



HAL
open science

Apports sableux par les fleuves côtiers méditerranéens et aléa de submersion marine (ASPLEC)

Florian Meslard

► **To cite this version:**

Florian Meslard. Apports sableux par les fleuves côtiers méditerranéens et aléa de submersion marine (ASPLEC). Océan, Atmosphère. Université de Perpignan, 2023. Français. NNT : 2023PERP0053 . tel-04515545

HAL Id: tel-04515545

<https://theses.hal.science/tel-04515545v1>

Submitted on 21 Mar 2024

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

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



THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA



Préparée au sein de l'école doctorale
Energie et Environnement – ED305

Et de l'unité de recherche
CEFREM & BRGM

Spécialité :
Océanologie

Présentée par
MESLARD FLORIAN



**APPORT SABLEUX PAR LES FLEUVES CÔTIERS
MÉDITERRANÉENS ET ALÉA DE SUBMERSION
MARINE (ASPLEC)**



Soutenue le 20 décembre 2023 devant le jury composé de

Mr. Edward ANTHONY, Professeur, Université d'Aix-Marseille	Rapporteur
Mr. Benoît CAMENEN, Directeur de recherche, INRAE Lyon	Rapporteur
Mr. Wolfgang LUDWIG, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia	Examinateur
Mme Imen TURKI, Maîtresse de conférences-HDR, Université de Rouen Normandie	Examinatrice
Mr. François BOURRIN, Maître de conférences-HDR, Université de Perpignan Via Domitia	Directeur
Mr. Yann BALOUIN, Ingénieur de recherche-HDR, BRGM Montpellier	Co-directeur
Mr. Nicolas ROBIN, Maître de conférences-HDR, Université de Perpignan Via Domitia	Co-directeur
Mr. Fabrice CAROL, Directeur, Syndicat Mixte de la Têt – Bassin Versant	Invité



Remerciements

Et voilà, l'écriture de ces dernières lignes signifie que c'est la fin d'une aventure, celle de la thèse et de ses 3 ans et quelques mois de moments qui se succèdent, mais qui finalement ne représentent qu'une infime partie de l'histoire que j'ai commencé à écrire depuis plusieurs années, et qui continue de se poursuivre. Et pourtant cette aventure est celle qui a été la plus éprouvante, faisant se succéder des moments d'enthousiasme, de progrès et de satisfaction personnelle à des moments de doute, de blocage voir de regret. Mais heureusement tout au long de cette aventure je n'ai jamais été seul et il est donc tant de remercier toutes les personnes qui ont pu se retrouver embarquées de près ou de loin dans cette traversée de l'océan qu'a été cette thèse.

Tout d'abord je voudrais remercier en particulier un de mes directeurs de thèse sans qui je n'aurais jamais pu faire ce doctorat. Merci François pour ta détermination à me voir faire une thèse ainsi que ton encadrement qui a commencé avec mon stage de master 2 et qui s'est poursuivi tout au long de ma carrière dans la recherche que ce soit en tant qu'ingénieur dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon ou durant cette thèse. Merci également pour ta confiance, ton soutien et ton expertise scientifique et technique durant toutes ces années. Merci également à mes deux autres directeurs de thèses, Nicolas et Yann pour votre encadrement, patience et expertise qui nous a conduit à de longues discussions scientifiques ainsi qu'à de beaux schémas conceptuels.

Merci aux membres de mon jury de thèse pour avoir accepté d'évaluer mon manuscrit de thèse et participer à son amélioration au travers de leurs remarques : Edward Anthony, Benoît Camenen, Imen Turki, Wolfgang Ludwig et Fabrice Carol.

Merci également à Xavier Bertin et Jérôme Le Coz pour avoir suivi l'évolution de mes travaux et vos précieux conseils lors de mes comités de suivi de thèse.

Merci aux membres du BRGM pour votre aide sur le terrain et votre implication dans l'OBSCAT, en particulier Nico Valentini et Eric Palvadeau.

Un grand merci à tous les membres du laboratoire CEFREM pour votre accueil, votre bienveillance et vos conseils durant toutes ces années passées à vos côtés. Cela serait trop long de tous vous citer mais merci en particulier à Valérie, Brigitte et Elodie pour votre aide sur toute la partie administrative, Christophe pour ton aide en laboratoire, Xavier, Sébastien et Mahrez pour votre expertise scientifique et technique, Stéphane pour ton aide sur la partie technique,

Olivier et Bertil pour m'avoir accompagné sur le terrain et pratiqué pendant de longues heures votre pilotage du drone sur l'embouchure de la Têt ainsi que Philippe pour avoir été mon collègue de bureau pendant deux ans. Bien sûr on garde toujours le meilleur pour la fin, un immense merci à Bruno pour avoir été toujours disponible pour m'accompagner sur le terrain que ce soit en période de crue à déployer du matériel sous la pluie, poser des pièges Philipps sous l'eau ou gérer quelques galères. Merci également pour ton aide et ton expertise en laboratoire (même quand cela concerné de la vase puante de la Têt), ainsi que ton soutien et ta bonne humeur quotidienne.

Merci également à l'équipe des doctorants du CEFREM pour tous ces moments d'échanges scientifiques, mais également de rigolades, de concours de mêmes et de batailles de nerf : Mathieu le dresseur de caniche (chien gris a du caniche dans les gènes), Camille l'exploratrice (dehors ou sur Google maps), Pierre le même lord, Antoine le cycliste du dimanche, Maud la mamie des doctorants, Eléonore le côté obscur de la force qui fait peur à tout le monde (alors que pourtant tu es toute gentille), Yann le critique culinaire bas de gamme, Meryl la pâtissière professionnelle, Marion la pyrowoman bordelaise, Pierrick le bordelais parisien et aux petits nouveaux Paul et Camille.

Merci à tous les amis du sabre, notamment Elsa, Sandrine et Cyril. Un merci tout particulier à Lionel le meilleur président de l'Alliance de la Force pour tous tes conseils, ton soutien et les longues heures passées à discuter de ma thèse et à me remotiver.

Merci également à tous les membres du monde canin que ce soit via le flyball, l'agility ou l'éducation pour votre soutien et les nombreuses soirées à discuter de thèse mais également à me vider la tête. Sans citer tout le monde merci à Fred, Fabien, Lucile, Aurélie, Hervé, Claude, Patrice, Aude, Fabien, Jean-Pierre, Marilyne, Camille, Antony, Cem, Elisa, Alizée, Carole, Marta. Un merci particulier à Cindy et Virginie pour les sessions sportives d'agility qui permettaient de décompresser et de se dépenser physiquement.

Un énorme merci à mes parents qui ont toujours été présents pour moi et qui ont crus en moi et soutenu dans mes choix afin de faire ce qui me plaisait et ceci malgré la distance croissante au fil des années.

Enfin un merci incommensurable à celle qui partage ma vie depuis de nombreuses années, Stéphanie, ma petite princesse des étoiles, pour son amour sans limites, son soutien inflexible, son aide et sa patience en particulier durant ces trois années où j'ai pu passer de quelqu'un de joyeux à de mauvaise humeur et grognon. Tu as été le phare qui m'a permis

d'atteindre le bout de l'aventure. Merci également à ceux qui sont venus compléter notre petite famille, R2-D2 le plus beau des Border Collie avec qui j'ai pu trouver la solution à de nombreux problèmes lors de nos balades quotidiennes, et à Luke le plus beau des cadeaux qui ait pu m'arriver durant cette thèse. Saches que même si tu as pu perturber mon sommeil et ma concentration, tu as été le petit bout de bonheur dans les moments difficiles et cela même si je n'ai pas pu passer tout le temps que j'aurai voulu avec toi. Saches que je serais toujours présent quand tu auras besoin de moi et que la force soit avec toi.

Table des matières

Introduction générale.....	1
1. Contexte général.....	1
2. Originalité du site d'étude, le fleuve Têt.....	4
3. Objectifs scientifiques de la thèse.....	5
4. Démarche de l'étude.....	5
5. Organisation du manuscrit.....	7
Références.....	8
Chapitre I - Fonctionnement des embouchures en milieu microtidal et apports sableux : cadre bibliographique.....	11
Préambule.....	11
I.1. Embouchures en milieu microtidal.....	13
I.1.1. Introduction.....	13
I.1.2. Les embouchures tidales.....	13
I.1.3. Les flèches d'embouchure.....	22
I.1.4. Les forçages hydrométéorologiques.....	25
I.2. Apports sableux.....	32
I.2.1. Introduction.....	32
I.2.2. Origine des apports sédimentaires : les fleuves.....	33
I.2.3. Les apports sédimentaires.....	40
I.3. Verrous scientifiques à propos de la dynamique des embouchures et du transport sédimentaire sur le continuum terre-mer.....	51
I.3.1. Embouchures en milieu microtidal.....	51
I.3.2. Apports sableux.....	52
Références.....	54
Chapitre II - Cadre général de l'embouchure de la Têt : Caractéristiques et fonctionnement.....	71
Préambule.....	71
II.1. Cadre géographique : Le Golfe du Lion.....	73
II.1.1. Contexte géologique.....	74
II.1.2. Caractéristiques de la zone littorale.....	74
II.1.3. Les forçages.....	76
II.1.4. Transits littoraux et dynamique sédimentaire.....	79
II.2. Un exemple de fleuve côtier méditerranéen : Le fleuve Têt.....	81
II.2.1. Physionomie géographique.....	81
II.2.2. Les forçages.....	84
Références.....	89

Chapitre III - Méthodologie générale	93
Préambule	93
III.1. Mesures hydro-météorologiques	95
III.1.1. Mesures hydrologiques.....	95
III.1.2. Mesures météorologiques	96
III.1.3. Mesures hydrodynamiques	96
III.1.4. Mesures des houles.....	100
III.1.5. Mesures des niveaux d'eau.....	100
III.2. Mesures topo-bathymétriques et observations morphologiques.....	100
III.2.1 Le système DGPS RTK.....	100
III.2.2 Suivi topo-bathymétrique	101
III.2.3. Suivi morphologique	110
III.3. Mesures de transport sédimentaire	112
III.3.1. Suivi du transport en suspension	112
III.3.2. Suivi du transport à proximité du fond.....	119
Références	123
Chapitre IV - Réponse morphologique d'une embouchure microtidale aux forçages fluvio-météo-marins	125
Préambule	125
IV.1. Méthodologie	127
IV.1.1. Suivi pluri-décennale du système à l'aide d'outils de télédétection (1984-2022).....	127
IV.1.2. Suivi saisonnier du système (2018-2022)	128
IV.1.3. Suivi haute fréquence du système (2020-2023)	129
IV.2. Résultats	132
IV.2.1. Suivi pluri-décennal du trait de côte sur le site de l'embouchure de la Têt	132
IV.2.2. Suivi pluri-décennale de la position de l'embouchure de la Têt	140
IV.2.3. Suivi saisonnier de la zone de l'embouchure de la Têt	145
IV.2.4. Suivi haute fréquence de l'évolution des flèches d'embouchure	148
IV.3. Discussion	163
IV.3.1. Impact longshore de l'embouchure sur le littoral adjacent	163
IV.3.2. Migration de l'embouchure et événements de brèches	165
IV.3.3. Impact des processus auto-allo-cyclique et anthropique sur la dynamique de l'embouchure et son voisinage	167
Références	173
Chapitre V - Variabilité des flux sédimentaires d'un fleuve côtier méditerranéen	179
Préambule	179
V.1. Méthodologie.....	181
V.1.1. Suivi du transport en suspension	181

V.1.2. Suivi du transport à proximité du fond.....	183
V.1.3. Suivi du transport selon un continuum amont embouchure	186
V.2. Résultats	188
V.2.1. Suivi pluriannuel du transport en suspension	188
V.2.2. Suivi haute fréquence du transport en suspension.....	190
V.2.3. Suivi haute fréquence du transport dans la couche limite de fond	199
V.2.4. Continuum amont embouchure	204
V.3. Discussion.....	208
V.3.1. Vers des bilans de sédiments en suspension.....	208
V.3.2. Vers des estimations du transport à proximité du fond	212
V.3.3. Rôle de la morphologie d'embouchure sur le transport.....	213
V.3.4. Bilan sur les méthodes d'acquisition	215
Références	217
Chapitre VI - Processus hydro-sédimentaires durant un événement concomitant.....	221
Préambule.....	221
VI.1. Méthodologie	223
VI.1.1. Description de la tempête Gloria.....	223
VI.1.2. Données météorologiques	223
VI.1.3. Données hydrodynamiques et flux de sédiments	224
VI.1.4. Set-Up et Run-Up des vagues	226
VI.1.5. Collecte et analyse des données topographiques/bathymétriques	227
VI.1.3.6. Carottes sédimentaires.....	227
VI.2. Résultats.....	228
VI.2.1. Caractérisation locale de la tempête Gloria.....	228
VI.2.2. Hydrodynamique de l'embouchure.....	230
VI.2.3. Changements morphologiques	232
VI.2.4. Caractéristiques de la sédimentation côtière	233
VI.2.5. Flux de sédiments.....	235
VI.3. Discussion	235
VI.3.1. Modèle conceptuel de la rupture d'une flèche lors d'un événement fluvial/marin	235
VI.3.2. Rôle des conditions hydrodynamiques dans la rupture des flèches littorales	237
VI.3.3. Transferts de sédiments.....	239
VI.3. Conclusions	241
Références	242
Chapitre VII - Synthèse et perspectives	245
Préambule.....	245
VII.1. Rappel des objectifs et du travail réalisé.....	247

VII.2. Synthèse des résultats majeurs	247
VII.2.1. Morphodynamique d'une embouchure microtidale intermittente et interaction avec le littoral adjacent	247
VII.2.2. Estimation des flux de sédiments d'un fleuve côtier méditerranéen.....	250
VII.2.3. Rôle de la morphologie d'embouchure sur les échanges terre-mer	251
VII.2.4. Impact des événements concomitants sur les processus hydro-sédimentaire d'une embouchure microtidale intermittente.....	252
VII.3. Apports de ce travail de thèse en termes de gestion ainsi qu'au niveau sociétal	253
VII.4. Perspectives de recherche	254
VII.4.1. Morphodynamique des embouchures intermittentes	254
VII.4.1. Transport sédimentaire par les fleuves côtiers	257
Références	260

Introduction générale

1. Contexte général

La zone côtière, telle que définie par le programme LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) s'étend théoriquement depuis 200 m d'altitude pour sa partie terrestre jusqu'à une profondeur de 200 m pour sa partie maritime. Elle correspond à moins de 20% de la surface terrestre, mais représente l'interface terre-mer (zones de bassins versants, d'estuaires, de littoraux et d'eaux côtières) aux enjeux environnementaux et socio-économiques extrêmement élevés. De plus, sa situation géographique en fait un système particulièrement complexe (processus océaniques, terrestres et atmosphériques) où une multitude de processus interagissent, le tout bouleversé par une empreinte anthropique (Gattuso et al., 2007). Les fleuves en apportant des sédiments vont participer à former et façonner les estuaires, les plages et les deltas à l'aide des processus côtiers (marées, vagues, courants) mais également à favoriser la production primaire en apportant des nutriments (Carbone, Nitrate, Phosphore). Ainsi la zone côtière est le lieu de stockage, de production et d'exports des apports particuliers (naturels et anthropiques). Depuis les sources de matières (bassin versant) jusqu'aux puits (marge continentale et bassin profond), cette zone de transition relativement étroite entre terre et mer présente deux zones particulières qui vont nous intéresser, les littoraux et les embouchures. Mais dans un contexte de changement climatique et de fort impact anthropique, des modifications importantes du système, que ce soit dans sa morphologie, son fonctionnement et ses échanges sont observables (par exemple Canuel et al., 2012; Syvitski et al., 2005; Vitousek et al., 2017; Vörösmarty et al., 2003; Vousdoukas et al., 2020).

Avec plus de 600 millions de personnes résidant à moins de 10 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer et 40 % de la population mondiale vivant à moins de 100 km de la côte, les littoraux sont des environnements particulièrement attractifs, à tel point que les Nations Unies estiment que près de 80 % de la population mondiale pourrait y être concentrée d'ici à 2100 (Guzmán, 2010; Neumann et al., 2015; Small and Nicholls, 2003). Dans le contexte actuel de changement climatique et de montée du niveau marin, les littoraux sont des zones particulièrement vulnérables qui présentent de nombreux enjeux environnementaux, économiques et sociétaux (Hinkel et al., 2014; Koks et al., 2019; Vousdoukas et al., 2018). Les littoraux sableux, qui représentent mondialement 31 % du linéaire côtier libre de glace

(Luijendijk et al., 2018), sont les plus sensibles à ce changement en raison d'érosions importantes liées au fait qu'ils soient composés essentiellement de sédiments mobiles, facilement transportables. Ainsi, à l'échelle mondiale, 24 % de ces littoraux montrent des taux de recul supérieurs à $-0,5 \text{ m.an}^{-1}$ (Luijendijk et al., 2018), et selon des projections récentes des tendances actuelles (qui font débats dans la communauté), près de la moitié des plages sableuses du monde pourraient disparaître d'ici la fin du siècle, si aucune mesure pour lutter contre le réchauffement climatique et l'élévation du niveau marin n'est faite (Vousdoukas et al., 2020b). Même si ces résultats restent assez commentés (Cooper et al., 2020), ils illustrent tout de même l'impact des changements globaux sur l'évolution future de ces littoraux. Il est donc devenu primordial d'améliorer notre compréhension de la dynamique des littoraux et des mécanismes naturels qui la régissent, tout en y incluant le facteur anthropique, afin de pouvoir proposer des solutions durables permettant de lier l'évolution de ces systèmes avec les stratégies de développement des territoires.

La première étape dans le développement d'une stratégie de protection des littoraux sableux, passe par la compréhension de la dynamique naturelle (Benavente et al., 2002). Ce système est traditionnellement séparé en trois zones distinctes (figure 1). On trouve pour sa partie la plus terrestre l'arrière plage, dont il ne sera pas question ici, puis la plage aérienne qui s'étend du front de dune jusqu'au trait de côte (défini comme la limite du plan statique au repos en méditerranée) et enfin l'avant-côte qui correspond à la zone sous-marine allant jusqu'à la profondeur de fermeture de l'action de la houle sur le fond. Ces deux dernières zones sont celles qui vont être les plus dynamiques en réponses aux forçages (vent, marée, houle et courant) ainsi qu'aux apports externes de sédiments (sables, particules fines). Ces apports sont particulièrement importants car ce sont la principale source d'alimentation des plages, permettant ainsi de compenser l'érosion côtière et de lutter contre l'élévation du niveau marin (Brunel et al., 2014; Stronkhorst et al., 2018; Van Rijn, 2011).

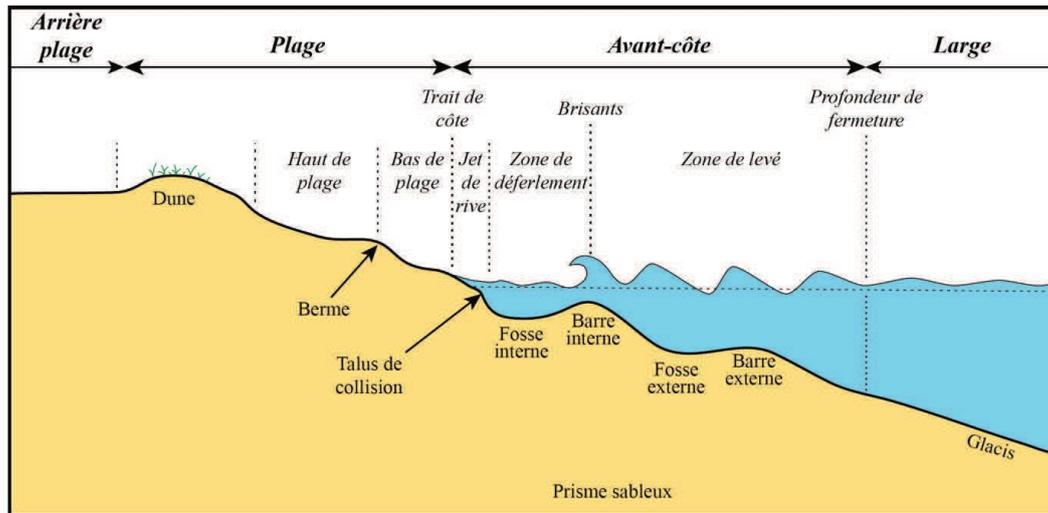


Figure 1 : Schématisation et définition des sous-zones et terminologies d'une plage en système microtidal (Aleman, 2013).

Les fleuves, en reliant environ 87 % de la surface terrestre aux océans (Ludwig and Probst, 1998), sont la principale source d'apports en sédiments en zone côtière. Les estimations à l'échelle mondiale avancement des bilans de matières en suspension (MES) qui varient de 13 à 51 Gt.an⁻¹, liés principalement à une disparité des méthodes d'extrapolation des observations et des mesures elles-mêmes (Syvitski, 2003). Mais la majorité des études convergent autour d'une valeur de 15 à 20 Gt.an⁻¹ (Sadaoui, 2016). Même si l'estimation du charriage reste encore difficile à mesurer et à modéliser, une étude récente a estimé son bilan à l'échelle mondiale à 1,1 Gt.an⁻¹, ce qui conduirait à un apport mondial total (MES + charriage) de 17,8 Gt.an⁻¹ à l'océan (Cohen et al., 2022). Les petits fleuves côtiers (surface du bassin versant inférieure à 10 000 km²) contribueraient probablement à la moitié de ce budget sédimentaire (Milliman and Syvitski, 1992) et seraient plus efficaces dans l'export des matériaux fraîchement érodés par rapport aux grands systèmes fluviaux (Sadaoui, 2016). Malheureusement ces estimations à l'échelle globale sont souvent intégratives à l'ensemble des sédiments transportés et font rarement la distinction entre les sédiments fins (< 63 µm) et les sables (> 63 µm).

Tout comme les littoraux, les fleuves sont également soumis à de nombreux changements et pressions. Ainsi l'action anthropique accrue depuis le dernier siècle a conduit à une réduction importante des apports en sédiment du fait de la construction de barrages, de l'exploitation de gravière dans le lit des cours d'eau et de l'urbanisation des bassins versants (Graffin et al., 2023; Peduzzi, 2014; Sadaoui et al., 2018; Syvitski et al., 2005). De même, les changements climatiques globaux conduisent dans certaines régions comme en méditerranée à une réduction des précipitations, provoquant ainsi une diminution des débits et donc des capacités de transport, mais avec une hausse du nombre d'événements extrêmes et de leur intensité (Collins

et al., 2013; Labrousse et al., 2020; Lionello and Scarascia, 2018; Ulbrich et al., 2012). Enfin, du fait de leur faible altimétrie, les zones d'embouchures et de deltas sont particulièrement sensibles aux submersions marines et à la montée du niveau marin, pouvant impacter par la même occasion 339 millions de personnes (Edmonds et al., 2020).

2. Originalité du site d'étude, le fleuve Têt

La Têt est un petit fleuve côtier méditerranéen de montagne situé au sud du Golfe du Lion et qui présentent des caractéristiques bien particulières :

- La Têt a fait l'objet d'une attention particulière des chercheurs du laboratoire CEFREM (UPVD) initiée avec des études pilotes sur ses apports sédimentaires (Garcia Esteves, 2005; Serrat et al., 2001) et aboutissant à la mise en place d'une station de prélèvement automatique en 2004 à proximité de son embouchure permettant ainsi le suivi haute fréquence des apports sédimentaires dans plusieurs études (Bourrin, 2007; Kim et al., 2007; Reoyo Prats, 2017; Sadaoui, 2016). De plus, dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, son embouchure a été fortement instrumentée afin d'étudier le rôle des forçages marins et fluviaux sur la dynamique de son embouchure.

- Étant située dans une zone caractérisée par un climat de type méditerranéen qui alterne de longues périodes sèches ponctuées par de courtes périodes de précipitations intenses, la Têt est soumise à des épisodes de crues éclairs. Ces événements brefs et intenses, souvent associés à des tempêtes marines, jouent un rôle prépondérant sur les flux d'eau et de sédiments arrivant en zone côtière.

- Du fait d'un débit relativement faible tout au long de l'année, l'embouchure de la Têt présente une forte évolution morphologique liée au développement de flèches sableuses et à l'absence d'ouvrages anthropiques contrôlant son évolution, la classifiant comme une embouchure intermittente. Ces flèches sableuses situées de part et d'autre de l'embouchure, se développent dans un environnement faiblement microtidal (< 30 cm) de faible énergie ($H_s < 1,5$ m environ 90 % du temps) mais soumis à une forte variabilité saisonnière avec des tempêtes de récurrence annuelle présentant des hauteurs de vagues supérieures à 4 mètres. Ces événements, qui peuvent être également concomitants à des épisodes de crues, vont conduire à des destructions partielles ou totales des flèches sableuses.

- Le secteur de la Têt présente deux vents opposés pouvant conduire à des conditions de houle différentes. De par l'action d'un système anticyclonique situé entre l'Espagne et le sud-ouest de la France ainsi que d'un couloir entre les Pyrénées et le Massif central, un vent de terre, « la Tramontane », souffle près de 70 % du temps avec des rafales pouvant dépasser les

100 km.h⁻¹. Celui-ci s'accompagne généralement d'une houle peu énergétique de secteur nord, nord-est, inverse de la dérive littorale sur ce secteur de côte. A l'inverse, un vent provenant de la mer, « le Marin », est moins fréquent, et s'accompagne de houle de secteur sud, sud-est pouvant conduire à la génération de tempêtes et d'entrées maritimes à l'origine des crues.

De par son caractère presque atidal, le caractère brutal mais très occasionnel des tempêtes et des crues ou encore certaines conditions de forçage qui ne sont quasiment pas étudiées dans le monde, en particulier l'impact de forts vents de terre l'embouchure de la Têt illustre bien la complexité de la morphodynamique des six embouchures du Golfe du Lion.

3. Objectifs scientifiques de la thèse

Ce travail de thèse a pour but d'alimenter les connaissances sur la compréhension des systèmes d'embouchures intermittentes développant des flèches sableuses et le rôle des petits fleuves côtiers de montagne dans les apports en sédiments en zone côtière, en particulier de sable. La particularité de ce travail réside dans l'étude de l'interconnexion de ces domaines en se penchant sur le cas particulier des littoraux méditerranéens. Ainsi plusieurs objectifs ont été déterminés pour guider ce travail :

- Etudier la morphodynamique d'une embouchure microtidale intermittente pour définir les paramètres de contrôle (forçages fluvio-météo-marins et anthropique) des réponses morphologiques observées. Il s'agira également d'apprécier le rôle de la morphologie préexistante dans ces évolutions ainsi que l'impact que peut avoir la dynamique de cette embouchure sur l'évolution du trait de côte à sa proximité.
- Relever le défi d'une meilleure compréhension des événements concomitants de tempête et de crue sur la chronologie de la dynamique de réponse morphologique et du transport sédimentaire associé.
- Améliorer les quantifications de flux de matières en suspension en se focalisant principalement sur la fraction sableuse et le rôle des événements ou non sur son transport. Il s'agira également d'apporter les premiers éléments de quantification du transport de sable à proximité du fond.
- Enfin, déterminer le rôle de la morphologie de l'embouchure sur le transfert des flux de sédiments au sein du continuum terre-mer.

4. Démarche de l'étude

L'étude de la morphodynamique des plages sableuses et des embouchures est assez commune dans la littérature, tout comme celle des apports de sédiments en zone côtière.

Toutefois, ces travaux sont souvent menés de manière cloisonnée sans forcément établir de lien direct entre les deux domaines. C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail de thèse qui vise à comprendre comment les apports de sédiments, et plus particulièrement de sables, interagissent avec la morphodynamique des embouchures, puis des plages et inversement, le tout dans un continuum terre-mer.

Ce travail de thèse s'appuie sur une approche spatio-temporelle à plusieurs échelles (figure 2) selon un continuum terre-mer avec un premier niveau à l'échelle pluri-décennale de l'embouchure et son littoral adjacent ainsi que de ses flux de sédiments en suspension à l'aide de données morphologiques et hydrologiques publiques ainsi que de précédents travaux réalisés au laboratoire CEFREM. Puis il se poursuit à un second niveau qui reste toujours à l'échelle du système entier, mais à une échelle saisonnière à l'aide de données topo-bathymétriques issues de l'OBSCAT par le BRGM. Et enfin à une échelle spatiale plus fine et temporelle qui va de l'événementiel à l'horaire à l'aide d'un suivi morphologique, hydro-météorologiques et du transport sédimentaire réalisés à l'aide de données publiques, de stations instrumentées installées dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon et d'instrumentation disponible au BRGM ou au CEFREM, issue de divers projets de recherche.

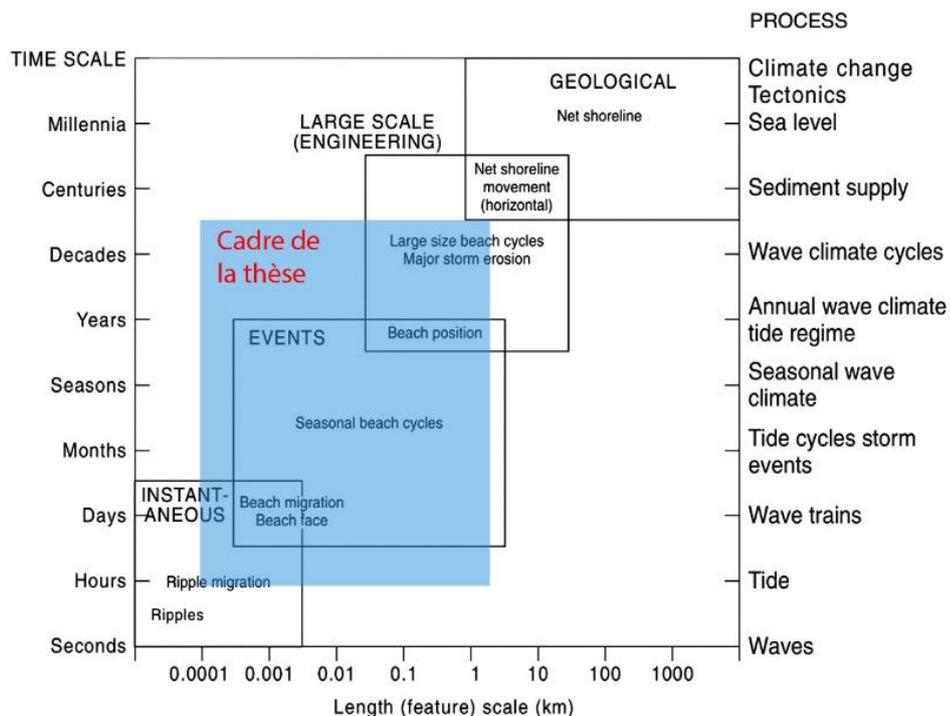


Figure 2 : Les différentes échelles spatiales et temporelles de la morphodynamique du système côtier (modifiée d'après Cowell and Thom, 1994).

5. Organisation du manuscrit

Afin de répondre aux objectifs évoqués plus haut, ce manuscrit de thèse est organisé en 7 chapitres :

- Le chapitre I présente le cadre bibliographique sur les embouchures en milieu microtidale et les apports de sédiments par les fleuves, en particulier de sable. Il détaille les concepts généraux de ces deux domaines qui seront utiles à la compréhension du manuscrit tout en dégagant à la fin des pistes de recherche pour ce travail de thèse.

- Le chapitre II présente les principales caractéristiques du Golfe du Lion dans un premier temps, puis de manière plus détaillée les caractéristiques géographiques, morphologiques et physiques de la zone d'étude située autour de l'embouchure de la Têt.

- Le chapitre III décrit quant à lui les différents instruments ainsi que les différentes méthodes d'acquisition utilisées afin de collecter les données utilisées dans cette thèse.

- Le chapitre IV porte sur les interactions que peut avoir une embouchure microtidale sur son voisinage ainsi que sa réponse morphologique face aux forçages fluvio-météo-marins et anthropiques.

- Le chapitre V concerne la quantification et l'évolution du transport sédimentaire par un fleuve côtier méditerranéen ainsi que l'impact de la morphologie de son embouchure sur ses apports en zone côtière.

- Le chapitre VI fait le lien entre la réponse morphologique d'une embouchure microtidale à un événement concomitant extrême de tempête et de crue ainsi que le transport sédimentaire associé.

- Le chapitre VII est une conclusion générale qui synthétise les résultats majeurs obtenus au cours de ce travail de thèse et propose une réflexion de gestion ainsi que des perspectives de recherche pour poursuivre et approfondir les recherches menées.

Références

- Aleman, N., 2013. Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J., Reyes, J.L., 2002. Utility of Morphodynamic Characterisation in the Prediction of Beach Damage by Storms. *Journal of Coastal Research* 36, 56–64. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.56>
- Bourrin, F., 2007. Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers: cas du système Têt - Littoral roussillonnais dans le golfe du Lion (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barousseau, J.P., Aleman, N., Raynal, O., 2014. 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology* 204, 625–637. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.009>
- Canuel, E.A., Cammer, S.S., McIntosh, H.A., Pondell, C.R., 2012. Climate Change Impacts on the Organic Carbon Cycle at the Land-Ocean Interface. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 40, 685–711. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105511>
- Cohen, S., Syvitski, J., Ashley, T., Lammers, R., Fekete, B., Li, H., 2022. Spatial Trends and Drivers of Bedload and Suspended Sediment Fluxes in Global Rivers. *Water Resources Research* 58, e2021WR031583. <https://doi.org/10.1029/2021WR031583>
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M.F., Allen, M.R., Andrews, T., Beyerle, U., Bitz, C.M., Bony, S., Booth, B.B.B., 2013. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility, in: *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 1029–1136.
- Cooper, J.A.G., Masselink, G., Coco, G., Short, A.D., Castelle, B., Rogers, K., Anthony, E., Green, A.N., Kelley, J.T., Pilkey, O.H., Jackson, D.W.T., 2020. Sandy beaches can survive sea-level rise. *Nat. Clim. Chang.* 10, 993–995. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00934-2>
- Cowell, P.J., Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution, in: Woodroffe, C.D., Carter, R.W.G. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 33–86. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511564420.004>
- Edmonds, D.A., Caldwell, R.L., Brondizio, E.S., Siani, S.M.O., 2020. Coastal flooding will disproportionately impact people on river deltas. *Nature Communications* 11, 4741. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18531-4>
- Garcia Esteves, J., 2005. Géochimie d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt en Roussillon : Origines et transferts de matières dissoutes et particulaires de la source jusqu'à la mer (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Gattuso, J.P., Smith, S.V., Hogan, C.M., Duffy, J.E., 2007. Coastal zone, *Encyclopedia of Earth*.
- Graffin, M., Regard, V., Almar, R., Anthony, E., Ranasighe, R., Carretier, S., Maffre, P., 2023. The contribution of diminishing river sand loads to beach erosion worldwide (preprint). In Review. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2334333/v1>
- Guzmán, J.M. (Ed.), 2010. Population dynamics and climate change: this book is in part the product of an Expert Group Meeting on Population Dynamics and Climate Change held on 24 - 25 June 2009. United Nations Population Fund [u.a.], New York, NY.

- Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A.T., Perrette, M., Nicholls, R.J., Tol, R.S.J., Marzeion, B., Fettweis, X., Ionescu, C., Levermann, A., 2014. Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proc Natl Acad Sci U S A* 111, 3292–3297. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222469111>
- Kim, J.-H., Ludwig, W., Schouten, S., Kerhervé, P., Herfort, L., Bonnin, J., Sinninghe Damsté, J.S., 2007. Impact of flood events on the transport of terrestrial organic matter to the ocean: A study of the Têt River (SW France) using the BIT index. *Organic Geochemistry* 38, 1593–1606. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.06.010>
- Koks, E.E., Rozenberg, J., Zorn, C., Tariverdi, M., Vousdoukas, M., Fraser, S.A., Hall, J.W., Hallegatte, S., 2019. A global multi-hazard risk analysis of road and railway infrastructure assets. *Nat Commun* 10, 2677. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10442-3>
- Labrousse, C., Ludwig, W., Pinel, S., Sadaoui, M., Lacquement, G., 2020. Unravelling Climate and Anthropogenic Forcings on the Evolution of Surface Water Resources in Southern France. *Water* 12, 3581. <https://doi.org/10.3390/w12123581>
- Lionello, P., Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Regional Environmental Change* 18, 1481–1493.
- Ludwig, W., Probst, J.-L., 1998. River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* 298, 265–295. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.4.265>
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci Rep* 8, 6641. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100, 525–544.
- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J., Nicholls, R.J., 2015. Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment. *PLoS ONE* 10, e0118571. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571>
- Peduzzi, P., 2014. Sand, rarer than one thinks. *Environmental Development* 11, 208–218. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2014.04.001>
- Reoyo Prats, B., 2017. Forçages anthropiques multiples dans les écosystèmes aquatiques méditerranéens et conséquences sur les communautés bactériennes (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Sadaoui, M., 2016. Variabilité et évolution des apports de matières en suspension dans la zone côtière : approche multi-échelle dans le bassin de la Méditerranée (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Bissonnais, Y., Romero, E., 2018. Anthropogenic Reservoirs of Various Sizes Trap Most of the Sediment in the Mediterranean Maghreb Basin. *Water* 10, 927. <https://doi.org/10.3390/w10070927>
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J.-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 389–397. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01652-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01652-4)
- Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research* 19, 584–599.
- Stronkhorst, J., Huisman, B., Giardino, A., Santinelli, G., Santos, F.D., 2018. Sand nourishment strategies to mitigate coastal erosion and sea level rise at the coasts of Holland (The Netherlands) and Aveiro (Portugal) in the 21st century. *Ocean & Coastal Management* 156, 266–276. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.11.017>

- Syvitski, J.P.M., 2003. Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change* 39, 1–11. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00008-0)
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Ulbrich, U., Lionello, P., Belušić, D., Jacobeit, J., Knippertz, P., Kuglitsch, F.G., Leckebusch, G.C., Luterbacher, J., Maugeri, M., Maheras, P., Nissen, K.M., Pavan, V., Pinto, J.G., Saaroni, H., Seubert, S., Toreti, A., Xoplaki, E., Ziv, B., 2012. Climate of the Mediterranean, in: *The Climate of the Mediterranean Region*. Elsevier, pp. 301–346. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00005-7>
- 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>
- Vitousek, S., Barnard, P.L., Fletcher, C.H., Frazer, N., Erikson, L., Storlazzi, C.D., 2017. Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Sci Rep* 7, 1399. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01362-7>
- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., Syvitski, J.P.M., 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change, The supply of flux of sediment along hydrological pathways: Anthropogenic influences at the global scale* 39, 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00023-7)
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Hinkel, J., Ward, P.J., Mongelli, I., Ciscar, J.-C., Feyen, L., 2020a. Economic motivation for raising coastal flood defenses in Europe. *Nat Commun* 11, 2119. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15665-3>
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Bianchi, A., Dottori, F., Feyen, L., 2018. Climatic and socioeconomic controls of future coastal flood risk in Europe. *Nature Clim Change* 8, 776–780. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0260-4>
- Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., Feyen, L., 2020b. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* 10, 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>

Chapitre I - Fonctionnement des embouchures en milieu microtidal et apports sableux : cadre bibliographique

Préambule

Ce premier chapitre a pour but de situer ce projet de thèse dans un cadre bibliographique plus général et de donner les définitions et connaissances nécessaires afin de faciliter la lecture et la compréhension des chapitres. Il constitue une synthèse bibliographique des embouchures en milieu microtidal et des apports sédimentaires par les fleuves en mettant l'accent sur les apports sableux, ainsi que sur les processus qui peuvent les affecter.

La première partie de ce chapitre permet d'avoir une vision d'ensemble des embouchures et plus particulièrement des embouchures en zone microtidale, des morphologies qu'elles peuvent présenter, notamment des flèches sableuses, ainsi que des différents forçages auxquels elles sont soumises. La seconde partie se penche sur les apports en sédiments par les fleuves et plus particulièrement aux apports sableux en s'intéressant aux origines de ces sédiments, à leur mode de transport et sur les différentes façons de les mesurer. Enfin la dernière partie porte quant à elle sur les pistes de recherche déduite de ce travail bibliographique.

