci rend nécessaire de considérer une définition géologique des estuaires. D'un point de vue géologique un estuaire correspond à une partie marine d'une vallée ennoyée où convergent des sédiments apportés par le fleuve et par la mer (*Dalrymple, Zaitlin, Boyd 1992*). Ce sont des systèmes géologiques très dynamiques et qui sont naturellement voués à être comblés (*Ray, 2005*), on dit qu'ils sont éphémères à l'échelle géologique. La nature et l'organisation des faciès sédimentaires au sein de l'estuaire sont contrôlées par les processus fluviaux (débit, charriage...) dont la puissance diminue vers l'aval et par les processus marins (vagues et marée) dont l'influence diminue vers l'amont de l'estuaire.

Plusieurs classifications des systèmes estuariens existent :

*Pritchard (1952)*, distingue les Estuaires des plaines côtières (vallées fluviales inondées) les Fjords et les Estuaires barrés ;

*Davies (1964)*, a classé les côtes et les estuaires en fonction de l'action de la marée. Il distingue l'environnement : Microtidal < 2 m, Mesotidal 2 - 4 m, , Macrotidal > 4 m et Hypertidal > 6 m; *Salomon and Allen (1983)*, classent les estuaires sur la base de leur morphologie et de leur capacité à déformer la marée. Ils distinguent les estuaires **hypersynchrones** où l'onde de marée est amplifiée vers l'amont des estuaires **hyposynchrones** dans lesquels la marée diminue vers l'amont ;

*Boyd et al., (1992)*, proposent une classification en fonction de l'actions de la houle et des marées. Il distingue les estuaires ouverts dominés par la marée, les estuaires barrés dominés par les vagues et les lagunes où la barrière est fermée ou occupée par une embouchure tidale étroite.

**Étale** : Terme utilisé lorsque le niveau de la mer ou d'un cours d'eau est stabilisé ou stationnaire.

**État de mer** : Description de la surface de la mer soumise à l'influence du vent (qui génère le système de vagues) et de la houle.

**Étiage ou « à sec »** : Qualifie le débit minimal d'un cours d'eau calculé sur un temps donnée (journalier, mensuel, annuel...). Il est atteint le plus généralement en saison sèche. Par opposition aux crues.

**Eustatisme** : Variation du niveau moyen des mers par rapport aux continents. Phénomène cyclique principalement dû aux paramètres orbitaux de la terre (excentricité, inclinaison et précession) qui entraînent des modifications à long terme des climats et de l'insolation (Milankovitch, 1941). La principale cause des variations eustatique de la mer est le changement du volume d'eau dans les océans. Deux causes expliquent ce changement du volume d'eau (Haq et al., 2014 ; Miller et al., 2005). Une cause est liée aux changements de températures des océans : quand les océans se réchauffent, ils se dilatent et inversement. Ces changements de températures entraînent des variations de hauteur du niveau marin de moins d'un mètre à une dizaine de mètres sur des périodes variant de l'année à plusieurs milliers d'années. L'autre cause, qui implique des variations plus importantes, correspond aux échanges entre l'eau océanique et l'eau continentale, c'est-à-dire l'eau contenue dans les glaciers, les lacs, les rivières et dans le sous-sol. C'est principalement le changement du volume des glaces qui a un impact sur le niveau de la mer. Ainsi, en période glaciaire, quand un maximum d'eau est séquestré dans les glaces, le niveau de la mer peut être de 120 m plus bas que le niveau actuel (c'était le cas lors de la dernière période glaciaire, il y a 20 000 ans).

**Exogène** : Qui provient de l'extérieur, se produit à l'extérieur du milieu. Par opposition à endogène.

**Faciès** : Terme général désignant l'ensemble des caractéristiques lithologiques et paléontologiques des roches sédimentaires. Ce terme est généralement lié à un contexte de genèse : facies littoral. Son interprétation participe à la reconstruction des paléoenvironnements.

**Faille ou Fracture** : Structure tectonique de déformation des roches montrant un déplacement relatif entre deux plans (glissement). Elles sont observables à différentes échelles, de quelques centimètres à plusieurs centaines de kilomètres pour les failles dites majeures.

**Falaise** : Escarpement rocheux à forte pente situé le long d'un littoral, soit exposé aux vagues (falaise vive) soit en milieu semi fermé (falaise morte).

**Fetch** : Distance, en mer ou sur un plan d'eau, sur laquelle les vagues sont formées et où souffle un vent donné sans rencontrer d'obstacle (une côte, un ouvrage) depuis l'endroit où il est créé ou depuis une côte s'il vient de terre.

**Flèche** : Forme constituée par l'accumulation de matériaux meubles (sables ou galets) entre un point d'ancrage à une extrémité et une pointe libre à l'autre extrémité s'avancant en mer. Les flèches sableuses sont un type de **barrière**. Elles sont façonnées par les courants, sous l'action d'un transport sédimentaire significatif, résultant d'une dérive littorale établie et d'une bonne disponibilité en sédiments en amont du courant de dérive. Les flèches sont le plus souvent présentes au niveau des embouchures ou entre les domaines ouverts aux vagues et semi-fermés. Elles ont une dynamique d'évolution particulièrement rapide en raison de l'extrémité libre en aval de la dérive. Parmi les flèches sableuses les plus représentatives du Parc existe la Pointe d'Arçay ou la Pointe de la Coubre.

**Fleuve** : Cours d'eau de taille variable qui se jette directement dans la mer.

**Flot** : Terme qualifiant la période pendant laquelle la marée est montante. Par opposition au jusant. Les courants de flot portent généralement, selon le cas, vers la côte ou dans la direction de propagation de l'onde de marée.

**Flux sédimentaire** : Décrit la masse de sédiments arrivant sur la zone d'étude.

**Géochimie** : Discipline scientifique qui étudie l'histoire et le comportement des éléments chimiques qui composent les zones profondes et superficielles du globe terrestre à l'aide des méthodes conjointes de la géologie et de la chimie.

**Géomorphologie** : Discipline scientifique qui étudie et explique les formes du relief terrestre et leurs processus de genèse.

**Granulat** : Produits constitués par un ensemble de grains de dimensions comprise entre 0 et 125 mm (norme NF P 18-540 publiée en 1977).

**Granulométrie** : Mesure du classement ou de la répartition des sédiments meubles en fonction de leur taille (argile, limons, sable, galets, etc...).

**Gravier** : Sédiments meubles non cohésifs, issus de la désagrégation des roches de caractéristique granulométrique grossière (> 2 mm).

**Habitat** : Environnement particulier qui peut être distingué par ses caractéristiques abiotiques et ses assemblages biologiques associés, fonctionnant à des échelles spatiales et temporelles spécifiques mais dynamiques, dans un secteur géographique reconnaissable.

**Haut de plage ou Backshore ou Zone supratidale** : Partie du domaine littoral qui s'étend de la laisse des plus hautes mers au pied de la dune. C'est une zone de terre découverte pouvant contenir une berme ou une dune sur les plages de type sableuses.

**Hauteur significative de vague ou de houle (Hs)** : Valeur moyenne des hauteurs mesurées entre la crête et le creux du tiers des plus fortes vagues sur un intervalle de temps défini. Pour calculer le Hs, on range les houles des plus petites aux plus hautes, pour obtenir la hauteur qui

limite les 2/3 des plus petites du 1/3 des plus grosses. C'est cette hauteur limite qui correspond au Hs. Ce Hs est proche de l'estimation des hauteurs des vagues par une personne observant la mer.

**Holocène** : Deuxième époque géologique du Quaternaire après de Pléistocène. Elle s'étend sur les derniers 11 700 ans environ et se distingue par un réchauffement climatique progressif après le dernier maximum glaciaire.

**Houle** : Onde de la famille des vagues générée au large par l'action du vent sur un plan d'eau. Oscillation régulière de la surface de la mer qui se propage parfois sur des distances considérables avec une période autour de 8 et 25 secondes (cf *Vague*).

**Houlographe** : Instrument de mesure des vagues, généralement par le mouvement de la surface de la mer suivi par une bouée au large des côtes. Les houlographes permettent de mesurer la hauteur, la période et la direction des vagues. Pour la hauteur, on utilise souvent la Hauteur significative (Hs) ou H1/3. On utilise aussi le H<sub>max</sub> ou Hauteur de la plus grande vague observée sur une période de 30 minutes par exemple. Lors des tempêtes il n'est pas rare d'avoir un H<sub>max</sub> proche du double du Hs. Pour la période, on utilise également le T1/3 ou période significative et le T<sub>max</sub>, calculés selon la même méthode que pour les hauteurs.