I.1. Embouchures en milieu microtidal

I.1.1. Introduction

Une des interfaces particulièrement importantes que l'on peut observer sur les littoraux sont les embouchures des fleuves. Ce sont le lieu de transit et de dépôt des apports organiques et inorganiques, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique. Ces apports sont par la suite remaniés par les processus côtiers et vont interagir avec les littoraux, conduisant ainsi à des évolutions morphologiques au niveau de l'embouchure, mais également aux littoraux adjacents. C'est ainsi que le terme morphodynamique a été introduit dans la littérature côtière par [Wright and Thom \(1977\)](#) et signifie « Ajustement mutuel de la topographie et de la dynamique des fluides entraînant un transport sédimentaire ». La morphodynamique vise donc à étudier l'interrelation entre la réponse des embouchures et du littoral (morphologique) aux processus de forçage (hydrodynamique) et les rétroactions entre les deux, alors qu'ils tendent naturellement vers un état d'équilibre, qui est rarement atteint. Depuis lors, ce terme s'est imposé dans la littérature côtière avec environ 47 000 résultats pour « coastal morphodynamics » et environ 19 000 pour « mouth morphodynamics » sous Google scholar.

I.1.2. Les embouchures tidales

L'embouchure d'un fleuve est une zone de transition où s'affrontent les forçages marins et fluviaux. Selon le rapport de force entre les deux, on va plutôt observer un delta lorsque le fleuve à une influence dominante conduisant ainsi à des accumulations subaquatiques et subaériennes de sédiments à proximité de l'embouchure ([Boyd et al., 1992](#)), et un estuaire dans le cas où c'est la mer qui domine (houle, marée). Dans le cas où l'embouchure est caractérisée par un estuaire, celui-ci représente alors une interruption morphologique du linéaire côtier où les sédiments transportés le long de la côte sous l'action des vagues interagissent avec les courants de marée, on parle alors d'embouchure tidale. Dans ce cas, une flèche principalement alimentée par un transport sédimentaire lié à la dérive littorale se forme sur la côte à l'amont dérive. Sur la côte aval de l'embouchure, une flèche peut également se former par la réfraction des houles et l'action du courant de flot. Une partie du transit sédimentaire est alors stockée au sein des flèches alors que le matériel arrivant dans le chenal est redistribué soit vers l'intérieur de l'embouchure, soit vers le large, faisant de ces zones des lieux d'accumulations sédimentaires importants sur le littoral ([Hayes, 1979](#); [Moslow and Heron, 1978](#)).

I.1.2.1. Géomorphologie d'une embouchure tidale

D'après Bruun (1978), une embouchure tidale est composée de trois grandes unités. Une partie océanique qui inclue des corps sableux externes incisés par un ou plusieurs chenaux et fortement influencée par la houle. Une partie lagunaire composée de bancs internes et de chenaux, reliée à la partie océanique par une section mouillée correspondant à la partie la plus profonde de l'embouchure. La terminologie la plus couramment utilisée, celle de Hayes (1975), définit la masse sableuse qui s'accumule côté océan comme le delta de jusant, et comme delta de flot celle qui s'accumule côté interne de l'embouchure. Les deux étant reliées par la gorge avec de part et d'autre une île-barrière, qui seront appelées dans la suite du manuscrit des flèches sableuses (figure I.1).

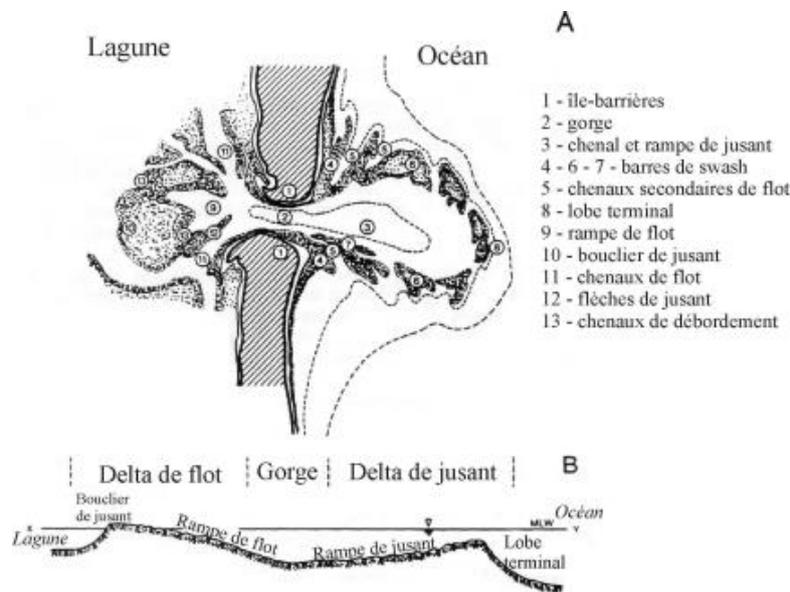


Figure I.1 : Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié de Smith, 1984 dans Balouin, 2001)

I.1.2.2. Classification des embouchures tidales

Les embouchures tidales ont fait l'objet de nombreuses études (en général Bruun et Gerritsen, 1960; Galvin, 1971; Hume et Herdendorf, 1987; Jarrett, 1976; Steijn, 1991) permettant d'établir des classifications selon leurs caractéristiques morphologiques, énergétiques ou bien selon leurs modes de fonctionnements. Mais la morphologie des embouchures tidales dépendant de plusieurs paramètres tel que la forme et la dimension de la lagune, les apports fluviaux, l'environnement sédimentaire, le prisme de marée ou les conditions océaniques, il est particulièrement difficile d'en établir une classification universelle. Ainsi les systèmes de classification morphologiques sont essentiellement basés sur la répartition des corps sédimentaires sur le delta et l'orientation de la passe d'entrée résultant de l'interaction entre l'intensité de la dérive littorale et des courants de marées. Parmi les

classifications les plus connues, on peut citer celle de [Bruun et Gerritsen \(1960\)](#) (basée sur la position de l'embouchure par rapport à la lagune, la propagation de l'onde de marée et la direction de la dérive littorale nette), de [Hume et Herdendorf \(1987\)](#) (qui rajoute la notion d'origine de la lagune), de [Galvin \(1971\)](#) (basé sur la position des flèches adjacentes en prenant en compte la dérive littorale de part et d'autre de l'embouchure) ou de [Oertel \(1975\)](#) (basée sur les morphologies qu'entraînent les relations d'intensité entre le courant longitudinal et le courant de marée). Mais comme le précise [Balouin \(2001\)](#), l'ensemble de ces classifications est basé sur des critères morphologiques qui sont insuffisants pour des études comparatives, d'autant plus que l'évolution de ces systèmes peut être très dynamique.

Les classifications énergétiques sont quant à elle basées sur la prise en compte des paramètres hydrodynamiques associées aux embouchures tidales. Ainsi d'après la classification de [Davies \(1964\)](#), qui identifie trois grands types de domaine côtier selon le marnage, [Hayes \(1975\)](#) et [Nummedal \(1977\)](#) associent le type de marnage avec une morphologie caractéristique de l'embouchure. En régime microtidal (marnage < 1 m), le delta de jusant est peu développé, voire inexistant contrairement au delta de flot et l'embouchure présente une gorge large. En régime mésotidal (1 < marnage < 3,5 m), les deux deltas sont bien développés avec la présence de barres sableuses sur le delta de jusant (de type « barre de swash ». Enfin en régime macrotidal (3,5 < marnage > 5,5 m), le delta de jusant est large et présente des barres linéaires de part et d'autre du chenal. Puis [Hayes \(1979\)](#) et [Davis et Hayes \(1984\)](#) redéfinissent cette classification en fonction de l'influence relative de la marée mais aussi de la houle, permettant ainsi de différencier quatre classes d'embouchure tidales (figure I.2) :

- Les embouchures dominées par la houle, qui sont caractérisées par un delta de jusant peu développé contrairement au delta de flot qui est plus important et constitué de plusieurs lobes. La profondeur des chenaux n'excède pas 6 m et les barres de swash sont peu développées.

- Les embouchures à énergie mixte néanmoins dominées par la houle, qui sont caractérisées par un delta de jusant un peu plus développé, mais dont la majorité des corps sableux reste localisée près de l'embouchure ([Fitzgerald, 1985](#)).

- Les embouchures à énergie mixte néanmoins dominées par la marée, qui sont caractérisées par un delta de jusant plus développé, mais dont la morphologie et la géométrie des corps sédimentaires sont très variables ([Hubbard et al., 1979](#)).

- Les embouchures dominées par la marée, qui sont caractérisées par un delta de jusant très développé et incisé par de nombreux chenaux de marées. De nombreux bancs de sables étroits et allongés sont présent de part et d'autre de l'embouchure.

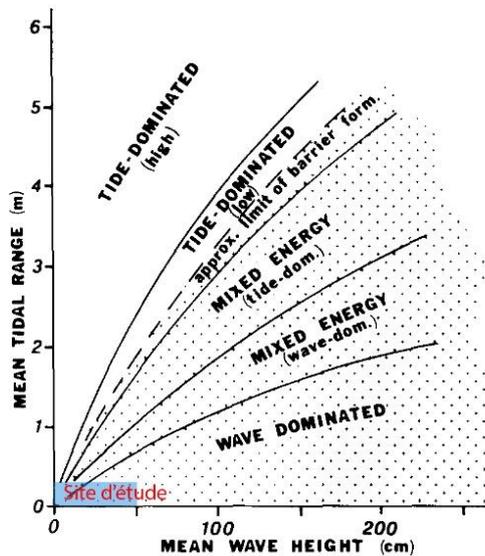


Figure I.2 : Classification des embouchures tidales selon l'importance des processus tidaux et de houle (modifié d'après Davis et Hayes (1984).

I.1.2.3. Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales et contournement des sédiments

Les embouchures tidales sont soumises aux forçages associés à la houle et à la marée, ce qui influence fortement leur évolution avec des phases de migration de l'embouchure, des chenaux et des bancs entrecoupés par des événements de brèches. Ces évolutions vont conduire à des modifications du transfert des sédiments transportés par la dérive littorale depuis la côte amont de l'embouchure vers sa côte aval. Ce transfert, appelé contournement des sédiments (« by-pass »), a été largement étudié, et de nombreux modèles de fonctionnement ont été proposés. Ainsi FitzGerald et al. (2000), en s'inspirant des études de Bruun et Gerritsen (1959) et Bruun (1966) ainsi que des travaux de FitzGerald (1996, 1982), ont proposé six modèles conceptuels d'évolution des embouchures tidales naturelles et des processus de contournement associés (figure I.3).

Modèle 1 : Migration de l'embouchure et rupture de la flèche sableuse (« Inlet migration and spit breaching »)

Sous l'influence de la dérive littorale, l'embouchure a tendance à migrer du fait de la déviation de son chenal par la croissance d'une flèche sableuse. Sa croissance va dépendre des apports sédimentaires, de l'énergie de la houle et de la puissance des courants tidaux mais va entraîner une érosion de la côte à l'aval dérive. Cette migration s'effectue jusqu'au moment critique où le déphasage de marée entre le milieu océanique et lagunaire est trop important, créant ainsi une brèche en amont et conduisant à une relocalisation du chenal selon un tracé plus direct. De même ces brèches peuvent avoir lieu pendant les tempêtes, résultant de l'érosion

de la flèche par les vagues lors du franchissement. La partie distale de la flèche coupée est alors transférée à la côte aval suite à la fermeture progressive du prisme tidal de l'ancien chenal, conduisant ainsi à un transfert d'une importante quantité de sable de la côte amont à la côte aval.

Modèle 2 : Processus des embouchures stables (« Stable inlet processes »)

L'embouchure est caractérisée par un chenal principal qui présente une certaine stabilité, ce qui conduit à la formation de barres de part et d'autre du delta de jusant. Ces barres, dites de « swash » migrent progressivement vers la côte en raison du courant onshore dominant sur les plateformes de swash, jusqu'à leur attachement à la plage adjacente et provoquant ainsi un transfert des sédiments. La stabilité du chenal peut également permettre le dépôt de sédiments issus de la dérive littorale en amont de l'embouchure, pouvant participer à la création d'une flèche qui s'allonge vers le large et s'attache aux barres de swash.

Modèle 3 : Rupture du delta de jusant (« Ebb-tidal delta breaching »)

L'embouchure présente une position relativement fixe, mais son chenal principal migre de façon cyclique vers la côte aval du fait d'une accumulation de sable sur la partie amont du delta de jusant liée à la dérive littorale, et qui provoque une rotation progressive du chenal vers la côte aval. Ceci peut aboutir à la mise en place d'un chenal méandrique quasi-parallèle à la côte et engendrer une érosion importante de la côte aval. Dès lors qu'une tempête surélève le niveau marin, le courant de jusant peut créer une brèche à travers les différents bancs, permettant un accès direct vers l'océan. Ce processus peut s'effectuer de façon graduelle sur plusieurs mois ou bien de manière brutale lors d'une tempête. Le nouveau chenal, captant la majorité du prisme tidal, l'ancien chenal va se combler progressivement du fait de la migration et l'accolement des barres au voisinage de la côte aval sous l'action des vagues. Cela conduit à un important transfert de sédiments de la côte amont à la côte aval.

Modèle 4 : Migration du chenal externe (« Outer channel shifting »)

Ce modèle d'évolution est similaire au modèle 3 mais conduit à un transfert de sédiments moins important. La différence réside dans le fait que la déviation du chenal s'opère plus au large et résulte de l'accumulation de sédiments en amont de la plateforme de swash. Lors d'une brèche, le sable accumulé en aval migre vers la côte sous la forme de barres de swash par l'action des vagues et du courant de flot.

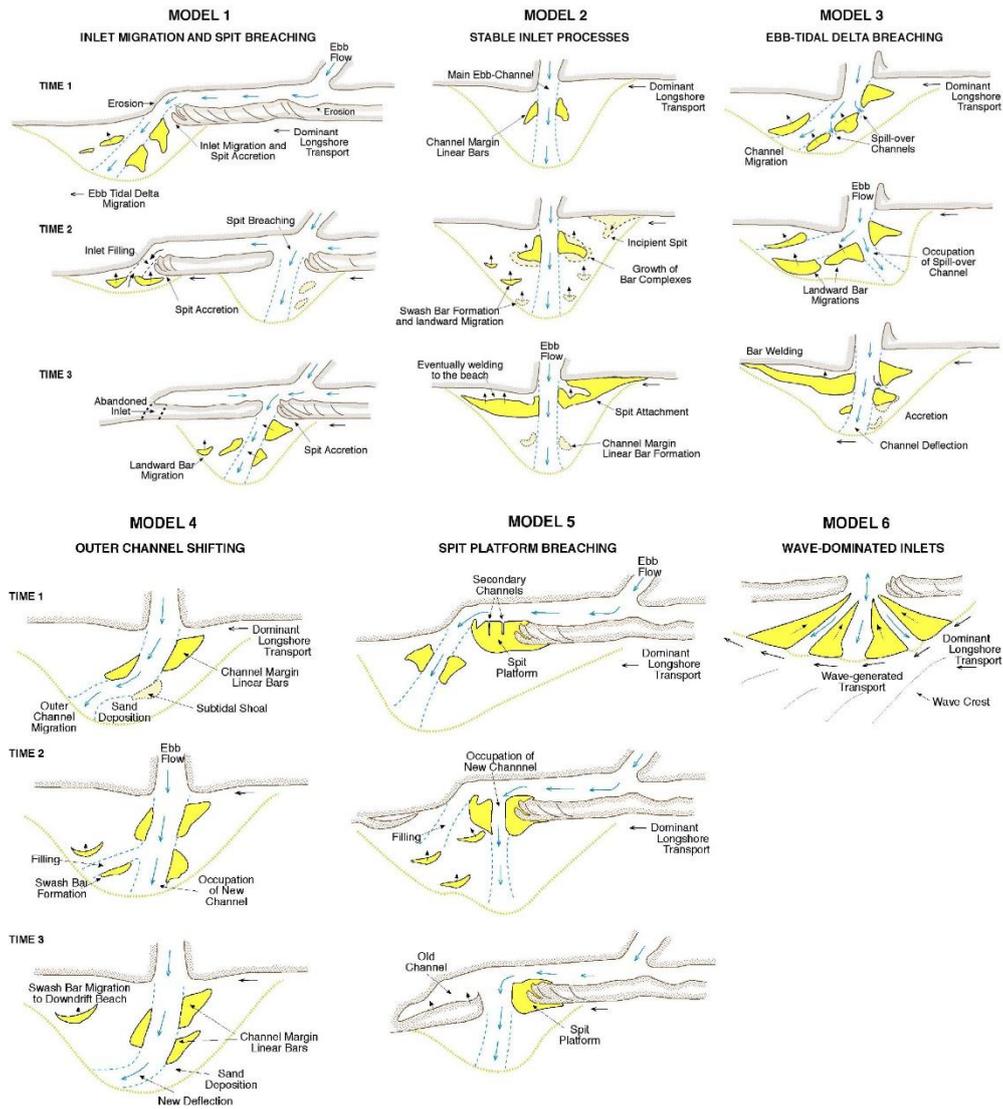


Figure 1.3 : Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (FitzGerald et al., 2000).

Modèle 5 : Rupture de la flèche de plateforme (« Spit platform breaching »)

Le mécanisme d'évolution est similaire à celui du modèle 1 mais la brèche intervient au niveau de la plateforme de la flèche. Quand une embouchure migre du fait de l'élongation d'une flèche, cette dernière est précédée par l'élongation de sa plateforme de flèche. Celle-ci entraîne une méandrication du chenal et lors des tempêtes, la surcote entraînant l'immersion de cette plateforme, le courant de jusant peut conduire à la création d'une brèche et donc d'un nouveau chenal plus direct. Ceci conduit alors à un abandon de l'ancien chenal permettant un transfert important de sédiment à la côte aval via l'accolement de l'extrémité de la plateforme de flèche, mais également de l'ancien delta de jusant.

Modèle 6 : Embouchures dominées par les vagues (« Wave-dominated inlets »)

Les embouchures dominées par les vagues présentent un transport majoritairement dominé par l'action des vagues associés à de faibles courants tidaux. Ainsi les bancs sableux, poussés près de la côte, forment une enveloppe faiblement arquée du delta de jusant et caractérisé par une faible profondeur. Ceci entraîne alors un transport important le long de la périphérie du delta, identique à celui de la dérive littorale, et continu, contrairement aux autres modèles dominés par des migrations épisodiques de barres.

I.1.2.4. Spécificités des embouchures intermittentes

Les embouchures intermittentes sont de petits estuaires (≈ 100 m de large pour quelques mètres de profondeur) que l'on rencontre majoritairement dans les environnements microtidaux, dominés par les vagues et où on observe de fortes variations saisonnières du débit et du climat de vagues (Cooper, 1994a; FitzGerald, 1988; Largier et al., 1992). Leur particularité réside dans le fait qu'elles sont caractérisées par des périodes de semi-fermetures ou fermetures de leur exutoire lié à l'accumulation de sédiments formant une barrière à l'entrée (Behrens et al., 2013; Haines et al., 2006; Orescanin et Scooler, 2018; Ranasinghe et al., 1999). Ces embouchures sont majoritairement liées à des systèmes présentant de petit bassin versant ($< 2\,000\text{ km}^2$) et prisme tidal ($< 30 \cdot 10^6\text{ m}^3$) (McSweeney et al., 2017b). On les retrouve partout à l'échelle mondiale (figure I.4), où elles représentent environ 3 % des estuaires mondiaux et environ 15,30 % des estuaires situées en zone microtidale (McSweeney et al., 2017b). Dans la littérature, ces embouchures sont communément désignées sous plusieurs termes : « Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons » (ICOLLs, Haines et al., 2006; McSweeney et al., 2017), « Temporarily Open/Closed Estuaries » (TOCEs, Stretch et Parkinson, 2006; Whitfield et al., 2007), « bar-built estuaries » (Behrens et al., 2013; Orescanin et al., 2021; Tagliapietra et al., 2009), « seasonally open inlets » (Neira et Potter, 1992; Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe et Pattiaratchi, 2003) ou encore « Intermittently Open/Closed Estuaries » (IOCEs, McSweeney et al., 2018, 2017a). Dans la suite du manuscrit, nous privilégierons le terme d'IOCEs.

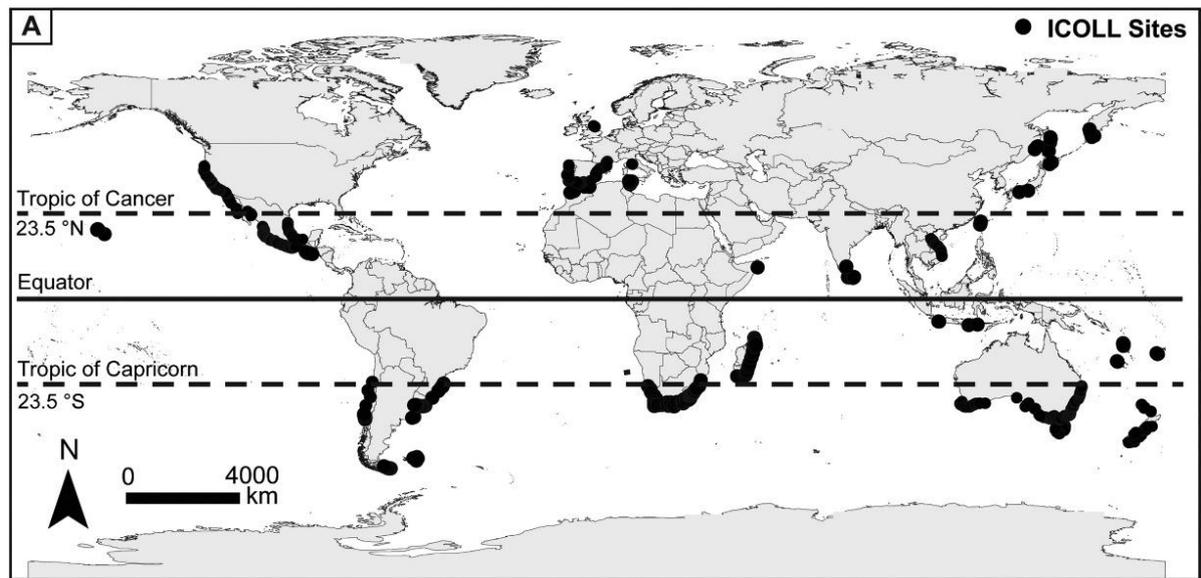


Figure I.4 : Distribution mondiale des embouchures intermittentes (McSweeney et al., 2017b).

Ces embouchures présentent une morphodynamique particulièrement importante pouvant entraîner une migration de la position de l'exutoire sur plusieurs centaines de mètres du fait d'une interaction importante entre le transport sédimentaire lié à la dérive littorale et les différents forçages hydrodynamiques. Ces forçages comprennent la décharge fluviale, les ondes tidales et/ou gravitaires (Fitzgerald, 1996; James, 2005; McSweeney et al., 2018; Ranasinghe et al., 1999) ainsi que les ondes infragravitaires (Bertin et al., 2019; McSweeney et al., 2020; Melito et al., 2022, 2018) et le vent (Feysat et al., 2022). La concomitance de tous ces processus, ainsi que la complexité des interactions vagues-courants reliées aux fortes évolutions morphologiques qui en découlent, rendent l'étude de ces systèmes particulièrement difficile (Bertin et al., 2009; Dodet, 2013; Orescanin et al., 2014). Mais ils présentent dans leur mode de fonctionnement une saisonnalité, avec en été des conditions plutôt favorables aux fermetures (faible débit et faible énergie marine), et à l'inverse en hiver des conditions plutôt favorables à l'ouverture (fortes précipitations provoquant de forts débits et forte énergie marine).

De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la fermeture de ces embouchures (en général Bruun et Gerritsen, 1960; Cooper, 1994; FitzGerald, 1988; Ghosh, 1991; Gordon, 1991; Hayes, 1991; Largier et al., 1992; Murtagh et Nelson, 1993; Treloar et al., 1993), mais peuvent être réparties selon deux processus principaux. Lorsque la dérive littorale est dominante par rapport à la décharge fluviale, et qu'il a peu ou pas du tout de contournement (« by-pass ») de l'embouchure par les sédiments, ces derniers conduisent à l'émergence d'une flèche qui au fur et à mesure de son élongation vers l'aval entraîne la migration de l'embouchure et sa fermeture éventuelle (figure I.5.a, Fitzgerald, 1996; Hayes, 1975; Komar, 1996; Oertel,

1972). Ce mécanisme de fermeture est le plus courant dans les environnements où le rivage est rectiligne avec des houles obliques (FitzGerald and Buynevich, 2003; Nienhuis and Ashton, 2016; Ranasinghe et al., 1999). Le second processus porte quant à lui sur la dominance du transport sédimentaire cross-shore lié à la houle, qui est capable de remobiliser le sédiment de l'avant-côte et de l'apporter sur le bas de plage, conduisant ainsi à l'obstruction progressive de l'embouchure (figure I.5.b). Ce mécanisme est courant dans les environnements dont l'embouchure présente de faibles vitesses d'écoulements ($< 0,1 \text{ m.s}^{-1}$) avec un petit prisme tidal et où la houle présente de longues périodes avec une incidence frontale conduisant à un faible taux de transport longshore (Bertin et al., 2019; Cooper, 1994a; FitzGerald, 1988; FitzGerald et Buynevich, 2003; Hayes, 1991; Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe et Pattiaratchi, 2003).

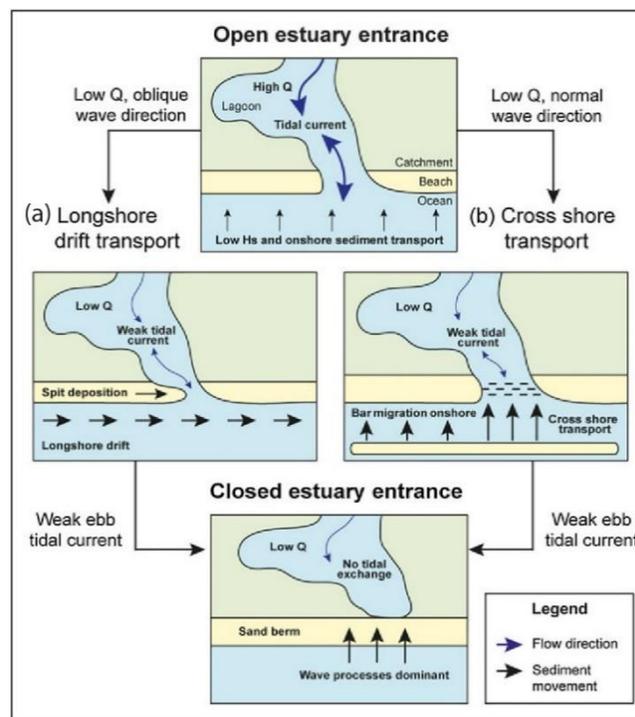


Figure I.5 : Modèle conceptuel des processus de fermetures des embouchures intermittentes par : a) des processus de flux longshore et b) des processus de flux crossshore (McSweeney et al., 2018 d'après Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe et Pattiaratchi, 2003).

Ces phases de fermetures sont particulièrement importantes car elles peuvent entraîner des modifications importantes des paramètres physico-chimiques pouvant entraîner la dégradation de la qualité de l'eau interne (Davidson et al., 2009; Ranasinghe et Pattiaratchi, 2003; Sadat-Noori et al., 2016), perturber les habitats et les migrations de poissons (Becker et al., 2009; Hayes et al., 2008), agir comme un bassin d'accumulation pour les polluants (Haines et al., 2006), empêcher les bateaux d'accéder à l'océan (Ranasinghe et al., 1999) et causer des problèmes d'érosion et de possibles risque d'inondation des zones côtières (Behrens et al.,

2009; Hart, 2009; Kirk et Lauder, 2000). Mais elles sont interrompues par des phases brusques et soudaines de ruptures qui permettent d'ouvrir les systèmes. Ainsi les études sur les estuaires intermittents ont permis d'identifier plusieurs causes conduisant à la création de brèches. Le premier mécanisme pouvant expliquer la génération de brèche est l'augmentation du débit fluvial lors des épisodes de crues (Hayes et FitzGerald, 2013; James, 2005; Lichter et Klein, 2011; Measures et al., 2020; Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe et Pattiaratchi, 2003; Rich et Keller, 2013). Le second mécanisme est quant à lui lié aux événements de fortes énergies marines qui, en participant à l'augmentation du niveau marin par une surcote et de la hauteur des vagues, favorisent le franchissement (« overtopping ») de la barrière (Carter et Orford, 1981; Matias et al., 2013; Suarez et al., 2022; Wang et Roberts Briggs, 2015). Ce franchissement conduit à une augmentation du niveau d'eau interne, mais également à un affaiblissement de la barrière en transportant de grandes quantités de sédiments présents sur celle-ci vers l'intérieur des terres, sous la forme de lobe d'« overwash » (Donnelly, 2007; Engelstad et al., 2018; Sabatier et al., 2008; Safak et al., 2016). Cet affaiblissement, lié à une pression interne importante, conduit par la suite à la génération de brèche (Nienhuis et al., 2021; Orescanin et Scooler, 2018; Stretch et Parkinson, 2006). De même, l'existence d'une différence importante de niveau d'eau de part et d'autre de la barrière, peut conduire à sa percolation par l'eau, provoquant ainsi une liquéfaction des sédiments et la génération d'une brèche (Kraus et al., 2008; Pierce, 1970; Zietsman, 2004). Enfin l'impact anthropique avec la génération de brèches artificielles est le dernier mécanisme pouvant se produire (Becker et al., 2009; Kraus et al., 2002; McSweeney et al., 2020; Orescanin et al., 2019).

I.1.3. Les flèches d'embouchure

Dans le cas des embouchures tidales et plus particulièrement des embouchures intermittentes, le développement d'une flèche principale alimentée par le transit littoral est observable la majeure partie du temps. Les premières études portant sur les flèches sableuses remontent à la fin du 19^{ème} siècle avec les travaux de Gilbert (1890) et se sont intensifiées à partir de la seconde moitié du 20^{ème} siècle (par exemple Evans, 1942; Pellerin Le Bas et al., 2022; Robin, 2007; Robin et al., 2020; Schwartz, 1972; Thomas et al., 2014; Zenkovich, 1967). Une flèche est définie par Evans (1942) comme un corps sédimentaire attaché au littoral se terminant librement dans l'océan et alimenté en matériaux par un fort transport longitudinal. Depuis lors, un grand nombre de types de flèches présentant des différences morphologiques liées aux conditions hydrodynamiques dans lesquelles elles se forment et évoluent ont pu être observées à travers le monde (Guilcher, 1954; Zenkovich, 1967). Ainsi on peut identifier des

flèches linéaires ou courbées (avec ou sans crochets) (Dolique and Anthony, 1999; Pellerin Le Bas et al., 2022), en position de fuite ou queue de comète (Pinot, 1996; Suanez et al., 2011), triangulaires (« Cuspate spits ») (Bouchette et al., 2014; Fisher, 1955), en caps triangulaires (« Cuspate forelands ») (Fontán-Bouzas et al., 2019; Semeniuk et al., 1988), en flèches volantes ou à tête libre (Fox et al., 1995; Haney, 1990).

I.1.3.1. Formation des flèches sableuses

Les flèches sableuses sont des corps sédimentaires qui se forment généralement lorsqu'il y a une interruption du trait de côte (baie, estuaire, lagune) ou une déflexion de celui-ci, tout en ayant un apport constant de sédiments mobilisés longitudinalement le long du littoral (van Rijn, 1998). On retrouve dans la littérature, trois mécanismes principaux pouvant expliquer leurs formations et leurs élongations. Le premier qui est également le plus fréquent repose sur le fait que lorsque la houle approche de l'avant-côte, celle-ci est réfractée par le relèvement des fonds et diffractée par la courbure du trait de côte. Ceci entraîne une diminution de l'énergie de la houle et donc de sa capacité de transport à l'extrémité de la flèche, conduisant à un dépôt du matériel sédimentaire transporté par la dérive littorale (figure I.6). Le second concerne le cas spécifique des embouchures possédant deux flèches sableuses et présentant une forte dérive littorale. Dans ce cas, cette dernière entraîne l'élongation de la flèche amont, ce qui provoque par la même occasion la migration de l'embouchure et l'érosion de la flèche aval par les courants de marées. Une partie des sédiments érodés peut alors être réutilisée dans l'élongation de la flèche amont (Inman et Dolan, 1989; Nienhuis et Ashton, 2016). Enfin le dernier mécanisme qui est beaucoup moins courant, concerne les cas d'auto-alimentation de la flèche dans des conditions très particulières (embouchure parallèle à l'axe de la plage, énergie des vagues faibles, petit prisme de marée et taux de transport par la dérive littorale faible). Ce mécanisme est lié à l'utilisation des sédiments érodés par l'élongation de l'embouchure et qui se déposent dans la continuité de la flèche sous la forme de « channel-margin bar » durant la phase de jusant (Aubrey et Gaines, 1982). La formation d'une flèche nécessite également la mise en place en amont d'une plateforme sédimentaire qui est située au-dessous du niveau des plus basses mers et qui est alimentée par le matériel provenant de la dérive littorale. La flèche est composée en général de la fraction grossière du sédiment de la plateforme (Meistrell, 1966). Sa croissance se déroule en alternance avec celle de la flèche. Ainsi lorsque l'extension de la plateforme augmente rapidement, celle de la flèche diminue et inversement (Nielsen et al., 1988).

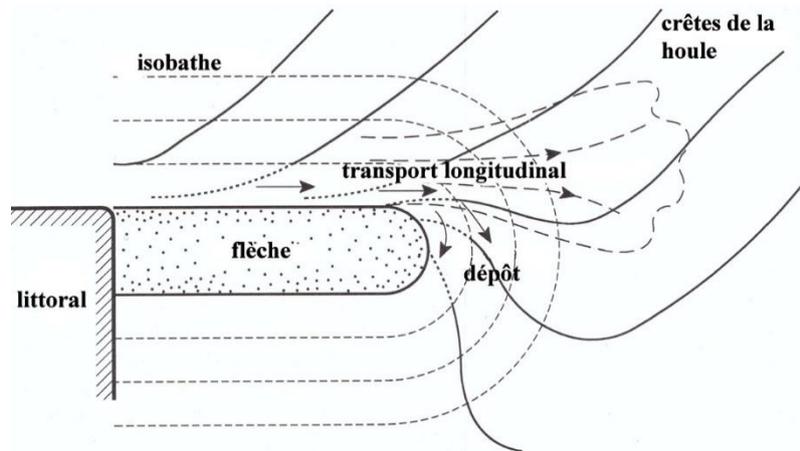


Figure I.6 : Mode de formation d'une flèche sableuse dans le cas d'un changement d'orientation du trait de côte (modifié de van Rijn, 1998 dans Robin, 2007)

La formation des flèches nécessite donc deux paramètres importants que sont l'incidence de la houle et l'existence d'un disponible sédimentaire. En ce qui concerne la houle, son incidence (l'angle par rapport à la côte) est un facteur particulièrement important dans les différentes formules de quantification du transport littoral (Bailard, 1984; Kamphuis, 1991; Komar et Inman, 1970). Ainsi plus la houle est oblique à la côte et plus la dérive littorale augmente, jusqu'à un maximum de 45° , angle à partir duquel le taux de transport devient quasi nul (Ashton et al., 2001; Murray et al., 2001). On observe d'ailleurs majoritairement des houles avec des angles d'incidence supérieure à 45° à l'extrémité de la flèche, permettant ainsi le dépôt des sédiments (Petersen et al., 2001). Mais afin de permettre la formation puis le développement d'une flèche, ce transport longitudinal nécessite l'existence d'un disponible sédimentaire pouvant être transporté. Une des premières sources de sédiments est le plateau continental dont le stock provient de la dernière glaciation, quand le niveau marin était plus bas que l'actuel et qu'une grande quantité de sédiments continentaux aient été déposés avant d'être recouvert lors de la dernière transgression. Ce stock est remobilisé et transporté par la houle et les courants de marée vers la côte où il se dépose et participe au développement des flèches. Les fleuves apportant des sédiments essentiellement lors des crues, vont également être une source de sédiments lorsque leurs apports vont être remaniés par les processus côtiers et utilisés en particulier durant les période d'étiage, permettant un développement plus important des flèches du fait débit moins important (Cooper, 1994a; Ranasinghe et al., 1999; van Rijn, 1998). Une autre source de sédiments va être l'érosion par les agents hydrodynamiques ou climatiques des littoraux en amont (par exemple des falaises). Mais outre ces apports longitudinaux, les flèches peuvent également être alimentées par les barres dites de « swash » sous l'action de la houle (Fitzgerald, 1984; Gaudio and Kana, 2001; Smith and FitzGerald, 1994).

I.1.3.2. Evolution des flèches sableuses

Les paramètres qui peuvent influencer l'évolution des flèches sont nombreux et Kraus (1999) établit une liste des processus gouvernant leurs principaux paramètres géométriques à partir d'observations en contexte naturel (lac, lagon, baie, milieu ouvert) et d'expériences en laboratoires (tableau I.1). Ainsi il met en avant que l'évolution des flèches est régie par des processus allocycliques (liés à l'hydrodynamique) et autocycliques (liés à la morphologie du système).

Tableau I-1 : Paramètres et processus contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche en contexte d'embouchure (Kraus, 1999).

Paramètres de la flèche	Processus	
	Court terme	Long terme
Longueur	Taux de transport littoral, proximité du chenal, intensité des courants du chenal	Apports sédimentaires, contrôles géologiques, forçages cycliques
Largeur	Run-up, marnages, pente de l'avant côte	Overwash
Élévation	Run-up, marnage	Transport éolien, variation du niveau marin, tsunami
Éventails d'overwash	Surcote, fréquence des tempêtes	Dunes et structures bloquantes, profondeur du bassin
Vitesse d'élongation	Transport littoral, granulométrie, proximité du chenal, pente de la plage, pente de l'avant côte	Forçages cycliques
Profondeur de fermeture	Hauteur et période des vagues, marnage, granulométrie	Tempêtes extrêmes
Tendance à se recourber	Proximité du chenal, courant, vagues, tempêtes	Forçages saisonniers du vent et l'agitation

I.1.4. Les forçages hydrométéorologiques

La dynamique des embouchures, de leurs flèches ou des plages adjacentes est le résultat de l'impact de nombreux forçages qui peuvent être d'origine météorologique (le vent) ou hydrodynamiques (marins ou fluviaux). Ces derniers peuvent conduire à des réponses opposées, mais dont l'interaction entre eux peuvent conduire à d'importantes modifications de la réponse des littoraux témoignant de la complexité de cette morphodynamique.

I.1.4.1. Influence du vent

Au sein de la zone côtière, le vent va être dirigé selon deux directions principales, le vent marin (« onshore ») et le vent de terre (« offshore »). Ses vents vont induire des processus similaires au sein de la zone littorale (génération de vague, transport sédimentaire) mais avec

des résultantes directionnelles différentes. De même au sein de la zone côtière ils vont induire des processus différents selon le compartiment impacté.

Lorsque le vent, ou les changements de pression associés, impactent la surface de l'eau, celle-ci commence à osciller de haut en bas, générant ainsi des vagues, on parle alors de mer de vent. Cette oscillation est contrôlée par la force de gravité, c'est pourquoi ces vagues sont souvent qualifiées d'ondes de gravités ou de vagues gravitaires. Leurs caractéristiques dépendent de l'intensité du vent, de sa direction, du coup de vent mais aussi de la distance sur laquelle il souffle (son fetch) (Arinaga et Cheung, 2012; Donelan et al., 1992). Dans la zone de génération, les vagues sont généralement de faible amplitude et période (Certain, 2002). Le vent en poussant les masses d'eau, peut également conduire à une surélévation inhabituelle du niveau marin sur le littoral (« wind set-up »).