Les données de Houle sont transmises en temps réel par des liaisons radio ou par satellite et mise à la disposition des utilisateurs (exemple : réseau CANDIS : In Situ <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>).

**Hydrodynamisme** : Discipline scientifique qui a pour objet l'étude des phénomènes physiques agissant sur l'écoulement et la dynamique des fluides.

**Hydrographie** : Discipline de la géographie physique qui traite de la description des océans, des mers, des lacs et des cours d'eau. Terme utilisé pour l'ensemble des cours d'eau de surface convergeant vers un même exutoire, fleuve, lac ou mer.

**Hydro-sédimentaire** : Interactions dynamiques entre un système sédimentaire et l'écoulement hydrodynamique.

**Hypersynchrone** : La convergence des berges est supérieure à celle du frottement sur le fond se traduisant par une amplification de la propagation de la marée. Par opposition à **hyposynchrone**.

**Ile** : Terre émergée entourée d'eau. On peut considérer plusieurs types d'îles selon leur origine :

- Les îles simples points hauts séparés du continent par des bras de mer et qui n'étaient pas des îles lors des dernières glaciations. C'est le cas des îles de Ré, Oléron par exemple.
- Les îles séparées du continent par la tectonique et leur dérive au large. C'est le cas de la Corse par exemple.
- Les îles nées dans une zone de subduction par volcanisme. C'est le cas des Antilles par exemple.

**Intertidal ou Zone de balancement des marées ou estran** : cf **Estran**

**Isotope** : Atome qui possède le même nombre d'électrons.

Les analyses de certain rapport isotopiques sont :

*Du carbone (<sup>14</sup>C)*  
*De l'oxygène (<sup>18</sup>O)*  
*Du plomb (<sup>218</sup>Pb)*

**Jet de Rive ou Swash** : Masse d'eau projetée, étalement, sur un rivage vers le haut d'un estran par l'action de déferlement des vagues.

**Jusant** : Terme qualifiant la période pendant laquelle la marée est descendante. Les courants de jusant portent, selon le cas, vers le large ou vers l'aval d'un estuaire. Par opposition au flot.

**LIDAR** : Méthode de télédétection par laser, acronyme de l'expression en langue anglaise « light detection and ranging » ou « laser detection and ranging ». C'est une technique de mesure à distance fondée sur l'analyse des propriétés d'un faisceau de lumière renvoyé vers son émetteur. Elle permet notamment l'acquisition de topographie et bathymétrie dans des zones de bas fond.

**Limite d'action des vagues** : limite en profondeur vers la mer, à laquelle le changement morphologique n'est plus observable pendant une période de temps (généralement saisonnière ou interannuelle) (Hallermeier 1981 ; Cowell et al., 1999 ; Hamon et al., 2020).

**Littoral** : Zone de contact entre l'hydrosphère, l'atmosphère et la lithosphère. Au sens strict, c'est la zone comprise entre les plus hautes et les plus basses mers, ses limites fluctuent en fonction des échelles de temps. La largeur de ce domaine est variable et peut être découpée en zones, chacune avec ses processus, sa morphologie et ses faciès caractéristiques (Dionne, 1978). *Depuis le continent, l'espace littoral englobe :*

- le **haut de plage** ou *backshore* ou zone supratidale
- la **plage** ou foreshore ou zone intertidale
- l'**avant plage** ou shoreface ou plage sous-marine ou nearshore (supérieur et inférieur)
- La **plateau** ou innershelf ; middle shelf ; outershelf

**Longshore** : Parallèle à la côte.

**Macrotidal** : Qualifie un milieu subissant des amplitudes de marée (**marnage**) de plus de 4 à 5 m.

**Marais maritime ou zone humide** : Zone de très faible altitude naturellement inondable représentant un espace recouvert d'eau plus ou moins salée, peu profond et envahi par la végétation (exemple : Le Marais Poitevin). Il constitue un habitat naturel particulier et abrite une importante biodiversité. Les marais côtiers peuvent être associés à des fonds de vallées ou estuaires. La charge de sédiments fins en suspension peut y être abondante. La morphologie de cet environnement vaseux ou sablo-vaseux se compose, à l'état naturel, d'une **slikke**, partie inférieure dépourvue de végétation, et du **schorre** légèrement plus haut et couvert de végétation herbacée. La slikke, de pente faible (1 à 3 ‰), est inondée à chaque marée haute, alors que le schorre, de pente inférieure à 1 ‰, n'est submergé qu'à chaque marée de vives eaux. La transition entre ces deux milieux s'effectue par la haute slikke à la pente plus marquée (10 à 20 ‰).

Ces marais peuvent être artificialisés en bassins pour la production de sel marins ou parlera alors de marais salant.

**Marées : Ondes** longues se propageant à la surface de la mer dues à l'attraction gravitationnelle du soleil et de la lune (marée astronomique) induisant des variations de la hauteur du niveau des océans. Elles sont caractérisées sur nos côtes de France métropolitaine par une période semi diurne (12 h 25 min), qui se traduit par deux pleines mers et deux basses mers par jour de 24 h 50. L'alternance de la pleine mer et de la basse mer deux fois par jour (marée semi-diurne) vient de l'attraction de la Lune et de la rotation de la Terre sur elle-même. En effet, quand un lieu à la surface de la Terre est en face ou opposé à la Lune, l'attraction de la Lune et la force centrifuge sont dans la même direction et s'ajoutent, ce qui a comme conséquence de faire « gonfler » l'océan, c'est la marée haute. Au contraire quand ce même lieu est à la perpendiculaire de la direction de la Lune, c'est une marée basse.

Deux fois par mois lunaire, il y a des grandes marées, ou **marée de vives eaux**. A sept jours d'écart, il y a des petites marées, les **marées de mortes eaux**. Ainsi, l'amplitude entre la basse mer et la pleine mer, que l'on appelle le **marnage**, varie. Ces variations sont dues aux positions relatives de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre. La Lune met 28 jours pour faire le tour de la Terre au cours duquel la Lune, le Soleil et la Terre sont, par deux fois, proches de l'alignement. Dans cette configuration, les attractions imposées par la Lune et le Soleil s'additionnent ce qui provoque une marée de vives eaux. A l'opposé, quand la Lune est à la perpendiculaire du Soleil, leurs forces d'attraction se compensent, et c'est une marée de mortes eaux. Il y a 2 vives eaux et 2 mortes eaux par 28 jours. Les différences de marnage entre mortes eaux et vive eaux peuvent être importantes (jusqu'à plus de 6 m à La Rochelle par exemple). La force de la marée est définie avec son **coefficient de marées** qui s'exprime en centimètres et varie de 20 à 120 (20 : plus faible marée possible / 120 plus forte marée possible).

Cette onde de marée est déviée par la barrière des continents, ainsi à l'échelle mondial de l'océan, la marée se divise en une vingtaine de cellules dans lesquelles une onde de marée tourne autour d'un point où il n'y a pas de marée (et qu'on appelle point amphidromique).

Les variations de hauteur d'eau liées à la marée induisent une pente qui produit un courant horizontal depuis les zones les plus hautes vers les zones les plus basses. Au large, le courant est maximum dans les crêtes et dans les creux. Dans les estuaires et près des côtes, au contraire, le courant est minimum à pleine mer et à basse mer : ce sont les **étals**. Quand la pente est orientée depuis la côte vers le large, la marée descend et le courant orienté vers le large est appelé **jusant**. Quand la pente est orientée depuis le large vers la côte, la marée monte et le courant orienté vers la côte est appelé **flot**.

La marée est également dépendante de la profondeur du bassin. Ainsi elle a une amplitude de quelques décimètres au large mais sous l'effet de la réduction de la tranche d'eau à proximité des côtes elle a tendance à augmenter, pouvant dépasser localement 15 m (en Manche par exemple). Lorsqu'elle se propage vers la côte son interaction avec le fond qui diminue implique une déformation de l'onde de marée appelée **distorsion tidale**, qui provoque une amplification de la marée. Ainsi les régions avec des vastes plateaux continentaux développent de plus grandes marées.

Dans les baies, les estuaires et les chenaux des grands deltas, où il y a une convergence du trait de côte, la propagation de la marée entraîne une constriction du volume d'eau déplacé et une augmentation de l'amplitude de la marée. Mais dans ces zones de petits fonds, le frottement augmente et entraîne une diminution de l'amplitude de l'onde de marée. Il y a donc une compétition entre friction et convergence. La convergence l'emporte dans les estuaires profonds et en forme d'entonnoir : les marées y sont amplifiées (l'estuaire de la Gironde par exemple). On qualifie ces estuaires d'**hypersynchrones**. Mais il existe également des estuaires dans lesquels la marée diminue vers l'amont. Ces estuaires sont qualifiés d'estuaires **hyposynchrones**.

La déformation de la marée dans les estuaires et les lagunes affecte également la durée du flot et celle du jusant. Au large, le flot et le jusant sont de durées égales. En se propageant sur des

petits fonds, l'onde de marée est ralentie par frottement sur le fond. En fonction de la morphologie des estuaires (le rapport entre la profondeur de l'estuaire et le marnage est déterminant), deux cas se produisent :

Le flot est plus court que le jusant et les courants de flot seront plus intenses, on dit que le flot domine. C'est le cas des estuaires où les estrans sont peu développés, comme la Gironde.

Le jusant est plus court que le flot et les courants de jusant seront plus intenses on dit que le jusant domine. C'est le cas des estuaires où les estrans sont très développés, comme le bassin d'Arcachon.

Ainsi, les marées sont un des rythmes majeurs de notre planète et leurs effets sur les côtes peuvent être localement très importants à tel point que dans les zones estuariennes au sens large, les marées deviennent l'agent dominant qui transporte les sédiments et explique les évolutions des côtes et des fonds marins.

***Marées basses ou basses mers ou basses eaux*** : Niveau de la mer le plus bas atteint par le jusant au cours d'un cycle de marée. Par opposition à marée haute.

***Marées hautes ou pleines mers ou pleines eaux*** : Niveau de la mer le plus élevé atteint par le flot au cours d'un cycle de marée. Par opposition à basse mer.

***Marées de mortes-eaux*** : Marée de faible marnage (amplitude inférieure à la moyenne) se produisant lorsque la Lune est proche du premier et du dernier quartier (90° par rapport à la Terre). Par opposition à ***marées de vives-eaux***.

***Marées de vives-eaux*** : Marée de fort marnage (amplitude supérieure à la moyenne) se produisant aux époques de pleine lune et de nouvelle lune. La marée de vives-eaux se produisant à l'époque des équinoxes lorsque la déclinaison de la lune est la plus faible. Elle a un marnage supérieur à celui des marées de vives-eaux moyennes, principalement lorsque la lune se trouve proche de son périégée. Par opposition à ***marées de mortes-eaux***.

***Marégraphe*** : Appareil qui enregistre automatiquement la hauteur du niveau de la mer en fonction du temps en un lieu donné, en éliminant les oscillations de courte période (houle, clapotis, etc.) et donnant à tout moment une indication visuelle de la hauteur de marée.

Sur le territoire du Parc, entre les Sables d'Olonne et Royan, neuf marégraphes permanents couvrent la zone, trois du réseau RONIM (Réseau d'observation du niveau de la mer) du Shom et six gérés par le Service de prévision des crues (SPC) Vienne-Charente- Atlantique. Deux marégraphes sont installés dans les ports dits « de référence » des Sables d'Olonne et La Rochelle-La Pallice (depuis 1882). Ces données sont diffusées par le Shom dans le cadre de REFMAR (Réseaux de référence des observations marégraphiques) au titre de son rôle de référent national d'observation du niveau marin in situ. Des informations complémentaires sur ces observations marégraphiques sont disponibles sur le site [refmar.shom.fr](http://refmar.shom.fr); les observations sont accessibles en visualisation et téléchargement sur le site [data.shom.fr](http://data.shom.fr). Des marégraphes complémentaires au réseau REFMAR sont gérés par le Grand Port Maritime de Bordeaux et donnent des indications sur l'estuaire de la Gironde.

Le suivi à long terme des évolutions du niveau marin moyen à la côte est assuré en France par SONEL (Système d'observation du niveau des eaux littorales - [www.sonel.org](http://www.sonel.org)), regroupant le CNRS, l'IGN, l'Université de La Rochelle et le Shom. SONEL exploite l'ensemble des niveaux moyens observés par les marégraphes du réseau REFMAR, permettant notamment l'étude de l'évolution à long terme du niveau de la mer.

**Marge continentale (active/passive) :** Zone sous-marine située au bord des continents dans laquelle la majeure partie des sédiments issus de l'érosion du continent est transportée. La marge continentale comprend le plateau continental, le talus continental et le glacis continental. Une marge est dite active quand une zone de subduction est présente ou passive, quand la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est directe comme celle des côtes atlantiques du golfe de Gascogne (Montadert et al., 1971, Thinon et al., 2001). Cette marge est héritée de l'ouverture du golfe de Gascogne et d'une rotation anti-horaire de la péninsule ibérique au Crétacé (Stauffer et Tarling, 1971).

**Marnage ou Tidal :** Différence verticale entre les hauteurs consécutives d'une pleine mer et d'une basse mer. Elle évolue en fonction des jours et de la position des astres (cf : **Marée**) et dépend également des courants marins et de la configuration géographique du littoral. Son ampleur est indiquée par un coefficient de marée référencé par une valeur numérique. Caractéristique utilisée pour la classification du littoral en fonction de l'action de la marée et de son marnage, définit de : **Microtidal** (< 2 m) ; **Mésotidal** (2 < < 4 m) ; **Macrotidal** (> 4 m). Elle permet aussi de distinguer des zonations en fonction de l'action de la marée **Subtidal** ; **Interidal** ; **Supratidal**.

**Mascaret :** Vague particulière déferlante à front raide progressant rapidement vers l'amont d'un estuaire à marée montante (courant de flot), qui résulte le plus souvent de la propagation par faible profondeur d'une onde de marée d'amplitude notable. La vague peut ainsi remonter à contre-courant sur plusieurs dizaines de kilomètres, voire plus, comme dans la Gironde par exemple. Il peut se produire également lorsqu'un tsunami pénètre dans un estuaire.

**Méandre :** Forme en arc de cercle ou sinuosité sur le tracé d'un cours d'eau ou d'un chenal. Il subit une accélération du courant sur sa rive extérieure, ce qui a tendance à provoquer l'accentuation de la courbe par érosion de la berge concave, alors qu'un dépôt peut se faire sur la rive convexe. Par évolution un méandre peut finir par se refermer. Le cours reprend alors un tracé rectiligne.

**Mésotidal:** Qualifie un milieu subissant des amplitudes de marée (**marnage**) de 2 à 4 m.

**Microtidal:** Qualifie un milieu subissant des amplitudes de marée (**marnage**) de moins de 2 m.

**Modélisation :** Présentation d'un phénomène complexe sous forme de modèle. Selon son objectif et les moyens utilisés, la modélisation est dite mathématique, géométrique, 3D, empirique, mécaniste (ex : modélisation de réseau trophique dans un écosystème), cinématique... Elle nécessite généralement d'être calée par des observations ou mesures faites in situ, lesquelles servent aussi à paramétrer, calibrer ou ajuster le « modèle », par exemple en intégrant des facteurs d'influence qui s'avèreraient nécessaires.

**Mollusque :** Embranchement d'invertébrés comprenant actuellement les lamellibranches (bivalves), les céphalopodes et les gastéropodes. Ils sont apparus au Cambrien et sont très représentés dans le monde des fossiles avec de nombreux groupes aujourd'hui disparus. Les huitres et les moules font par exemple partie des mollusques.

**Morphologie :** Aspects des reliefs ou formes terrestres dépendantes des phénomènes qui les ont fait naître ; causes généralement multifactorielles (structurale, érosion...). Le littoral est un espace particulièrement attractif par la diversité de ses paysages, chaque littoral s'est façonné et évolue au gré des variations du niveau de la mer, de la nature des roches et des phénomènes

d'érosion et de dépôt, générés par des forçages hydrodynamiques. Ainsi naissent les côtes à falaises, les plages, marais, estrans, barrières ...

**Mytiliculture** : Élevage et exploitation des mollusques filtreurs de la famille des moules marines.

**Niveau Marin** : Hauteur de la mer par rapport à un point fixe. Il existe de nombreux phénomènes qui font varier le niveau de la mer. Des plus rapides au plus lents, on peut citer : les vagues, le vent, la pression, la marée, la température, les variations entre les apports par les fleuves et les glaciers, l'évaporation, les précipitations et les mouvements verticaux de la Terre. On peut ainsi distinguer les **variations locales** en lien avec les phénomènes rapides, les **variations eustatiques** ou globales et les **variations isostatiques**, en lien avec les évolutions climatiques et tectoniques au cours des temps géologiques.