L'impact du vent sur la partie aérienne de la zone littorale, est à l'origine de processus éoliens pouvant conduire à un flux sédimentaire important ainsi qu'à des évolutions morphologiques (Bauer et al., 2012; Gares et al., 1993; Nordstrom et al., 1996; Nordstrom and Jackson, 2018). Comme le flux va dépendre de la vitesse du vent, mais aussi de la taille des sédiments, le vent va également conduire à un tri granulométrique, rendant ainsi les plages et les flèches plus grossières, ce qui aura pour conséquence une diminution des flux sédimentaires (Bagnold, 1937; Cohn et al., 2022; Field and Pelletier, 2018; Hoonhout et Vries, 2016; Lancaster et al., 2002; Uphues et al., 2022). De même, la longueur du fetch (Bauer and Davidson-Arnott, 2003; Davidson-Arnott et Law, 1990; Delgado-Fernandez, 2010; Dong, 2002; Schwarz et al., 2021), la pente de la plage (De Vries et al., 2012; Hardisty et Whitehouse, 1988) et la végétation (Arens et al., 2001; Buckley, 1987; Schwarz et al., 2021) sont des facteurs qui vont fortement influencer le flux de sédiments. Le principal facteur limitant va être la teneur en humidité des sédiments qui peut être lié aux précipitations, aux vagues, à l'humidité de l'air, à la frange capillaire de la nappe (Belly et Kadib, 1964; Davidson-Arnott et al., 2005; Schmutz et Namikas, 2018; Swann et al., 2021) ou à la marée qui va jouer sur des fenêtres de transport (He et al., 2022). Les zones microtidales, malgré une largeur de plage réduite, limitant la zone de fetch, présentent de faible taux de submersion annuel ce qui contribue à d'importants changements morphologiques (Law and Davidson-Arnott, 1990; Sabatier et al., 2007, 2004).

L'impact du vent est rarement pris en considération dans la morphodynamique des embouchures et notamment dans le cas des embouchures intermittentes. Pourtant des études ont pu démontrer que le vent avait un impact sur la morphologie interne des lagunes (Deng et al., 2018; Hunt et al., 2015) et plus particulièrement dans les lagunes peu profondes où il peut

se produire des surcotes d'amplitudes significatives (Alekseenko et al., 2013; Boutron et al., 2015; Leredde et al., 2002; Paugam et al., 2021, 2020) pouvant être comparables en magnitude à ce qui est produit par le débit des rivières. Une étude récente de Feysat et al. (2022) a d'ailleurs pu démontrer le rôle prédominant de vent de terre particulièrement puissant (Tramontane) sur la génération de brèches. Ces vents, en provoquant l'accumulation des eaux de la lagune conduisent à la génération d'une surcote localisée derrière le cordon littoral ainsi qu'à une érosion significative du cordon émergé, augmentant sa vulnérabilité et conduisant ainsi à la génération de brèches.

I.1.4.2. Influence des vagues

I.1.4.2.1. Déferlement des vagues

Aux vagues résultant de l'impact du vent s'ajoute en général une houle composée de vagues générées à plusieurs centaines de kilomètres et présentant des dimensions et des amplitudes plus importantes que celles de la mer de vent (Power, 2020). En s'approchant du littoral, les vagues sont soumises à une diminution progressive de la profondeur, ce qui conduit à une diminution de leur vitesse et de leur longueur d'onde contrairement à leur hauteur qui augmente, c'est l'effet de levée (« shoaling »). Ceci aboutit à la brisance et au déferlement des vagues (Adeyemo, 1970; Iversen, 1952), permettant ainsi la dissipation d'une partie de l'énergie des vagues et à la génération de courants et de transport de sédiments associés dans la zone de surf (figure I.7). Cette zone, s'étend de l'endroit où les vagues commencent à se briser au large, jusqu'à la limite de l'action du swash. Sa largeur varie d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres au cours du temps du fait qu'elle est dépendante des caractéristiques du déferlement des vagues, elles-mêmes dépendantes de la profondeur d'eau, la hauteur des vagues incidentes, la bathymétrie, le gradient du littoral et de la marée.

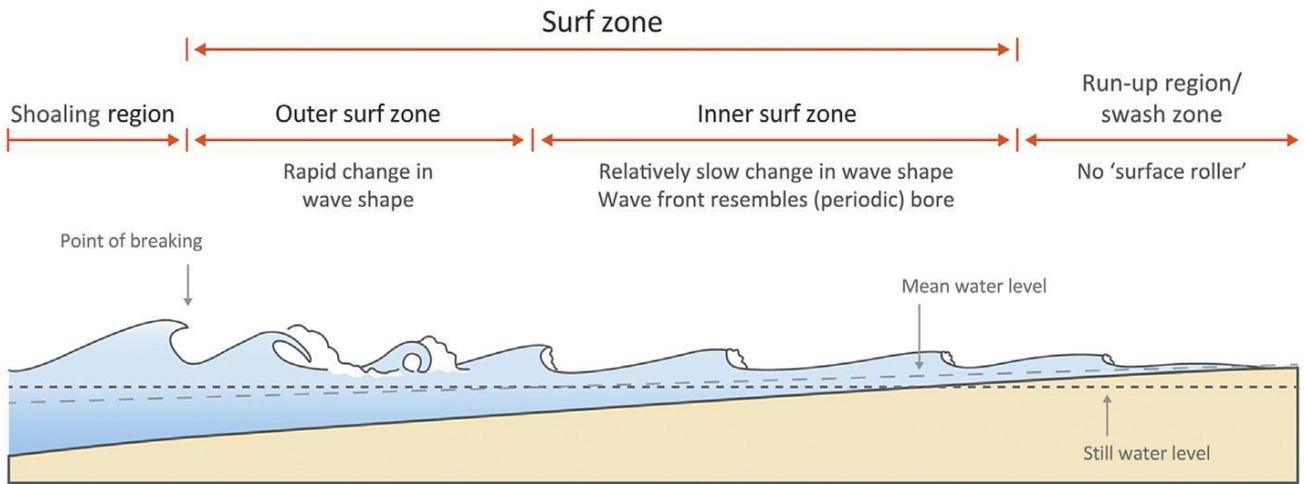


Figure I.7 : Zones hydrodynamiques sur une plage sableuse (figure de Kathirine Sentas, modifiée de Svendsen et al., 1978 dans Power, 2020).

La zone de surf est caractérisée par trois courants principaux générés par l'effet des gradients de contraintes produits par leur déferlement (Aagaard and Masselink, 1999; Shepard and Inman, 1950). Ces courants s'accompagnent d'un transport sédimentaire qui va dépendre de l'intensité des forçages hydrométéorologiques, des propriétés des sédiments (taille des grains, porosité, densité) et de la morphologie de l'avant côte (Gallop et al., 2020). Ainsi on trouve le courant de retour (lié aux vagues dirigées vers la côte et leur compensation au fond), le courant d'arrachement (lié au déferlement des vagues et l'évacuation de l'eau vers le large) et le courant de dérive littorale. Ce dernier, souvent appelé courant de dérive littorale résulte de la propagation de manière oblique des vagues à la côte, et dont le déferlement conduit à la création d'un courant continu parallèle au rivage dans la zone de déferlement. Ce courant peut dans des cas plus rares également être induit par le vent et la marée (Nielsen, 2009). Il présente généralement des vitesses inférieures à 1 m.s^{-1} mais pouvant dépasser les $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ (Aagaard and Masselink, 1999) et génère un transport de sédiments parallèle à la côte, la dérive sédimentaire littorale (« littoral drift » ou « longshore drift »).

I.1.4.2.2. Influence des conditions de beau temps

Dans le cas des zones microtidales présentant une faible récurrence des tempêtes à l'échelle annuelle, la faible amplitude de la marée laisse une place importante aux processus de beaux temps sur la morphodynamique du littoral (Buosi et al., 2019; Gómez-Pujol et al., 2011; Longhitano, 2015). Ainsi la concentration des vagues à un niveau constant sur une zone étroite du littoral est exacerbée dans ces conditions (Cooper, 1994b; Feysat, 2023; Short, 2020). Ceci permet à des processus hydrodynamiques, même de faibles intensités d'être particulièrement compétents du fait qu'ils opèrent à une même hauteur et ce sur de longues périodes de temps,

sans être perturbés par le balayage de la marée (Bertoni et al., 2013; Sedrati et al., 2009). L'action récurrente et long terme des vagues peut conduire de ce fait à une élongation de plusieurs mètres d'une flèche en quelques jours.

I.1.4.2.1. Influence des conditions de tempête

En revanche lors des tempêtes, qui sont des manifestations de conditions de vagues et de vents extrêmement fortes venant frapper la côte, des changements importants ont lieu. Une tempête marine peut être évaluée par la puissance de ses vents (Nissen et al., 2010; Tabeaud, 1995), la hauteur de ses vagues (Cañellas et al., 2007) ou bien encore le niveau de surcote (ou marée de tempête) (Ullmann, 2008). Les tempêtes conduisent tout d'abord à une surcote sur le littoral qui correspond à un soulèvement vertical du niveau marin sur la frange littorale au-dessus de son niveau moyen et de ses oscillations liées à la marée (Gervais, 2012) (figure I.8). Ce soulèvement atteint généralement plusieurs décimètres (Tsimplis and Shaw, 2010), mais peut dans des cas extrêmes atteindre plusieurs mètres (Komar, 1998). La surcote est associée aux changements de pressions atmosphériques auxquels s'ajoute l'impact du vent ainsi que le déferlement des vagues. Ce dernier conduit à une surélévation significative du niveau marin (environ 10 à 20 % de la hauteur des vagues), appelé « set-up » (ou « wave set-up ») (Bowen et al., 1968; Guza and Thornton, 1981). L'altitude maximale atteinte par le jet de rive lors du déferlement des vagues est appelée « run-up » (ou « wave run-up »). Celui-ci est particulièrement important car il peut atteindre quelques mètres de hauteur, surtout si la pente de plage est forte, et conduire à des franchissements voir des inondations. En zone microtidale, la surcote peut conduire à une submersion marine et peut être un facteur morphogène important (Bruzzi, 1998).

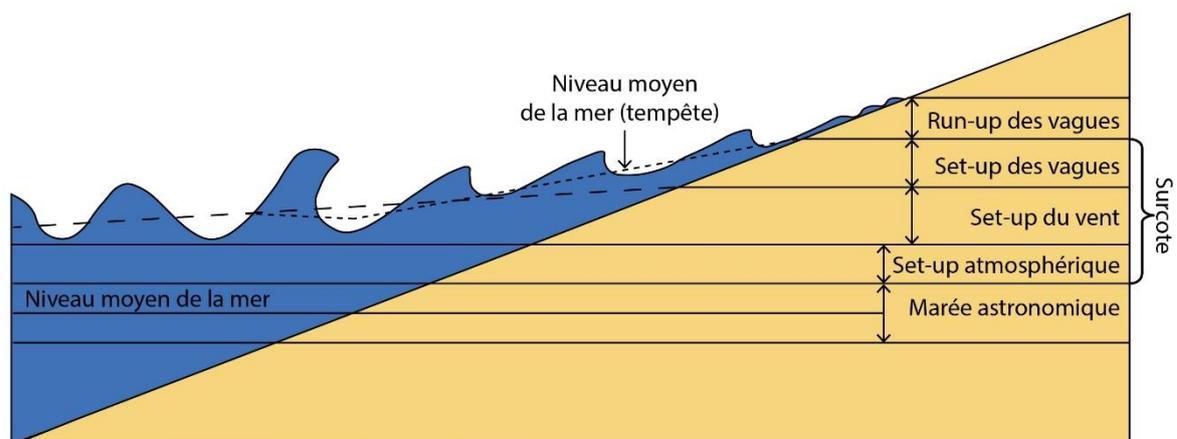


Figure I.8 : Schéma des processus de surcote et de run-up en zone côtière.

L'impact des tempêtes sur la dynamique de plage a été défini de manière graduelle par [Sallenger \(2000\)](#) qui présente un modèle d'impact morphologique à quatre niveaux (figure I.9). Ce modèle peut également être appliqué aux flèches sableuses, la crête correspondant au sommet de la dune.

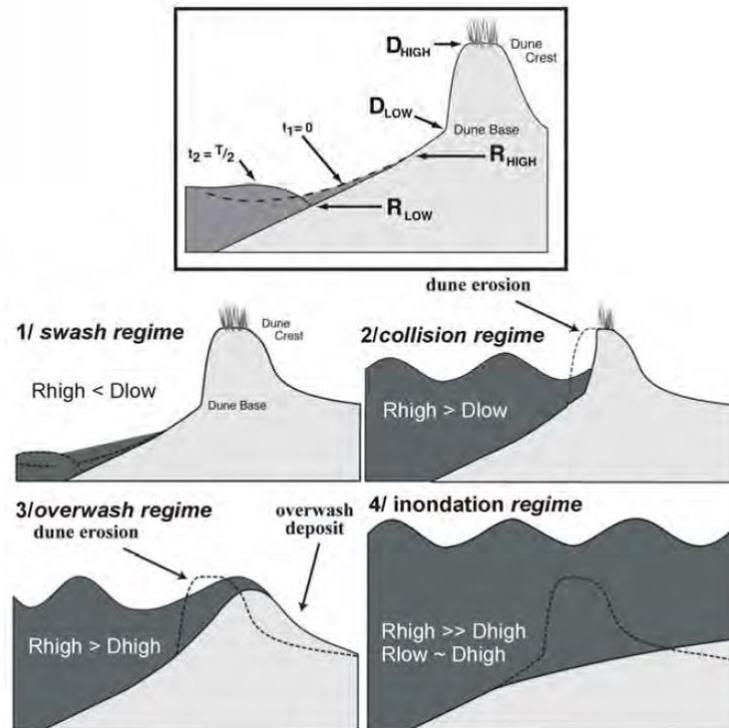


Figure I.9 : Modèle d'impact sur le haut de plage (d'après [Sallenger, 2000](#) dans [Gervais, 2012](#)).

- Niveau 1 : Régime de swash (« swash regime »). Dans ce cas, le run-up des vagues de tempêtes ne dépasse pas l'élévation du pied de dune, ce qui fait que seule la plage est impactée par le swash. Ceci peut conduire à une érosion de la plage dont le sable érodé interagit directement avec les courants de la zone de surf et peut être transporté le long de la côte par le courant de dérive littorale ou vers le large. Dans ce dernier cas il peut être remobilisé vers la côte après la tempête et participer à la reconstruction post-tempête.

- Niveau 2 : Régime de collision (« collision regime »). Dans ce cas, le run-up des vagues dépasse l'élévation du pied de dune, ce qui fait que les vagues entrent en collision avec le front de dune, conduisant à son érosion. Le sable érodé présente le même comportement que celui du niveau 1, mais il n'est pas facilement restitué à la dune, ce qui conduit à une érosion nette du système.

- Niveau 3 : Régime d'overwash (« overwash regime »). Dans ce cas, le run-up des vagues peut franchir le sommet de la dune, ce qui a pour effet de transporter du sable sur l'arrière-plage et conduit à un dépôt d'overwash qui présente une forme lobée. Ce régime peut

conduire à une migration de la dune vers la terre (Lorenzo-Trueba and Ashton, 2014; Suarez et al., 2022).

- Niveau 4 : Régime d'inondation (« inundation regime »). Dans ce cas catastrophique, le set-up des vagues avoisine ou surpasse la dune, conduisant à son inondation voir sa destruction.

I.1.4.3. Influence des événements concomitant fluvio-marins

Depuis longtemps, les études sur les risques d'inondations côtières et les changements morphologiques des zones d'embouchure ont été faites selon des approches uniques, qu'il s'agisse d'événements de crue (Lichter and Klein, 2011; Madsen, 2013) ou de tempête (Muis et al., 2016; Nienhuis et al., 2021). Pourtant ils peuvent résulter de conditions météorologiques communes, rendant ces événements concomitants, même si un petit décalage temporel peut se produire entre eux. Celui-ci peut conduire à un temps de réponse hydrologique pouvant varier de 1 à 13 jours selon les caractéristiques du bassin versant de chaque fleuve et la présence de barrages ou d'autres influences anthropiques (Ganguli and Merz, 2019; Petroliagkis et al., 2016). Récemment, ces événements concomitants ont été étudiés principalement en termes d'inondations côtières sous le nom de « compound flooding » (Bermúdez et al., 2021; Bevacqua et al., 2019; Ganguli and Merz, 2019; Paprotny et al., 2018; Petroliagkis et al., 2016). Cependant ces événements particuliers ont été peu étudiés en termes d'impact morphologique en zone d'embouchure, alors que pris séparément ils peuvent conduire à des réponses différentes. En effet, même s'ils peuvent conduire tous les deux à des évolutions importantes de la morphologie des embouchures, voir la destruction des flèches, le rôle de chacun de ces forçages dans la chronologie et la cinétique des épisodes de ruptures est encore mal connu (Balouin et al., 2020). De même les flux d'eau et de sédiments induits par ces événements pris séparément montrent des réponses opposées au niveau des embouchures. Ainsi les crues fournissent une grande quantité d'eau douce et de sédiments qui sont exportés avec l'étalement du jet fluvial et du panache de surface dans la zone côtière. Les sédiments les plus grossiers (sables) sont directement déposés au sein d'un delta sous-marin à proximité de l'embouchure alors que les sédiments fins (argile et limons) sont majoritairement vers le large, seule une partie se déposant au sein du delta par des processus de floculation (Bourrin et al., 2008; Many et al., 2016). Les crues conduisent également à une érosion du chenal du fait de l'action du jet fluvial (figure I.10.a Zăinescu et al., 2019). A l'inverse durant les tempêtes, les vagues contrôlent la remise en suspension et le transport des sédiments déposés par le fleuve (Dufois et al., 2014). Ainsi lorsque la profondeur diminue, le delta sous-marin est exposé à un mouvement orbital circulaire croissant, qui devient de plus en plus elliptique plus il approche du fond (Knauss, 1997),

conduisant à des vitesses orbitales des vagues dépassant le seuil critique de remise en suspension des sédiments (Pratson et al., 2007). Cette remise en suspension par les vagues associées au courant de dérive, génèrent un transport des sédiments et à un dépôt d'une partie au sein du chenal (figure I.10.b, Zăinescu et al., 2019). De même la combinaison des vagues et des courants associés peut aboutir à une déviation de jet fluvial (Zăinescu et al., 2021), voir son blocage temporaire, en particulier dans le cas où l'embouchure est obstruée par une flèche (Balouin et al., 2020).

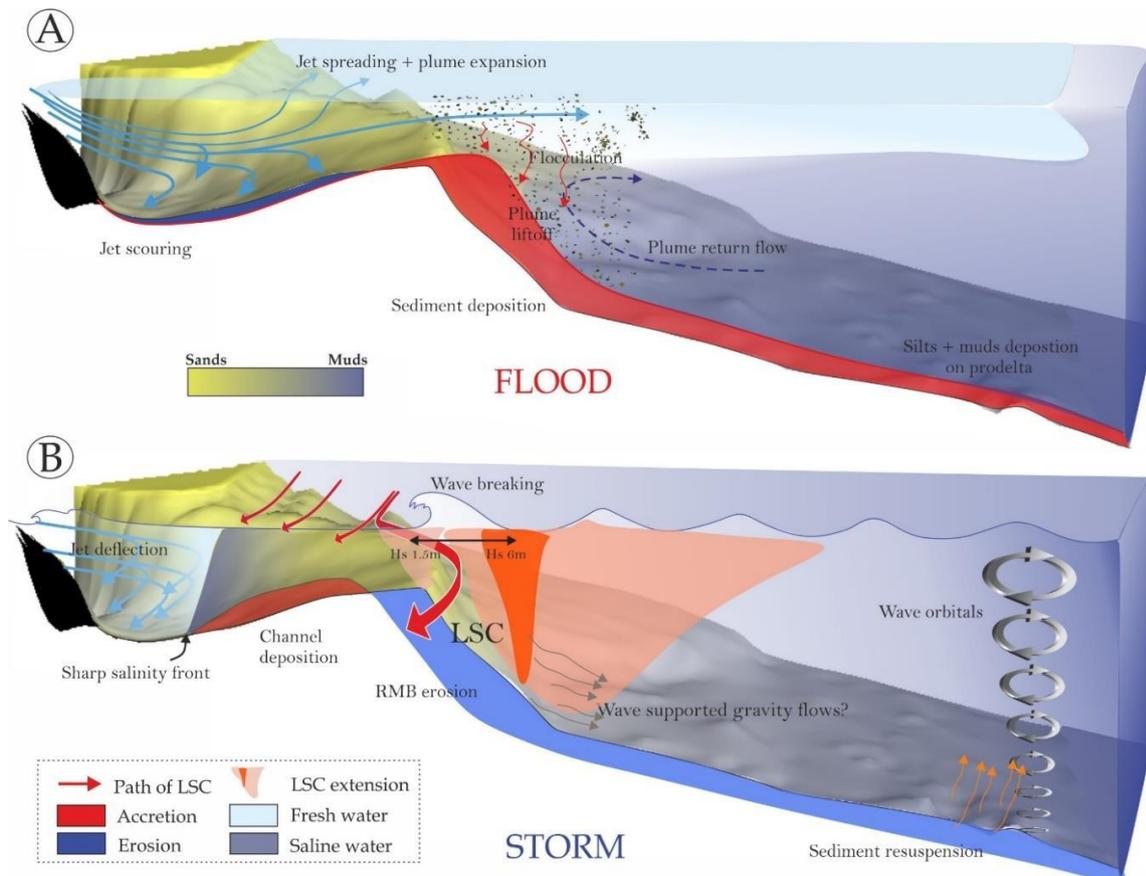


Figure I.10 : Modèle hydro-morphodynamique conceptuel pour la zone d'embouchure du fleuve dans des conditions extrêmes a) de crue et b) de tempête (Zăinescu et al., 2019).

I.2. Apports sableux

I.2.1. Introduction

Les premières analyses des phénomènes d'érosion et de transport fluvial dans les estuaires remontent à la Grèce antique avec les travaux du philosophe Straton de Lampsaque (Ellenberger, 1988). Mais il semblerait qu'ils faillent attendre le début du XVIII^{ème} siècle pour voir apparaître les premières mesures de concentration et de flux de sédiments dans les cours d'eau afin de quantifier et prévoir l'érosion des continents (Dramais, 2020). Ainsi Henri (ou Hubert) Gautier, ingénieur puis inspecteur général des ponts et chaussée, dans son ouvrage

« Nouvelles conjonctures sur le globe de la Terre » (Gautier, 1721), évoque les expériences d'un autre auteur qui, après décantation et filtration d'eau du Rhône à débit moyen en avait mesuré une concentration, permettant à Gautier d'en déduire un flux moyen. Par la suite, les protocoles et les instruments de mesures se sont fortement développés afin de continuer le suivi des flux de sédiments, permettant de mettre en avant une diminution des apports sédimentaires à l'échelle mondiale (Syvitski et al., 2005; Walling and Fang, 2003), en particulier de sable du fait de son utilisation intensive par l'homme (Torres et al., 2017). En effet, le sable est un matériau largement utilisé dans notre société, le plaçant ainsi à la troisième place des ressources naturelles exploitées par l'homme après l'air et l'eau (Delestrac, 2013). Et pourtant c'est un matériau essentiel pour la stabilisation des littoraux en particulier dans le contexte actuel de montée du niveau marin et de recul généralisé du trait de côte (Brunel, 2010; Dean, 2002; Stronkhorst et al., 2018).

I.2.2. Origine des apports sédimentaires : les fleuves

Les fleuves sont la principale source d'apports en zone côtière, que ce soit en termes d'eau douce, de sédiments, de matières organiques, de nutriments et de polluants. Un fleuve est défini comme un « cours d'eau important (remarquable par le nombre de ses affluents, l'importance de son débit, la longueur de son cours) qui se jette dans la mer » (Robert, 2023). Cette définition ne s'applique malheureusement qu'aux grands fleuves à travers le monde et ne prend pas en compte les fleuves côtiers qui sont de petits cours d'eau (bassin versant < 10 000 km², Milliman and Syvitski, 1992) qui prennent naissance près des côtes et qui se jette dans la mer ou l'océan. Même s'ils ne drainent qu'environ 20 % des terres émergées, leur nombre se compte par millier et leur contribution participerait probablement à la moitié du budget sédimentaire atteignant la zone côtière (Milliman and Syvitski, 1992). Dans tous les cas, ces apports sont fortement influencés par les caractéristiques des fleuves.

I.2.2.1. La notion de bassin versant

Le bassin versant correspond à la totalité de la surface drainée par un cours d'eau et ses affluents et dont les eaux convergent vers un même point, son exutoire. Il représente donc l'unité fonctionnelle d'étude des transferts de l'eau et des flux associés dont l'analyse permet d'établir des bilans entre ce qui entre et sort du système. On distingue deux types de bassin versant, le topographique et l'hydrogéologique (Roche, 1963) (figure I.11). Le bassin versant topographique ou hydrographique est un bassin « simplifié » qui ne considère que les écoulements de surface et ne prends pas en compte les écoulements souterrains et leurs échanges avec les cours d'eau, considérant que les sols sont imperméables. Il est délimité par

la ligne de partage des eaux, correspondant aux sommets topographiques qui séparent les directions d'écoulements des eaux de ruissellement. En revanche, le bassin hydrogéologique prend en compte les écoulements souterrains et les échanges d'eau avec la rivière. Ainsi lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable, la division des eaux va dépendre de son interaction avec ses couches, pouvant permettre un drainage des eaux extérieures au bassin topographique ou au contraire un drainage des eaux hors du bassin. Ce dernier est considéré comme le bassin versant « réel ».

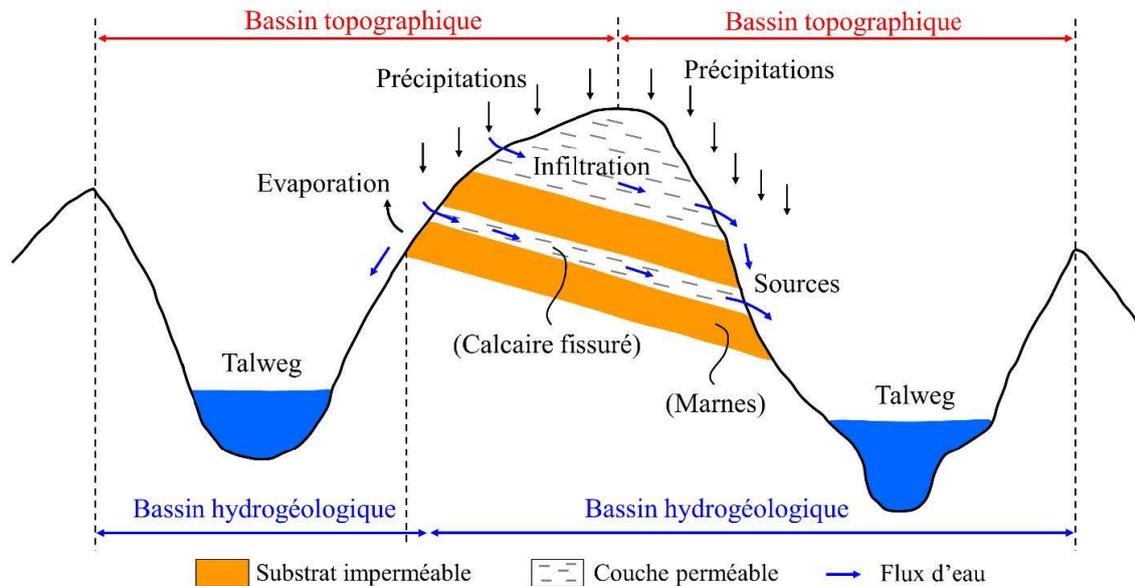


Figure I.11 : Distinction entre le bassin versant topographique et le bassin versant hydrogéologique (d'après Roche, 1963 dans Sadaoui, 2016).

Le relief du bassin versant joue un rôle important sur l'écoulement, en particulier la longueur et l'inclinaison de ses pentes topographiques. Celles-ci vont fortement impacter la vitesse et l'importance du ruissellement sur les versants, et donc sur le transport et l'arrachement des particules du sol. Ainsi les pentes les plus fortes et les plus longues vont présenter les taux d'érosion les plus importants. De même la géologie du bassin versant, de par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion influence la forme du réseau hydrographique ainsi que les types de sédiments qui vont être transportés. La surface du bassin versant va également influencer l'intensité du débit à l'aval. En dehors des périodes de crues, les petits bassins versants vont générer de faibles débits à l'embouchure par rapport aux grands dont le débit sera plus important, du fait d'une zone de drainage plus importante. La forme du bassin versant influence fortement l'intensité du débit et l'allure de l'hydrogramme à son embouchure. Pour une même pluie et une surface identique, un bassin en forme d'éventail favorise un fort débit de pointe de crue sur un temps de concentration de l'événement plus court. A l'inverse un

bassin présentant une forme allongée va conduire à un débit de pointe de crue plus faible sur un temps de concentration de l'événement plus long, du fait que le temps d'acheminement de l'eau jusqu'à l'embouchure est plus important (Musy et al., 2014).

I.2.2.2. Caractéristiques et classifications du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est composé de l'ensemble des cours d'eau naturels, artificiels, permanents ou temporaires qui participent à l'écoulement dans un bassin versant. La caractéristique la plus importante de ce système est le type de drainage qui s'y produit. Lorsque toutes les eaux d'écoulement atteignent la mer ou l'océan, le drainage est qualifié d'exoréique. C'est le cas de la plus grande majorité des cours d'eau. A l'inverse lorsque les eaux d'écoulement n'atteignent jamais l'océan mais finissent dans un bassin fermé (type lac comme la mer Morte) le drainage est endoréique. Enfin, dans des situations extrêmes où l'écoulement est occasionnel, l'absence de drainage au-delà d'une dizaine de mètres caractérise le comportement d'arésisme (Musy et al., 2014). Dans les cas où ce réseau de drainage est présent, des classifications des cours d'eau ont été établies selon des critères variables. La classification la plus utilisée est celle de Strahler (1957) qui classe l'ensemble des branches du réseau hydrographique en attribuant à chacune une valeur entière qui caractérise son importance.

Outre ces classifications, les réseaux hydrographiques peuvent être également classés selon l'étendue des écoulements de surface (concentrés ou étalés) et de leur durée d'activité (pérennes ou intermittentes) (Musy et al., 2014) :

- Les fleuves et les rivières se caractérisent par des écoulements permanents dont l'étendue spatiale est limitée par un lit. Celui-ci comprend le lit mineur, qui est la partie où se concentrent les faibles débits, et peut s'étendre au lit majeur, qui est la partie régulièrement submergée ou inondée lors des crues. Enfin, on peut distinguer un lit majeur épisodique et qui correspond à la zone inondée lors d'événements extrêmes tels que les crues centennales.

- Les torrents et les oueds sont caractérisés par des écoulements épisodiques qui fonctionnent essentiellement pendant les périodes de crues. Les torrents se rencontrent principalement dans les régions montagneuses et se caractérisent essentiellement selon un profil en long marqué par un bassin de réception, suivi d'un chenal d'écoulement et d'un cône de déjection. Les oueds se rencontrent quant à eux en zone aride et peuvent être temporaires ou saisonniers apparaissant lors des crues. De ce fait ils ne possèdent pas de lit mineur.

- Les écoulements diffus, ne se concentrent pas dans un lit, mais les écoulements peuvent se produire en surface, en de multiples ruisselets ou en nappes d'eau de faible profondeur.

Un cours d'eau peu tout au long de son parcours présenter différentes morphologies de chenaux résultant des interactions avec son bassin versant (pente, résistance à l'érosion et débit liquide) et de sa charge sédimentaire (granulométrie et débit solide). Le style fluvial constitue donc une traduction directe des processus en lien avec le transport sédimentaire (érosion, dépôt) (Camenen and Melun, 2021). Ainsi à partir de l'étude morphodynamique des cours d'eau, Leopold and Wolman (1957) ont classés les chenaux selon quatre grands types (figure I.12):

- Rivière en tresse (« braided river »). Le cours d'eau est caractérisé par une multitude de chenaux souvent instables, relativement peu sinueux et fractionnés par des bancs alluviaux éphémères. Lors des crues, l'inondation des bancs donne au fleuve l'impression d'avoir un chenal unique et conduit à une forte instabilité des courants. Son élargissement progressif peut se faire par érosion des berges. Ce type de système se développe en général en amont lorsque la pente est importante et présente une charge de fond abondante.

- Rivière en anastomosés (« anastomosing river »). Le cours d'eau est caractérisé par plusieurs chenaux séparés par des îlots stables et souvent fixés par la végétation faisant qu'il ne possède pas de chenal principal. La pente est généralement plus faible et les îlots sont souvent plus large que les chenaux, permettant une résistance importante à l'érosion. Pour évoluer ces fleuves ont besoin de crues suffisamment importantes pour pouvoir creuser de nouveaux chenaux dans la plaine alluviale.

- Rivière rectiligne (« straight river »). Le cours d'eau présente alors un chenal rectiligne du fait d'une énergie importante et de berges difficilement érodables et stables. Ce type de système est considéré comme une rivière jeune et se rencontre surtout dans les zones de montagne ou les cours d'eau dont l'homme a rendu son tracé rectiligne. En général le lit du fleuve s'érode plus vite que les berges.

- Rivière en méandre (« meandering river »). Le cours d'eau présente un chenal unique qui montre une très forte sinuosité du fait d'une faible pente. Ce type de système se développe surtout dans la plaine alluviale, à proximité de l'embouchure, lorsque le courant est suffisant pour éroder les berges. Plus les berges sont facilement érodables, plus le chenal est sinueux et plus les migrations latérales sont fréquentes. Cette érosion se fait sur la rive concave, là où la vitesse du courant est la plus grande et à l'inverse les dépôts (principalement sous la forme de bancs) se font sur les berges convexes, là où la vitesse des courants est plus faible.

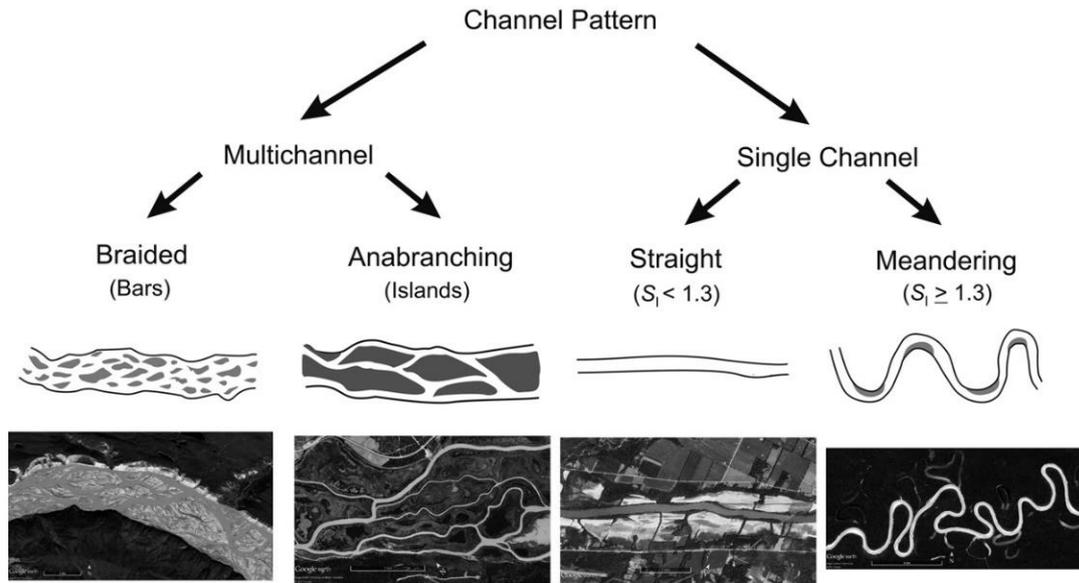


Figure I.12 : Principales catégories de modèles de chenaux. Les images de gauche à droite sont : la rivière Chitina (Alaska, USA) ; haut du fleuve Columbia (Colombie-Britannique, Canada) ; la rivière Wabash (Indiana, USA) ; rivière Jurua (Brésil) (Rhoads, 2020).

I.2.2.3. Rôle du facteur climatique

Le climat, en étant la principale source d'apports en eau mais aussi responsable de sa variabilité saisonnière, est un facteur essentiel du fonctionnement des bassins hydrographiques. Cette alimentation en eau peut se faire soit en phase solide (neige) ou liquide (pluie). Dans le cas des précipitations neigeuses, l'eau sera accumulée pendant l'hiver et ne sera remise aux fleuves qu'avec l'augmentation des températures au printemps conduisant ainsi à une augmentation du débit et de l'érosion des versants. En revanche, la pluie conduit à une réponse quasi immédiate du système en entraînant une augmentation des débits des cours d'eau dont l'évolution dépend de l'intensité et de la durée des précipitations. La répartition spatiale des précipitations est à prendre compte car elle peut influencer l'intensité de l'écoulement des eaux et donc le débit à l'embouchure. Ainsi une forte pluie qui affecte tout le bassin versant aura un effet différent d'une pluie modérée localisée seulement sur une partie du bassin. De même des précipitations se déplaçant vers l'aval du bassin auront tendance à concentrer l'écoulement à l'embouchure provoquant ainsi des débits sortants importants, à l'inverse de si elles se déplacent vers l'amont du bassin, ce qui aura pour conséquence d'étaler l'écoulement dans le temps, provoquant des débits sortants moins importants mais sur une période plus longue (Vigneau, 1996). Les précipitations sont également le principal facteur de l'érosion hydrique des sols qui se produit lorsque les eaux de pluies ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent en emportant une grande quantité de matière (Le Bissonnais et al., 2002). Ainsi plus les précipitations sont intenses et durent longtemps, plus l'érosion des sols augmente et donc le

transport des sédiments érodés. Mais cette érosion des sols peut être limitée par la couverture végétale (Morgan, 2009; Poesen et al., 2003), à l'inverse des sols nus qui favorisent quant à eux un ruissellement très rapide et donc une forte érosion des sols (Poesen et al., 1996; Van Oost et al., 2000; Williams et al., 1996).

I.2.2.4. Sources de sédiments

L'estimation d'un budget sédimentaire peut être abordée à travers un concept d'équilibre de masse entre les différents compartiments de la zone drainée, constituant sources, puits et voies de transport (Sadaoui, 2016). Ces compartiments correspondent aux processus de redistribution de sédiments sur les versants et dans le chenal fluvial. Ainsi les processus d'érosion sur les pentes ou dans le lit du fleuve constituent des sources de sédiment et les dépôts de sédiments sur les versants ou dans le chenal du fleuve constituent les puits de sédiments (figure I.13).

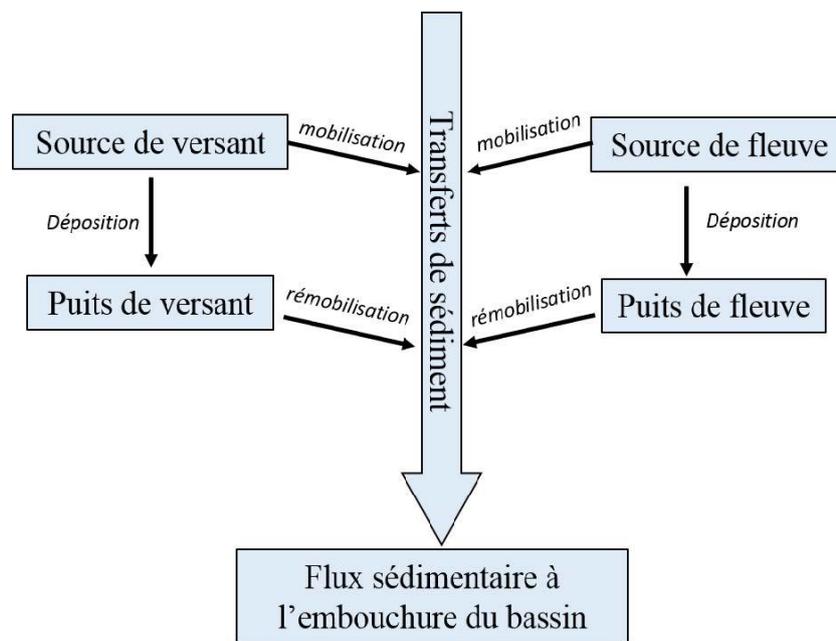


Figure I.13 : Concept de budget sédimentaire : sources, transferts et puits (Sadaoui, 2016).