Les **variations locales** peuvent être plus ou moins intenses, liées aux surcôtes générées par la pression du vent, des courants des vagues ou des marées. Ces phénomènes sont amplifiés lors d'évènements de tempêtes pouvant entraîner des submersions marines.

Les **variations eustatiques** ont une périodicité principalement due aux paramètres orbitaux de la terre (excentricité, inclinaison et précession) qui entraînent des modifications à long terme des climats et de l'insolation (Milankovitch, 1941). La principale cause des variations eustatiques de la mer est le **changement du volume d'eau** dans les océans. Deux causes expliquent ces changements du volume d'eau dans les océans (Haq et al., 2014 ; Miller et al., 2005). L'une d'elles est liée aux changements de température des océans : quand les océans se réchauffent, ils se dilatent et inversement. Ces changements de température entraînent des variations de hauteur du niveau marin de moins d'un mètre à une dizaine de mètres sur des périodes variant de l'année à plusieurs milliers d'années. L'autre cause, qui implique des variations plus importantes, correspond aux échanges entre l'eau océanique et l'eau continentale, c'est-à-dire l'eau contenue dans les glaciers, les lacs, les rivières et dans le sous-sol. Ce sont principalement les changements de volume des glaces qui ont un impact sur le niveau de la mer. Ainsi, en période glaciaire, quand un maximum d'eau est séquestré dans les glaces, le niveau de la mer peut être de 120 m plus bas que le niveau actuel (c'était le cas lors de la dernière période glaciaire, il y a 20 000 ans).

Les **variations isostatiques** relatives du niveau marin résultent de mouvements par rapport aux déplacements terrestres, causés par des effets tectoniques, glacio-isostatiques, hydro-isostatiques et sédimento-isostatiques qui entraînent des mouvements de surrection (élévation de la plaque lithosphérique) ou de subduction (enfouissement de la plaque lithosphérique) (Carter et al., 1998; Vail et al., 1977).

Il existe deux types de **méthodes** indépendantes pour mesurer les variations du niveau de la mer instantanés, soit depuis la côte via un marégraphe, soit depuis l'espace via un altimètre embarqué par satellites.

**Océan** : L'observation de la planète permet de définir deux grands domaines : le domaine continental et le domaine marin, séparés par le trait de côte. Or la réalité géologique est différente de celle du regard géographique. La limite océan-continent ne se situe pas le long du littoral, mais sous la mer au niveau du talus continental ; en un mot le continent continue sous la tranche d'eau. On parle alors de plateau continental, dont la profondeur varie de 0 à environ -200 m. L'océan, quant à lui, est un domaine totalement différent, avec des profondeurs très importantes : 3 800 m d'épaisseur moyenne de la tranche d'eau. Aux fonds océaniques correspond une croûte océanique, constituée de basaltes et de gabbros ; aux domaines continentaux, émergés ou immergés, correspond une croûte continentale composée de granites et de roches associées.

## GLOSSAIRE DU PROJET CELHYSE

Les traits de côte évoluent en fonction des variations du niveau marin et des mouvements verticaux des continents. Il y a 20 000 ans, lors de la dernière grande glaciation il fallait parcourir plus de 100 km à l'ouest de la Bretagne pour se baigner dans l'océan !

A l'inverse, la fonte de l'ensemble des glaces actuelles provoquerait une montée des eaux de plus de 70 m. Une grande partie de l'Europe, en particulier au nord, serait alors sous les eaux, recouverte par une mer épicontinentale et la carte géographique en serait totalement bouleversée. Il est important de souligner que le visage le plus habituel de la Terre n'est pas celui des époques glaciaires et que le niveau marin, pour de multiples raisons, a souvent été plus haut qu'aujourd'hui. Les continents étaient alors en grande partie recouverts par la mer, ce qui change tout, car plutôt que d'être soumis à des phénomènes d'érosion, les secteurs immergés étaient alors le siège de dépôts sédimentaires, ce qui transforme totalement l'histoire géologique d'une région.

**Ondes :** Propagation d'une perturbation produisant une variation des propriétés physiques locale du milieu sur son passage. Elle se déplace à une vitesse déterminée dépendant des caractéristiques du milieu de propagation.

Une onde se caractérise par une **amplitude** de crête à crête (la différence de hauteur entre la crête et le creux), une **période** (le temps qui s'écoule entre deux crêtes qui se déplacent par rapport à un point fixe) et une **longueur d'onde** (la distance horizontale entre deux crêtes successives). La longueur d'onde est reliée à la période. Ainsi la longueur d'onde est égale à la célérité (vitesse de propagation) de l'onde multipliée par la période. Il est pratique de classer les mouvements de la surface de l'océan depuis les plus courtes longueurs d'ondes (ou périodes) vers les plus longues ce qui donne les catégories successives : les vagues et la houle, les ondes infra gravitaires, les tsunamis et les marées. Si certaines ondes sont contrôlées par le climat et les variations météorologiques (vague, houle, onde infra gravitaire), d'autres sont provoquées par des chutes de corps célestes, éruptions volcaniques, séismes ou glissement de terrain (tsunami) ou encore liées à l'attraction des astres (marée).



**Ondes infra-gravitaires :** Onde de la famille des vagues caractérisées par une très longue période : entre 25 secondes et 15 minutes. Le qualificatif « infra gravitaires » vient du fait que ces ondes longues ont des fréquences (0,004 à 0,04 Hz) qui sont plus basses que celles des vagues courtes (la fréquence est l'inverse de la période). Un des principaux mécanismes de formation de ces ondes est lié aux groupes de vagues, ou surf beat (ou encore séries de vagues). En raison de leurs différences de célérités et de périodes, les amplitudes des vagues courtes

s'additionnent ou se soustraient au cours de leur propagation. C'est ainsi qu'apparaissent des groupes de vagues. Entre ces groupes, il y a des secteurs où la taille des vagues décroît et d'autres où la taille des vagues augmente. Dans les secteurs où la taille des vagues décroît, une force horizontale est produite depuis les vagues les plus hautes vers les vagues les plus petites. Cette force induit une élévation locale du niveau moyen de la mer, à l'endroit où les vagues courtes sont les plus petites (c'est le même mécanisme que pour le wave setup, cf vague). Ainsi, une onde se forme avec une longueur d'onde proche de celle du groupe de vagues. Cette ondulation à grande longueur d'onde correspond aux vagues infra gravitaires. Au large, ces vagues ne sont pas très hautes (centimétriques). A la différence des vagues courtes (ou gravitaires) qui déferlent en arrivant à la côte et « disparaissent », les ondes infra gravitaires se propagent jusqu'à la plage et leur amplitude peut même augmenter. Elles provoquent alors une élévation périodique du plan d'eau allant de plusieurs dizaines de secondes à plusieurs minutes. Lors des tempêtes, quand les vagues sont plus hautes, avec des périodes plus longues, les amplitudes de ces ondes infra gravitaires peuvent être supérieures à un mètre sur les plages à pentes faibles. En arrivant à la côte, de telles élévations d'eau sur plusieurs minutes peuvent provoquer des inondations extrêmement dévastatrices. Certains qualifient même ces vagues de « mini tsunamis ».

***Oscillation Nord Atlantique (NAO)*** : Indice de la circulation atmosphérique basé sur la différence entre les moyennes mensuelles de la pression atmosphérique normalisée à Reykjavik (Islande) et à Ponta Delgada (Açores, Portugal). Un indice positif (NAO+) correspond à une situation où un anticyclone puissant est centré sur les Açores et où des dépressions creuses circulent d'ouest en est au niveau de l'Islande. A l'inverse, un indice négatif (NAO-) correspond à un anticyclone faible et des dépressions moins creuses et dont la trajectoire est plus variable.

***Ostréiculture*** : Élevage et exploitation des huitres.

***Parc naturel marin*** : Un Parc naturel marin est une aire marine protégée (AMP). La Commission OSPAR (1998) désigne une AMP comme « une zone située dans la zone maritime pour laquelle des mesures de protection, de conservation, de restauration ou de précaution, conformément au droit international, ont été instituées aux fins de protéger et de conserver des espèces, des habitats, des écosystèmes ou processus écologiques du milieu marin ». En France, 11 catégories d'AMP ont été désignées (Institut de la Conservation Marine) et sont distinguées selon leur type de gestion (article L 334-1 du code de l'environnement). La catégorie Parc naturel marin a été créée en 2006 (article L 334-3 du code de l'environnement). Cette catégorie vise à : (1) préserver le milieu marin, (2) améliorer les connaissances et (3) contribuer au développement durable des activités maritimes.