I.2.2.4.1. Sédiments issus du bassin versant

L'érosion hydrique du sol est la principale source de sédiments pour les fleuves. L'homme en déforestant et en défrichant les terres pour son utilisation et la mise en culture, a provoqué une augmentation de l'érosion des sols, conduisant ainsi à l'échelle mondiale à l'érosion d'environ 75 milliards de tonnes de sol par an (Myers and Kent, 2005). Ces pertes à l'échelle du bassin versant se sont traduites par une augmentation du transport de sédiments par

les rivières estimés par [Syvitski et al. \(2005\)](#) à $+ 2,3 \pm 0,6$ milliards de tonnes par an. Cette érosion hydrique est liée à quatre processus principaux :

- L'érosion en nappe se réfère au déplacement des particules de sol provoqué par le choc des gouttes de pluies et les eaux de ruissellements. Elle correspond au stade initial de l'érosion des sols et entraîne une érosion graduelle et uniforme du sol superficiel. Elle dépend de l'impact des gouttes de pluies et de l'encroûtement de la surface du sol ([Morin et al., 1981](#)), l'intensité de la pluie ([Römkens et al., 2002](#)), l'aspect de la pente ([Nyssen and Vermeersch, 2010](#)), la végétation ([Moreno-de Las Heras et al., 2008](#)) et la pierrosité ([Abrahams and Parsons, 1990](#)).

- L'érosion par rigole survient généralement sur les terrains en pente lorsque l'eau de ruissellement creuse des petits canaux ou rigoles au sein du sol du fait d'une concentration des eaux de ruissellements sur une même zone. L'écoulement se concentre alors dans ces rigoles plus ou moins grandes, ce qui contribue à augmenter l'énergie cinétique du ruissellement et l'érosion. L'érosion par rigole permet l'apport d'une quantité importante de sédiments vers les systèmes fluviaux ([Lu et al., 2003](#)).

- L'érosion par ravine est l'état avancée de l'érosion par rigole et résulte d'un ruissellement intense qui conduit à la transformation des rigoles en ravine. Ainsi plus la pente du terrain est forte et plus les ravines se forment rapidement. Les ravines sont considérées comme des liens efficaces permettant le transfert des eaux de ruissellements et des sédiments des sommets vers le fond de la vallée ([Poesen et al., 2003](#)). Ainsi il a été estimé que le ravinements pouvait être à l'origine de 10 à 95 % des flux sédimentaires dans un bassin versant alors que les ravines représentent souvent moins de 5 % de la surface totale du bassin ([Poesen et al., 2003, 2010](#)).

- L'érosion en masse comprend tous les déplacements de terre selon des formes non définies, comme les coulées de boues ou les glissements de terrains et se produit généralement le long des collines et des montagnes escarpées. Elle est déclenchée par l'action de fortes précipitations dont l'intensité, la durée, le cumul et la fréquence sont des facteurs de contrôle ([Guzzetti et al., 2008, 2007](#)). L'érosion en masse conduit en général à d'importants flux sédimentaires sur une courte période.

I.2.2.4.2. Sédiments issus du chenal fluvial

La seconde source de sédiment pour les fleuves provient de l'érosion des sédiments directement disponible dans son chenal. Ainsi l'action continue du débit liquide et plus particulièrement de la vitesse des courants, peut conduire à une érosion progressive des berges (érosion latérale) ou du lit (érosion verticale). Ce phénomène est d'autant plus marqué durant

les événements de crues où l'on observe des débits importants conduisant au développement de processus d'érosion intense afin de disperser le surplus d'énergie. En général une érosion plus importante du lit peut se produire du fait de l'augmentation de la vitesse des courants à proximité du fond, ce qui entraîne alors une augmentation de la contrainte de cisaillement, qui quand elle dépasse une valeur critique conduit à un arrachement des sédiments de fond.

I.2.2.5. Rétention de sédiments

L'homme a depuis plus de 5 000 ans construit des retenus sur les cours d'eau (Reinach, 1911) pour divers usages (eau potable, moulinage, pisciculture), mais la construction des barrages s'est intensifiée au XX^{ème} siècle avec une diversification des usages (production d'énergie, navigation, protection contre les crues et réserve d'eau pour soutenir l'agriculture en période d'étiage). Même s'ils représentent un élément clé dans l'exploitation des ressources en eau dans de nombreuses régions du monde, ces ouvrages provoquent des dérèglements dans le transit sédimentaire avec l'incision du lit en aval des seuils et barrages, l'exhaussement des marges alluviales, des évolutions de la pente et de la granulométrie (Dramais, 2020). Plusieurs études ont mis en avant l'influence potentielle des barrages sur les flux sédimentaires soit à l'échelle globale (Basson, 2008; Syvitski et al., 2005; Vörösmarty et al., 2003, 1997b, 1997a; Walling and Fang, 2003) ou à l'échelle régionale (Humborg et al., 1997; Issa et al., 2015; Kondolf et al., 2014; Maneux et al., 2001; Sadaoui et al., 2018; Sumi et al., 2004; Ward, 1980). Ainsi Vörösmarty et al. (2003) ont estimés à l'échelle mondiale que plus de 40 % du débit fluvial était intercepté et environ 25 à 30 % des flux sédimentaires (soit 4 à 5 Gt.an⁻¹) étaient piégés par les barrages. Ce bilan sédimentaire a par la suite été revus à la baisse à $1,4 \pm 0,3$ Gt.an⁻¹ par Syvitski et al. (2005). L'exemple le plus extrême de rétention du flux sédimentaire est celui du barrage d'Assouan sur le Nil, dont la charge annuelle de sédiment en suspension est passé d'environ 100 Mt à presque 0 (Kempe, 1993; Walling and Fang, 2003). De même les fleuves Colorado et Mississipi ont vu une diminution des flux de sable pouvant atteindre 94 % depuis la construction de barrages (Dramais, 2020; Topping et al., 2000).

I.2.3. Les apports sédimentaires

D'après la définition de l'European sediment network (SedNet), les sédiments sont des solides suspendus ou déposés, des minéraux et des matières organiques, agissant comme constituant principal d'une matrice qui a été ou est susceptible d'être transporté par l'eau. Les sédiments peuvent être d'origine endogène ou exogène (Schneider, 2001). Les sédiments exogènes proviennent de la production autochtone du milieu, majoritaire issue de la production primaire (débris de macrophytes ou de microphyte) ou bien de cadavres d'organismes. A

l'inverse les sédiments exogènes sont issus du ruissellement des cours d'eau, des canalisations des rejets agricoles, industriels et domestiques ou de l'atmosphère. Ces sédiments sont d'origine naturelle ou anthropique et proviennent de l'érosion des sols, de la décomposition de la matière végétale, de la matière en suspension, de matières organiques, de nutriments et de polluants.

I.2.3.1. Classification et caractéristiques des sédiments

Les sédiments sont généralement caractérisés par leur composition minérale, leur granulométrie, leur forme, leur densité ainsi que leur teneur en eau et en matière organique (Schneider, 2001). Selon la diversité géologique du bassin versant, l'occupation des sols, l'intensité et la localisation des précipitations et du ruissellement, une grande diversité de sédiments va être observable au sein des cours d'eau. Ainsi le premier paramètre qui va permettre de classer les sédiments est leur taille. Il existe plusieurs classifications granulométriques des sédiments, mais la plus couramment utilisée est celle de Wentworth (1922) (tableau I.2). Les sédiments les plus fins sont les argiles (inférieur à 4 μm) qui sont des minéraux à base de silicates et/ou d'aluminosilicates (illite, smectite...) hydratés ayant une structure cristalline en feuillets. Ils sont caractérisés par des propriétés de gonflement et d'échange (augmentation de l'espace interfoliaire) du fait d'interactions avec les espèces ionique (adsorption). Ils sont suivis par les limons (compris en 4 et 63 μm) qui sont des minéraux à base de quartz, feldspath, mica mais aussi argileux. Les limons présentent donc des caractéristiques proches des argiles mais également des sables, ce qui fait que certains auteurs comme Garcia (2008) propose une valeur plus faible de l'ordre de 40 μm pour la limite entre les sables et les limons grossiers dont le comportement se rapproche du sable. Les sables sont quant à eux des sédiments compris entre 63 μm et 2 mm et issus de la fragmentation des roches, faisant qu'ils présentent une diversité morphologique importante (calcite, quartz, feldspath, mica, amphibole, calcaire...). On trouve ensuite les graviers, les cailloux et les blocs.

Tableau I-2 : Classification granulométrique des sédiments avec les terminologie française et anglaise (d'après Wentworth, 1922 et Camenen and Melun, 2021).

Description des particules		<i>d</i> (mm)
		4096
Bloc (boulder)	Très gros (very large)	2048
	Gros (large)	1024
	Moyen (medium)	512
	Petit (small)	256
Cailloux (cobble)	Grossiers (large)	128
	Fins (small)	64
Gravier (gravel)	Très grossier (very coarse)	32
	Grossier (coarse)	16
	Moyen (medium)	8
	Fin (fine)	4
	Très fin (very fine)	2
Sable (sand)	Très grossier (very coarse)	1
	Grossier (coarse)	0.5
	Moyen (medium)	0.25
	Fin (fine)	0.125
	Très fin (very fine)	0.0625
Limon (silt)	Très grossier (very coarse)	0.0313
	Grossier (coarse)	0.0156
	Fin (fine)	0.00781
	Très fin (very fine)	0.00391
Argile (clay)	Très grossière (very coarse)	0.00195
	Grossière (coarse)	0.000977
	Fine (fine)	0.000489
	Très fine (very fine)	0.000244

Les argiles, limons et sables sont souvent séparés en deux groupes distincts dépendant de leur capacité à interagir entre eux ou non. Les sédiments cohésifs sont composés des particules les plus fines (argiles et la majeure partie des limons) et sont généralement transportés et déposés sous la forme d'agrégats ou de matière flocculée (Droppo et al., 1998). Ces agrégats ou floccs sont constituées de particules minérales, de matière organique, d'eau et d'air qui selon la proportion de ces quatre composants va déterminer le comportement et les propriétés de ces particules. L'agrégation de ces particules se fait à plusieurs niveau avec à la base des particules élémentaires (particule minérale ou organique) qui s'agrègent entre elles pour former des floccs, qui s'agrègent ensuite pour former des grands floccs et ainsi de suite (Droppo, 2004; Krone, 1986). Au fur et à mesure de leur agrégations les floccs deviennent de plus en plus poreux et leur densité évolue, ce qui va par la suite affecter leur vitesse de chute et donc leur sédimentation.

A l'inverse les sables sont des sédiments non-cohésifs et ne vont pas donc pas se lier entre eux. Même si certains limons grossiers présentent un comportement similaire aux sédiments non-cohésifs, nous garderons par la suite la séparation entre les deux.

I.2.3.2. Le transport sédimentaire

Pour qu'une particule puisse être mise en mouvement, il faut que les forces hydrodynamiques qui agissent sur elle (traînée et portance) soient supérieures aux forces stabilisatrices de pesanteur. Son maintien dans la colonne d'eau résulte d'un équilibre entre les forces de gravité qui attirent la particule au fond et les forces de turbulence qui génèrent une force verticale ascendante (Einstein, 1950; Vanoni, 1946). Ainsi les trois forces principales qui agissent sur le transport solide dans un cours d'eau sont l'accélération de la pesanteur, la pression et la contrainte de cisaillement exercée par l'écoulement sur le fond (Pinto-Martins, 2008).

Le diagramme de Hjulström (1935) illustre le comportement des sédiments en fonction de leur taille et de la vitesse du courant (figure I.14). Selon son intensité l'écoulement peut entraîner l'érosion (la mise en mouvement), le transport ou le dépôt des sédiments. En ce qui concerne la relation entre le transport et la sédimentation, on observe une relation plutôt linéaire qui traduit le fait que plus une particule est grossière et plus la vitesse nécessaire pour son transport est importante. En revanche, entre le transport et l'érosion on observe des comportements différents selon les sédiments. Pour les sédiments compris entre les sables et les graviers, la vitesse nécessaire pour les éroder augmente avec leur granulométrie, à l'inverse des sédiments compris entre les argiles et les limons dont la vitesse diminue alors que leur granulométrie augmente. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la grande force de cohésion entre ces particules (effet électrostatiques). En revanche, quand ces particules sont remises en suspension, elles peuvent être transportées à des vitesses nettement inférieures aux autres sédiments.

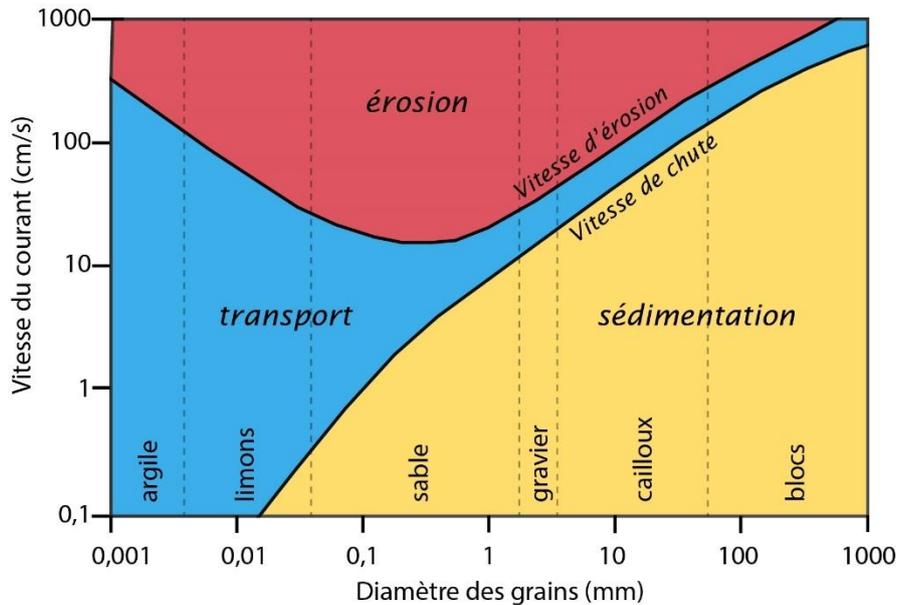


Figure I.14 : Diagramme de Hjulstrom.

I.2.3.2.1. Modes de transport

Le transport dans les cours d'eau est déterminé par la vitesse du cours d'eau et la taille des particules. Ainsi il existe deux principaux modes de transport, le charriage et la suspension (figure I.15).

- Le charriage (« bedload ») est défini comme l'ensemble des sédiments qui se déplacent par glissement, roulement ou saltation (petits sauts) sur le fond du lit du cours d'eau. Il concerne donc majoritairement les sédiments les plus grossiers (sables grossiers, graviers, cailloux et blocs) qui restent en contact plus ou moins régulier avec le fond du lit sous l'effet de leur poids (Camenen and Melun, 2021; Graf and Altinakar, 1996). Certains auteurs distinguent les phénomènes de saltation qui sont à la frontière entre le charriage et la suspension (Abbott and Francis, 1977; Séchet and le Guennec, 1999).

- La suspension (« suspended-load ») est définie quant à elle comme l'ensemble des sédiments se déplaçant dans la colonne d'eau avec une vitesse proche de celle de l'eau (Malavoi et al., 2011; Rodrigues et al., 2012). Elle concerne plutôt les sédiments fins (argiles, limons et sables) et les particules de densité plus faible pouvant être maintenues dans la colonne d'eau (Camenen and Melun, 2021). La suspension est souvent divisée en suspension graduée ou de fond (« graduated suspension » ou « suspended bed-material») et suspension de lessivage (« washload »). La suspension graduée concerne majoritairement les sédiments sableux qui sont transportés en suspension par les conditions hydrodynamiques du cours d'eau. En général cette suspension montre une forte variabilité horizontale et verticale avec de forte concentration à proximité du fond du lit qui tendent à diminuer rapidement en montant dans la colonne d'eau.

La suspension de lessivage est quant à elle majoritairement composée d'argiles et de limons dont le transport dépend moins des conditions hydrodynamiques locales, mais plus des conditions d'apports amont. Contrairement à la suspension graduée, elle est considérée comme homogène sur une section de rivière.

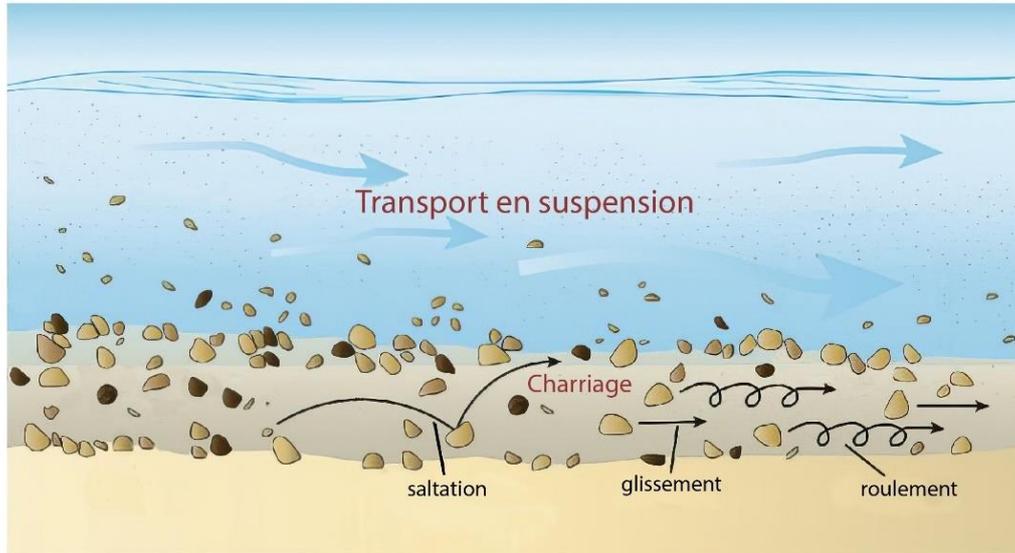


Figure I.15 : Schéma des modèles de transport dans un cours d'eau (modifié d'après Mei et al., 2022).

Au sein de la communauté scientifique, on distingue de nombreux termes pour qualifier le transport et les sédiments qui y sont associés. Ainsi on parle couramment de matières en suspensions (MES) pour qualifier la suspension de lessivage. Mais le fait ou non d'inclure dans ces MES la suspension graduée reste encore ambiguë. De même le terme charge de fond est souvent appliqué à l'ensemble des sédiments transportés par les conditions hydrodynamiques locales, ce qui inclut le charriage et la suspension graduée. Dans la suite de ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés dans un premier temps au transport en suspension des MES et de sable dans une couche à proximité de la surface. En ce qui concerne les MES, aucune distinction n'a été faite entre les argiles, limons et sables afin de pouvoir faire une comparaison avec ce qui a été fait dans des précédents travaux sur la Têt ainsi que dans le monde. On peut donc considérer que cette partie porte sur le suivi de la suspension de lessivage et la partie superficielle de la suspension graduée. Dans un second temps, nous nous sommes intéressés au transport à proximité du fond afin d'essayer d'approcher au mieux le charriage. Cette partie qui s'intéresse quasi-essentiellement au sable porte donc plus sur sa suspension graduée avec une attention particulière sur la couche la plus proche du fond.

I.2.3.2.2. Relation entre le transport en suspension et le charriage

Le charriage ayant un rôle prépondérant sur les évolutions morphologiques des cours d'eau, il est considéré comme « actif » par certains auteurs à l'inverse du transport en suspension qui est décrit comme « passif » (Sogreah, 2000). Pour d'autre, le transport en suspension est considéré comme le stade avancé du transport par charriage (Graf, 1984). Quoiqu'il en soit, la contribution du transport en suspension en termes de sédiments exportés est largement supérieure. Ainsi à l'échelle globale, une étude récente de Cohen et al. (2022) a estimé le transport en suspension de lessivage à 14,8 Gt.an⁻¹, en suspension graduée à 2,6 Gt.an⁻¹ et par charriage à 1,1 Gt.an⁻¹, ce qui fait que 94 % du transport s'effectuerait en suspension. Cette valeur est en accord avec d'autres études qui estiment que le transport en suspension contribuerait à 91 % (16,2 contre 1,6 Gt.an⁻¹, Syvitski et al., 2005), 90 % (Walling, 1987), 87-93 % (13,5 contre 1-2 Gt.an⁻¹, Milliman and Meade, 1983) ou 85-99 % (Babiński, 2005) du transport total mondial. Mais à l'échelle des cours d'eau, cette valeur est beaucoup plus variable. Frey (2008) estime que la suspension peut atteindre 70 à 95 % du transport total dans des torrents de montagne où la pente a une influence prépondérante. En recensant plusieurs études sur différents bassins versants de tailles différentes, Mano (2008) estime que sa participation va de 67 à 99 %. Sur quelques grands fleuves, Antonelli (2002) estime que la suspension représente 92 à 95 % du transport total du Rhône, Berthois and Morize (1960) trouve quant à eux 75 % pour la Loire et McLean and Church (1999) estime sa participation à 82 % pour le fleuve Frazer. Le ratio entre le transport en suspension et le charriage montre donc une certaine variabilité dépendant des caractéristiques du bassin versant et des conditions hydrodynamiques locales. Frings et al. (2014) ont d'ailleurs pu mettre en évidence que le ratio charriage/transport en suspension diminuait avec le débit sur le tronçon aval du Rhin.

I.2.3.2.3. Le transport de sable

Le sable est parfois mal défini ou inclus soit dans le charriage soit dans les matériaux en suspension. Lefort (1991) l'évoque comme « le passager clandestin du transport solide en suspension ». De même dans de nombreux laboratoires il n'y a pas de distinction sable/fins, au détriment de la qualité de l'analyse ou de sa représentativité (Dramais, 2020). Comme la mobilisation du sable par les cours d'eau va dépendre de sa disponibilité, des conditions hydrodynamiques, de la topographie et de la nature du lit, celle-ci va être intermittente. Les études qui s'intéressent au sable en suspension montrent d'ailleurs une forte variabilité de sa proportion au sein des cours d'eau. On peut citer les études sur la rivière Exe en Grande-Bretagne où la proportion de sable en suspension dépasse rarement les 10 % (Walling and

Moorehead, 1989), les rivières Fiumi Uniti et Savio au sud du Pô en Italie où il est d'environ 10 % (Cilli et al., 2021) ou le Rhône où il est d'environ 15 % (Antonelli, 2002). Sur certains fleuves, des pourcentages plus importants sont observés, 25 % sur le fleuve Têt qui est le site d'étude de cette thèse (Bourrin et al., 2008), 24 % sur la rivière Eel situé sur la marge Californienne (Crockett and Nittrouer, 2004), 32 % sur le fleuve Fraser en Colombie-Britannique (McLean and Church, 1999) ou encore 38 % sur la rivière Waiau en Nouvelle-Zélande (Hicks and Duncan, 1997). Pour Edwards and Glysson (1999), il n'y a d'ailleurs pas de transport de sable en suspension pour des vitesses de moins de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$. Cette variabilité de la proportion de sable est également observable au niveau du charriage avec des pourcentages allant de 37 % pour les rivières Bobrza et Silnica en Pologne (Dąbkowski and Bąk, 2018) à 99 % sur la rivière Gilgel Abay en Ethiopie (Lemma et al., 2019).

I.2.3.3. Répartition des sédiments dans les cours d'eau

Par souci de simplicité dans l'estimation des flux sédimentaire, il est souvent considéré que la répartition des sédiments en suspension est homogène au sein de la section, en particulier pour les sédiments fins ($< 63 \mu\text{m}$). En ce qui concerne la concentration verticale des sédiments, la méthode la plus répandue pour la modéliser est la méthode de Rouse (1937) qui nous montre que la concentration des sédiments augmente avec la profondeur. De même cette hypothèse de l'homogénéité verticale de la suspension a été remise en cause par de nombreux auteurs sur différents cours d'eau en particulier pour les sables, mais également pour les argiles et les limons (Berthois, 1954; Curtis et al., 1979; Martin et al., 1992; Meade, 1985; Nordin, 1981; Patriot, 1871). L'homogénéité latérale a été également remise en cause par Horowitz (2008) qui a pu observer sur plusieurs cours d'eau américain des concentrations de surface plus élevées au centre de l'écoulement où les vitesses sont plus fortes dans le cas d'un mélange de limon et de sables. Des observations similaires ont été faites par Haimann et al. (2014) sur le Danube autrichien. Cette différence d'homogénéité des sédiments provient du fait que le gradient vertical de concentration des particules en suspension est fonction de la vitesse de chute des particules et de la vitesse de cisaillement (Van Rijn, 2007). Ainsi dans le cas des écoulement turbulents bien mélangés, les gradients de concentration des particules fines peuvent être effectivement faibles, permettant de justifier le fait d'échantillonner seulement la surface (Curtis et al., 1979). En revanche dans le cas des sédiments plus grossiers tels que le sable, un gradient de concentration verticale est bien présent.

I.2.3.4. Estimation des flux de sédiments

La méthode la plus courante pour mesurer le flux de sédiment ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) dans un cours d'eau est de calculer le produit x de sa concentration C ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$) par le débit liquide instantané Q ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

$$\text{Flux} = C \times Q \quad (\text{I.1})$$

Mais comme les mesures de concentration sont rarement en continu, il est nécessaire d'établir des relations entre le débit solide et le débit liquide via l'établissement de courbes de tarage permettant ainsi d'extrapoler les flux de sédiments entre les périodes de mesures ponctuelles. Pour être optimales, elles nécessitent un nombre suffisant de données représentant la variabilité de la charge de sédiments et d'eau (Horowitz, 2008). Les courbes de tarages sont souvent déterminées par des régressions linéaires avec la méthode des moindres carrés entre le logarithme de la concentration et celui du débit liquide (équation 2). Bien qu'elles soient un résultat empirique sans justification physique, elles sont largement utilisées (Dramais, 2020). Certains auteurs ont ajustés ces relations par l'utilisation de polynômes du second degré (Bourrin et al., 2007; Serrat et al., 2001) ou de combinaisons par segments de loi puissance (équation 3) (Campbell and Bauder, 1940; Ollivier et al., 2010; Pont et al., 2002; Poulier et al., 2019).

$$\log_{10}(C) = a \log_{10}(Q) \quad (\text{I.2})$$

$$C = a Q^b \quad (\text{I.3})$$

Avec a et b des coefficients de la régressions que certains auteurs ont essayés de relier à une signification physique tel que la pente, des indicateurs d'érosion du bassin versant ou des facteurs géographiques (Asselman, 2000; Moatar et al., 2013; Syvitski et al., 2000; Walling, 1977). Mais ces méthodes montrent souvent une erreur de sous-estimation, pouvant dépasser les 50 % (Cohn et al., 1989; Ferguson, 1986; Thomas, 1985) lié au fait d'appliquer une régression dans l'espace logarithmique (Ferguson, 1986; Grasso and Jakob, 2003) et d'avoir un nombre de données plus importante pour les conditions de débit faible à moyen, leur donnant ainsi plus de poids. Même si des méthodes de corrections ont été proposées (Glysson, 1987; Quilbé et al., 2006; Smart et al., 1999; Walling, 1988) des méthodes récentes plus performantes ont été développées. Celles-ci utilisent des classes de débit permettant de prendre en compte leur fréquence (Grasso and Jakob, 2003; Launay et al., 2019; Le Coz et al., 2014; Poulier et al., 2019; Sadaoui et al., 2016).

I.2.3.3. Méthodes de mesures du transport sédimentaire

La mesure des flux sédimentaires des cours d'eau a fait l'objet de nombreux développements depuis plusieurs siècles et est toujours un domaine de recherche actif.

I.2.3.3.1. Mesure du transport en suspension

Les principales méthodes de mesures du transport en suspension ainsi que leurs avantages et leurs inconvénients ont été répertoriés dans une étude de Schindl et al. (2005) (tableau I.3).

Tableau I-3 : Techniques de mesures de la matière en suspension (d'après Schindl et al., 2005).

Technologies	Principes de fonctionnement	Avantages	Inconvénients
Bouteille d'échantillonnage	L'échantillon d'eau et de sédiments est prélevé de manière isocinétique en immergeant le récipient dans l'écoulement du cours d'eau et est analysé au laser.	Technique acceptée et éprouvée, permettant de déterminer la concentration et la distribution des tailles, la plupart des autres techniques sont calibrées par rapport aux échantillonneurs de bouteilles.	Faible résolution temporelle, intrusion dans le flux, nécessite une analyse en laboratoire pour extraire les données, nécessite du personnel sur place.
Pompe d'échantillonnage	L'échantillon d'eau et de sédiments est pompé dans le cours d'eau et analysé ultérieurement.	Technique acceptée et éprouvée, permet de détermination de la concentration et la distribution.	Faible résolution temporelle, intrusif, nécessite une analyse en laboratoire, n'échantillonne généralement pas en isocinétique.
FBRM (Focused Beam Reflectance Measurement)	Le temps de réflexion du laser incident sur les particules de sédiments est mesuré.	Aucune dépendance à l'égard de la taille des particules, large gamme de mesures de la taille et de la concentration des particules.	Coûteux, flux intrusif, mesures ponctuelles.
Diffraction laser	L'angle de réfraction du laser incident sur les particules de sédiments est mesuré.	Indépendante de la taille des particules.	Peu fiable, coûteux, flux intrusif, mesure ponctuelle, la gamme des tailles de particules est limité.
Acoustique	Le son rétrodiffusé par les sédiments est utilisé pour déterminer la distribution et la concentration.	Bonne résolution spatiale et temporelle, mesures sur une large plage verticale, non intrusif.	Le signal acoustique rétrodiffusé est difficile à traduire, atténuation du signal à haute concentration des particules.
Nucléaire	La rétrodiffusion de la transmission des rayons gamma ou des rayons X à travers les échantillons de sédiments est mesurée.	Faible consommation d'énergie, large gamme des tailles de particules et de mesure de concentration.	Faible sensibilité, désintégration de la source radioactive, intrusion dans le flux, mesure ponctuelle uniquement, encrassement de l'instrument.
Optique	La rétrodiffusion ou la transmission de la lumière visible ou infrarouge à travers l'échantillon d'eau et de sédiments est mesurée.	Simple, bonne résolution temporelle, permet le déploiement et l'enregistrement des données, relativement peu coûteux.	Dépendance forte à l'égard de la taille des particules, flux intrusif, point mesure ponctuelle uniquement, encrassement de l'instrument.
Réflectance spectrale à distance	Mesure à distance de la lumière réfléchi et diffusée par la masse d'eau.	Capable de mesurer sur de vastes zones.	Faible résolution, mauvaise applicabilité en milieu fluvial, dépendant de la taille des particules.

I.2.3.3.2. Mesure du transport par charriage

Les principales méthodes de mesures utilisées pour suivre le transport par charriage ainsi que leurs avantages et inconvénients ont été répertoriés dans le tableau I.4).

Tableau I-4 : Techniques de mesure de la matière transportée par charriage.

Technologies	Principes de fonctionnement	Avantages	Inconvénients
Préleveur de fond (type Helley-Smith, BTMA (Bedload Transport Meter Arnhem), Erhenberger)	Un échantillon de sédiments est prélevé à l'aide d'un préleveur ayant la forme d'un panier ou d'une grille immergée au fond du lit du cours d'eau.	Permet une mesure directe du charriage et d'estimer la granulométrie.	Faible résolution temporelle, mesure intrusive, difficile à déployer surtout en condition de crue et nécessite des analyses en laboratoire.
Pièges à sédiments	Mesure des dépôts sédimentaires dans un secteur dont on sait qu'il piège totalement la charge de fond (barrages de haute chute, fosses d'extraction ou plages de dépôt).	Permet d'évaluer la charge solide globale et la granulométrie.	Mesure intégrative sur une période, nécessite un curage régulier ainsi qu'un suivi topographique et granulométrique, peut laisser passer une partie de la charge de fond.
Suivi de dune	Mesure de la migration des dunes entre deux mesures bathymétriques successives.	Permet une estimation intégrative du charriage.	Suppose une migration constante, sans déformation de la dune et exclusivement due au charriage, mise en œuvre importante et coûteuse.
Mesures par géophones	Mesure du nombre de chocs des particules sur une plaque métallique, des colonnes ou des tuyaux d'impacts.	Technique passive, permet une mesure en continu du charriage.	Nécessite un calage. Pour le géophone mise en œuvre lourde, coûteuse et nécessite des conditions particulières.
Mesures acoustiques	Mesure de l'énergie acoustique des particules qui s'impactent entre elles à l'aide d'un hydrophone.	Technique passive, permet une mesure en continu du charriage ainsi que d'estimer la granulométrie.	Méthode en développement qui nécessite un calage important à l'aide de prélèvements et traitement du signal compliqué (variabilité des fréquences de chocs, déformation du signal, bruit ...)
Mesures sismiques	Mesure des ondes sismiques se propageant dans le sol et résultant des cailloux qui s'entrechoquent ou frappent le lit.	Capteurs (sismographes) placés hors de l'eau sur la berge, permet de mesurer le charriage en continu.	Mesure limitée à des flux intenses essentiellement rencontrée en crue, nécessite une calibration et difficulté d'isoler le signal propre au charriage des autres (turbulence de l'écoulement, bruits anthropique ...)
Suivi du fond	Estimation du mouvement du fond à partir d'un ADCP couplé à un DGPS ou installé en position fixe.	Mesure passive, permet une mesure en continu du charriage, de sa vitesse et de ses variations dans l'espace.	Coût élevé, difficulté à estimer l'épaisseur de la couche en mouvement, forte incertitude sur l'estimation quantitative, dépendant de la fréquence de l'ADCP.
Suivi vidéo	Estimation du déplacement des sédiments sur le fond à partir de l'analyse de vidéos capturées à proximité du fond.	Mesure passive, permet une mesure en continu du charriage et de sa vitesse de déplacement.	Nécessite un fort traitement des images (détection des pixels, filtrations des bulles et des sédiments en suspension...), difficile à déployer en condition in-situ, champ limité, dépendant de la résolution des images et de la turbidité.

I.3. Verrous scientifiques à propos de la dynamique des embouchures et du transport sédimentaire sur le continuum terre-mer

I.3.1. Embouchures en milieu microtidal

Dans le but d'améliorer les connaissances sur les embouchures microtidales en contexte méditerranéen plusieurs lacunes dans la bibliographie ont été identifiées :

- Les embouchures tidales et intermittentes sont des systèmes qui ont fait l'objet de nombreuses études que ce soit en termes de morphologie, d'évolution ou de contournement des sédiments. L'influence des embouchures tidales et de leur environnement morphologique et hydrodynamique sur l'évolution du trait de côte adjacent est quelque chose de connu dans la littérature, mais souvent appliqué à des zones de marnage modéré voir important (Bruun and Gerritsen, 1960; Elias et al., 2002; Hicks et al., 1999; Oertel, 1988). En revanche elle est rarement étudiée dans le cas des embouchures situées en zone microtidale, dont le prisme tidal reste limité, et qui peuvent montrer en plus une migration importante de leur exutoire.

- Les études sur les embouchures intermittentes et la migration de l'exutoire est quelque chose de bien documenté dans la littérature. Ces études montrent que cette migration s'effectue sous l'effet de la croissance d'une flèche sableuse qui se développe principalement sous l'action de la dérive littorale. Même si certaines études discutent des processus pouvant expliquer une migration inverse à la dérive littorale, l'impact du vent, est très rarement pris en compte. Ce processus est d'autant plus à considérer dans le cas des environnements méditerranéens, où l'on observe de forts vents de terre qui peuvent souffler sur des périodes plus ou moins importantes.

- Les mécanismes de destruction des flèches d'embouchures liés aux forçages fluviaux et marins sont parfaitement connus séparément. Dans le cas des environnements méditerranéens, la concomitance des événements de tempête et de crue est souvent observée, rendant particulièrement difficile le suivi de l'impact de ces événements qui peuvent conduire à des réponses morphologiques différentes. De même, du fait des conditions extrêmes qu'ils peuvent entraîner, le suivi chronologique et cinétique de ce type d'événements est particulièrement difficile à mettre en œuvre.

- Du fait de la forte attraction du littoral mais également de la montée du niveau marin, le suivi de l'aléa de submersion marine est particulièrement important, surtout pour des raisons socio-économiques. La réponse du littoral aux tempêtes est particulièrement bien documentée, avec des échelles de réponse morphologique selon les types de submersion. Mais ces échelles ne définissent jamais de seuil de réponse morphologique et hydrodynamique permettant ainsi d'anticiper la réponse du littoral aux tempêtes. De même la variabilité longitudinale des

réponses aux submersions, liée à l'hétérogénéité de l'altitude du système, restent à affiner en particulier dans le cas des flèches d'embouchure où la morphologie préexistante peut jouer un rôle important.

- D'une manière générale, des recherches supplémentaires sont nécessaires pour comprendre plus finement la dynamique à court terme (quelques heures à quelques jours) des embouchures microtidales et leurs réponses aux conditions de forçages. Ceci est d'autant plus important en contexte microtidal méditerranéen où l'impact des forçages marins et fluviaux de faibles intensités (vague de faible amplitude et débit souvent très faible) peut se produire sur de longues périodes en raison de la faible récurrence des tempêtes et des crues.

I.3.2. Apports sableux

A partir de l'étude de la bibliographie et des travaux précédemment réalisés sur les fleuves méditerranéens, plusieurs manques dans le suivi des apports sableux ont été mis en avant :

- A l'échelle mondiale, même s'ils montrent une certaine disparité d'observation et de méthodes d'extrapolation, les flux de matières en suspension commencent à être bien documentés. A l'inverse, du fait qu'ils soient ou non inclus dans une concentration en suspension totale, les concentrations en sable, et donc les flux qui en résultent restent encore difficiles à établir sur de nombreux cours d'eau. C'est particulièrement le cas dans le Golfe du Lion où les suivis de flux de matières en suspension sont assez bien documentés avec des bases de données anciennes contrairement aux sables où les suivis restent parcellaires.

- Des études sur les petits fleuves côtiers ont permis de mettre en avant l'importance de ces systèmes dans les bilans globaux de flux de sédiments. En contexte méditerranéen, ces petits fleuves sont caractérisés par de longues périodes de faibles débits interrompues par de brefs mais intenses épisodes de crues, rendant leur suivi compliqué. La grande majorité du transport a lieu pendant ces événements de crues éclair mais une partie du flux de matières en suspension opère également en dehors de ces périodes. Le transport de sable nécessitant des conditions énergétiques importantes, il est donc nécessaire de comprendre l'impact des événements ou non dans son transport et de densifier les observations sur ses périodes.

- Même si le transport par charriage reste minime par rapport au transport en suspension, il joue un rôle important dans le transport de sable. Son suivi étant compliqué par rapport aux autres modes de transport, celui-ci fait l'objet de recherches et développements depuis de nombreuses années. Dans le cas des fleuves côtiers méditerranéens, caractérisés par des régimes torrentiels, le suivi du charriage est encore plus compliqué du fait des conditions

particulièrement énergétiques et nécessite le déploiement et le développement de méthodes particulières permettant de l'approcher au mieux.

- Il est souvent admis à l'échelle mondiale que les flux de sédiments estimés en amont des embouchures correspondent aux flux exportés en mer. On peut supposer qu'en ce qui concerne les grands fleuves présentant des embouchures ouvertes sans morphologie particulière, ce qui est estimé en amont peut être considéré comme ce qui arrive en mer. En revanche dans le cas des embouchures tidales, et en particulier des embouchures intermittentes, la morphologie de l'embouchure peut conduire à son obstruction. Ceci sous-entend que les sédiments arrivants de l'amont ne peuvent transiter par l'embouchure, et restent stockés en zone interne avant de pouvoir être exporté lors d'événements plus intenses avec réouverture de l'embouchure. Le bilan amont-aval reste donc difficile à appréhender, et l'export total ou partiel des sédiments provenant du bassin reste souvent une inconnue dans les budgets sédimentaires de ces embouchures intermittentes.

- Des recherches supplémentaires sont nécessaires pour améliorer la finesse des estimations de flux de sédiments au sein des cours d'eau. Les sédiments, et plus particulièrement les sables, montrent une forte variabilité spatiale au sein de la colonne d'eau mais également temporelle. Même si les courbes de tarage permettent une estimation des flux, elles possèdent leurs erreurs. Il est donc particulièrement important de développer des suivis hautes fréquences in-situ.

Références

- Aagaard, T., Masselink, G., 1999. The surf zone.
- Abbott, J.E., Francis, J.R.D., 1977. Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 284, 225–254.
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J., 1990. Determining the mean depth of overland flow in field studies of flow hydraulics. *Water Resources Research* 26, 501–503.
- Adeyemo, M.D., 1970. Velocity Fields in the Wave Breaker Zone, in: *Coastal Engineering 1970*. Presented at the 12th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Washington, D.C., United States, pp. 435–460. <https://doi.org/10.1061/9780872620285.027>
- Alekseenko, E., Roux, B., Sukhinov, A., Kotarba, R., Fougere, D., 2013. Coastal hydrodynamics in a windy lagoon. *Computers & Fluids* 77, 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.compfluid.2013.02.003>
- Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Arens, S.M., Baas, A.C.W., Van Boxel, J.H., Kalkman, C., 2001. Influence of reed stem density on foredune development. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1161–1176. <https://doi.org/10.1002/esp.257>
- Arinaga, R.A., Cheung, K.F., 2012. Atlas of global wave energy from 10 years of reanalysis and hindcast data. *Renewable Energy* 39, 49–64.
- Ashton, A., Murray, A.B., Arnoult, O., 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature* 414, 296–300.
- Asselman, N.E.M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of hydrology* 234, 228–248.
- Aubrey, D.G., Gaines, A.G., 1982. Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low rates of littoral drift. *Marine Geology* 49, 257–277. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90043-3)
- Babiński, Z., 2005. The relationship between suspended and bed load transport in river channels, in: *Proc. International Symposium Held at the 7th Scientific Assembly of the International Association of Hydrological Sciences*. pp. 182–188.
- Bagnold, R.A., 1937. The transport of sand by wind. *The Geographical Journal* 89, 409–438.
- Bailard, J.A., 1984. A simplified model for longshore sediment transport, in: *Coastal Engineering 1984*. pp. 1454–1470.
- Balouin, Y., 2001. Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal, Tidal inlets and adjacent coasts - Example of the Barra Nova inlet, south Portugal. Université de Bordeaux.
- Balouin, Y., Bourrin, F., Meslard, F., Palvadeau, E., Robin, N., 2020. Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France). *Journal of Coastal Research* 95, 351. <https://doi.org/10.2112/SI95-068.1>
- Basson, G.R., 2008. Reservoir sedimentation-An overview of global sedimentation rates and predicted sediment deposition.
- Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., 2003. A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry, and fetch effects. *Geomorphology* 49, 89–108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00165-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00165-4)
- Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., Walker, I.J., Hesp, P.A., Ollerhead, J., 2012. Wind direction and complex sediment transport response across a beach-dune system: wind direction and complex aeolian sediment transport response. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 1661–1677. <https://doi.org/10.1002/esp.3306>

- Becker, A., Laurenson, L.J.B., Bishop, K., 2009. Artificial mouth opening fosters anoxic conditions that kill small estuarine fish. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 82, 566–572. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.02.016>
- Behrens, D.K., Bombardelli, F.A., Largier, J.L., Twohy, E., 2013. Episodic closure of the tidal inlet at the mouth of the Russian River — A small bar-built estuary in California. *Geomorphology* 189, 66–80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.017>
- Behrens, D.K., Bombardelli, F.A., Largier, J.L., Twohy, E., 2009. Characterization of time and spatial scales of a migrating rivermouth. *Geophys. Res. Lett.* 36, L09402. <https://doi.org/10.1029/2008GL037025>
- Belly, P.-Y., Kadib, A.-L., 1964. Sand movement by wind. US Army coastal engineering research center Washington, DC.
- Bermúdez, M., Farfán, J.F., Willems, P., Cea, L., 2021. Assessing the effects of climate change on compound flooding in coastal river areas. *Water Resources Research* 57, e2020WR029321.
- Berthois, L., 1954. Apports sédimentaires en suspension dans la Loire pendant l'année 1954. *Comptes Rendus des Seances de l'Academie des Sciences* 241, 814–816.
- Berthois, L., Morize, J., 1960. Première évaluation du débit solide total de la Loire. Paris.
- Bertin, X., Fortunato, A.B., Oliveira, A., 2009. A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets. *Continental Shelf Research* 29, 819–834. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.12.019>
- Bertin, X., Mendes, D., Martins, K., Fortunato, A.B., Lavaud, L., 2019. The Closure of a Shallow Tidal Inlet Promoted by Infragravity Waves. *Geophys. Res. Lett.* 46, 6804–6810. <https://doi.org/10.1029/2019GL083527>
- Bertoni, D., Grottoli, E., Ciavola, P., Sarti, G., Benelli, G., Pozzebon, A., 2013. On the displacement of marked pebbles on two coarse-clastic beaches during short fair-weather periods (Marina di Pisa and Portonovo, Italy). *Geo-Mar Lett* 33, 463–476. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0341-3>
- Bevacqua, E., Maraun, D., Vousedoukas, M.I., Voukouvalas, E., Vrac, M., Mentaschi, L., Widmann, M., 2019. Higher probability of compound flooding from precipitation and storm surge in Europe under anthropogenic climate change. *Science advances* 5, eaaw5531.
- Bouchette, F., Manna, M., Montalvo, P., Nutz, A., Schuster, M., Ghienne, J.-F., 2014. Growth of cusped spits. *Journal of Coastal Research* 47–52.
- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895–1910. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.06.005>
- Bourrin, F., Monaco, A., Aloïsi, J.-C., Sanchez-Cabeza, J.-A., Lofi, J., Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Jeanty, G., Buscail, R., Saragoni, G., 2007. Last millennia sedimentary record on a micro-tidal, low-accumulation prodelta (Têt NW Mediterranean). *Marine Geology* 243, 77–96. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.009>
- Boutron, O., Bertrand, O., Fiandrino, A., Höhener, P., Sandoz, A., Chérain, Y., Coulet, E., Chauvelon, P., 2015. An Unstructured Numerical Model to Study Wind-Driven Circulation Patterns in a Managed Coastal Mediterranean Wetland: The Vaccarès Lagoon System. *Water* 7, 5986–6016. <https://doi.org/10.3390/w7115986>
- Bowen, A.J., Inman, D.L., Simmons, V.P., 1968. Wave 'set-down' and set-up. *Journal of geophysical research* 73, 2569–2577.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80, 139–150. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)

- Brunel, C., 2010. Évolution séculaire de l'avant-côte de la Méditerranée française : impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Bruun, P., 1978. *Stability of Tidal Inlets: Theory and Engineering*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Bruun, P., 1966. Tidal inlets and littoral drift. North-Holland Publ.
- Bruun, P., Gerritsen, F., 1960. STABILITY OF COASTAL INLETS. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 23. <https://doi.org/10.9753/icce.v7.23>
- Bruun, P., Gerritsen, F., 1959. Natural By-Passing of Sand at Coastal Inlets. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 85, 75–107. <https://doi.org/10.1061/JWHEAU.0000152>
- Bruzzi, C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Buckley, R., 1987. The effect of sparse vegetation on the transport of dune sand by wind. *Nature* 325, 426–428. <https://doi.org/10.1038/325426a0>
- Buosi, C., Ibba, A., Passarella, M., Porta, M., Ruju, A., Trogu, D., De Muro, S., 2019. Geomorphology, beach classification and seasonal morphodynamic transition of a Mediterranean gravel beach (Sardinia, Gulf of Cagliari). *Journal of Maps* 15, 165–176. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1567402>
- Camenen, B., Melun, G., 2021. Guide technique pour la mesure et la modélisation du transport solide. Office français de la Biodiversité.
- Campbell, F.B., Bauder, H.A., 1940. A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. AGU* 21, 603. <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00603>
- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F.J., Menéndez, M., Gómez-Pujol, L., Tintoré, J., 2007. Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research* 329–333.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D., 1981. Overwash processes along a gravel beach in south-east Ireland. *Earth Surf. Process. Landforms* 6, 413–426. <https://doi.org/10.1002/esp.3290060503>
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon) (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Cilli, S., Billi, P., Schippa, L., Grottoli, E., Ciavola, P., 2021. Bedload transport and dune bedforms characteristics in sand-bed rivers supplying a retreating beach of the northern Adriatic Sea (Italy). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 37, 100894. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100894>
- Cohen, S., Syvitski, J., Ashley, T., Lammers, R., Fekete, B., Li, H., 2022. Spatial Trends and Drivers of Bedload and Suspended Sediment Fluxes in Global Rivers. *Water Resources Research* 58, e2021WR031583. <https://doi.org/10.1029/2021WR031583>
- Cohn, N., Dickhudt, P., Marshall, J., 2022. In-situ measurement of grain size characteristics within the aeolian saltation layer on a coastal beach. *Earth Surf Processes Landf* 47, 2230–2244. <https://doi.org/10.1002/esp.5373>
- Cohn, T.A., Delong, L.L., Gilroy, E.J., Hirsch, R.M., Wells, D.K., 1989. Estimating constituent loads. *Water Resour. Res.* 25, 937–942. <https://doi.org/10.1029/WR025i005p00937>
- Cooper, J.A.G., 1994a. Sedimentary processes in the river-dominated Mvoti estuary, South Africa. *Geomorphology* 9, 271–300. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90050-7)
- Cooper, J.A.G., 1994b. Lagoons and microtidal coasts. *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics* 219–265.
- Crockett, J.S., Nittrouer, C.A., 2004. The sandy inner shelf as a repository for muddy sediment: an example from Northern California. *Continental Shelf Research* 24, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.004>

- Curtis, W.F., Meade, R.H., NORDIN JR, C.F., Price, N.B., Sholkovitz, E.R., 1979. Non-uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon River. *Nature* 280, 381–383.
- Dąbkowski, S.L., Bąk, Ł., 2018. The quantity of sand fraction sediment in reservoirs as the basis of an assessment of the bedload transport from a reservoir catchment. *International Journal of Sediment Research* 33, 385–394. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.04.011>
- Davidson, M.A., Morris, B.D., Turner, I.L., 2009. A simple numerical model for inlet sedimentation at intermittently open–closed coastal lagoons. *Continental Shelf Research* 29, 1975–1982. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.10.005>
- Davidson-Arnott, R.G., Law, M.N., 1990. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. *Coastal dunes: form and process* 177–200.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Bauer, B.O., Hesp, P.A., Namikas, S.L., Ollerhead, J.W., Walker, I.J., 2005. Moisture and fetch effects on aeolian sediment transport rates during a fall storm, Greenwich Dunes, Prince Edward Island, in: *Proceedings of the Canadian Coastal Conference*. pp. 1–10.
- Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *zfg* 8, 127–142. <https://doi.org/10.1127/zfg/mortensen/8/1964/127>
- Davis, R.A., Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology* 60, 313–329. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90155-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90155-5)
- De Vries, S., Southgate, H.N., Kanning, W., Ranasinghe, R., 2012. Dune behavior and aeolian transport on decadal timescales. *Coastal Engineering* 67, 41–53. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.04.002>
- Dean, R.G., 2002. *Beach nourishment: theory and practice*. World scientific.
- Delestrac, D., 2013. *Sable, enquête sur une disparition*.
- Delgado-Fernandez, I., 2010. A review of the application of the fetch effect to modelling sand supply to coastal foredunes. *Aeolian Research* 2, 61–70. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2010.04.001>
- Deng, J., Jones, B.G., Rogers, K., Woodroffe, C.D., 2018. Wind influence on the orientation of estuarine landforms: An example from Lake Illawarra in southeastern Australia. *Earth Surf Processes Landf* 43, 2915–2925. <https://doi.org/10.1002/esp.4459>
- Dodet, G., 2013. *Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet : the Albufeira lagoon (Thèse de doctorat)*. Université de La Rochelle.
- Dolique, F., Anthony, E., 1999. Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets: la flèche de Cayeux (Picardie, France)/Medium term (10-100 yrs) influence of a macrotidal sandy foreshore on the stability of a gravel barrier: Cayeux spit (Picardy, France).
- Donelan, M., Skafel, M., Graber, H., Liu, P., Schwab, D., Venkatesh, S., 1992. On the growth rate of wind-generated waves. *Atmosphere-Ocean* 30, 457–478.
- Dong, Z., 2002. Wind initiation thresholds of the moistened sands. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1585. <https://doi.org/10.1029/2001GL013128>
- Donnelly, C., 2007. Morphologic Change by Overwash: Establishing and Evaluating Predictors. *Journal of Coastal Research* 8.
- Dramais, G., 2020. *Observation et modélisation des flux de sable dans les grands cours d'eau (Thèse de doctorat)*. Université de Lyon.
- Droppo, I.G., 2004. Structural controls on floc strength and transport. *Canadian Journal of Civil Engineering* 31, 569–578.
- Droppo, I.G., Walling, D.E., Ongley, E.D., 1998. Suspended sediment structure: implications for sediment and contaminant transport modelling. *IAHS PUBLICATION* 437–444.
- Dufois, F., Verney, R., Le Hir, P., Dumas, F., Charmasson, S., 2014. Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of

- Lions (North Western Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 72, 57–72. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.004>
- Edwards, T.K., Glysson, G.D., 1999. Field methods for measurement of fluvial sediment. US Geological Survey.
- Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. US Department of Agriculture.
- Elias, E.P.L., Stive, M.J.F., Bonekamp, J.G., 2002. Morphodynamics at the updrift side of inlets, in: *Coastal Engineering 2002*. Presented at the Proceedings of the 28th International Conference, World Scientific Publishing Company, Cardiff, Wales, pp. 797–809. https://doi.org/10.1142/9789812791306_0068
- Ellenberger, F., 1988. Histoire de la Géologie. Tome 1. Des Anciens à la première moitié du XVIIe siècle. Edición española: Historia de la Geología 1.
- Engelstad, A., Ruessink, B.G., Hoekstra, P., Vegt, M., 2018. Sand Suspension and Transport During Inundation of a Dutch Barrier Island. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 3292–3307. <https://doi.org/10.1029/2018JF004736>
- Evans, O.F., 1942. The origin of spits, bars, and related structures. *The Journal of Geology* 50, 846–865.
- Ferguson, R.I., 1986. River Loads Underestimated by Rating Curves. *Water Resour. Res.* 22, 74–76. <https://doi.org/10.1029/WR022i001p00074>
- Feyssat, P., 2023. Modélisation conceptuelle du fonctionnement d'une plage microtidale à barres en festons (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Feyssat, P., Certain, R., Robin, N., Raynal, O., Aleman, N., Hebert, B., Lamy, A., Barousseau, J.-P., 2022. Morphodynamic Behaviour of a Mediterranean Intermittent Estuary with Opening Phases Primarily Dominated by Offshore Winds. *JMSE* 10, 1817. <https://doi.org/10.3390/jmse10121817>
- Field, J.P., Pelletier, J.D., 2018. Controls on the aerodynamic roughness length and the grain-size dependence of aeolian sediment transport. *Earth Surf Processes Landf* 43, 2616–2626. <https://doi.org/10.1002/esp.4420>
- Fisher, R.L., 1955. Cuspate spits of St. Lawrence Island, Alaska. *The Journal of Geology* 63, 133–142.
- FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research* 47–71.
- FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets, in: *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*. Springer, pp. 186–225.
- Fitzgerald, D.M., 1985. Effect of the Bay of Fundy project on the tidal inlets of Maine, in: *New England Regional Coastal Engineering Conference*. pp. 74–78.
- Fitzgerald, D.M., 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline; Price Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Research* 54, 1303–1318.
- FitzGerald, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets, in: *Coastal Engineering 1982*. pp. 1094–1118.
- FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., 2003. Tidal inlets and deltas, in: *Sedimentology, Encyclopedia of Earth Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1219–1224. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_237
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C., Hands, E.B., 2000. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets 11.
- Fontán-Bouzas, Á., Alcántara-Carrió, J., Albarracín, S., Baptista, P., Silva, P.A., Portz, L., Manzolli, R.P., 2019. Multiannual shore morphodynamics of a cuspate foreland: Maspalomas (Gran Canaria, Canary Islands). *Journal of Marine Science and Engineering* 7, 416.

- Fox, W.T., Haney, R.L., Curran, H.A., 1995. Penouille spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research* 478–493.
- Frey, P., 2008. Transport solide par charriage à différentes échelles Application aux cours d'eau de montagne. Université de Grenoble Alpes.
- Frings, R.M., Döring, R., Beckhausen, C., Schüttrumpf, H., Vollmer, S., 2014. Fluvial sediment budget of a modern, restrained river: The lower reach of the Rhine in Germany. *Catena* 122, 91–102.
- Gallop, S.L., Bryan, K.R., Winter, G., 2020. The surf zone, in: *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier, pp. 131–153. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00007-2>
- Galvin, C.J., 1971. Wave climate and coastal processes.
- Ganguli, P., Merz, B., 2019. Extreme Coastal Water Levels Exacerbate Fluvial Flood Hazards in Northwestern Europe. *Sci Rep* 9, 13165. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49822-6>
- Garcia, M., 2008. Sedimentation engineering: processes, measurements, modeling, and practice. American Society of Civil Engineers.
- Gares, P.A., Nordstrom, K.F., Sherman, D.J., Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G., Carter, R.W.G., Jackson, D., Gomes, N., 1993. Aeolian sediment transport under offshore wind conditions: implications for aeolian sediment budget calculations, in: *Proceedings of the Eighth Symposium on Coastal and Ocean Management*. Publ by ASCE, pp. 59–72.
- Gaudio, D.J., Kana, T.W., 2001. Shoal bypassing in mixed energy inlets: Geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina inlets. *Journal of Coastal Research* 280–291.
- Gautier, H., 1721. Nouvelles conjectures sur le globe de la Terre [WWW Document]. URL <https://www.vialibri.net/years/books/117691902/1721-gautier-henri--nouvelles-conjectures-sur-le-globe-de> (accessed 7.14.23).
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Ghosh, L.K., 1991. A mathematical model for estimating siltation in approach channel to port, in: *Proc. 3rd Int. Conf. Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, Mombasa, 1991.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. United States Geological Survey.
- Glysson, G.D., 1987. Sediment-transport curves. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Álvarez-Ellacuría, A., Tintoré, J., 2011. Controls on sediment dynamics and medium-term morphological change in a barred microtidal beach (Cala Millor, Mallorca, Western Mediterranean). *Geomorphology* 132, 87–98.
- Gordon, A.D., 1991. Coastal lagoon entrance dynamics, in: *Coastal Engineering 1990*. pp. 2880–2893.
- Graf, W.H., 1984. *Hydraulics of sediment transport*. Water Resources Publication.
- Graf, W.H., Altinakar, M.S., 1996. *Hydraulique fluviale - Tome 2 : Ecoulement non permanent et phénomènes de transport* Hydraulique fluviale. Presses polytechniques romandes, Lausanne.
- Grasso, D., Jakob, A., 2003. Charge de sédiments en suspension : Comparaison entre deux méthodes de calcul.
- Guilcher, A., 1954. *Morphologie littorale et sous-marine*. FeniXX.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1981. Wave set-up on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 86, 4133–4137.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5, 3–17.

- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and atmospheric physics* 98, 239–267.
- Haimann, M., Liedermann, M., Petra, L., Habersack, H., 2014. An integrated suspended sediment transport monitoring and analysis concept. *International Journal of Sediment Research* 29, 135–148.
- Haines, P.E., Tomlinson, R.B., Thom, B.G., 2006. Morphometric assessment of intermittently open/closed coastal lagoons in New South Wales, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.12.001>
- Haney, R.L., 1990. The origin and evolution of Penouille Spit, Forillon National park, Gaspé peninsula, Quebec, in: *The Third Keck Research Symposium in Geology (Abstracts Volume)*, Smith College, Northampton, Massachusetts. pp. 46–50.
- Hardisty, J., Whitehouse, R.J.S., 1988. Evidence for a new sand transport process from experiments on Saharan dunes. *Nature* 332, 532–534. <https://doi.org/10.1038/332532a0>
- Hart, D., 2009. Morphodynamics of Non-Estuarine Rivermouth Lagoons on High- Energy Coasts. *J. Coastal Res* SI56.
- Hayes, M., 1979. Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime, in: *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. pp. 1–27.
- Hayes, M.O., 1991. Geomorphology and sedimentation patterns of tidal inlets: a review, in: *Coastal Sediments*. ASCE, pp. 1343–1355.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium, in: Cronin, L.E. (Ed.), *Geology and Engineering*. Academic Press, pp. 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>
- Hayes, M.O., FitzGerald, D.M., 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research* 69, 14–33. https://doi.org/10.2112/SI_69_3
- Hayes, S.A., Bond, M.H., Hanson, C.V., Freund, E.V., Smith, J.J., Anderson, E.C., Ammann, A.J., MacFarlane, R.B., 2008. Steelhead Growth in a Small Central California Watershed: Upstream and Estuarine Rearing Patterns. *Trans Am Fish Soc* 137, 114–128. <https://doi.org/10.1577/T07-043.1>
- He, Y., Liu, J., Cai, F., Li, B., Qi, H., Zhao, S., 2022. Aeolian sand transport influenced by tide and beachface morphology. *Geomorphology* 396, 107987. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107987>
- Hicks, D.M., Duncan, M.J., 1997. The efficiency of depth-integrating samplers in sampling the suspended sand load in gravel bed rivers. *Journal of Hydrology* 201, 138–160. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00040-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00040-1)
- Hicks, D.M., Hume, T.M., Swales, A., Green, M.O., 1999. Magnitudes, Spatial Extent, Time Scales and Causes of Shoreline Change Adjacent to an Ebb Tidal Delta, Katikati Inlet, New Zealand. *Journal of Coastal Research* 15, 220–240.
- Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. The Geological institution of the University of Upsala.
- Hoonhout, B.M., Vries, S.D., 2016. A process-based model for aeolian sediment transport and spatiotemporal varying sediment availability. *JGR Earth Surface* 121, 1555–1575. <https://doi.org/10.1002/2015JF003692>
- Horowitz, A.J., 2008. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. *Science of The Total Environment* 400, 315–343. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.04.022>
- Hubbard, D.K., Oertel, G.F., Nummedal, D., 1979. The Role of Waves and Tidal Currents in the Development of Tidal-inlet Sedimentary Structures and Sand Body Geometry: Examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia. *SEPM JSR* Vol. 49. <https://doi.org/10.1306/212F78B5-2B24-11D7-8648000102C1865D>

- Humborg, C., Ittekkot, V., Cociasu, A., Bodungen, B. v., 1997. Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure. *Nature* 386, 385–388.
- Hume, T.M. (Ministry of W. and D., Herdendorf, C.E. (Ministry of W. and D., 1987. Tidal inlet stability: proceedings of a seminar, Christchurch 4 December 1985. Water & soil miscellaneous publication /, Water & soil miscellaneous publication.
- Hunt, S., Bryan, K.R., Mullarney, J.C., 2015. The influence of wind and waves on the existence of stable intertidal morphology in meso-tidal estuaries. *Geomorphology* 228, 158–174. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.001>
- Inman, D.L., Dolan, R., 1989. The Outer Banks of North Carolina: Budget of sediment and inlet dynamics along a migrating barrier system. *Journal of Coastal Research* 193–237.
- Issa, I.E., Al-Ansari, N., Knutsson, S., Sherwany, G., 2015. Monitoring and evaluating the sedimentation process in Mosul Dam Reservoir using trap efficiency approaches. *Engineering* 7, 190–202.
- Iversen, H.W., 1952. Gravity Waves Proceedings of the NBS Semicentennial Symposium on Gravity Waves Held at the NBS on June 18-20, 1951, United States Department of Commerce, National Bureau of Standards. ed.
- James, G.W., 2005. Surface Water Dynamics at the Carmel River Lagoon Water Years 1991 through 2005. Monterey Peninsula Water Management Agency, Monterey, CA 2005.
- Jarrett, J.T., 1976. Tidal Prism - Inlet Area Relationships. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station.
- Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 117, 624–640.
- Kempe, S., 1993. Damming the Nile. Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers 81–114.
- Kirk, R.M., Lauder, G.A., 2000. Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand - coastal processes and lagoon mouth closure 5–47.
- Knauss, J.A., 1997. Introduction to physical oceanography, 2nd ed. ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Komar, P., 1998. Beach processes and sedimentation (seconded.) Upper Saddle River. NJ.
- Komar, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research* 23–45.
- Komar, P.D., Inman, D.L., 1970. Longshore sand transport on beaches. *Journal of geophysical research* 75, 5914–5927.
- Kondolf, G.M., Gao, Y., Annandale, G.W., Morris, G.L., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., 2014. Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earth's Future* 2, 256–280.
- Kraus, N., Militello, A., Todoroff, G., 2002. Barrier Breaching Processes and Barrier Spit Breach, Stone Lagoon, California.
- Kraus, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. Amer. Society of Civil Engineers.
- Kraus, N.C., Patsch, K., Munger, S., 2008. Barrier Beach Breaching from the Lagoon Side, With Reference to Northern California 76, 12.
- Krone, R.B., 1986. The significance of aggregate properties to transport processes. *Estuarine cohesive sediment dynamics* 14, 66–84.
- Lancaster, N., Nickling, W.G., McKenna Neuman, C., 2002. Particle size and sorting characteristics of sand in transport on the stoss slope of a small reversing dune. *Geomorphology* 43, 233–242. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00135-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00135-0)
- Largier, J.L., Slinger, J.H., Taljaard, S., 1992. The stratified hydrodynamics of the Palmiet-A prototypical bar-built estuary. *Dynamics and exchanges in estuaries and the coastal zone* 40, 135–153.

- Launay, M., Le Coz, J., Diouf, S., Camenen, B., Thollet, F., Coquery, M., 2019. Réévaluation des apports moyens de matières en suspension de l'Arve au Rhône. *La Houille Blanche* 105, 89–100. <https://doi.org/10.1051/lhb/2019019>
- Law, M.N., Davidson-Arnott, R.G.D., 1990. Seasonal controls on aeolian processes on the beach and foredune, in: *Canadian Coastal Conference on Coastal Sand Dunes*. pp. 49–68.
- Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S., Gascuel-Oudou, C., 2002. Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agronomie* 22, 489–501. <https://doi.org/10.1051/agro:2002024>
- Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Branger, F., Le Boursicaud, R., 2014. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of Hydrology* 509, 573–587. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.016>
- Lefort, P., 1991. Transports solides dans le lit des cours d'eau: dynamique fluviale, in: *Stage Hydraulique Torrentielle*, 21-25 Octobre 1991. p. 170.
- Lemma, H., Nyssen, J., Frankl, A., Poesen, J., Adgo, E., Billi, P., 2019. Bedload transport measurements in the Gilgel Abay River, Lake Tana Basin, Ethiopia. *Journal of Hydrology* 577, 123968. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123968>
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., 1957. *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. US Government Printing Office.
- Leredde, Y., Dekeyser, I., Devenon, J.-L., 2002. T-S Data Assimilation to Optimise Turbulent Viscosity: An Application to the Berre Lagoon Hydrodynamics. *Journal of Coastal Research* 18, 555–567.
- Lichter, M., Klein, M., 2011. The effect of river floods on the morphology of small river mouths in the southeastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie* 55, 317–340. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0042>
- Longhitano, S.G., 2015. Short-Term Assessment of Retreating vs. Advancing Microtidal Beaches Based on the Backshore/Foreshore Length Ratio: Examples from the Basilicata Coasts (Southern Italy). *OJMS* 05, 123–145. <https://doi.org/10.4236/ojms.2015.51011>
- Lorenzo-Trueba, J., Ashton, A.D., 2014. Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 779–801. <https://doi.org/10.1002/2013JF002941>
- Lu, H., Moran, C.J., Prosser, I.P., Raupach, M.R., Olley, J., Petheram, C., 2003. Sheet and rill erosion and sediment delivery to streams: a basin wide estimation at hillslope to medium catchment scale. Report E to Project D10012 of Murray Darling Basin Commission.
- Madsen, H.O., 2013. Floodfreq COST Action ES0901 - European procedures for flood frequency estimation: a review of applied methods in Europe for flood-frequency analysis in a changing environment : WG4 - Flood frequency estimation methods and environmental change. Centre for Ecology & Hydrology : COST, S. 1.
- Malavoi, J.-R., Garnier, C.-C., Landon, N., Recking, A., Baran, P., 2011. *Éléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. Onema.
- Maneux, E., Probst, J.L., Veyssy, E., Etcheber, H., 2001. Assessment of dam trapping efficiency from water residence time: Application to fluvial sediment transport in the Adour, Dordogne, and Garonne River basins (France). *Water Resources Research* 37, 801–811.
- Mano, V., 2008. *Processus fondamentaux conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues - optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique - (Thèse de doctorat)*. Université Joseph Fourier (Grenoble ; 1971-2015).

- Many, G., Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., Pairaud, I., Gangloff, A., Doxaran, D., Ody, A., Verney, R., Menniti, C., Le Berre, D., Jacquet, M., 2016. Particle assemblage characterization in the Rhone River ROFI. *Journal of Marine Systems* 157, 39–51. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.010>
- Martin, G.R., Smoot, J.L., White, K.D., 1992. A comparison of surface-grab and cross sectionally integrated stream-water-quality sampling methods. *Water Environment Research* 64, 866–876.
- Matias, A., Masselink, G., Kroon, A., Blenkinsopp, C.E., Turner, I.L., 2013. Overwash experiment on a sandy barrier. *Journal of Coastal Research* 65, 778–783. <https://doi.org/10.2112/SI65-132.1>
- McLean, D.G., Church, M., 1999. Sediment transport along lower Fraser River: 2. Estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resour. Res.* 35, 2549–2559. <https://doi.org/10.1029/1999WR900102>
- McSweeney, S.L., Kennedy, D., Rutherford, I., 2017a. A geomorphic classification of intermittently open/closed estuaries (IOCE) derived from estuaries in Victoria, Australia. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 41, 421–449. <https://doi.org/10.1177/0309133317709745>
- McSweeney, S.L., Kennedy, D.M., Rutherford, I.D., 2018. The daily-scale entrance dynamics of intermittently open/closed estuaries. *Earth Surf. Process. Landforms* 43, 791–807. <https://doi.org/10.1002/esp.4280>
- McSweeney, S.L., Kennedy, D.M., Rutherford, I.D., Stout, J.C., 2017b. Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons: Their global distribution and boundary conditions. *Geomorphology* 292, 142–152. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.022>
- McSweeney, S.L., Stout, J.C., Kennedy, D.M., 2020. Variability in infragravity wave processes during estuary artificial entrance openings. *Earth Surf. Process. Landforms* 45, 3414–3428. <https://doi.org/10.1002/esp.4974>
- Meade, R.H., 1985. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982–84. US Geological Survey,.
- Measures, R.J., Hart, D.E., Cochran, T.A., Hicks, D.M., 2020. Processes controlling river-mouth lagoon dynamics on high-energy mixed sand and gravel coasts. *Marine Geology* 420, 106082. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106082>
- Mei, S., Chen, S., Zhong, Q., Shan, Y., 2022. Detailed numerical modeling for breach hydrograph and morphology evolution during landslide dam breaching. *Landslides* 19, 2925–2949. <https://doi.org/10.1007/s10346-022-01952-1>
- Meistrell, F.J., 1966. The spit-platform concept: laboratory observation of spit development. *Spits and bars* 225–284.
- Melito, L., Parlagreco, L., Devoti, S., Brocchini, M., 2022. Wave- and Tide-Induced Infragravity Dynamics at an Intermediate-To-Dissipative Microtidal Beach. *JGR Oceans* 127. <https://doi.org/10.1029/2021JC017980>
- Melito, L., Postacchini, M., Sheremet, A., Calantoni, J., Zitti, G., Darvini, G., Brocchini, M., 2018. Wave-Current Interactions and Infragravity Wave Propagation at a Microtidal Inlet, in: EWaS3 2018. Presented at the The EWaS International Conference on “Insights on the Water-Energy-Food Nexus,” MDPI, p. 628. <https://doi.org/10.3390/proceedings2110628>
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology* 91, 1–21. <https://doi.org/10.1086/628741>
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100, 525–544.

- Moatar, F., Meybeck, M., Raymond, S., Birgand, F., Curie, F., 2013. River flux uncertainties predicted by hydrological variability and riverine material behaviour. *Hydrological processes* 27, 3535–3546.
- Moreno-de Las Heras, M., Nicolau, J.M., Espigares, T., 2008. Vegetation succession in reclaimed coal-mining slopes in a Mediterranean-dry environment. *Ecological engineering* 34, 168–178.
- Morgan, R.P.C., 2009. *Soil Erosion and Conservation*. John Wiley & Sons.
- Morin, J., Benyamini, Y., Michaeli, A., 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology* 52, 321–335.
- Moslow, T.F., Heron, S.D., 1978. Relict inlets; preservation and occurrence in the Holocene stratigraphy of southern core banks, North Carolina. *Journal of Sedimentary Research* 48, 1275–1286. <https://doi.org/10.1306/212F765D-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H.C., Aerts, J.C.J.H., Ward, P.J., 2016. A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nat Commun* 7, 11969. <https://doi.org/10.1038/ncomms11969>
- Murray, A.B., Ashton, A., Arnoult, O., 2001. Large-scale morphodynamic consequences of an instability in alongshore transport, in: *Proceedings of the Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Obihiro, Japan. International Association for Hydraulic Research, pp. 355–364.
- Murtagh, J., Nelson, H., 1993. Narrabeen lagoon entrance sand fluidisation scheme pilot study, in: *11th Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering: Coastal Engineering a Partnership with Nature; Preprints of Papers*. Institution of Engineers, Australia Barton, ACT, pp. 609–615.
- Musy, A., Higy, C., Reynard, E., 2014. *Hydrologie. 1, Une science de la nature, une gestion sociétale, [2e édition revue et augmentée]*. ed. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.
- Myers, N., Kent, J., 2005. *The new atlas of planet management*. Univ of California Press.
- Neira, F.J., Potter, I.C., 1992. Movement of larval fishes through the entrance channel of a seasonally open estuary in Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 35, 213–224.
- Nielsen, L.H., Johannessen, P.N., Surlyk, F., 1988. A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. *Sedimentology* 35, 915–937.
- Nielsen, P., 2009. *Coastal and estuarine processes*. World Scientific Publishing Company.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., 2016. Mechanics and rates of tidal inlet migration: Modeling and application to natural examples. *JGR Earth Surface* 121, 2118–2139. <https://doi.org/10.1002/2016JF004035>
- Nienhuis, J.H., Heijkers, L.G.H., Ruessink, G., 2021. Barrier Breaching Versus Overwash Deposition: Predicting the Morphologic Impact of Storms on Coastal Barriers. *JGR Earth Surface* 126. <https://doi.org/10.1029/2021JF006066>
- Nissen, K.M., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Renggli, D., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2010. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1379–1391.
- Nordin, C.F., 1981. *The sediment discharge of rivers: a review*.
- Nordstrom, K.F., Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., Gares, P.A., Carter, R.W.G., Jackson, D.W.T., Sherman, D.J., 1996. Offshore aeolian transport across a beach: Carrick Finn Strand, Ireland. *Journal of Coastal Research* 664–672.
- Nordstrom, K.F., Jackson, N.L., 2018. Offshore aeolian sediment transport across a human-modified foredune. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 195–201.

- Nummedal, D., 1977. Tidal inlet variability-Cape Hatteras to Cape Canaveral, in: Coastal Sediments '77, 5th Symposium of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE.
- Nyssen, J., Vermeersch, D., 2010. Slope aspect affects geomorphic dynamics of coal mining spoil heaps in Belgium. *Geomorphology* 123, 109–121.
- Oertel, G.F., 1988. Processes of Sediment Exchange between Tidal Inlets, Ebb Deltas and Barrier Islands, in: Aubrey, D.G., Weishar, L. (Eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. Springer, New York, NY, pp. 297–318. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-4057-8_17
- Oertel, G.F., 1975. Ebb-tidal deltas of georgia estuaries, in: *Geology and Engineering*. Elsevier, pp. 267–276. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50021-6>
- Oertel, G.F., 1972. Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *Journal of Sedimentary Research* 42, 858–863.
- Ollivier, P., Hamelin, B., Radakovitch, O., 2010. Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 907–927.
- Orescanin, M., Raubenheimer, B., Elgar, S., 2014. Observations of wave effects on inlet circulation. *Continental Shelf Research* 82, 37–42. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.04.010>
- Orescanin, M.M., Coughlin, J., Young, W.R., 2021. Morphological response of variable river discharge and wave forcing at a bar-built estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 258, 107438. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107438>
- Orescanin, M.M., Scooler, J., 2018. Observations of episodic breaching and closure at an ephemeral river. *Continental Shelf Research* 166, 77–82. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.07.003>
- Orescanin, M.M., Young, W., Coughlin, J., Herrmann, D.W., Metcalf, J., 2019. Seasonal morphological change at a bar-built estuary: Carmel river, CA, in: *Coastal Sediments 2019: Proceedings of the 9th International Conference*. World Scientific, pp. 674–683.
- Paprotny, D., Vousdoukas, M.I., Morales-Nápoles, O., Jonkman, S.N., Feyen, L., 2018. Compound flood potential in Europe (preprint). *Hydrometeorology/Mathematical applications*. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-132>
- Patriot, M., 1871. Mémoire sur les sables de la Loire. *Annales des ponts et chaussées. Mémoires et documents relatifs à l'art des constructions et au service de l'ingénieur*.
- Paugam, C., Sous, D., Rey, V., Meule, S., 2020. Field study of wind tide in semi-enclosed shallow basins. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 27. <https://doi.org/10.9753/icce.v36v.currents.27>
- Paugam, C., Sous, D., Rey, V., Meulé, S., Faure, V., Boutron, O., Luna-Laurent, E., Migne, E., 2021. Wind tides and surface friction coefficient in semi-enclosed shallow lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 257, 107406. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107406>
- Pellerin Le Bas, X., Levoy, F., Robin, N., Anthony, E.J., 2022. The formation and morphodynamics of complex multi-hooked spits and the contribution of swash bars. *Earth Surf Processes Landf* 47, 159–178. <https://doi.org/10.1002/esp.5236>
- Petersen, D., Deigaard, R., Fredsøe, J., 2001. Shape and Size of Sandy Spits, in: *Coastal Dynamics '01. Presented at the Fourth Conference on Coastal Dynamics, American Society of Civil Engineers, Lund, Sweden*, pp. 732–740. [https://doi.org/10.1061/40566\(260\)75](https://doi.org/10.1061/40566(260)75)
- Petroliagkis, T.I., Voukouvalas, E., Disperati, J., Bidlot, J., European Commission, Joint Research Centre, 2016. Joint probabilities of storm surge, significant wave height and

- river discharge components of coastal flooding events: utilising statistical dependence methodologies & techniques. Publications Office, Luxembourg.
- Pierce, J.W., 1970. Tidal Inlets and Washover Fans. *The Journal of Geology* 78, 230–234. <https://doi.org/10.1086/627504>
- Pinot, J.P., 1996. La gestion du littoral, Tome 1. Institut Océanographique.
- Pinto-Martins, D., 2008. Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et de sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. Université Lumière Lyon 2.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *CATENA* 50, 91–133. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00143-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00143-1)
- Poesen, J.W., Boardman, J., Wilcox, B., Valentin, C., 1996. Water erosion monitoring and experimentation for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51, 386–390.
- Poesen, J.W.A., Torri, D.B., Vanwalleghe, T., 2010. Gully erosion: procedures to adopt when modelling soil erosion in landscapes affected by gully erosion. *Handbook of erosion modelling* 360–386.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., Walter, A.V., 2002. Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1–18. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0829>
- Poulier, G., Launay, M., Le Bescond, C., Thollet, F., Coquery, M., Le Coz, J., 2019. Combining flux monitoring and data reconstruction to establish annual budgets of suspended particulate matter, mercury and PCB in the Rhône River from Lake Geneva to the Mediterranean Sea. *Science of the Total Environment* 658, 457–473.
- Power, H.E., 2020. Breaking waves, in: *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier, pp. 103–130. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00006-0>
- Pratson, L.F., Nittrover, C.A., Wiberg, P.L., Steckler, M.S., Swenson, J.B., Cacchione, D.A., Karson, J.A., Murray, A.B., Wolinsky, M.A., Gerber, T.P., 2007. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. *Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy* 339–380.
- Quilbé, R., Rousseau, A.N., Duchemin, M., Poulin, A., Gangbazo, G., Villeneuve, J.-P., 2006. Selecting a calculation method to estimate sediment and nutrient loads in streams: Application to the Beauvillage River (Québec, Canada). *Journal of Hydrology* 326, 295–310.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., 2003. The Seasonal Closure of Tidal Inlets: Causes and Effects. *Coastal Engineering Journal* 45, 601–627. <https://doi.org/10.1142/S0578563403000919>
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., Masselink, G., 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering* 37, 1–36. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00008-3](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00008-3)
- Reinach, A.J., 1911. Les Fouilles en Égypte (1909-11). *Revue Archéologique* 18, 317–337.
- Rhoads, B.L., 2020. *River Dynamics: Geomorphology to Support Management*, 1st ed. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108164108>
- Rich, A., Keller, E.A., 2013. A hydrologic and geomorphic model of estuary breaching and closure. *Geomorphology* 191, 64–74. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.003>
- Robert, P., 2023. *Le petit Robert: dictionnaire alphabétique et analogique de la langue française*, Nouvelle édition du Petit Robert de Paul Robert. Nouvelle édition millésime 2024. ed. Le Robert, Paris.
- Robin, N., 2007. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche) (Thèse de doctorat). Université de Caen Basse-Normandie.