***Pendage*** : Angle entre une surface rocheuse et l'horizontale. Son inclinaison se mesure avec un clinomètre selon le plongement de la ligne de plus grande pente de cette surface et son sens, la direction de la ligne de plus grande pente par rapport au Nord, avec une boussole. C'est une référence géologique importante qui permet, en partie, d'interpréter la disposition des terrains en profondeur.

***Période*** : Temps écoulé entre le passage de deux crêtes (sommet de la houle par exemple) consécutives au même point.

***Perré*** : Ouvrage de protection d'un rivage ou d'une berge, mur de soutènement en pierre (digue) sur un espace sujet à des glissements ou à des dégradations par les eaux (érosion).

**Pertuis** : Passage étroit en vieux français, utilisé pour déterminer un détroit entre deux îles ou entre une île et la terre sur la côte ouest de la France.

**Plage ou Foreshore ou Zone intertidale** : Partie du domaine littoral comprise entre la limite des plus basses mers et celle des plus hautes mers c'est la zone de balancement des marées. Les conditions climatiques influent sur la mise en place de milieux caractéristiques de cette zone : plages, chenaux de marées, estran... Le principal type de dépôt sur une plage de type sableuse dans cet environnement se trouve dans les barres intertidales.

**Plateau continental ou fonds marins (marge ou plate-forme)** : Secteur du continent situé sous le niveau de la mer à partir de la zone littorale et jusqu'à 200 m de profondeur. Il se termine par un talus qui se poursuit par les plaines abyssales avec une forte dénivellation.

**Platier rocheux** : Haut-fond ou estran rocheux affleurant à marée basse.

**Pléistocène** : Deuxième époque géologique du Quaternaire avant l'Holocène.

**Polder** : Zone de terre basse conquise artificiellement sur la mer grâce à des digues, des barrages et un drainage provoquant l'assèchement de marais, lacs ou zones littorales humides. Le niveau est généralement inférieur à celui de la marée haute.

**Poldérisation** : Action d'endiguer et d'assécher des marais littoraux ou des zones basses gagnées sur la mer afin d'étendre les terres souvent à des fins agricoles.

**Profil de plage** : Topographie de la plage représentée dans un plan vertical orienté de la terre vers la mer.

**Progradation** : Avancée d'une construction sédimentaire (plage par exemple) en raison d'un bilan positif de sédimentation dans lequel les sédiments se déposent en avant les uns des autres.

**Quaternaire** : Période de l'histoire de la Terre (dernier 2.5 Ma). Elle est caractérisée par des cycles de périodes froides (glaciaires) et de périodes chaudes (interglaciaires) récurrents d'une périodicité allant de 40 à 100 ka. Ces cycles climatiques sont associés à des changements du volume des glaces et, par conséquent, de la composition isotopique moyenne de l'oxygène de l'océan mondial. Pour illustrer la cyclicité climatique au cours des derniers 1.5 Ma, on utilise la compilation de données sur carottes marines connue sous le nom de LR04 (Lisiecki and Raymo 2005). Le Quaternaire est également marqué par l'évolution du genre *Homo*, dont font partie les humains, surtout au cours de la dernière période interglaciaire (11 500 – 0 ans), l'Holocène.

**Radiocarbone** : Isotope 14 du carbone, servant pour la datation.

**Réflexion** : Phénomène conduit par le renvoi d'une onde lors d'une rencontre avec une interface entre deux milieux, générant le changement de direction de propagation de celle-ci.

**Réfraction des vagues** : Phénomène produit par la diminution de la célérité des vagues en fonction de la profondeur. Un élément de crête arrivant obliquement par rapport aux isobathes (lignes d'égale profondeur) possède une extrémité qui se trouve sur une profondeur inférieure à celle de l'autre extrémité. Les longueurs d'onde étant différentes, la crête bascule pour se rapprocher de la direction de l'isobathe. De manière imagée on dit que les hauts fonds freinent

les vagues. Sur une plage, les crêtes se rapprochent donc de la ligne de rivage jusqu'à ce que la profondeur soit assez faible pour que s'amorce le déferlement. Sur une pointe il y a concentration des orthogonales, donc augmentation de l'agitation et une atténuation liée à l'épanouissement dans une baie. Dans les petits fonds la vitesse (célérité) des vagues diminue quand la hauteur d'eau diminue. La réfraction des vagues permet à celle-ci d'atteindre des zones géographiquement abritée (ex : plage de Rivedoux).

**Régression** : Une côte est définie comme régressive lorsque son rivage se déplace vers la mer. Les trois façons de faire avancer le trait de côte par rapport à la mer sont : une chute du niveau de la mer ; un soulèvement de la côte ; un apport sédimentaire. Par opposition à Transgression.

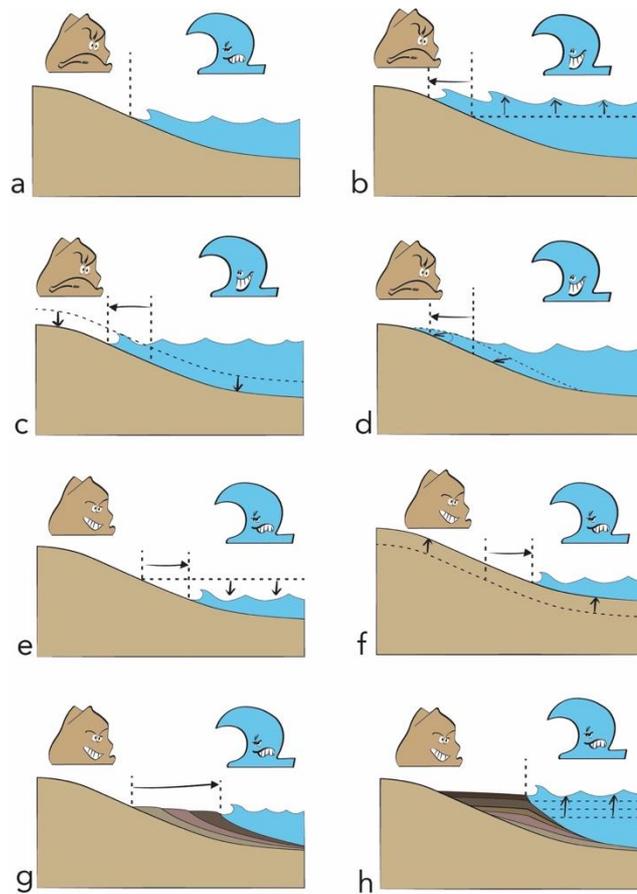


Figure 2 : Schéma de la dynamique du trait de côte par rapport à une limite de référence (a). Trois façons d'avoir une côte transgressive : une montée du niveau de la mer (b) ; un affaissement de la côte (subsidence) (c) ; une érosion de la côte (d). Trois façons d'avoir une côte régressive : une chute du niveau de la mer (e) ; un soulèvement de la côte (f) ; un apport sédimentaire (g). Les apports sédimentaires peuvent être en équilibre avec l'élévation du niveau de la mer (h). Extraite du livre « la mer contre-attaque ».

**Roches** : Matériau constitutif de l'écorce terrestre constitué de matières minérales. Aux températures habituelles qui règnent à la surface de la Terre (- /+ 60°C), elles sont généralement solides. A des températures plus importantes, elles peuvent être liquides (lave de volcan). Elles sont classées en trois grandes familles en fonction de leur origine et composition : magmatiques, sédimentaires et métamorphiques.

Les **roches sédimentaires** proviennent d'un processus en trois étapes : le transport (eau, air) de matériaux solides ou ioniques ; le dépôt par gravité ou précipitation chimique ou biochimique des sédiments ; leur consolidation (diagénèse). Elles se forment en milieu marin ou continental et on distingue trois grands ensembles selon leur origine : les roches détritiques (grès, argiles par exemple) ; les roches chimique (gypse par exemple) ; les roches biochimiques (calcaire par exemple).

**Run-up** : Altitude maximale atteinte par le jet de rive.

**Sable** : Sédiments meubles issus de la désagrégation des matériaux d'origine minérale ou organique dont la dimension est comprise entre 2 mm et 63  $\mu\text{m}$ . La plupart des sables sont formés de grains de quartz mais il existe aussi des sables volcaniques, calcaires ou coralliens.

**Sédiment marin** : Un sédiment est un ensemble de particules en suspension dans l'eau qui finit par se déposer ou sédimenter en couches ou strates successives. Il est caractérisé par sa nature, son origine, sa granulométrie, les espèces qu'il contient.

Deux types de sédiments sont généralement distingués en fonction de la taille des grains et de leur comportement face aux agents de transport et d'érosion :

- les **sédiments fins et cohésifs** (les particules sédimentaires adhèrent les unes aux autres par l'attraction des forces électrochimiques) d'une taille inférieure à 63  $\mu\text{m}$  et correspondant aux vases (comprenant les silts, de 63 à 4  $\mu\text{m}$  et les argiles, inférieures à 4  $\mu\text{m}$ ) ;
- les **sédiments grossiers non cohésifs** ayant une taille supérieure à 63  $\mu\text{m}$  et correspondant aux sables (entre 63  $\mu\text{m}$  et 2 mm), graviers, etc.

**Sédimentation** : Comprend tous les processus conduisant à la formation de sédiments marins (sédimentation littorale, côtière, océanique). Les matériaux amenés à la mer par les fleuves, le vent ou détachés des falaises sont remobilisés par les vagues, les marées. Le transport et le dépôt des particules détritiques transportée sont dépendants de leur taille et de la vitesse du courant qui détermine l'énergie hydraulique du milieu.

**Semi-diurne** : La marée semi-diurne est une marée en mer dont la périodicité est voisine de la demi-journée : 12 h pour le Soleil, 12 h 25 pour la Lune, chaque pleine mer retardant donc d'environ 25 minutes sur la suivante.

**Set-up ou wave set up** : Remontée locale du niveau moyen de la mer sous l'effet du déferlement (surcôte liée aux vagues).

**Shorre ou pré salé ou herbu** : Partie supérieure d'un marais maritime, submergé exclusivement par pleine mer de vive-eau et constitué d'une couverture végétale continue coupée de rigoles.

**Sismique** : Technique de mesure indirecte qui consiste à enregistrer en surface des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique provoquée artificiellement. Ces échos sont générés par les hétérogénéités du sous-sol. Le passage par exemple d'une couche d'argile à une couche de sable dans une colonne sédimentaire va se traduire par la présence d'un réflecteur sur les enregistrements liés à la variation de l'impédance acoustique des couches géologiques.

Le temps d'arrivée de l'écho permet de situer la position de cette transition dans l'espace ; l'amplitude de l'écho apporte des informations sur certains paramètres physiques des milieux en contact. Les levées sismiques sont effectuées à l'aide d'un sondeur de sédiments.

En fonction de sa fréquence d'émission il sera possible de caractériser des corps sédimentaires de taille inférieure au mètre (THR : très Haute Résolution).

Une fois le profil levé on obtient une image sismique constituée d'un ensemble de traces sismiques qui sont traitées puis interprétées afin de parvenir à une représentation la plus exacte possible des structures et de la nature des roches du sous-sol.

L'interprétation structurale et stratigraphique, appelée pointé sismique, est primordiale car les images sismiques restent le seul moyen efficace d'appréhender les grandes structures du sous-sol. La vision de l'architecture et de la morphologie du sous-sol donne des informations assez précises de la mise en place du bassin sédimentaire.

**Slikke ou Wadden** : Partie inférieure d'un marais maritime, inondée à chaque marée haute et constituée de vasières nues découvertes à marée basse. La slikke précède le domaine du schorre, souvent délimité par une microfalaise.

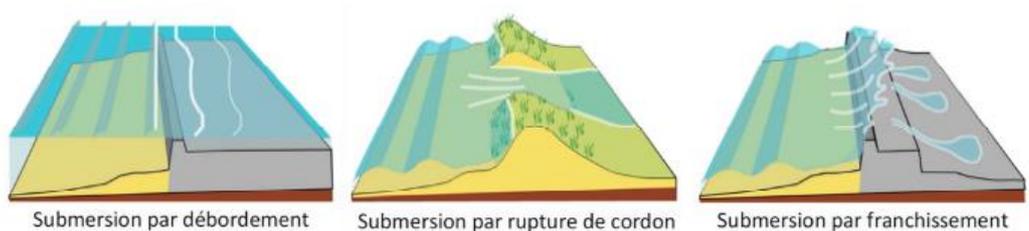
**Shoaling** : Phénomène en dynamique des fluides de déformation des vagues qui commence lorsque la profondeur de l'eau devient inférieure à environ la moitié de la longueur d'onde, provoquant une inclinaison des vagues une augmentation de l'amplitude et une diminution de la longueur d'onde.

**Stratigraphie** : Discipline des sciences qui consiste en géologie à étudier la succession des couches de sédiments et des événements qui les ont fait naître. Approche qui intègre différents résultats apportés par la géochimie, pétrographie, paléontologie... exploités selon différentes méthodes : biostratigraphie, lithostratigraphie, magnétostratigraphie, stratigraphie isotopique ... On parle plus particulièrement de **chronostratigraphie** pour établir une échelle de temps, de **stratigraphie séquentielle** pour l'organisation des corps sédimentaires observés en sismique.

**Submersion ou Inondation ou Raz de marée ou Vimaire** : Action mécanique de recouvrir d'eau une surface normalement émergée. La submersion marine est un phénomène passif, du point de vue de la côte, principalement liée aux conditions de marées, de houles, des fleuves, de vent et de pression qui génèrent des élévations du niveau de la mer.

Elle est fortement liée au phénomène de tempêtes et exceptionnellement aux tsunamis.

La submersion marine intervient de trois manières : la submersion par débordement (ou surverse), la submersion par rupture (ouvrages ou cordons dunaires) et la submersion par franchissement discontinu de « paquet de mer ».



*Mode de submersion marine provoquée par des tempêtes avec surcotes associées (issue de Cariolet, 2011).*

Elle est souvent temporaire mais parfois définitive si la topographie est modifiée ou par l'effet de la surélévation du niveau moyen de la mer ou par affaissement des terrains. Dans ce cas, elle se traduit par un recul du trait de côte. Une submersion temporaire, au cours d'une tempête, en dehors des cas de brèche dans des ouvrages de génie civil, conduit à des modifications de la

topographie ou de l'état du milieu : elle peut fragiliser le littoral et faciliter l'action future de l'érosion marine.

Enfin, elle peut être liée à des phénomènes de crues de rivières engendrant des débordements d'un cours d'eau dans les dépressions topographiques adjacentes.

**Subsidence** : Mouvement vertical d'affaissement de la croûte terrestre. Par opposition à la **surrection**. Phénomène régulier ou saccadé, étalé sur une longue période, en réponse à des contraintes diverses : tectoniques, thermiques, surcharges sédimentaires ...

**Substratum ou socle** : Terme général pour désigner la base sur laquelle reposent des sédiments ou une formation géologique.

**Subtidal** : Partie constamment immergée située en dessous de la zone de balancement des marées et ne se découvrant jamais à marée basse.

**Surcôtes ou Storm surges** : Différence positive d'amplitude entre le niveau d'eau prédit selon l'influence des astres et le niveau d'eau enregistré lorsque ce niveau a atteint son maximum (définition SHOM). Par opposition à **Décôtes**.

Les caractéristiques des surcotes dépendent de la nature des côtes (bathymétrie, géomorphologie, nature des fonds...). Aux variations du niveau d'eau liées à la marée se superposent des variations dues à différents facteurs :

- La pression atmosphérique
- Le vent
- La houle et les ondes infra-gravitaires

Le SHOM met à disposition du public sur le site [data.shom.fr](http://data.shom.fr) ses prévisions de surcotes modélisées dans le cadre de la vigilance vagues-submersion avec Météo-France (résultat du projet HOMONIM).

Les surcotes ont une répartition saisonnière du fait de leur lien avec les conditions météorologiques (plus fréquentes en période de tempêtes ; octobre à mars).

On distingue :

- la **surcôte instantanée** définie comme étant la différence à un instant donné entre le niveau d'eau observé sans l'action des vagues (mesure marégraphique dans un puits de tranquillisation) et le niveau d'eau prédit (la marée).