- Robin, N., Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., 2020. Sand spit dynamics in a large tidal-range environment: Insight from multiple LiDAR, UAV and hydrodynamic measurements on multiple spit hook development, breaching, reconstruction, and shoreline changes. *Earth Surf. Process. Landforms* 45, 2706–2726. <https://doi.org/10.1002/esp.4924>
- Roche, M., 1963. *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars et ORSTOM. ed. Paris.
- Rodrigues, S., Moatar, F., Claude, N., 2012. Sediment Transport, in: El-Shaarawi, A.H., Piegorsch, W.W. (Eds.), *Encyclopedia of Environmetrics*. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9780470057339.vas010.pub2>
- Römkens, M.J., Helming, K., Prasad, S.N., 2002. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena* 46, 103–123.
- Rouse, H., 1937. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence *Trans ASCE*.
- Sabatier, F., Chaïbi, M., Chauvelon, P., 2007. Transport éolien par vent de mer et alimentation sédimentaire des dunes de Camargue. *mediterraneae* 83–90. <https://doi.org/10.4000/mediterraneae.177>
- Sabatier, F., Heurtefeux, H., Hanot, B., 2008. Dépôts d’overwash et tempêtes à moyen terme sur deux lidos méditerranéens, in: Xèmes Journées, Sophia Antipolis. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 477–486. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2008.046-S>
- Sabatier, F., Samat, O., Chaïbi, M., Lambert, A., Pons, F., 2004. Transport sédimentaire de la dune à la zone du déferlement sur une plage sableuse soumise à des vents de terre. VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier Compiègne 223–229.
- Sadaoui, M., 2016. Variabilité et évolution des apports de matières en suspension dans la zone côtière : approche multi-échelle dans le bassin de la Méditerranée (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012>
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Romero, E., 2018. The impact of reservoir construction on riverine sediment and carbon fluxes to the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 163, 94–111. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.08.003>
- Sadat-Noori, M., Santos, I.R., Tait, D.R., McMahan, A., Kadel, S., Maher, D.T., 2016. Intermittently Closed and Open Lakes and/or Lagoons (ICOLs) as groundwater-dominated coastal systems: Evidence from seasonal radon observations. *Journal of Hydrology* 535, 612–624. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.080>
- Safak, I., Warner, J.C., List, J.H., 2016. Barrier island breach evolution: Alongshore transport and bay-ocean pressure gradient interactions: Barrier island breach evolution. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 8720–8730. <https://doi.org/10.1002/2016JC012029>
- Sallenger, A.H., 2000. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research* 16, 890–895.
- Schindl, G., Studnicka, M., Eckelhart, A., Summer, W., 2005. Hydrological and instrumentation aspects of monitoring and analysing suspended sediment transport crossing international borders.
- Schmutz, P.P., Namikas, S.L., 2018. Measurement and modeling of the spatiotemporal dynamics of beach surface moisture content. *Aeolian Research* 34, 35–48. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2018.08.001>
- Schneider, G., 2001. Le curage des sédiments des cours d’eau. *Courrier de l’Environnement de l’INRA* 146–147.
- Schwartz, M.L., 1972. Spits and bars. (No Title).

- Schwarz, C., Van Starrenburg, C., Donker, J., Ruessink, G., 2021. Wind and Sand Transport Across a Vegetated Foredune Slope. *JGR Earth Surface* 126, e2020JF005732. <https://doi.org/10.1029/2020JF005732>
- Séchet, P., le Guennec, B., 1999. The role of near wall turbulent structures on sediment transport. *Water Research* 33, 3646–3656.
- Sedrati, M., Ciavola, P., Reyns, J., Armaroli, C., Sipka, V., 2009. Morphodynamics of a microtidal protected beach during low wave-energy conditions. *Journal of Coastal Research* 198–202.
- Semeniuk, V., Searle, D.J., Woods, P.J., 1988. The sedimentology and stratigraphy of a cusped foreland, southwestern Australia. *Journal of coastal research* 551–564.
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J.-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 389–397. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01652-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01652-4)
- Shepard, F.P., Inman, D.L., 1950. Nearshore circulation. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 5. <https://doi.org/10.9753/icce.v1.5>
- Short, A.D., 2020. Wave-dominated, tide-modified and tide-dominated continuum, in: *Sandy Beach Morphodynamics*. Elsevier, pp. 363–389. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102927-5.00016-3>
- Smart, T.S., Hirst, D.J., Elston, D.A., 1999. Methods for estimation loads transported by rivers. *Hydrology and Earth System Sciences* 3, 295–303.
- Smith, D., 1984. The hydrology and geomorphology of tidal basins. In: W. VanAslst (Editor), *The closure of tidal basins*.
- Smith, J.B., FitzGerald, D.M., 1994. Sediment transport patterns at the Essex River Inlet ebb-tidal delta, Massachusetts, USA. *Journal of Coastal Research* 752–774.
- Sogreah, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques liés aux crues du Rhône - étude du transport solide - 1ère étape - diagnostic de l'état actuel - analyse des affluents. Institut interdépartementale des bassins Rhône-Saône.
- Steijn, R.C., 1991. Some Considerations on Tidal Inlets: A Literature Survey on Hydrodynamic and Morphodynamic Characteristics of Tidal Inlets with Special Attention to “Het Friesche Zeegat.” *Delft Hydraulics*.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos Trans. AGU* 38, 913–920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Stretch, D., Parkinson, M., 2006. The Breaching of Sand Barriers at Perched, Temporary Open/Closed Estuaries — A Model Study. *Coastal Engineering Journal* 48, 13–30. <https://doi.org/10.1142/S0578563406001295>
- Stronkhorst, J., Huisman, B., Giardino, A., Santinelli, G., Santos, F.D., 2018. Sand nourishment strategies to mitigate coastal erosion and sea level rise at the coasts of Holland (The Netherlands) and Aveiro (Portugal) in the 21st century. *Ocean & Coastal Management* 156, 266–276. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.11.017>
- Suarez, S., Fichaut, B., Magne, R., Arduin, F., Corman, D., Stéphan, P., Cariolet, J.-M., 2011. Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 17, 187–204.
- Suarez, S., Stéphan, P., Autret, R., Houron, J., Floch, F., David, L., Ammann, J., Accensi, M., André, G., Le Guyader, D., Cancouët, R., 2022. Catastrophic overwash and rapid retreat of a gravel barrier spit during storm events (Sillon de Talbert, North Brittany, France). *Earth Surf Processes Landf* esp.5361. <https://doi.org/10.1002/esp.5361>

- Sumi, T., Okano, M., Takata, Y., 2004. Reservoir sedimentation management with bypass tunnels in Japan, in: Proc. 9th International Symposium on River Sedimentation. pp. 1036–1043.
- Svendsen, I.A., Madsen, P., Hansen, J.B., 1978. Wave characteristics in the surf zone, in: Coastal Engineering 1978. pp. 520–539.
- Swann, C., Lee, D., Trimble, S., Key, C., 2021. Aeolian sand transport over a wet, sandy beach. *Aeolian Research* 51, 100712. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2021.100712>
- Syvitski, J.P., Morehead, M.D., Bahr, D.B., Mulder, T., 2000. Estimating fluvial sediment transport: the rating parameters. *Water resources research* 36, 2747–2760.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Tabeaud, M., 1995. Les tempêtes sur les côtes françaises de Méditerranée, in: *Annales de Géographie*. JSTOR, pp. 389–401.
- Tagliapietra, D., Sigovini, M., Ghirardini, A.V., 2009. A review of terms and definitions to categorise estuaries, lagoons and associated environments. *Marine and freshwater Research* 60, 497–509.
- Thomas, R.B., 1985. Estimating Total Suspended Sediment Yield With Probability Sampling. *Water Resour. Res.* 21, 1381–1388. <https://doi.org/10.1029/WR021i009p01381>
- Thomas, T., Lynch, S.K., Phillips, M.R., Williams, A.T., 2014. Long-term evolution of a sand spit, physical forcing and links to coastal flooding. *Applied Geography* 53, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2014.06.020>
- Topping, D.J., Rubin, D.M., Vierra, L.E., 2000. Colorado River sediment transport: 1. Natural sediment supply limitation and the influence of Glen Canyon Dam. *Water Resour. Res.* 36, 515–542. <https://doi.org/10.1029/1999WR900285>
- Torres, A., Brandt, J., Lear, K., Liu, J., 2017. A looming tragedy of the sand commons. *Science* 357, 970–971. <https://doi.org/10.1126/science.aao0503>
- Treloar, P.D., Roper, A.M., Smith, G.P., 1993. Lake Illawarra-Numerical Modelling of Entrance Processes, in: 11th Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering: Coastal Engineering a Partnership with Nature; Preprints of Papers. Institution of Engineers, Australia Barton, ACT, pp. 617–623.
- Tsimplis, M.N., Shaw, A.G.P., 2010. Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1457–1475.
- Ullmann, A., 2008. Surcotes dans le Golfe du Lion et conditions atmosphériques: variabilité contemporaine et future (1905-2100). Aix-Marseille 1.
- Uphues, C.F.K., Van IJendoorn, C.O., Hallin, C., Pearson, S.G., Van Prooijen, B.C., Miot Da Silva, G., De Vries, S., 2022. Coastal aeolian sediment transport in an active bed surface layer: Tracer study and conceptual model. *Earth Surf Processes Landf* 47, 3147–3162. <https://doi.org/10.1002/esp.5449>
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15, 577–589. <https://doi.org/10.1023/A:1008198215674>
- Van Rijn, L.C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 133, 668–689.
- van Rijn, L.C., 1998. Principles of coastal morphology.
- Vanoni, V.A., 1946. Transportation of suspended sediment by water. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 111, 67–102.
- Vigneau, J.-P., 1996. L'eau atmosphérique et continentale. SEDES, Paris.

- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., 1997a. The potential impact of neo-Castorization on sediment transport by the global network of rivers. *IAHS Publication* 246, 261–273.
- Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., Syvitski, J.P.M., 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change, The supply of flux of sediment along hydrological pathways: Anthropogenic influences at the global scale* 39, 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00023-7)
- Vörösmarty, C.J., Sharma, K., Fekete, B., Copeland, A., Holden, J., Marble, J., 1997b. The storage and aging of continental runoff in large reservoir systems of the world.
- Walling, D., 1977. Limitations of the Rating Curve Technique for Estimating Suspended Sediment Loads, With Particular Reference to British Rivers. *IAHS Publication* 122.
- Walling, D.E., 1988. The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: some further comments, in: *Symposium on Sediment Budgets, Porto Alegre, Brazil, 1988*.
- Walling, D.E., 1987. Material transport by the world's rivers: evolving perspectives. *Water for the future: Hydrology in perspective* 313–329.
- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* 39, 111–126. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00020-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00020-1)
- Walling, D.E., Moorehead, P.W., 1989. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. *Hydrobiologia* 176, 125–149. <https://doi.org/10.1007/BF00026549>
- Wang, P., Roberts Briggs, T.M., 2015. Storm-Induced Morphology Changes along Barrier Islands and Poststorm Recovery, in: *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, pp. 271–306. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00010-8>
- Ward, P.R., 1980. Sediment transport and a reservoir siltation formula for Zimbabwe-Rhodesia. *Civil Engineer in South Africa* 22, 9–15.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology* 30, 377–392.
- Whitfield, A.K., Bate, G.C., South Africa, Water Research Commission, 2007. A Review of information on temporarily open/closed estuaries in the warm and cool temperate biogeographic regions of South Africa, with particular emphasis on the influence of river flow on these systems. *Water Research Commission, Gezina, South Africa*.
- Williams, J., Nearing, M., Nicks, A., Skidmore, E., Valentin, C., King, K., Savabi, R., 1996. Using soil erosion models for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51, 381–385.
- Wright, L.D., Thom, B.G., 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 1, 412–459. <https://doi.org/10.1177/030913337700100302>
- Zăinescu, F., Anthony, E., Vespremeanu-Stroe, A., 2021. River Jets Versus Wave-Driven Longshore Currents at River Mouths. *Front. Mar. Sci.* 8, 708258. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.708258>
- Zăinescu, F., Vespremeanu-Stroe, A., Anthony, E., Tătui, F., Preoteasa, L., Mateescu, R., 2019. Flood deposition and storm removal of sediments in front of a deltaic wave-influenced river mouth. *Marine Geology* 417, 106015. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106015>
- Zenkovich, V.P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Interscience Publishers.
- Zietsman, I., 2004. *Hydrodynamics of temporary open estuaries, with case studies of Mhlanga and Mdloti. (Thèse de doctorat)*.

Chapitre II - Cadre général de l'embouchure de la Têt : Caractéristiques et fonctionnement

Préambule

Ce second chapitre a pour but de présenter les caractéristiques du site d'étude choisi pour mener à bien ce travail de thèse.

La première partie de ce chapitre permet d'avoir une vision globale du Golfe du Lion, ses caractéristiques géographiques, morphologiques et physiques, puis la seconde partie s'intéresse à notre site d'étude, le fleuve Têt en présentant ses caractéristiques de façon plus détaillée.

II.1. Cadre géographique : Le Golfe du Lion

Le Golfe du Lion (GdL) est une marge continentale passive en forme de croissant bordant le sud des côtes françaises dans le nord-ouest de la Mer Méditerranée (Figure II.1). Il s'étend du Cap Creus pour son extrémité sud-ouest, au Cap Croisette pour son extrémité est. Le GdL est caractérisé par un large plateau continental atteignant 70 km dans sa partie centrale avec une superficie d'environ 6 700 km² pour une profondeur moyenne de 90 m (atteignant au maximum 170 m). Il est limité au Sud par un talus continental allant de 130 à 2 000 m de profondeur (avec une pente moyenne de 5 à 10 %), incisé par plusieurs canyons marins, et qui le relie à une plaine abyssale présentant une profondeur moyenne de 2 500 m. Le GdL est caractérisé par un linéaire côtier d'environ 200 km, présentant une grande variété de morphologies et d'environnements. Il est alimenté en sédiments et en eau douce par de nombreux fleuves drainant un bassin versant couvrant une superficie d'environ 125 000 km², morphologiquement contraint au sud par les Pyrénées, au nord-ouest par le Massif Central et à l'est par les Alpes. C'est une zone qui est fortement étudiée que ce soit en termes de morphodynamique littorale (Akouango, 1997; Aleman, 2013; Brunel, 2010; Certain, 2002; Durand, 1999; Ferrer, 2010; Gervais, 2012; Raynal, 2008) ou de dynamique sédimentaire (Aloïsi, 1986; Antonelli, 2002; Boudet, 2017; Bourrin, 2007; Dufois, 2008; Gentil, 2021; Many, 2016; Monaco, 1971; Sadaoui et al., 2016; Ulses, 2005). Depuis 1963, il subit une forte anthropisation avec la mise en place de la mission interministérielle d'aménagement touristique du littoral du Languedoc-Roussillon (Mission Racine).

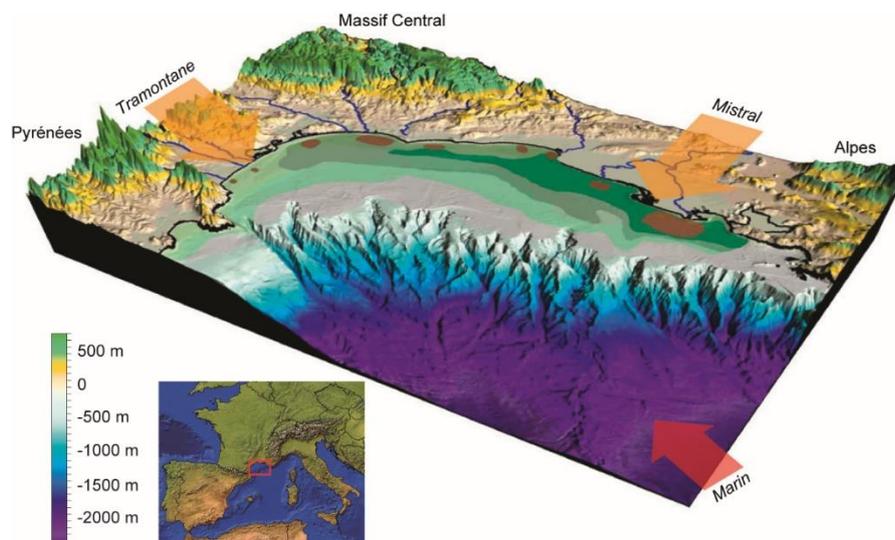


Figure II.1 : Morphologie du Golfe du Lion vue depuis le sud-est avec ajout des principaux fleuves (traits bleus) et des vents dominants (flèches). La position du Golfe du Lion est indiquée par le carré rouge sur la carte générale de la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Durrieu de Madron et al., 2008)

II.1.1. Contexte géologique

La formation du plateau continental du GdL résulte du rifting provoqué par le déplacement des plaques africaine et européenne entre l'Oligocène (-28 Ma) et le début du Miocène (-23 Ma). Une phase d'expansion océanique jusqu'à -18/-15 Ma y fait suite et conduit à une sédimentation importante permettant la formation de turbidites et d'argilites dans les bassins profonds ainsi qu'à des dépôts deltaïques sur la plateforme tout au long du Miocène (Gorini et al., 1994). Durant le Messinien (-5,96 à -5,33 Ma), la surrection du détroit de Gibraltar entraîne l'assèchement d'une partie de la Mer Méditerranée, suite à sa déconnection avec l'Océan Atlantique, et provoque la crise de salinité (Clauzon et al., 1996; Gautier et al., 1994). Pendant cet événement, une importante érosion subaérienne du plateau se produit, et la marge passive se retrouve entaillée par de nombreux canyons (Guennoc et al., 2000). Durant le Pliocène et le Quaternaire, les changements climatiques ainsi que la surrection bordière et la subsidence du bassin conduisent aux dépôts d'épaisses séries détritiques sur la marge du GdL (jusqu'à 2 000 m d'épaisseur sur le rebord de la plateforme), recouvrant ainsi la surface d'érosion messinienne (Lofi et al., 2003). Pendant l'Holocène, au cours de la dernière transgression post-glaciaire, un ensemble d'unités rétrogradantes se met en place. Ces derniers sont par la suite surmontés par des dépôts progradants qui se mettent en place avec la stabilisation du niveau marin vers -6 000 ans (Gensous and Tesson, 2003) et marque la mise en place des cordons littoraux et la fermeture des baies entre les caps rocheux par des flèches sableuses isolant ainsi les lagunes de la mer (Aloïsi et al., 1978; Ferrer, 2010; Raynal, 2008).

II.1.2. Caractéristiques de la zone littorale

Le littoral du GdL présente une grande diversité de morphologie du littoral avec des côtes rocheuses, de longues étendues sableuses interrompues par des caps rocheux, des cordons littoraux des fleuves ainsi que des étangs et des lagunes. Il présente également une variété exceptionnelle de morphologie d'avant-côte, au point où on peut y observer l'ensemble des types de barres reconnus dans les classifications (figure II.2) (Aleman, 2013; Barusseau and Saintguily, 1981; Certain, 2002). On peut y identifier cinq zones bien distinctes du nord au sud :

- De l'embouchure du Petit Rhône à la Pointe de l'Espiguette le littoral légèrement convexe (ONO-ESE à E-O) montre une plage très large qui s'amincit vers l'est et dont le cordon littoral isole un ensemble de petits étangs et de marais. On y trouve également le second bras du delta du Rhône. Le système d'avant-côte est caractérisé par une barre interne festonné et une barre externe rectiligne.

- De la Pointe de l'Espiguette au Mont Saint Clair, on retrouve un cordon dunaire très étroit de 38 km qui forme une grande courbe concave qui s'infléchit au niveau du Golfe d'Aigues-Mortes et sépare la mer d'une série quasi-continue d'étangs. Le système d'avant-côte présente une à deux barres rectilignes.

- Du Mont Saint Clair au Cap d'Agde, on trouve un cordon dunaire étroit de 18 km et quasi-rectiligne (NE-SO), le lido de Sète, qui sépare l'étang de Thau de la mer. L'avant-côte montre un système à deux barres dont une interne festonnée et une externe linéaire.

- Du Cap d'Agde au Cap Leucate, on retrouve une côte rectiligne sur 58 km (N-S à NE-SO) caractérisé par un cordon dunaire qui sépare plusieurs étangs de la mer et la présence de l'embouchure des fleuves Hérault, Ord et Aude. Le système d'avant-côte est quant à lui caractérisé par une barre interne festonnée et une barre externe rectiligne avec par moment une troisième barre très proximale.

- Enfin du Cap Leucate au sud d'Argelès, on trouve une longue bande sableuse quasi rectiligne sur 42 km (N-S) dont le cordon dunaire isole les étangs de Canet et Salses-Leucate et où la communication avec la mer est assurée par des graus artificialisés. Cette partie présente également l'embouchure des fleuves Agly, Têt et Tech. Enfin le système d'avant-côte présente un système à doubles barres festonnées.

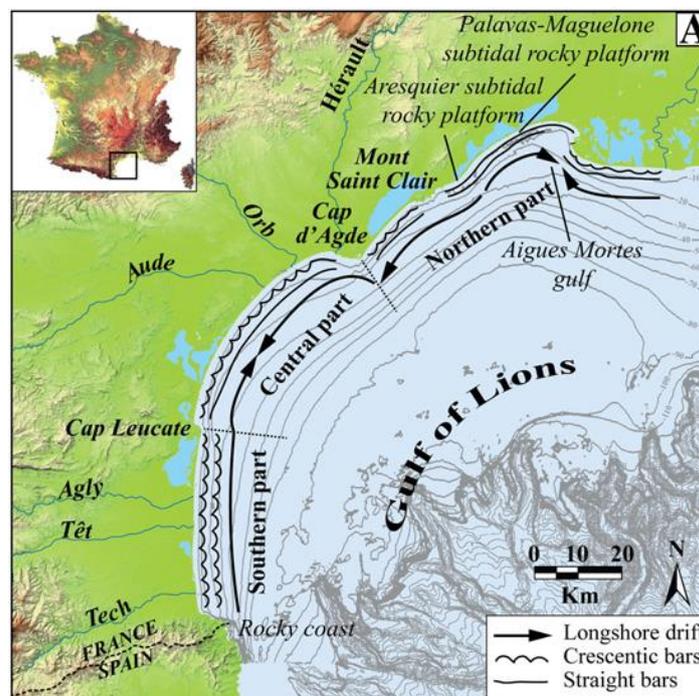


Figure II.2 : Carte des principales caractéristiques du Golfe du Lion (Aleman et al., 2015).

II.1.3. Les forçages

II.1.3.1. Les régimes de vent

Les vents qui dominent dans le GdL sont soit d'origine continentale (le Mistral de secteur nord et la Tramontane de secteur nord-ouest), soit d'origine marine (le Marin de secteur est/sud-est) (Figure II.1). Le Mistral est un vent froid et sec canalisé par le Massif Central et les Alpes (vallée du Rhône), qui provient de la mise en place d'une circulation entre de hautes pressions situées entre l'Espagne et le Golfe de Gascogne et de basses pressions situées autour du Golfe de Gênes. La Tramontane est également un vent froid et sec qui provient également de l'Atlantique mais est canalisée par les Pyrénées et le Massif Central (vallée de la Garonne). Ces vents continentaux peuvent être puissants avec des rafales dépassant les 100 km.h⁻¹ mais sont en moyenne de 36 à 54 km.h⁻¹ (Millot, 1990). Le Marin est un vent chaud et humide provoqué par une circulation induite par de hautes pressions sur le Golfe de Gênes et la Corse et des basses pressions sur l'Aquitaine et le Golfe de Gascogne. Il est moins fréquent que les vents continentaux (6% du temps) et bref (environ 3 jours) avec une moyenne aux alentours de 50 km.h⁻¹ mais peut souffler jusqu'à 72-90 km.h⁻¹ (André et al., 2005; Dufois et al., 2014; Ulses et al., 2008). Ces vents sont à l'origine de deux circulations différentes au sein du GdL. Les vents continentaux conduisent à la création de tourbillons méso-échelle anticyclonique et cyclonique dans les parties est et ouest du GdL ainsi qu'à la formation d'eaux denses qui cascadenent vers le fond du bassin (Bourrin, 2007; Estournel, 2003) (Figure II.3a). Les vents marins, à l'origine des épisodes concomitants de tempêtes et de crues, induisent quant à eux un courant côtier cyclonique depuis le nord-est vers le sud-ouest (Figure II.3b).

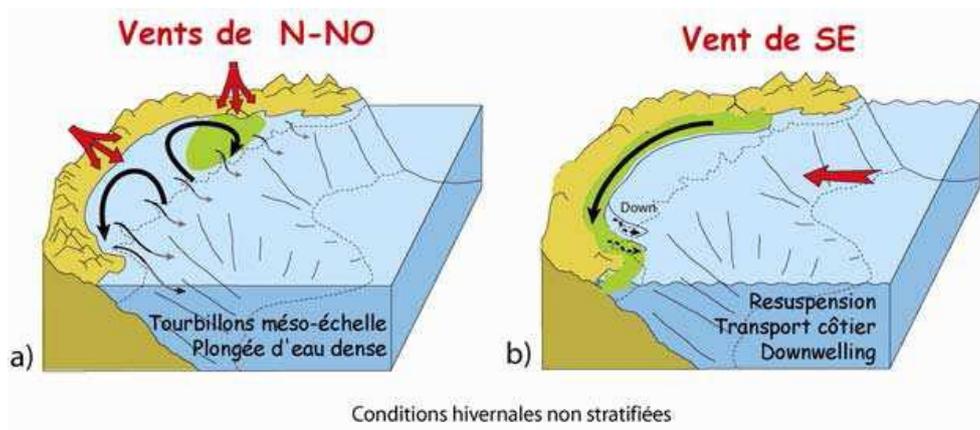


Figure II.3 : Schémas montrant les principaux mécanismes d'échanges côte-large dans le Golfe du Lion sous l'influence des vents continentaux (a) et sous l'influence des vents marins de SE (b) (modifiée d'après Bourrin, 2007).

II.1.3.2. Les conditions marines

La Mer Méditerranée est considérée comme un environnement micro-tidal, avec une amplitude maximale de 30 cm selon un cycle semi-diurne à inégalité diurne (Fanget et al., 2013; Makaske and Augustinus, 1998). Les courants qui y sont associés sont de l'ordre de quelques mm.s^{-1} (Carrere et al., 2013). De ce fait, le forçage le plus important dans le GdL est la houle et résulte majoritairement de l'action du vent au large. Le Gdl est d'ailleurs défini comme un environnement dominé par les vagues selon la classification de Hayes (1979). Au niveau annuel, elles sont peu énergétiques avec 90 % des houles qui présentent une hauteur significative inférieure à 1,5 m et une période inférieure à 5 s (Aleman, 2013). Les événements les plus énergétiques ont lieu en automne et en hiver mais avec des fréquences assez faibles (6 à 12 % des houles comprises entre 1,5 et 3m et 1 à 2 % supérieures à 3 m (Aleman, 2013)). Ces événements sont générés par le Marin qui produit des houles d'est à sud-est qui peuvent atteindre jusqu'à 8 m avec une période de 10 s (Guizien, 2009). Les vents continentaux génèrent quant à eux des houles de nord-est à est-nord-est, qui sont les plus fréquentes mais de faibles amplitudes et périodes ($< 0,8$ m dans 80 % des cas et $T_s \approx 5$ s) en raison d'un fetch court (Certain, 2002).

Les surcotes au sein du GdL sont générées par l'action des pressions atmosphériques, dont la chute entraîne une surélévation du niveau du plan d'eau par équilibre barométrique ($- 1 \text{ Hpa} = + 1 \text{ cm}$) à laquelle s'ajoute l'action du vent selon sa direction. La contribution de chacun de ses paramètres conduit généralement à une élévation du plan d'eau de l'ordre de 30 cm mais peut parfois atteindre les 80 cm. A cela s'ajoute le set-up des vagues, de l'ordre de 30-40 cm maximum ce qui peut conduire à une surcote pouvant atteindre les 1,3 m NGF (Gervais, 2012). Le run-up, fortement dépendant de la pente de la plage, peut atteindre quant à lui des niveaux maximum pouvant dépasser les 4 m NGF lors de certaines conditions énergétiques (Gervais, 2012). Ainsi l'alliance de ces deux paramètres peut conduire à d'importantes submersions au sein du GdL.

II.1.3.4. Les apports fluviaux

Le GdL est alimenté en sédiments et en eau douce par le Rhône, le Vidourle et le Lez dans le secteur nord, l'Hérault, l'Orb et l'Aude dans le secteur central du Narbonnais et enfin l'Agly, la Têt et le Tech dans le secteur sud. Les principales caractéristiques de ces fleuves sont synthétisées dans le tableau II.1.

Tableau II-1 : Caractéristiques morphologiques des fleuves côtiers bordant le GdL (d’après Bourrin, 2007; Sadaoui et al., 2016).

<i>Fleuves</i>	<i>Longueur (km)</i>	<i>Bassin versant (km²)</i>	<i>Débit moyen annuel (m³.s⁻¹)</i>	<i>Pente moyenne (‰)</i>	<i>Flux moyen de MES (Mt.an⁻¹)</i>
<i>Rhône</i>	812	95590	1680	4	8,445 ±4,538
<i>Vidourle</i>	95	830	7,54	6	/
<i>Lez</i>	29,6	194	2,42	4	/
<i>Hérault</i>	147,6	2582	40,7	10,7	0,154 ±0,098
<i>Orb</i>	135,6	1585	23,9	7,4	0,064 ±0,047
<i>Aude</i>	223,6	5327	33,6	13	0,101 ±0,064
<i>Agly</i>	79,9	1055	5,39	8,8	0,066 ±0,077
<i>Têt</i>	114,8	1369	9,53	17	0,045 ±0,035
<i>Tech</i>	84,5	721	6,23	30	0,050 ±0,049

A l’échelle moyen et long terme, le Rhône, de par l’importance de son bassin versant (environ 80% de celui du GdL), est le fleuve qui joue un rôle majeur dans les apports liquides et solides au GdL (95% du flux de MES (Sadaoui et al., 2016)). Néanmoins, de par la particularité du climat méditerranéen conduisant à l’alternance d’été très chauds et secs à des périodes automnales et hivernales parfois très pluvieuses pouvant provoquer des crues dévastatrices, il n’est pas rare de voir apparaître pour certaines années des contributions non négligeables des fleuves côtiers pouvant aller jusqu’à 27% du flux de MES total arrivant au GdL (et jusqu’à 90% du flux mensuel (Sadaoui et al., 2016)). Ceci peut être expliqué par le fait que pour certaines années, un déphasage de fonctionnement entre le Rhône et les fleuves côtiers se met en place, résultant des deux types de crues que l’on peut rencontrer au sein du GdL et qui n’affectent pas les mêmes zones (Bourrin, 2007). Dans le cas des crues de type généralisé ou méditerranéen étendu, tous les fleuves côtiers ainsi que le Rhône sont affectés par des entrées maritimes généralisées, provoquant alors la crue de tous les fleuves, rendant ainsi la contribution des fleuves côtiers très faible (Sadaoui, 2016). A l’inverse, pendant les crues de type cévenol, les entrées maritimes localisées vont affecter des zones restreintes du GdL qui peuvent s’étendre à un ou plusieurs bassins versant des fleuves côtiers. Ces bassins étant moins larges et beaucoup plus pentus que celui du Rhône, ils se rapprochent du type bassin côtier montagneux défini par Milliman and Syvitski (1992) et conduisent à des crues brèves et importantes, pouvant provoquer des dégâts dévastateurs (par exemple la crue de novembre 1999 sur l’Agly (Gaume et al., 2004) ou la crue « Gloria » en janvier 2020 sur la Têt). Du fait de leur brièveté et de leur intensité, ces crues sont également qualifiées de crues-éclair (« flash-flood ») (Boithias et al., 2017; Boudou et al., 2016). De même, comme elles répondent à des

entrées maritimes génératrices de tempêtes, on peut également les retrouver sous le termes d'«oceanic flood » (Wheatcroft, 2000) ou d'événements concomitants (Meslard et al., 2022).

Les crues apportent une grande quantité d'eau douce et de sédiments qui sont exportés au sein du jet fluvial et du panache turbide de surface en zone côtière. Les sédiments les plus grossiers sont directement déposés dans le delta, puis repris ensuite par la dynamique littorale où ils participent à la construction des littoraux et des flèches. Une part des sédiments fins est également déposé au sein de ce delta par floculation (Crockett and Nittrouer, 2004; Thill et al., 2001) mais une part importante est exportée au sein des panaches de surface, qui alimentent les prodeltas lorsque l'énergie du milieu diminue (Pauc, 2005) et permettent leur transport vers le sud, jusqu'aux têtes de canyons où ils rejoignent le bassin profond.

II.1.4. Transits littoraux et dynamique sédimentaire

II.1.4.1. La dérive littorale

L'action des houles et la forme convexe du GdL dont la côte est jalonnée de cap rocheux joue un rôle important sur la direction de la dérive littorale. Il en résulte une dérive littorale générale orientée vers le nord dans la partie sud et dirigée vers le sud dans la partie nord du GdL. Le point de rencontre entre ces deux dérives de sens opposés se situe sur le littoral du Narbonnais avec un flux moyen combiné de $20\,000\text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (figure II.2) (Brunel, 2010; Kulling, 2017). Mais les travaux de Kulling (2017), ont montrés qu'une dérive littorale occasionnelle ou exceptionnelle pouvait se mettre en place (figure II.4).

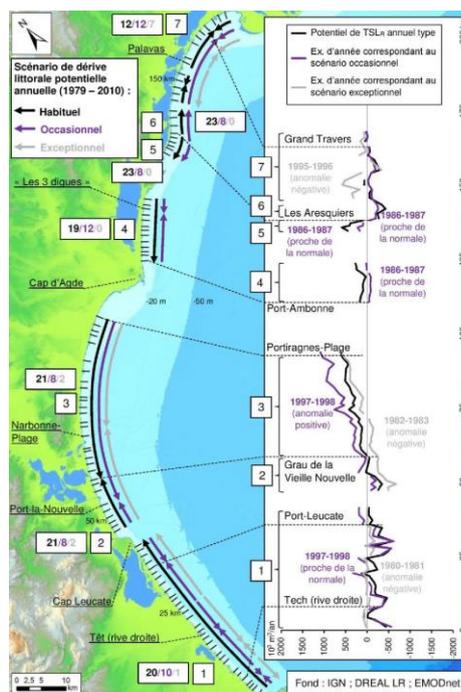


Figure II.4 : Scénarios de dérive potentielle annuelle, du Roussillon au Golfe d'Aigues-Mortes (Kulling, 2017).

II.1.4.2. Dynamique sédimentaire depuis 1985

A partir de l'étude de données bathymétriques sur la période 1895-1984 et 1984-2009, Brunel et al. (2014) ont pu dresser les bilans sédimentaires sur les littoraux du GdL et observer leurs évolutions sur de longues périodes. Ainsi à l'échelle globale de la période 1895 à 2009 (figure II.X.c) le budget sédimentaire est globalement négatif pour l'ensemble du GdL avec des pertes de l'ordre de $- 26,1 \pm 4,6$ millions de m^3 . Tous les secteurs sont en érosion à l'exception du secteur Leucate-Argelès qui montre une accrétion de $+ 3,1 \pm 1,3$ millions de m^3 . Si l'on s'intéresse à la décomposition de cette grande période, on observe entre 1895 et 1984 (figure II.X.a) un budget sédimentaire globalement positif ($+ 4,1 \pm 3,5$ millions de m^3) mais qui oppose la moitié nord en érosion (entre le Grau du Roi et le Cap d'Agde) à la moitié sud en accrétion (entre le Cap d'Agde et Argelès). En revanche la période 1984-2009 (figure II.X.b) montre quant à elle une érosion généralisée qui n'épargne aucun secteur et conduit ainsi à un budget sédimentaire négatif de $- 30,2 \pm 4,2$ millions de m^3 (le plus touché étant le secteur Cap d'Agde-Leucate). Même si le bilan total montre une seule zone d'accrétion au sud sur la période 1895-2009, tous les secteurs sont depuis 1984 en érosion.

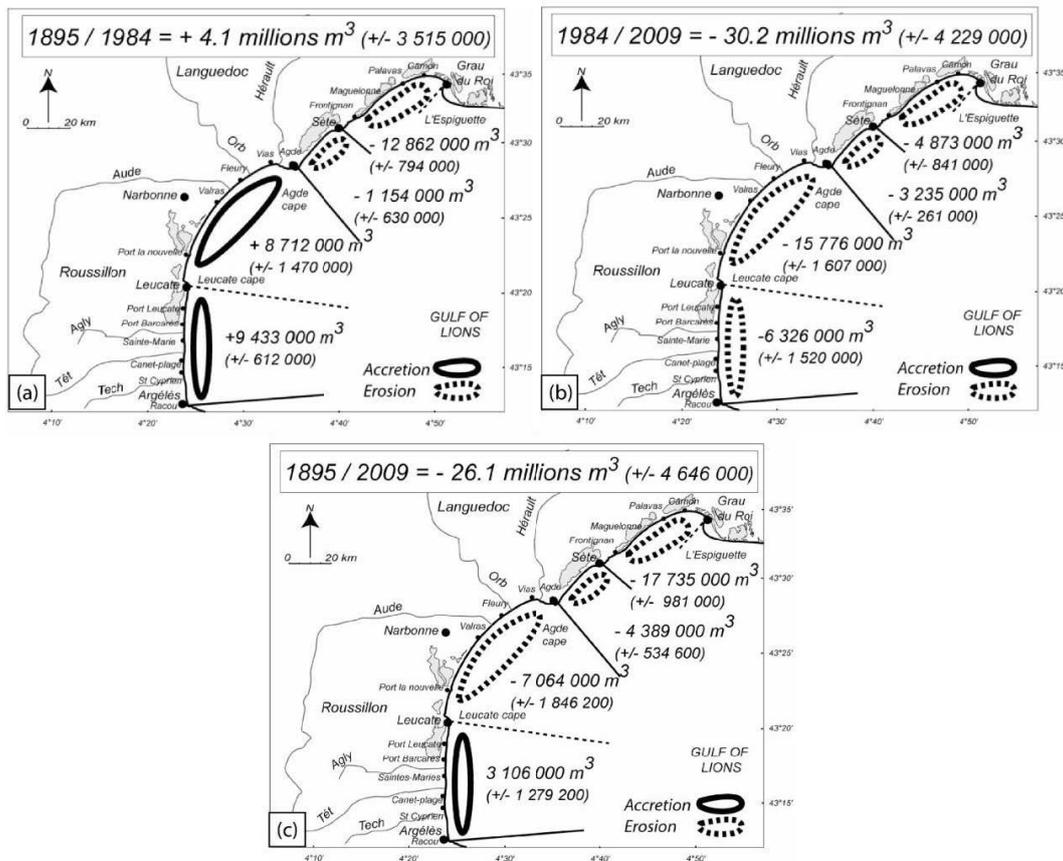


Figure II.5 : Budgets sédimentaires des 4 grands compartiments du Golfe du Lion pour la période a) 1895-1984, b) 1984-2009 et c) 1895-2009.