Les hauteurs d'eau observées dans les ports peuvent être amplifiées lors d'épisodes de seiche, qui génèrent des oscillations stationnaires par résonance dans les ports. Elles se manifestent par des oscillations haute- fréquence de la hauteur d'eau, dont l'amplitude et la période varient selon la configuration du bassin. Dans les ports de référence de la province, les seiches maximales observées varient entre 40 cm à La Rochelle et 50 cm aux Sables-d'Olonne.

- la **surcôte de pleine mer** qui correspond à la différence entre le niveau d'eau maximum de pleine mer observé et le niveau de pleine mer prédit (qui peut ne pas se produire au même moment); ce type de surcote est utilisé pour l'évaluation des niveaux extrêmes.

L'estimation de la surcote peut varier d'une étude à l'autre. En règle générale, pour les territoires macrotidaux, les surcotes de pleine mer seront préférentiellement évaluées à partir de données validées horaires afin de s'affranchir des effets locaux.

**Suspension** : Processus de transport sédimentaire par l'eau, pour les particules les plus fines. Les particules transportées en suspension sont appelées des « matières en suspension ».

**Téledétection** : Ensemble des sciences et techniques utilisées pour la détection à distance (sans contact direct) d'objets et la détermination de leurs caractéristiques (physiques, biologiques,

etc.). La télédétection est surtout utilisée pour acquérir des données permettant d'établir des cartes depuis un moyen aéroporté (télédétection aérienne verticale ou oblique), ou par voie de prises de vue par satellite (télédétection spatiale). La télédétection océanique opère des travaux de recherche et d'acquisition de relevés des mers et des océans.

**Tempête** : Événement météorologique extrême et soudain, d'une durée de quelques heures à quelques jours, associés à des ondes de tempête et des déferlements qui ont un fort potentiel d'érosion côtière.

**Topographie** : Discipline scientifique qui a pour objet de lever le plan du fond des mers et des fleuves, et de déterminer les diverses profondeurs de l'eau, la force des courants et des marées, dans le but d'établir des cartes marines.

**Trait de côte** : Le trait de côte de référence correspond à l'interface terre/mer/atmosphère. Il représente le plus souvent la limite des plus hautes mers, mais la définition de cette locution peut varier selon l'usage : zéro hydrographique, zéro NGF, pied de dune, berme... défini, en matière de cartographie marine et terrestre, comme la ligne portée sur la carte séparant la terre et la mer. Il évolue naturellement et continuellement en fonction de sa nature (type de côte, disposition et résistance, topographie de l'arrière-pays...), sous l'effet de facteurs atmosphériques (vents, dépression, précipitations ...) et des facteurs hydrodynamiques (niveau marin, vague, courant associées, débit des fleuves). L'évolution de la position du trait de côte permet ainsi de rendre compte de la dynamique côtière. La diversité des environnements littoraux présent dans le Parc complexifie la définition du trait de côte (*Cf rapport OCNA 2021 Diagnostic de la sensibilité régionale à l'érosion côtière en Nouvelle-Aquitaine*).

**Transgression** : Une côte est définie de transgressive lorsque son rivage se déplace vers la terre. Les trois façons de faire reculer le trait de côte par rapport à la mer sont : une montée du niveau de la mer ; un affaissement de la côte (subsidence) ; une érosion de la côte. Par opposition à la **Régression** (*Cf figure x*).

**Turbidité** : Teneur en matière en suspension, la présence plus ou moins importante de matières solides en suspension influe sur la transparence de l'eau.

**Tsunami** : Onde avec des périodes longues (de plus de 1,5 minutes à plus de 2h30). Le mot tsunami provient de la combinaison de deux mots japonais qui signifient « vague dans le port ». Ils sont déclenchés par quatre catégories de phénomènes : les séismes ; les glissements de terrain ; les éruptions volcaniques ; la chute des objets extra-terrestres comme les météorites et peuvent parcourir de très grandes distances depuis leur point d'origine. Caractérisés par la mise en mouvement de la totalité de la couche océanique, leur célérité dépend de la profondeur d'eau (la célérité est égale à la racine carrée du produit de l'accélération de la pesanteur par la profondeur). Ainsi, au large dans les océans, où la profondeur moyenne est de l'ordre de 4 km, la célérité d'un tsunami est de d'environ 720 km/h. Par contre, l'amplitude des tsunamis au large est très faible (quelques centimètres à rarement plus d'un mètre), ce qui les rend presque imperceptibles par un observateur sur un navire. La dépendance de la célérité des tsunamis à la profondeur les rend très sensibles à la forme du fond marin. Leur célérité diminue en se rapprochant de la côte, ce qui, en raison de la conservation du flux d'énergie, provoque une compression de l'onde et une très forte augmentation de l'amplitude (mécanisme similaire à celui de l'augmentation de l'amplitude des vagues de haut fond). Ainsi, lors des grands tsunamis, les hauteurs d'inondation (**runup**) peuvent atteindre 10 à 30 mètres et l'eau peut se propager à plus de 5 km dans les terres.

Les conséquences d'un tsunami peuvent être catastrophiques : inondation soudaine, destruction des constructions, érosion phénoménale de la côte.

**Vague** : Onde de la surface d'un plan d'eau qui sont générées par le frottement du vent et sont entretenues par la pesanteur. Les vagues désignent à la fois la *houle* et les *mers de vent*. Elles sont caractérisées par une hauteur, une période et leur direction, mesurées par un *houlographe*. Pour la hauteur, on utilise souvent le  $H_{1/3}$  ou  $H_s$ .

Pour le calculer on range les vagues des plus petites aux plus hautes, pour obtenir la hauteur qui limite les 2/3 des plus petites du 1/3 des plus grosses. C'est cette hauteur limite qui correspond au  $H_{1/3}$ . Ce  $H_{1/3}$  est proche de l'estimation des hauteurs des vagues par une personne observant la mer. On utilise aussi le  $H_{max}$  ou Hauteur de la plus grande vague observée sur une période de 30 minutes par exemple. Lors des tempêtes il n'est pas rare d'avoir un  $H_{max}$  proche du double du  $H_{1/3}$ . Pour la période, on utilise également le  $T_{1/3}$  ou période significative et le  $T_{max}$ , calculés selon la même méthode que pour les hauteurs. Les périodes des houles varient entre 8 et 25 secondes environ.

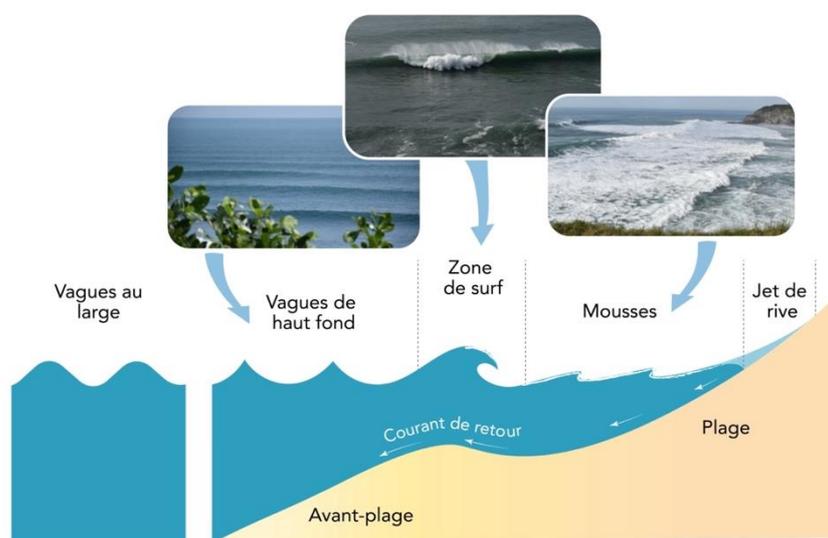
Au large, les vagues ne mettent en mouvements que les couches superficielles de l'océan. Mais, en se propageant vers la côte, la profondeur diminue et la totalité de la tranche d'eau va être mise en mouvement. Ainsi, les vagues vont entrer en interaction avec le fond marin à partir d'une profondeur d'eau qui est égale à leur demi-longueur d'onde. Ainsi une houle régulière dont la longueur d'onde est de 50 m, entrera en interaction avec le fond à partir d'une profondeur de 25 m. Cette interaction avec le fond entraîne un ralentissement de la vitesse de propagation des vagues (ou célérité) vers le rivage. Ainsi la vitesse des vagues diminue quand la profondeur diminue. Au large, quand les vagues n'interagissent pas avec le fond, leur vitesse dépend de leur longueur d'onde. Plus les vagues sont longues, plus elles se propagent rapidement. Ainsi, ce sont les vagues les plus longues qui arrivent le plus tôt à la côte. Elles peuvent être annonciatrices d'une tempête au large. L'interaction des vagues avec le fond entraîne également leur déformation.