II.2. Un exemple de fleuve côtier méditerranéen : Le fleuve Têt

II.2.1. Physionomie géographique

La Têt est un fleuve côtier méditerranéen qui se situe dans le département des Pyrénées-Orientales (Figure II.6.). C'est un petit fleuve de 114,8 km de long qui prend sa source sous le Puig Péric dans le massif du Carlit à 2579 m d'altitude et qui se jette sur le littoral roussillonnais à proximité de Canet-en Roussillon. Son bassin versant s'étend sur 1 369 km² et abrite quarante-trois affluents qui alimentent un cours d'eau principal dont le chemin est plus ou moins rectiligne en raison de sa stabilisation par l'homme depuis la fin du XVII^{ème} siècle jusqu'à aujourd'hui (Desailly, 1990). Il est soumis à une forte pression anthropique, puisque la moitié de la population du département s'y retrouve concentrée et ses 8 kilomètres de côte sableuse subissent une activité touristique estivale importante. La Têt et son bassin versant sont gérés depuis 2008 par le Syndicat Mixte de la Têt Bassin Versant (SMTBV).

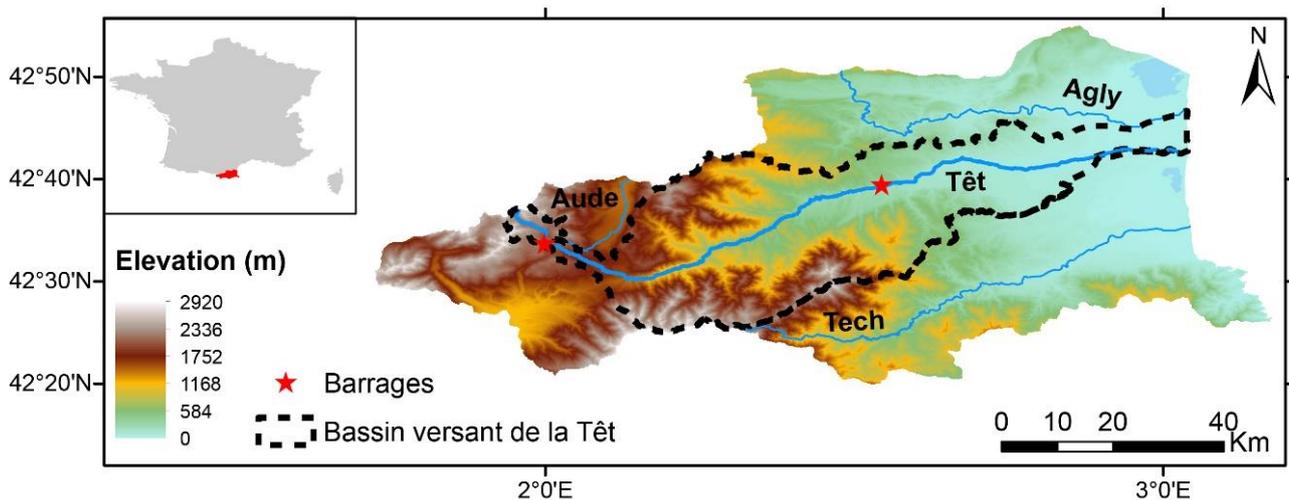


Figure II.6 : Carte géographique des Pyrénées-Orientales et du bassin versant de la Têt.

II.2.1.1. Contexte géologique et occupation des sols

Le bassin versant de la Têt peut être divisé en deux parties distinctes. On trouve tout d'abord une partie montagneuse qui s'étend de sa source jusqu'au lac du barrage de Vinça (246 m d'altitude). Cette partie est caractérisée par une forte pente (3,7 % en moyenne) et des formations majoritairement plutoniques (massifs de Millas et de Mont-Louis) et métamorphiques (massifs de Jujols, du Canigou et des Aspres) datant des ères Paléozoïque et Protérozoïque (majoritaire du Silésien, Ordovicien et Cambrien) (Figure II.7). A proximité du barrage de Vinça, des formations sédimentaires datant majoritairement du Cénozoïque (Miocène, Pliocène et Pléistocène) sont réparties autour du cours principal de la Têt. La seconde partie, qui s'étend du barrage de Vinça jusqu'à l'embouchure, est plutôt plate (pente moyenne de 0.4 %) et englobe la plaine du Roussillon. Cette plaine est caractérisée par des formations

sédimentaires facilement érodables et datant du Cénozoïque (Pliocène, Pléistocène et Holocène).

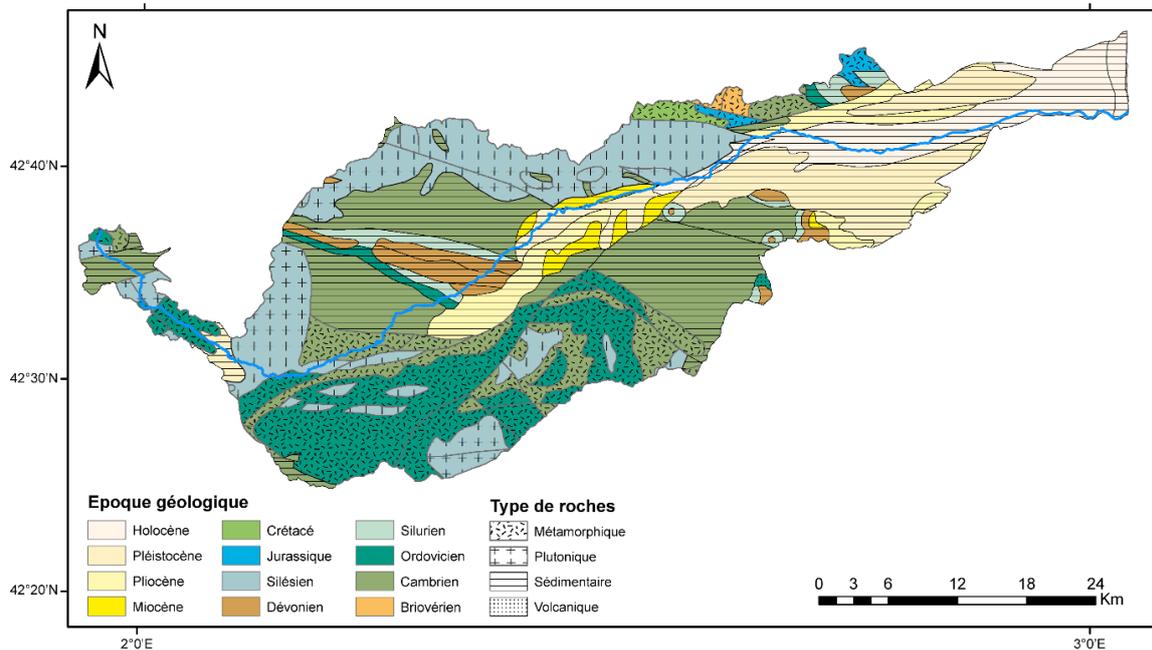


Figure II.7 : Carte géologique du bassin versant de la Têt (BRGM).

L'occupation des sols du bassin versant de la Têt est surtout dominée par la végétation naturelle de type forêt (76,9 %) en particulier pour la partie montagneuse. On trouve ensuite les territoires agricoles (10,3 % de cultures permanentes et 0,1 % de terres arables), les pâturages (8,7 %) et les zones artificialisées (3,6 %) qui sont majoritairement localisées autour de la Têt pour la partie située en amont du barrage de Vinça, mais dont la dominance se fait dans la plaine du Roussillon. On trouve enfin les surfaces en eau (0,3 %) et les zones humides (<0,1 %) à proximité du littoral (Labrousse, 2021).

II.2.1.2 La zone d'embouchure

L'embouchure de la Têt se situe au nord de la commune de Canet-en Roussillon sur le littoral Roussillonnais. Elle est caractérisée par un chenal principal, endigué en amont de l'embouchure, qui présente une section transversale d'environ 150 m mais qui est quasiment tout le temps obstruée par la présence d'une ou deux flèches sableuses qui réduisent fortement son ouverture à une vingtaine de mètres, et peuvent conduire exceptionnellement à sa fermeture temporaire. Ces flèches sont relativement étroites, environ 20 m de largeur, avec une faible élévation de l'ordre de 1 à 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer, les rendant fortement vulnérables aux submersions durant les tempêtes. La croissance de ces flèches, sous l'action des processus marins, conduit à une amplitude de migration de l'embouchure pouvant dériver sur 1 km (Balouin et al., 2020). Ainsi l'embouchure peut rapidement migrer le long de la côte

soit par le développement d'une flèche vers le nord, sous l'action des vagues dominantes de sud-est (figure II.8a), ou soit vers le sud par développement d'une autre flèche sous l'action de la Tramontane, générant des vagues courtes de nord-est (figure II.8b). Durant les événements de tempêtes ou de leur concomitance avec des crues, ces flèches peuvent être partiellement détruites voir dans les cas extrêmes complètement détruites, rendant ainsi toute sa largeur à l'embouchure. Ce mode de fonctionnement correspond à la définition des « Intermittently Open/Closed Estuaries » (IOCESs) (McSweeney et al., 2018).

Le côté fluvial de l'embouchure présente une ligne droite d'un kilomètre dont les 300 derniers mètres sont relativement peu profonds, en moyenne 1 m NGF, mais qui peut être entaillée d'un chenal pouvant atteindre 2,40 m NGF à proximité de la rive sud ou nord, selon la position de l'embouchure. L'avant-côte est caractérisée par un delta subaquatique assez restreint à l'embouchure, avec une extension en mer très limitée (< 100 m). Le système présente également deux barres festonnées, une barre interne de type « Rythmic Bar and Beach » oblique interrompue par des chenaux d'arrachement et une barre externe ininterrompue avec des festons de type « Transverse Bar and Rip/ Rythmic Bar and Beach » obliques et « Transverse Bar and Rip » obliques (Aleman, 2013). La granulométrie de l'avant-côte présente un d_{50} de 0,3 mm (Aleman et al., 2015). La plage adjacente à l'embouchure est classée comme intermédiaire d'après les critères de Wright and Short (1984) et présente une granulométrie avec un d_{50} (Aleman et al., 2015). La partie sud est caractérisée par une plage pouvant être d'une cinquantaine de mètres voir être quasi inexistant de par le passage du chenal de sortie de l'embouchure. En arrière on trouve une dune d'une dizaine de mètres de largeur avec une altitude moyenne de 4 m. La plage nord est caractérisée par un haut et bas de plage qui s'étend sur pratiquement 100 m et ne présente quant à elle un système dunaire de faible altitude.

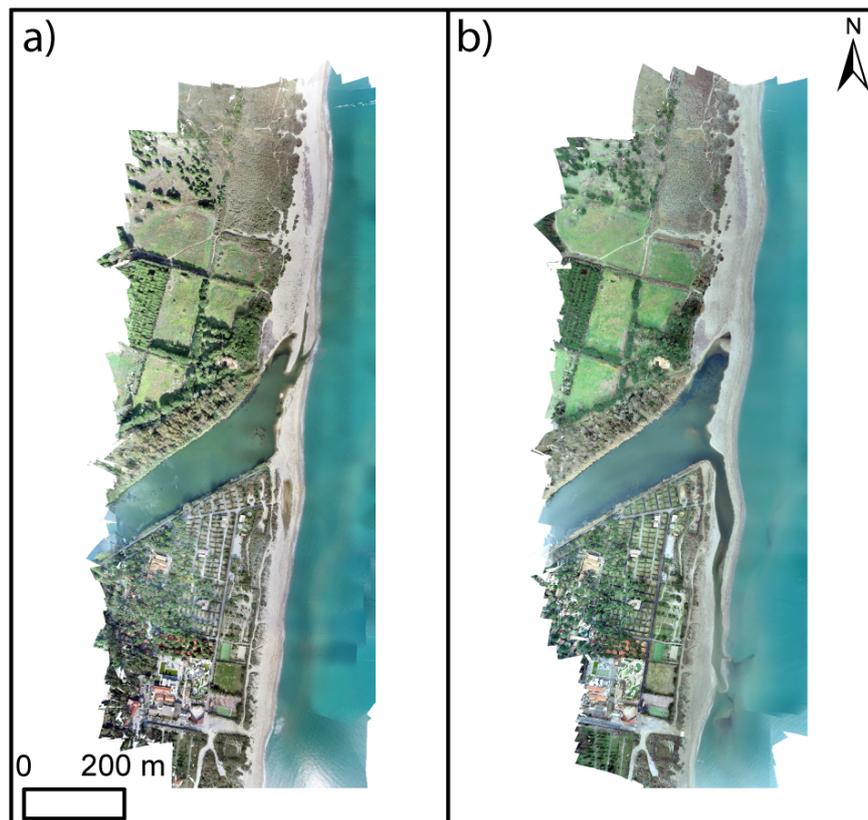


Figure II.8 : Evolutions morphologiques de l'embouchure de la Têt avec l'embouchure située a) au nord (17/11/2022) et b) au sud (16/02/2022).

II.2.2. Les forçages

II.2.2.1. Les apports fluviaux

La Têt présente une grande variabilité saisonnière de son fonctionnement, la rapprochant ainsi de celui des oueds nord-africains avec un débit très faible en été ($2,52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne en août) mais de forts débits lors des épisodes de crues éclairs qui ont lieu en automne, hiver et au printemps (Serrat et al., 2001). Son débit moyen est relativement faible, environ $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais peut changer rapidement pour atteindre des extrêmes comme durant « l'aiguât » de 1940 où le débit à Perpignan a été estimé à $3620 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (plus de deux fois le débit moyen du Rhône). Ce types d'événements aux impacts dévastateurs ont détruits à plusieurs reprises les ponts de Perpignan (Desailly, 1990) ce qui a conduit à la construction du barrage de Vinça. Depuis sa création, le débit n'a dépassé que 2 fois les $1\ 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Perpignan et a joué son rôle d'écrêtement des crues. Ces dernières ont pour autant été nombreuses avec un seuil de détermination estimé à environ 10 fois le débit moyen annuel de la Têt, soit $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dumas et al., 2015; Serrat et al., 2001). A l'aide de la méthode de Gumbel, (1958) (figure II.9.a), les périodes de retour de ces événements ont pu être calculées et sont représentées dans la figure II.9.b. Ainsi les crues présentant des débits d'environ $730 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ présentent des périodes de retour décennales et de $1\ 100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ cinquantennales.

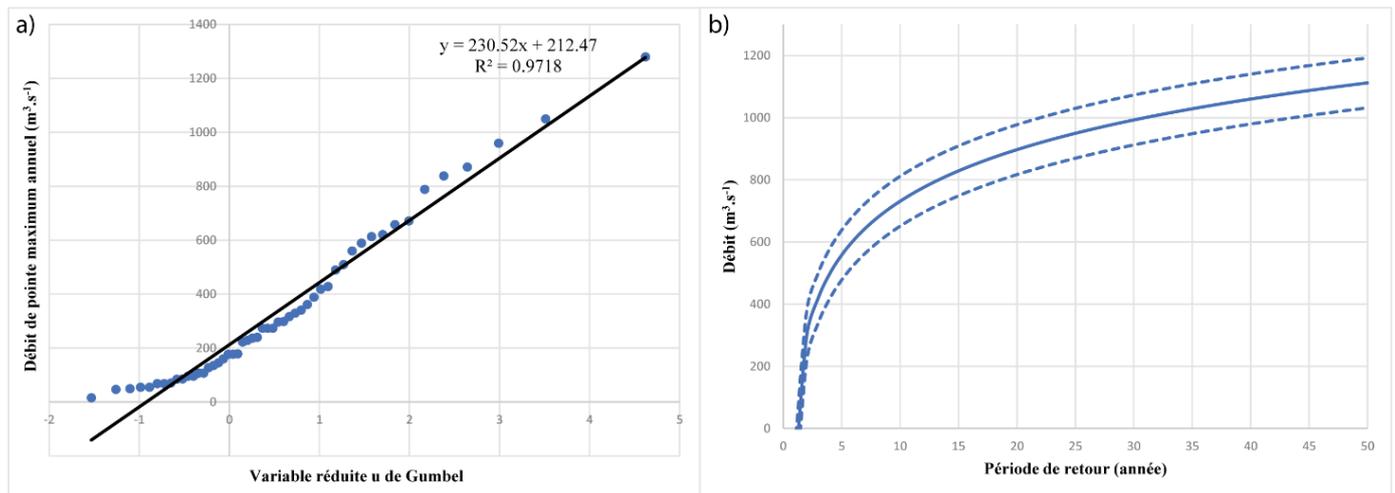


Figure II.9 : a) Diagramme de Gumbel et b) période de retour des débits observés à la station de jaugeage de Perpignan sur la période 1971-2022. Les traits en pointillés représentent l'intervalle de confiance à 95 %.

Pour des fleuves comme la Têt, les crues sont le principal vecteur d'eau et de sédiments pour la zone côtière car elles concentrent 51 % du flux annuel en seulement quelques jours (0,65 % du temps) (Sadaoui, 2016). Dans la littérature, les flux moyens annuels de MES ont été estimés à $53\,546 \pm 15\,796 \text{ t.an}^{-1}$ pour la période 1980-1999 (Serrat et al., 2001), puis réévalués à $61\,000 \pm 18\,000 \text{ t.an}^{-1}$ pour la période 1977-2004 (Bourrin and Madron, 2006) et enfin à $45\,000 \pm 35\,000 \text{ t.an}^{-1}$ pour la période 1977-2013 (Sadaoui et al., 2016). La fraction sableuse de ces apports en suspension a pu être estimée comme représentant 25% de la charge totale en suspension durant une crue en avril 2004 (Bourrin et al., 2008). Le transport par charriage a quant à lui pu être évalué comme représentant 8 % de la charge totale pendant cette même crue (Bourrin et al., 2008).

II.2.2.1. Les forçages hydro-météo-marins

En ce qui concerne les conditions climatiques du bassin versant de la Têt, la température moyenne est de $10,1^\circ\text{C}$ et les précipitations moyennes sont de l'ordre de 802 mm.an^{-1} avec une tendance à la diminution de 18,2% sur la période 1959-2018 (Labrousse et al., 2020), faisant de certaines années des années où le climat peut être considéré comme semi-aride (en 2022, le cumul des précipitations est de 306,7 mm à Perpignan).

Les conditions de vent à proximité du site d'étude (station météo de Torreilles, à 7 km au nord-ouest de l'embouchure), montre que c'est la Tramontane que l'on rencontre le plus. Elle souffle environ 60 % du temps avec une vitesse moyenne d'environ 20 km.h^{-1} (figure II.10). Les rafales peuvent dépasser les 100 km.h^{-1} jusqu'à 14 jours par an et atteindre des extrêmes de 180 km.h^{-1} . Le Marin souffle quant à lui 27 % du temps. Sa vitesse moyenne est d'environ 13 km.h^{-1} avec des rafales pouvant atteindre les 100 km.h^{-1} . Enfin on trouve 13 % du temps un

vent assez faible provenant du sud-ouest qui présente une vitesse moyenne d’environ 7 km.h^{-1} et des rafales atteignant les 40 km.h^{-1} .

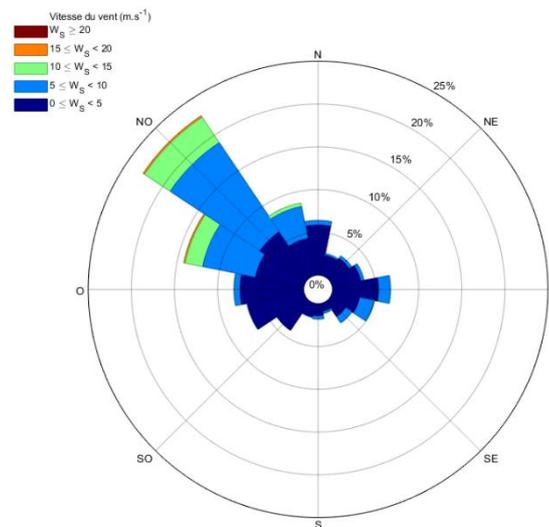


Figure II.10 : Rose des vents à la station Météo France de Torrelles pour la période 2013 à 2022.

Enfin en ce qui concerne les conditions de houles à proximité du site d’étude, celles-ci sont mesurées à 50 m de profondeur par la bouée de Banyuls (27 km au sud-est). Ces conditions de houle montrent des hauteurs significatives (H_s) moyennes de l’ordre de 0,5 m et dont 90 % sont inférieures à 1,28 m (figure II.11.a). Les houles les plus fréquentes, proviennent du secteur nord, nord-est (55 % du temps) et sont assez faibles avec des H_s pratiquement tout le temps inférieures à 2 m. On trouve ensuite pendant 45 % du temps des houles d’est à sud-est dont la majorité des H_s sont également inférieures à 2 m (99 %) mais qui peuvent monter jusqu’à un peu plus de 7 m durant les événements de tempêtes. Le seuil des tempêtes est fixé à 2,85 m et on observe en moyenne 4,33 événements par an (Kergadallan et al., 2022). La figure II.12 montre les périodes de retour de ces événements énergétiques dont les périodes décennales sont d’environ 6 m et cinquanteennes d’environ 7m.

La figure II.11.b montre quant à elle la propagation des houles à proximité du site d’étude (700 m) et mesurées à 10 m de fond. On peut voir que ces houles présentent des directions similaires mais avec des H_s moyennes plus faibles, de l’ordre de 0,38 m et dont 90 % sont inférieures à 1,14 m. Les houles provenant du secteur nord, nord-est sont moins fréquentes (46 % du temps) et sont toujours assez faibles avec des H_s pratiquement tout le temps inférieures à 2 m. En revanche, les houles d’est à sud-est sont quant à elle plus présentes (54 % du temps) mais ont les mêmes caractéristiques que celles observables au large.

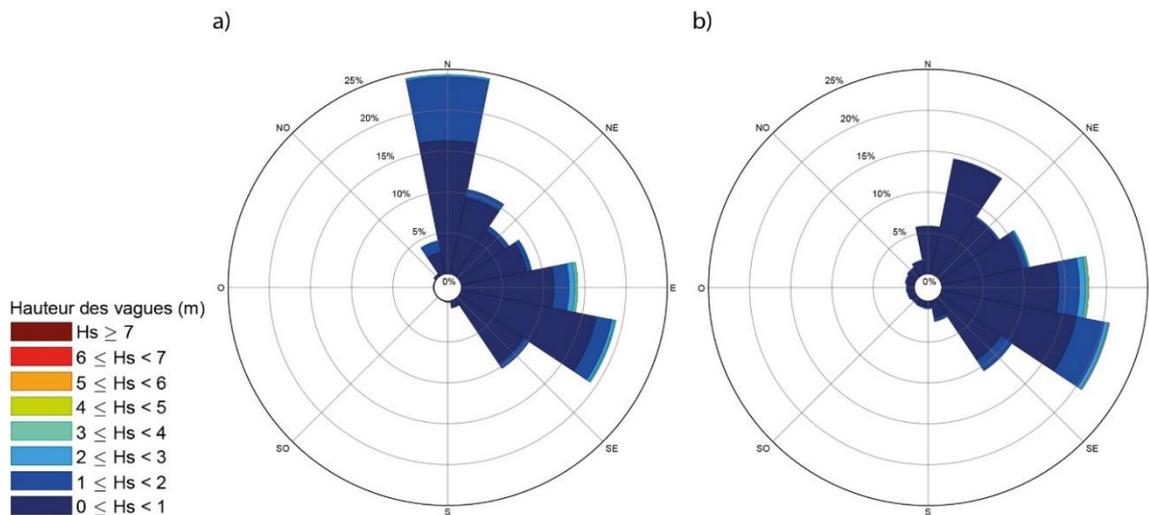


Figure II.11 : Rose des houles (a) à la bouée de Banyuls pour la période 2007 à 2022 et (b) à la station mer pour la période 2018 à 2022.

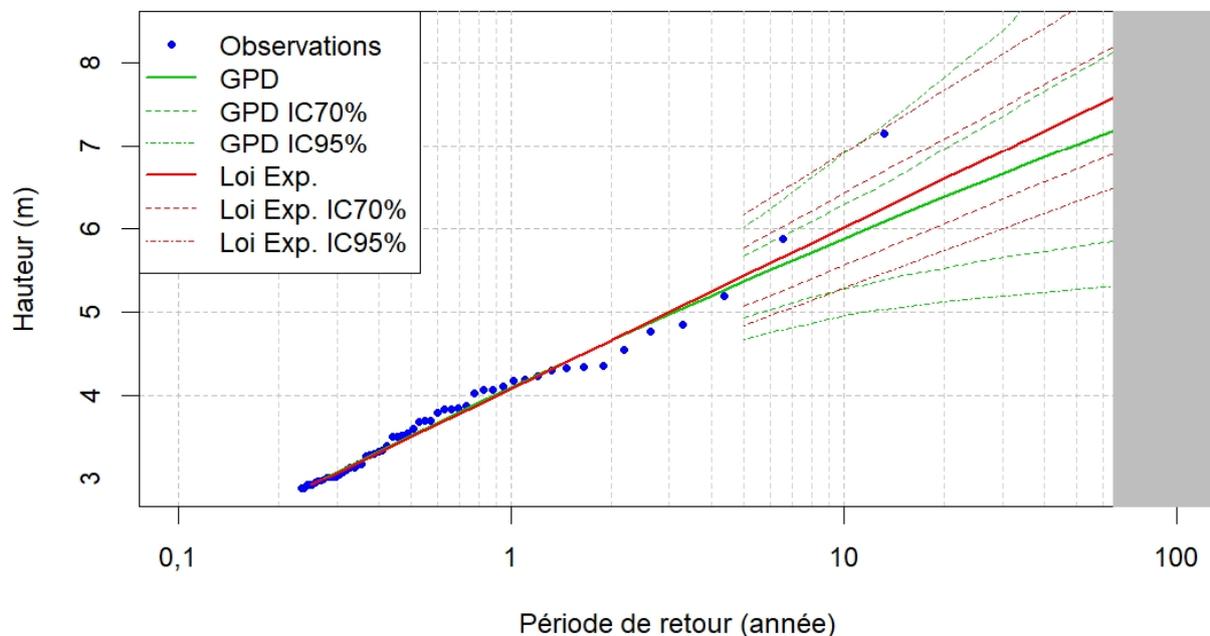


Figure II.12 : Période de retour des houles observées à la bouée de Banyuls (Kergadallan et al., 2022). Les lois exponentielle et « generalized pareto distribution » (GPD) sont utilisées pour calculer les périodes de retour.

II.2.2.4. Anthropique

Le cours principal de la Têt est ponctué de deux barrages. Le premier, le barrage des Bouillouses, se situe à environ 9 kilomètres de sa source à 2016 m d'altitude. C'est un barrage hydroélectrique et de soutien à l'irrigation construit entre 1903 et 1910 qui possède une capacité de 17 M m³. Le second, le barrage de Vinça, se situe quant à lui à 55 km de l'embouchure, à 246 m d'altitude et possède une retenue de 24 M m³. C'est un barrage poids béton un peu voûté mis en service en 1978 afin de protéger la plaine alluviale des crues de la Têt et soutenir l'irrigation de la plaine du Roussillon en été (Caballero and Ladouche, 2015). Il fonctionne

selon trois périodes d'exploitation au cours de l'année. Du 1^{er} janvier au 30 juin, la retenue se remplit progressivement surtout en avril durant la fonte des neiges. Jusqu'au 15 octobre, l'eau est relâchée progressivement afin d'irriguer la plaine du Roussillon. Enfin du 16 octobre à la fin de l'année, le débit est naturel, il n'y a pas de remplissage du barrage. Durant cette période, le barrage a uniquement un rôle d'écrêtage des crues avec un seuil d'écrêtage de 175 m³.s⁻¹. Ainsi pour des débits inférieurs à ce seuil, le barrage est transparent. En revanche lorsque le débit dépasse ce seuil, la crue est écrêtée jusqu'à une cote maximale de 235 m NGF au sein de la retenue, et dans ce cas le barrage est mis en sécurité et redevient transparent, comme ce fut le cas lors du second pic de débit de la crue « Gloria » (consulter le chapitre VI pour plus d'informations). Quand la décrue est annoncée, la vidange du barrage se fait sur plusieurs jours.

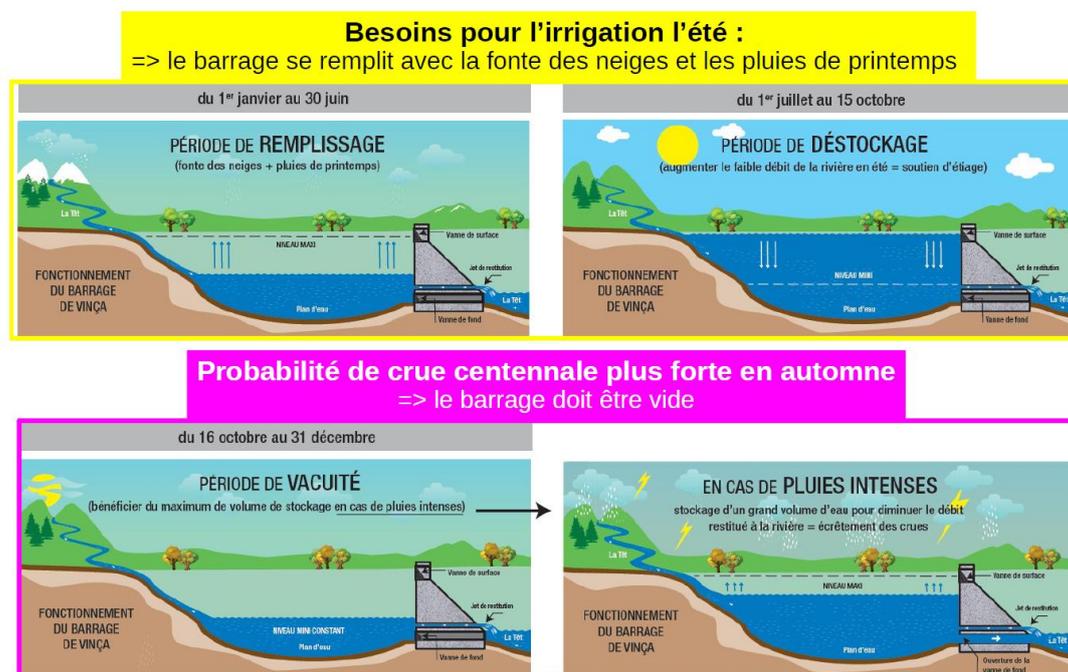


Figure II.13 : Mode de fonctionnement du barrage de Vinça (Département des Pyrénées-Orientales, 2023).

Afin d'éviter le comblement de la retenue en eau par matériaux provenant de l'amont, deux seuils d'arrêt sont situés en amont du barrage (Seuil de la Soulane et du Mas del Rat) et subissent occasionnellement des opérations de dégravoiment. Lors de la dernière opération en janvier-février 2022, environ 13 000 m³ ont été extraits et criblés selon trois tailles. La fraction inférieure à 1 cm représentait 50% de la totalité et n'as pas été réinjecté dans le système. En revanche les fractions comprises entre 1 et 10 cm (20%) et > 10 cm (30%) ont été réinjecté en aval du barrage (Département des Pyrénées-Orientales, 2023).

Références

- Akouango, E., 1997. Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le Golfe du Lion : contribution à l'étude de la zone côtière dans l'actuel et le quaternaire récent (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Aleman, N., 2013. Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E.J., Barusseau, J.-P., 2015. Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology* 241, 175–191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.029>
- Aloïsi, J.-C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1978. The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: Paleogeographic and paleobotanical evolution. *Géographie physique et Quaternaire* 32, 145. <https://doi.org/10.7202/1000346ar>
- André, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., 2005. Modelled variability of the sea surface circulation in the North-western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics* 55, 294–308. <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0013-6>
- Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Balouin, Y., Bourrin, F., Meslard, F., Palvadeau, E., Robin, N., 2020. Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France). *Journal of Coastal Research* 95, 351. <https://doi.org/10.2112/SI95-068.1>
- Barusseau, J.P., Saintguily, B., 1981. Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion. *Oceanologica acta* 4, 297–304.
- Boithias, L., Sauvage, S., Lenica, A., Roux, H., Abbaspour, K., Larnier, K., Dartus, D., Sánchez-Pérez, J., 2017. Simulating Flash Floods at Hourly Time-Step Using the SWAT Model. *Water* 9, 929. <https://doi.org/10.3390/w9120929>
- Boudet, L., 2017. Modélisation du transport sédimentaire lié aux crues et aux tempêtes à l'embouchure du Rhône (Thèse de doctorat). AMU - Aix Marseille Université ; École Doctorale des Sciences de l'Environnement (ED251).
- Boudou, M., Lang, M., Vinet, F., Cœur, D., 2016. Comparative hazard analysis of processes leading to remarkable flash floods (France, 1930–1999). *Journal of Hydrology* 541, 533–552. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.032>
- Bourrin, F., 2007. Variabilité et devenir des apports sédimentaires par les fleuves côtiers: cas du système Têt - Littoral roussillonnais dans le golfe du Lion (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895–1910. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.06.005>
- Bourrin, F., Madron, X.D.D., 2006. Contribution of the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in North-western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Life and Environment*, 56(4): 307-314..
- Brunel, C., 2010. Évolution séculaire de l'avant-côte de la Méditerranée française : impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J.P., Aleman, N., Raynal, O., 2014. 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology* 204, 625–637. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.009>

- Caballero, Y., Ladouche, B., 2015. Impact of climate change on groundwater in a confined Mediterranean aquifer (preprint). Groundwater hydrology/Modelling approaches. <https://doi.org/10.5194/hessd-12-10109-2015>
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., Roblou, L., 2013. FES 2012: A New Global Tidal Model Taking Advantage of Nearly 20 Years of Altimetry 710, 13.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon) (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology* 24, 363–366. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2)
- Crockett, J.S., Nittrouer, C.A., 2004. The sandy inner shelf as a repository for muddy sediment: an example from Northern California. *Continental Shelf Research* 24, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.004>
- Département des Pyrénées-Orientales, 2023. Fonctionnement des barrages.
- Desailly, B., 1990. Crues et inondations en Roussillon : le risque de l'aménagement fin du XVIIe siècle-milieu du XXe siècle (Thèse de doctorat). Paris 10.
- Dufois, F., 2008. Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône (Thèse de doctorat). Toulon.
- Dufois, F., Verney, R., Le Hir, P., Dumas, F., Charmasson, S., 2014. Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 72, 57–72. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.004>
- Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A., Sotin, C., 2015. Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Applied Geochemistry* 58, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.02.017>
- Durand, P., 1999. L'évolution des plages de l'ouest du golfe du lion au xxeme siecle. Cinématique du trait de cote, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. (Thèse de doctorat). Lyon 2.
- Durrieu de Madron, X., Wiberg, P.L., Puig, P., 2008. Sediment dynamics in the Gulf of Lions: The impact of extreme events. *Continental Shelf Research* 28, 1867–1876. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.08.001>
- Estournel, C., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JC000825>
- Fanget, A.-S., Bassetti, M.-A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.-F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G.M., Negri, A., Dennielou, B., Berné, S., 2013. Historical evolution and extreme climate events during the last 400years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Marine Geology* 346, 375. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.02.007>
- Ferrer, P., 2010. Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., Villeneuve, J.-P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology* 286, 135–154. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.015>
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., Donata, V., 1994. Age et durée de la crise de salinité Messinienne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II* 318, 1103–1109.
- Gensous, B., Tesson, M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bulletin De La Societe Geologique De France*.
- Gentil, M., 2021. Contribution of autonomous underwater gliders to monitor suspended particulates matter dynamics in the coastal zone (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen (Thèse de doctorat). Perpignan.

- Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P., Le Marrec, A., 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): A Review, in: Masclé, A. (Ed.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 223–243. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_17
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne.
- Guizien, K., 2009. Spatial variability of wave conditions in the gulf of lions (NW mediterranean sea). *Vie Milieu*.
- Gumbel, E.J., 1958. *Statistics of extremes*. New York.
- Hayes, M., 1979. Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime, in: *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. pp. 1–27.
- Kergadallan, X., Le Berre, A., Sanquer, R., Leclerc, B., 2022. Candhis : analyses 2022 des états de mer - Tome 2 Méditerranée.
- Kulling, B., 2017. Déformation du rivage et dérive littorale des plages du Golfe du Lion (Thèse de doctorat). Aix-Marseille.
- Labrousse, C., 2021. Changements climatiques et hydrologiques en Méditerranée nord-occidentale : évolutions au cours des 60 dernières années, pour le 21ème siècle, et impacts sur l'activité viticole (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Labrousse, C., Ludwig, W., Pinel, S., Sadaoui, M., Lacquement, G., 2020. Unravelling Climate and Anthropogenic Forcings on the Evolution of Surface Water Resources in Southern France. *Water* 12, 3581. <https://doi.org/10.3390/w12123581>
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio–Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198, 289–317. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00120-8)
- Makaske, B., Augustinus, P.G.E.F., 1998. Morphologic Changes of a Micro-Tidal, Low Wave Energy Beach Face During a Spring-Neap Tide Cycle, Rhone-Delta, France. *Journal of Coastal Research* 14.
- Many, G., 2016. Impacts of storm and flood events on suspended particulate matter dynamics in the Gulf of Lions. Contributions of gliders to a multi-platform approach. (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- McSweeney, S.L., Kennedy, D.M., Rutherford, I.D., 2018. The daily-scale entrance dynamics of intermittently open/closed estuaries. *Earth Surf. Process. Landforms* 43, 791–807. <https://doi.org/10.1002/esp.4280>
- Meslard, F., Balouin, Y., Robin, N., Bourrin, F., 2022. Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics. *Water* 14, 2463. <https://doi.org/10.3390/w14162463>
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100, 525–544.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research, France-JGOFS, ECOMARGE Particle Fluxes and Ecosystem Response on a Continental Margin* 10, 885–894. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90065-T](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90065-T)
- Monaco, A., 1971. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion) (Thèse de doctorat). Université des sciences et techniques de Montpellier 2, 1970-2014, France.
- Pauc, H., 2005. Formation of the Aude, Orb and Herault prodeltas and their characterisation using physicochemical and sedimentological parameters. *Marine Geology, Mediterranean Prodelta Systems* 222–223, 335–343. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.022>
- Raynal, O., 2008. Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France) (Thèse de doctorat). Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc.

- Sadaoui, M., 2016. Variabilité et évolution des apports de matières en suspension dans la zone côtière : approche multi-échelle dans le bassin de la Méditerranée (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012>
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J.-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 389–397. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01652-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01652-4)
- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J.-M., Estournel, C., Naudin, J.-J., Bottero, J.-Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: *Continental Shelf Research* 21, 2127–2140. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00047-4)
- Ulses, C., 2005. Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion : crue, tempête et période hivernale (Thèse de doctorat). Toulouse 3.
- Ulses, C., Estournel, C., Bonnin, J., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *J. Geophys. Res.* 113, C02010. <https://doi.org/10.1029/2006JC003795>
- Wheatcroft, R.A., 2000. Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Research* 20, 2059–2066. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00062-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00062-5)
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology* 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Chapitre III - Méthodologie générale

Préambule

Ce troisième chapitre présente les différents instruments ainsi que les différentes méthodes d'acquisition qui ont été utilisées afin de collecter les données utilisées durant cette thèse. Les traitements effectués sur les données seront quant à eux définis dans la méthodologie des chapitres suivants.

La première partie porte sur les instruments qui ont servi à obtenir les mesures hydro-météorologiques, qu'ils aient été déployés durant la phase d'acquisition des données ou bien obtenus par le biais des réseaux de données publiques. La seconde partie porte sur les instruments utilisés ainsi que leur principe d'acquisition permettant d'acquérir des données topo-bathymétriques et des observations morphologiques. Enfin la dernière partie s'intéresse aux instruments utilisés et aux méthodologies mises en place pour suivre le transport sédimentaire.

III.1. Mesures hydro-météorologiques

Dans le but d'étudier les différents forçages hydro-météorologiques selon un continuum terre-mer, un suivi haute fréquence utilisant un réseau de données publiques et d'instruments de mesure installés dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon ont été utilisés. La position des instruments de mesures est indiquée sur la figure III.1.