- La célérité des vagues étant contrôlée par la profondeur, les mêmes crêtes de vagues vont davantage ralentir sur les hauts fonds et moins ralentir sur les plus grands fonds. Il va donc y avoir une déformation des crêtes de vagues. Elles vont passer d'une forme quasi rectiligne au large à une forme ondulée qui aura tendance à épouser la forme des reliefs sous-marins et des côtes. Cette déformation est nommée *réfraction des vagues*. Malgré cette déformation, les vagues arrivent le plus souvent avec une certaine obliquité par rapport à la côte. Cette obliquité va déclencher un courant parallèle à la côte, depuis le secteur où les vagues touchent la côte en premier vers le secteur où les vagues touchent la côte plus tard. C'est le *courant de dérive* ou courant latéral de houle. Ce courant est d'autant plus fort que les vagues sont fortes, longues et obliques par rapport à la côte.
- En se propageant vers la côte, les crêtes des vagues deviennent plus étroites que les creux (on parle de vagues de haut fond ou vagues non linéaires). La célérité des vagues diminue avec la profondeur d'eau, mais la période reste constante, ainsi la longueur d'onde diminue (les crêtes des vagues sont plus proches). Le flux d'énergie des vagues restant constant, la diminution de la célérité est compensée par une augmentation de l'amplitude des vagues. Ainsi, les vagues se cambrent (le rapport hauteur sur longueur d'onde augmente). L'effet du frottement sur le fond permet d'expliquer les vagues moins élevées à la côte quand elles se sont propagées sur un plateau continental large (nord du Golfe de Gascogne) par rapport à celles qui se sont propagées sur un plateau continental étroit (sud du Golfe de Gascogne) ou absent (îles océaniques). Dans les très petits fonds, au-delà d'un certain seuil de cambrure, les vagues deviennent instables, elles se brisent, déferlent et forment l'écume. La *zone de déferlement* (ou zone de surf)

se produit à quelques dizaines ou centaines de mètres de la côte (pour des profondeurs d'eau d'environ 2 à 3 fois la hauteur des vagues). Cette zone de surf est différente de l'étalement des vagues directement sur la plage que l'on appelle *jet de rive\** (ou swash). La zone de surf correspond le plus souvent à un haut fond, constitué par un relief sous-marin sableux : c'est la barre sableuse ou barre de surf. Il peut y avoir plusieurs barres successives de la côte vers le large. Dans les côtes à marée, on distingue la barre toujours sous l'eau (barre subtidale), de la barre qui émerge à basse mer (barre intertidale). Cette barre intertidale peut être recoupée par des chenaux, où se concentrent les courants violents qui entraînent les nageurs imprudents. Ce sont les fameuses baines des Landes ou de Gironde, mais qui existent en fait dans la plupart des plages du monde. Entre la zone de surf plus au large et le jet de rive sur la côte, s'étend le *domaine des mousses*. Le déferlement implique une diminution brutale de la hauteur des vagues vers la côte, ce qui provoque une force qui s'applique sur les masses d'eau vers la côte. Cette force « pousse » l'eau vers la côte et provoque ainsi une élévation de la mer le long de la côte (on parle de *wave setup\**). Cette élévation varie de moins de 10 % à plus de 20 % de la hauteur de vagues au déferlement. La combinaison de cette poussée par le déferlement des vagues et la surélévation de la mer le long de la côte provoque la formation d'un courant dirigé vers le large à proximité du fond qu'on appelle courant de retour.

Les vagues sont le paramètre le plus important dans les évolutions des côtes sur des échelles de temps courtes (échelles de l'instantané et de l'évènement). Elles peuvent à la fois faire disparaître une partie des sédiments du rivage ou l'engraisser. Beaucoup d'évolutions majeures des côtes se déroulent pendant des tempêtes avec de fortes vagues. Les mesures sont rares ou absentes lors de ces évènements exceptionnels et nous avons encore beaucoup à apprendre sur ces phénomènes.

Autres types de vagues : ondes infra-gravitaire ; tsunamis ; mascaret



**Upwelling ou remontée d'eau :** Phénomène océanographique dans lequel les eaux profondes, denses, froides et riches en nutriments, remontent vers la surface pour y remplacer les eaux chaudes et généralement pauvres en nutriments qui ont été poussées par les vents le long du plateau continental.

**Vallée incisée** : Dépression de forme allongée au sein d'un relief ou coule un cours d'eau : rivière, fleuve ou glacier qui est généralement plus large qu'un chenal et qui montre des changements abrupts de faciès sédimentaire vers la mer. Elle se caractérise par ses versants et son fond ou talweg. Elle se creuse lors d'une chute du niveau de base des fleuves, qui sur le territoire du parc, correspond à une chute du niveau marin. Elle se comble de sédiments lors de la remonté du niveau marin et lors des périodes de haut niveau marin. En raison de leurs liens génétiques avec les variations du niveau marin, les vallées incisées sont découpées en 3 segments (Zaitlin, Dalrymple, Boyd, 1994) :

- La **vallée incisée externe** s'étend depuis le rivage de bas niveau marin (isobathe -120 m sur le plateau continental) jusqu'à la ligne de rivage en période de haut niveau marin. Ce segment est donc entièrement sous la mer de nos jours. Ces vallées sous-marines sont soit comblées de sédiments et donc non détectables par mesures bathymétriques, soient elles subsistent sous forme de dépressions allongées.
- La **vallée incisée moyenne** est en amont du segment externe et correspond principalement à l'estuaire. Sa limite continentale correspond à la limite de l'action de la marée.
- La **vallée incisée interne** correspond à la partie de la vallée depuis la limite de l'action de la marée jusqu'à la limite d'incision vers le continent, contrôlée par les variations du niveau marin.

Les vallées incisées ont fait l'objet de nombreuses publications en raison de leur intérêt comme réservoirs pétroliers mais également parce que leur segment intermédiaire correspond aux estuaires qui sont des objets d'intérêts économiques et écologiques majeurs (Allard et al., 2008; Allen and Posamentier, 1994; Ashley and Sheridan, 1994; Chaumillon et al., 2010; Lericolais et al., 2001; Posamentier et al., 1988; Weber et al., 2004a; Zaitlin et al., 1994).

**Vase** : Sédiments meubles cohésifs fins issus de la désagrégation des matériaux d'origine minérale ou organique de taille inférieure à 63  $\mu\text{m}$ , contenant une fraction élevée (< 20 %) de minéraux argileux qui provoquent la liaison des sédiments.

**Wave Setup** : Augmentation du niveau d'eau moyen le long du rivage associé à la dissipation des vagues générées par le vent dans le littoral.

**Wave runup** : Lorsque les vagues générées par le vent atteignent les côtes, elles montent (montée) et descendent (lavage) la plage avant d'être réfléchies vers la mer. Ce déplacement d'eau est appelé swash, et l'étendue de la plage sur laquelle il se produit est la zone de swash. L'excursion verticale maximale de la ligne de flottaison, appelée « runup de vague », est généralement mesurée par rapport au niveau d'eau calme, comme pour la configuration des vagues. Par conséquent, le runup de vague inclut la contribution à la fois du swash et de la configuration de la vague.

**Liste des acronymes**

CELHYSE : CELLules Hydro-SEdimentaires

LIENSs : Le laboratoire LIENSs est une Unité Mixte de Recherche interdisciplinaire

DPL : Dynamique Physique du Littoral

OFB : Office Français de la Biodiversité

CEREMA : Centre d'études et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer

LST : LowStand Tract

HST : HighStand Tract

TST : Transgressive Stand Tract

ILICO : Infrastructure de recherche Littorale et Côtère

DYNALIT : DYNAMique du LITtoral et du trait de côte.

SONEL : Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales

SOMLIT : Service d'Observation en Milieu Littoral

Phytobs : Réseau d'OBServation du PHYToplankton

CANDHIS : Centre d'Archivage National de Données de Houle In-Situ

PAMELI : Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral

NGF : Nivellement Général de la France

NTF : Nouvelle triangulation de la France

GPS : Global Positioning System

LIDAR : Laser Imaging Detection And Ranging

NAO : North Atmospheric Oscillation

EA-WR : East Atlantic-West Russia

WEPA : West Europe Pressure Anomaly

MES : Matière En Suspension