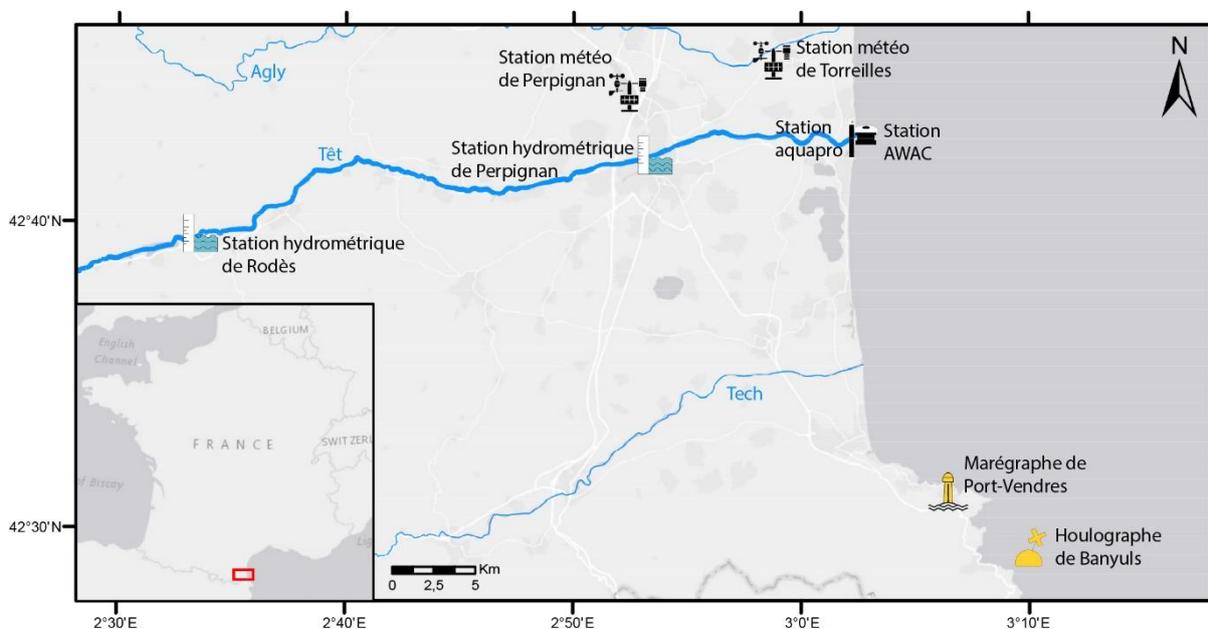


Figure III.1 : Positionnement des différentes stations de mesures hydro-météorologiques.

III.1.1. Mesures hydrologiques

Les données de niveau d'eau et de débit du fleuve Têt proviennent de deux stations de mesure du Service de Prévision des Crues (SPC) et sont récupérées via le site HydroPortail (<https://hydro.eaufrance.fr/>) de la Banque HYDRO (figure III.1) avec une attention particulière pour la station qui se situe sous le pont Joffre de Perpignan (Y047 4030, 23 m d'altitude). Elles sont considérées comme partielles car ne prennent pas en compte les valeurs de la Basse (dernier affluent avant l'embouchure du fleuve), dont l'omission réduit les débits de seulement 6 %. Suite aux travaux réalisés à proximité du pont Joffre, les valeurs de débit sont considérées comme suspectes du 26 juillet 2021 jusqu'à l'automne 2022 suite au dernier tarage de la sonde par le SPC. Afin de pallier ce problème, les données de la station de Rodès (Y046 4030, 190 m d'altitude) ont été récupérées et corrigées pour cette période grâce à l'établissement d'une corrélation entre les deux stations (figure III.2).

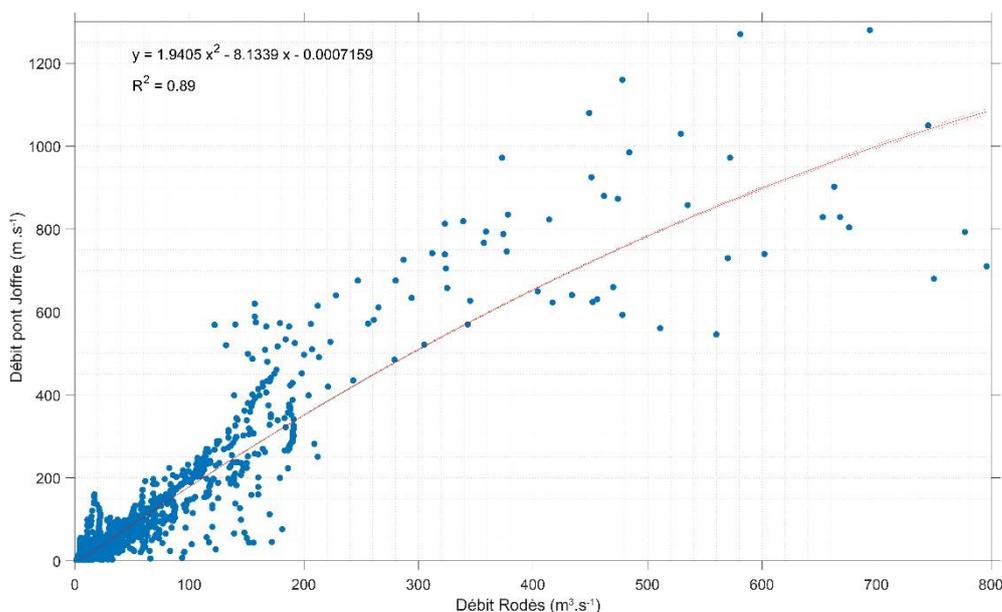


Figure III.2 : Courbe de correction entre les débits mesurés à la station de Rodès et du pont Joffre (Perpignan). Les lignes en pointillées représentent l'intervalle de confiance de la régression à 95 %.

III.1.2. Mesures météorologiques

Les données météorologiques horaires proviennent de deux stations de mesure de Météo-France récupérées via le site Publiothèque (<https://publitheque.meteo.fr>). La première est située à l'aéroport de Perpignan (14 km à l'ouest du site d'étude, 42 m d'altitude) permet de récupérer les données de pression atmosphérique (barographe anéroïde Jules Richard, $\pm 0,5$ hpa). La seconde à Torreilles (7 km au nord-ouest du site d'étude, 7 m d'altitude) et permet de récupérer la vitesse et la direction du vent mesurées à 10 m (Anémomètre Déolia 96, ± 10 % sur la vitesse et la direction) (figure III.1). Les données pluviométriques quotidiennes sont issues de SAFRAN, un modèle d'analyse de données à méso-échelle sur une grille régulière de 8 km (Quintana-Seguí et al., 2008). Les précipitations liquides et solides de surface ont été ajoutées afin d'obtenir les précipitations totales sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Têt.

III.1.3. Mesures hydrodynamiques

Les profileurs acoustiques de vitesse par effet Doppler (ADCP, pour « Acoustic Doppler Current Profiler ») ont été initialement développés pour les domaines océaniques et côtiers, mais leur champ d'application s'est étendu aux rivières dans les années 1990 (Le Coz et al., 2007). Les ADCP sont principalement utilisés en déploiement mobile effectués sur des bateaux, des embarcations radiocommandées ou manuellement à l'aide de perches ou de drisses. Mais ils peuvent également être déployés en poste fixe, soit sur la berge avec une visée horizontale, soit sur le fond avec une visée verticale. Leur principe de mesure repose sur l'émission d'ultrasons qui sont en partie absorbés mais surtout rétrodiffusés par les particules se trouvant

dans la colonne d'eau et le fond, permettant aux transducteurs d'en capter le retour avec un certain décalage entre 2 émissions successives. Le temps de retour de l'écho rétrodiffusé permet ainsi de mesurer la distance des cellules de mesure et du fond. En se basant sur l'hypothèse que la vitesse des particules en suspension dans l'eau est égale à la vitesse du fluide, il est possible de mesurer la vitesse et la direction du courant en analysant le décalage fréquentiel de l'écho rétrodiffusé par effet Doppler (plus une particule s'éloigne de l'ADCP et plus la fréquence diminue et inversement).

III.1.3.1. Déploiement mobile

Un ADCP SonTek RiverSurveyor[®] M9 a été déployé sur une hydroboard SonTek radiocommandées de type RQPod (figure III.3.a) et dont la position était suivie à l'aide d'une antenne Trimble R8s (pour plus de précision sur le positionnement, voir la partie III.2.1). Il est équipé pour la mesure des courants de 4 faisceaux à 3 MHz pour des mesures allant jusqu'à 5 m et de 4 faisceaux à 1 MHz pour des mesures allant jusqu'à 40 m, qui présentent une inclinaison des traducteurs de 25° par rapport à la verticale. Lors de la réalisation d'un transect, l'ADCP ne peut pas mesurer la totalité de la section transversale (figure III.3.b). Il présente tout d'abord une distance minimale de fonctionnement, appelée distance de blanc, qui correspond à la distance nécessaire pour que les transducteurs aient le temps de se stabiliser avant d'enregistrer les échos qui leur reviennent. Dans le cas du M9, cette distance est de 10 cm, auxquelles s'ajoutent les 8 cm d'immersion de l'instrument. De même une distance à proximité du fond liée à la contamination potentielle des données dans la dernière cellule (qui « touche » partiellement ou totalement le fond) ou à l'interférence potentielle des lobes latéraux est également supprimée (lobes secondaires, environ 20 centimètres durant le déploiement). Le cumul de ces deux zones, fait que l'ADCP n'est pas capable d'effectuer des mesures en surface, au fond et à proximité des berges, du fait des faibles profondeurs. Dans tout le reste de la colonne d'eau, la vitesse et la direction des courants sont mesurées au sein de cellules de 5 cm avec une précision de $\pm 0,25$ %. La configuration de l'instrument, l'acquisition des données et leur pré-traitement ont été fait à l'aide du logiciel RiverSurveyorLive[®].

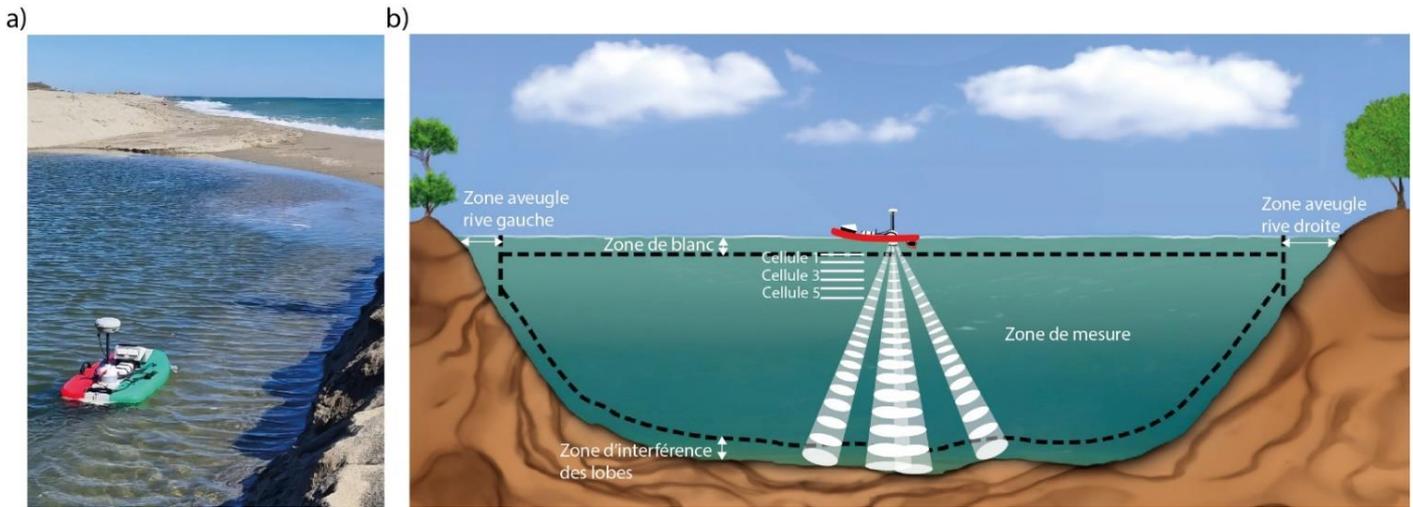


Figure III.3 : a) Déploiement de l'ADCP M9 sur son hydroboard télécommandée et positionné à l'aide d'une antenne Trimble R8s à proximité de l'embouchure de la Têt. b) Représentation schématique d'une mesure ADCP le long d'un transect et illustrant les zones mesurées et non mesurées.

III.1.3.2. Déploiement fixe

Dans le cadre du projet Dem'Eaux Roussillon, deux stations de mesures instrumentées ont été installées par la société Nortek Méditerranée le 13 juin 2018 (figure III.1). Elles sont situées de part et d'autre de l'embouchure (l'une côté fluvial, l'autre côté marin) afin de mieux comprendre l'impact des forçages fluviaux et marins sur sa morphologie. La première est située à 200 m en amont de l'embouchure, au milieu du chenal et est composée d'une cage instrumentée (figure III.4.a) reliée à un coffret d'alimentation et d'envoi temps-réel des données à terre (figure III.4.b). L'ADCP, un Aquapro 1 MHz de la marque Nortek, est fixée à environ 20 cm du fond et présente 3 faisceaux orientés vers le haut avec un angle de 25°. Il présente une distance de blanc de 30 centimètres, suivi de 30 cellules de 10 centimètres de hauteur, dont celles situées au-dessus de la surface de l'eau sont éliminées. Il fournit des séries temporelles de pression ($\pm 0,5\%$ de la pleine échelle), de température ($\pm 0,1^\circ\text{C}$) et de profils verticaux de vitesse (intensité et direction avec une précision de $\pm 1\%$) toutes les 10 minutes, correspondant à une moyenne de 60 secondes de mesure. La configuration de l'instrument est faite avec le logiciel Aquapro[®] et le pré-traitement des données avec le logiciel Storm[®].

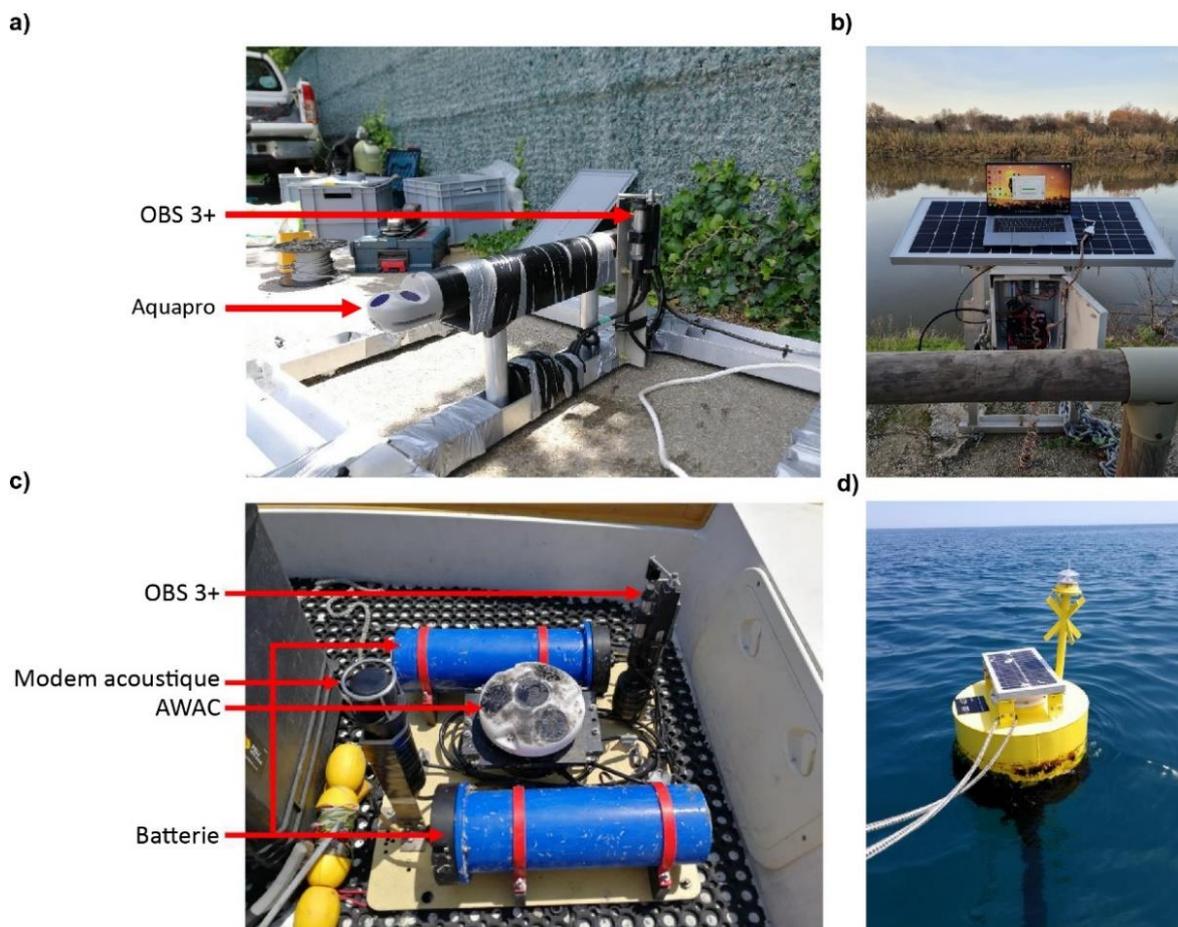


Figure III.4 : Stations instrumentées de part et d'autre de l'embouchure de la Têt : a) Cage instrumentée contenant l'Aquapro. b) Coffret d'alimentation et d'envoi des données. c) Platine instrumentée contenant l'AWAC. d) Bouée d'envoi des données.

La seconde station est située en mer à une profondeur de 10 m à environ 800 m en face de l'embouchure et est composée d'une platine instrumentée (figure III.4.c) placée dans une cage anti-chalutage, qui communique avec une bouée d'envoi de données en surface à l'aide d'un modem acoustique (figure III.4.d). En raison de problèmes d'envasement, la platine sera remplacée par un tripode instrumenté à partir de janvier 2021. L'ADCP, un AWAC 1MHz de la marque Nortek, initialement posé sur le fond, puis fixé à 0,75 mètres du fond présente 3 faisceaux orientés à 120 ° et un vertical à 90 °. Il présente une distance de blanc de 40 centimètres, suivi de 10 cellules de 1 m, dont celles situées au-dessus de l'eau sont éliminées. Il fournit également des séries temporelles de pression ($\pm 0,5$ % de la pleine échelle), de température ($\pm 0,1$ ° C) et de profils verticaux de vitesse (intensité et direction avec une précision de ± 1 %) mais toutes les 30 minutes, correspondant à une moyenne de 60 secondes de mesures. La configuration de l'instrument est faite avec le logiciel AWAC AST[®] pour une durée de déploiement d'environ 6 mois et le pré-traitement des données avec le logiciel Storm[®].

III.1.4. Mesures des houles

Les mesures de houles à proximité du site d'étude sont réalisées à l'aide d'un AWAC 1 MHz à 10 m de fond (voir partie II.1.4.2, figure III.4.c) par suivi acoustique de la surface (AST, pour « Acoustic Surface Tracking »). La hauteur significative et maximale des vagues (erreur < 1 %), leurs directions moyennes et maximales ($\pm 2^\circ$) et leurs périodes moyennes et maximales ($\pm 0,5$ s) sont mesurées toutes les 30 minutes à partir de mesures moyennées sur 510 secondes.

Les mesures des paramètres physiques des houles au large sont quant à elles issues des mesures du réseau CANDHIS à la bouée de Banyuls (06601 Cerema / DREAL Occitanie / Observatoire Océanologique de Banyuls / DIRM Med) et sont récupérés via le site CANDHIS (<https://candhis.cerema.fr/>) (figure III.1). Les données proviennent d'un houlographe Datawell DWR MkIII 70 situé à 27 km au sud-est de la zone d'étude et ancrée à une profondeur de 50 m. Les mesures sont enregistrées toutes les 30 minutes depuis novembre 2007 avec une précision de $\pm 5^\circ$ pour la direction et $\pm 1\%$ sur la hauteur. Les données antérieures sont issues de l'atlas ANEMOC-2 (Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtiers) obtenues à l'aide du modèle spectral de 3^{ème} génération TOMAWAC (Benoit et al., 1996; Morellato and Benoit, 2009). Il permet de récupérer des données de hauteurs significatives, périodes, directions et d'énergies avec une résolution horaire sur la période 1979-2010 entre 0,8 et 1 km des côtes françaises.

III.1.5. Mesures des niveaux d'eau

Les données de niveau marin sont enregistrées par le réseau REFMAR au marégraphe de Port-Vendres et sont récupérées sur le site Data.Shom (<https://data.shom.fr>) (figure III.1). Les données sont acquises par un radar Krohne Optiwave 7300C situé à 23 km au sud-est de la zone d'étude, toutes les heures avec une précision de ± 1 cm depuis décembre 1981.

III.2. Mesures topo-bathymétriques et observations morphologiques

Dans le but de suivre au mieux la dynamique de la zone d'embouchure, aussi bien aérienne que sous-marine, la réalisation de levés topo-bathymétriques et l'observation des changements morphologiques via différents moyens a été mis en place.

III.2.1 Le système DGPS RTK

Le système GPS (« Global Positioning System ») est un système de positionnement par satellites développé par le département de la défense américaine. Le premier satellite a été lancé en 1978 et actuellement 31 satellites sont opérationnels, situés en orbite à environ 20 000 km.

Avec l'ajout de satellites appartenant à d'autres pays depuis quelques dizaines d'années (constellations Glonass, Galiléo et Beidou), ce système est devenu le GNSS (« Global Navigation Satellite Systems »), même si le terme générique GPS est resté. Ce système permet le positionnement d'un point grâce au calcul de la distance qui sépare un récepteur de différents satellites et nécessite au minimum quatre satellites (trois pour la position et un pour la synchronisation). Avec l'arrêt des brouillages par l'armée américaine en 2000 (SA pour « Selective Availability »), et l'ajout de satellites appartenant à d'autres constellations, la précision du système est de l'ordre de ± 3 m. Afin d'améliorer sa précision, le GPS différentiel (DGPS-RTK, pour « Differential Positioning System-Real Time Kinematic ») a été développé depuis les années 1990 (Morton et al., 1993). Cette technique se base sur la mesure de phase des ondes porteuses émises par les satellites, corrigée par une base fixe aux coordonnées connues et permet d'obtenir une précision de l'ordre du centimètre (figure III.5). Durant cette thèse nous avons utilisé majoritairement le DGPS-RTK utilisant un réseau de stations de référence (réseau Orphéon), mais quelques suivis ont été fait en utilisant une base mobile posée avant le début du levé.

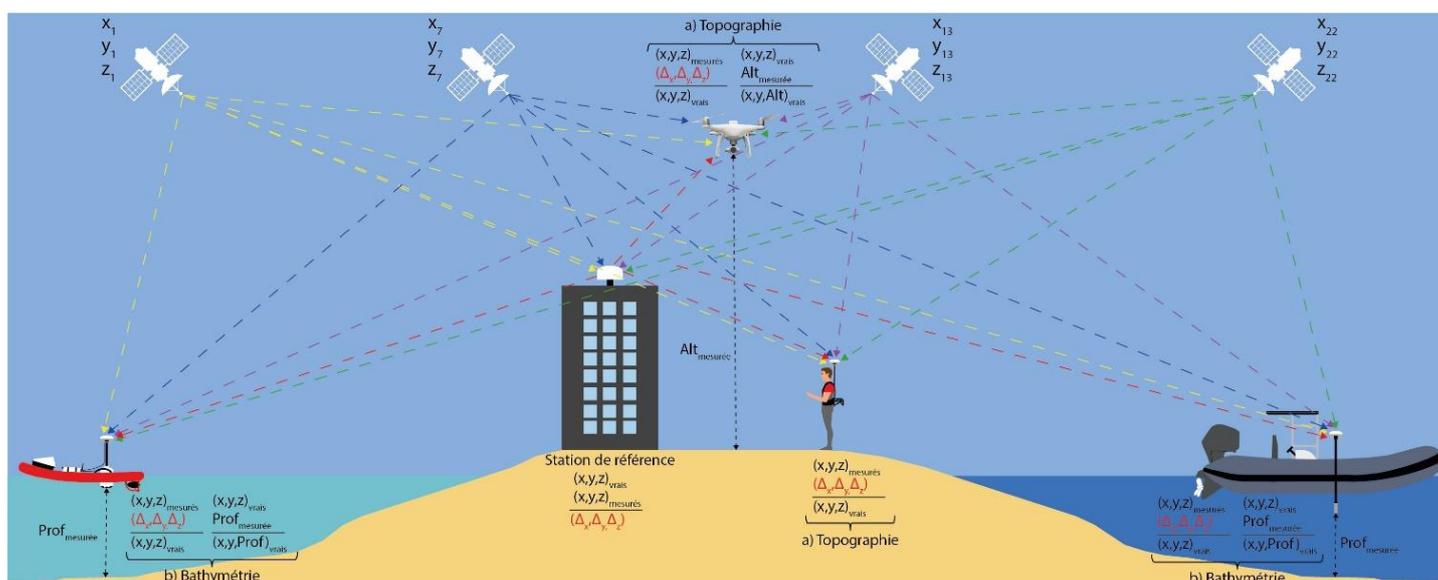


Figure III.5 : Schéma synthétique du fonctionnement a) d'un levé topographique et b) d'un levé bathymétrique en utilisant le système DGPS-RTK connecté à un réseau de stations de référence.

III.2.2 Suivi topo-bathymétrique

Le suivi topo-bathymétrique de l'embouchure de la Têt a été réalisé à deux échelles distinctes au cours de ce travail de thèse. Tout d'abord un suivi saisonnier a été réalisé dans le cadre de l'Observatoire de la côte sableuse Catalane (ObsCat). C'est un projet lancé en juillet 2013 et qui a pour but de mieux comprendre l'évolution du littoral sableux catalan afin d'aider

les maîtres d'ouvrage dans leurs décisions pour leurs travaux d'aménagement. Les campagnes de levés topo-bathymétriques ont été réalisées deux fois par an, en fin de saison estivale (septembre/octobre) et au printemps (mars/mai). Dans un second temps, un suivi topographique mensuel qui a pu être poussé à une fréquence événementielle, déclenchée en fonction des conditions de forçage, a également été mis en place. L'ensemble des levés sont synthétisés dans la figure III.6.

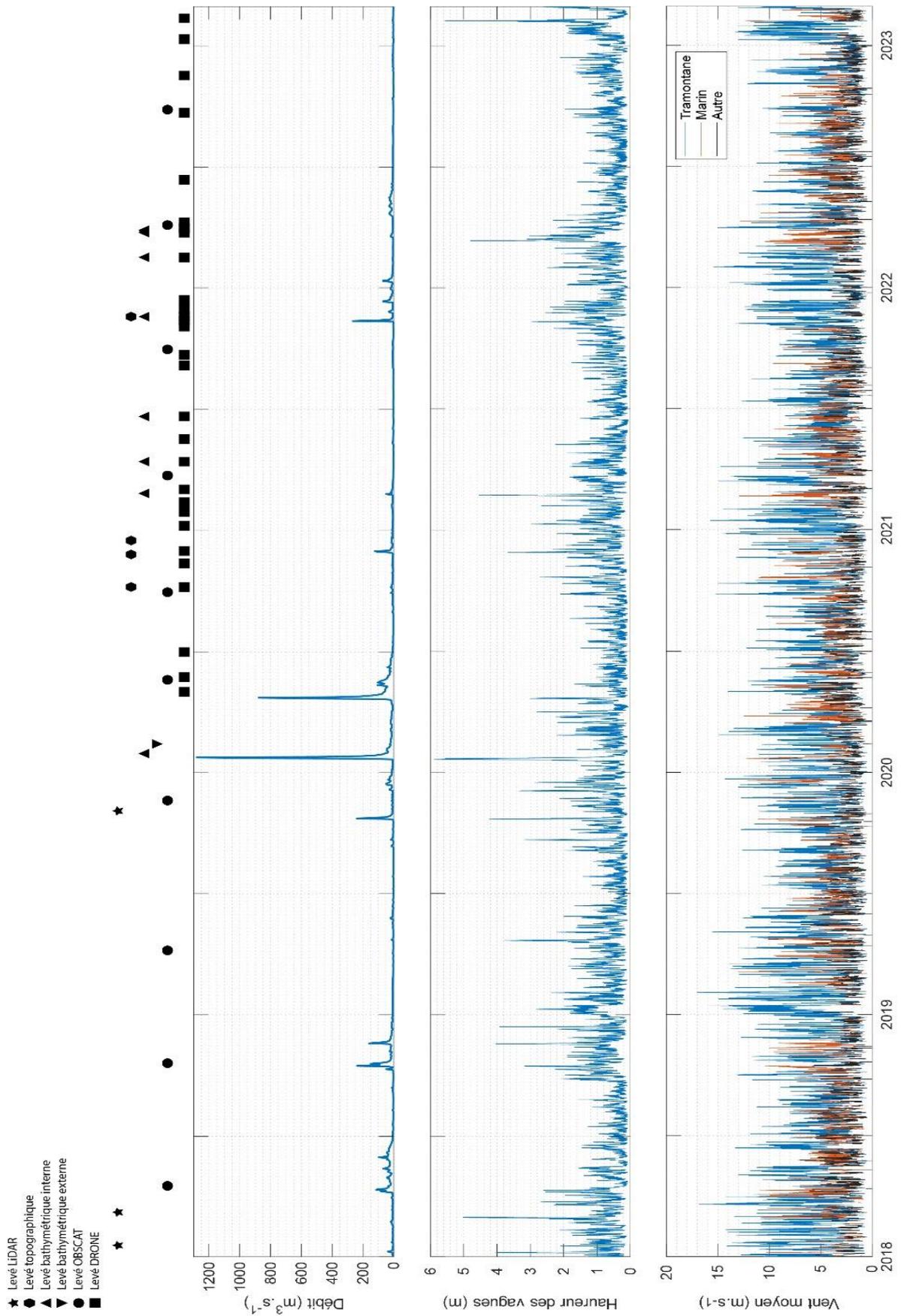


Figure III.6 : Chronogramme des acquisitions topo-bathymétriques avant et pendant la thèse.

III.2.2.1. Suivi topographique

III.2.2.1.1. Topographie par photogrammétrie

La photogrammétrie est née au milieu du XIX^e siècle avec les travaux fondateurs d’Aimé Laussedat (Laussedat, 1859). C’est une technique de collecte de données spatiales qui repose sur l’analyse de photographies prises depuis différentes perspectives et qui présentent un certain pourcentage de recouvrement. La photogrammétrie permet ainsi de reconstituer en trois dimensions la forme, la taille et la disposition spatiale des éléments photographiés. Avec le développement du numérique et d’algorithmes avancés (« Structure From Motion »), les logiciels de photogrammétrie calculent la position relative des points communs sur les photos, permettant ainsi la création de Modèles Numériques de Surface (MNS).

Les données topographiques de 2018 à 2019 acquises dans le cadre de l’ObsCat l’ont été par levé photogrammétrique par autogire (figure III.7.a) et produites par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Les prises de vues ont été réalisées en mode manuel par un opérateur embarqué avec un Canon 6D muni d’un objectif de 50 ou 24 mm à une altitude de vol d’environ 150 et 260 m. Les photos sont prises au nadir avec des taux de recouvrement de minimum 80 % dans le sens du vol (parallèlement à la côte en général) et de 70 % dans la largeur, avec une résolution au sol de 6,5 cm par pixel. Le calage au sol est effectué à l’aide de cibles au sol (carré de 40 cm avec damier ou cible peinte) géoréférencées au centimètre près à l’aide d’un DGPS en mode RTK. Les photos sont ensuite traitées à l’aide du logiciel Pix4D[®] afin d’obtenir des orthomosaïques et des MNS.

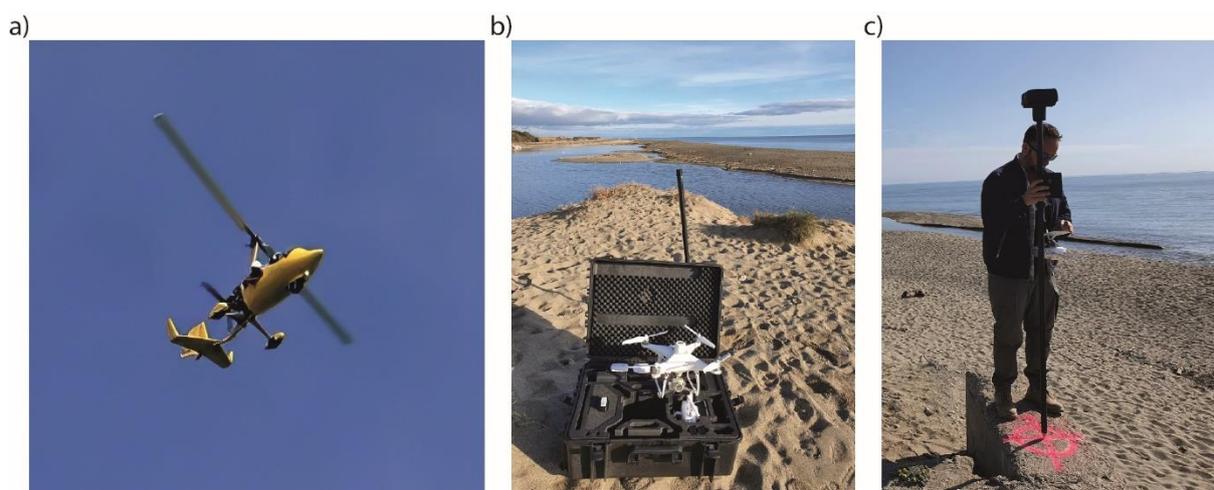


Figure III.7 : a) Autogire procédant à un levé photogrammétrique durant une campagne OBSCAT (source équipe terrain OBSCAT 2017). b) Préparation au déploiement du drone Phantom 4 RTK avant un levé de l’embouchure. c) Prise d’un point de contrôle fixe à la perche D-RTK2 avant un levé drone.

En raison de leur haute résolution temporelle et spatiale, et de leur faible coût d'exploitation, le drone est devenu un outil photogrammétrique particulièrement intéressant, notamment en zone côtière (voir [Adade et al., 2021](#) pour une revue sur le sujet). Afin d'assurer un suivi mensuel et événementiel, nécessitant un levé avant un épisode fluvio-marin et un le plus tôt possible après la fin de l'événement, un DJI Phantom 4 RTK a été utilisé (figure III.7.b). Les vols ont été effectués à 100 m de hauteur, afin de pouvoir couvrir une zone d'environ 0,5 km² et permettant d'obtenir une résolution de 3,9 cm par pixel (capteur de 20 Mégapixels). Dans certains cas, la zone survolée a pu être réduite en raison des conditions météorologiques. Les photos ont été réalisées avec un angle de 30° par rapport à la verticale et selon un taux de recouvrement de 80 %. Le vol a été planifié à l'aide de l'application DJI GS RTK installée dans la télécommande et effectué selon une grille croisée (figure III.8.a). La géolocalisation du drone a été effectuée en RTK connecté au réseau N-RTK Orphéon, permettant ainsi une précision de positionnement horizontale de 0,01 m et verticale de 0,015 m. En complément, des cibles ont été positionnées au sol (damier de 40 cm ou cible peinte, réparties au mieux selon les contraintes du site) et ont été géoréférencées à l'aide d'une station mobile DJI D-RTK 2 avec une précision centimétrique (figure III.7.c).

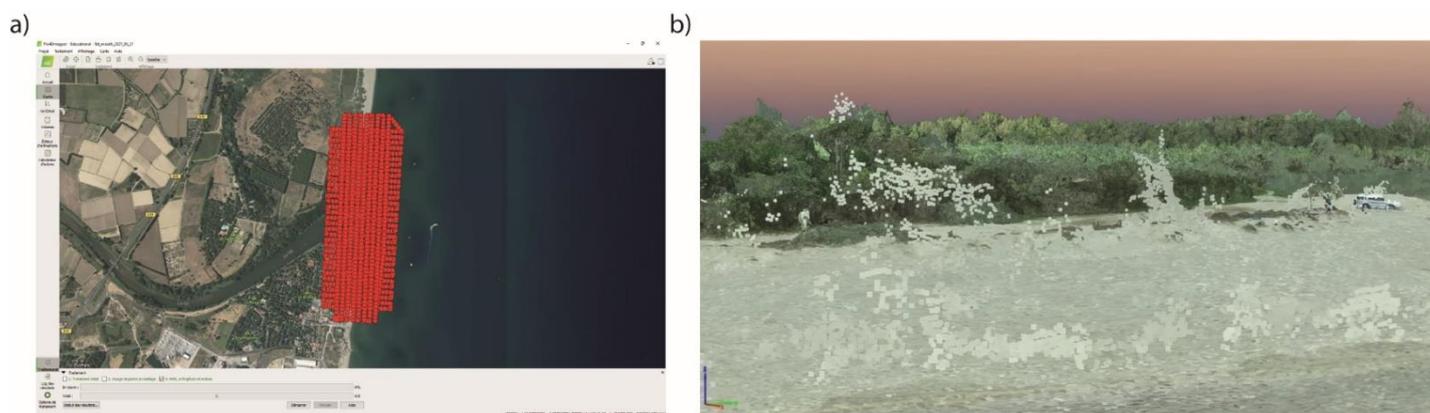


Figure III.8 : a) Fenêtre d'affichage de Pix4D après importation des photos acquises lors d'un vol et qui montre le plan de vol en grille croisée. b) Exemple de points aberrants et d'objets comme une voiture nécessitant un nettoyage manuel du modèle en nuage de point dense.

Les photos acquises sont ensuite importées dans le logiciel Pix4D (figure III.8.a) où elles sont contrôlées (qualité et géolocalisation) et subissent une correction de leur hauteur ellipsoïdale en altitude (-49,481 m afin de passer du GRS80 vers IGN69 et calculée à l'aide du logiciel Circée) ainsi que de leur système de projection (WGS84 vers RGF93). Un premier traitement d'alignement des photos et de création d'un modèle en nuage de points clairsemés à partir des points communs est effectué. Ce modèle est ensuite corrigé à partir des points de contrôle relevés sur site, réoptimisé puis utilisé pour créer un modèle en nuage de points dense. Ce dernier est nettoyé manuellement afin d'éliminer les points extrêmes ou les surfaces (voitures, parasols, arbres...) pouvant perturber

la génération du MNS (figure III.8.b). Enfin une dernière étape de construction d'un maillage et de création d'un MNS et d'une orthomosaïque est lancée avec une erreur estimée à $\pm 0,015$ m en horizontal et 0,03 m en vertical.

III.2.2.1.2. Topographie par LiDAR terrestre aéroporté

Le LiDAR pour « Light ou Laser Detection and Ranging » est une technique de télédétection basée sur l'émission de faisceaux laser vers une surface, suivie de la mesure précise du temps que prend la lumière pour revenir après avoir été réfléchi, permettant ainsi d'obtenir une mesure de distance au sol. En couplant cette mesure laser à un DGPS et à une centrale inertielle, on obtient ainsi un nuage de points dont les biais liés aux mouvements de l'appareils sont corrigés et où chaque point mesuré au sol présente des coordonnées x, y et z précises.

Les données ObsCat acquises à partir de mai 2020 ont été obtenues par cette technique et produites par la société Global Geomatic France (filiale de SubCMarine) associée à SIXENSE Mapping. Le LiDAR utilisé est un Riegl VQ-780i à 1 000 kHz monté sur un hélicoptère monoturbiné type AS350 et relié à une centrale inertielle iXblue AIRINS 3 (enregistrement à 20 Hz) et un GPS Novatel FlexPak v7 (enregistrement à 5 Hz). L'acquisition est effectuée en plusieurs passages parallèles le long de la côte et permet d'obtenir un nuage de points présentant une densité supérieure à 40 points par mètre carré avec une précision inférieure à 10 cm en planimétrie et sur la verticale.



Figure III.9 : Déploiement d'un LiDAR YellowScan Surveyor monté sur un OnyxStar Altigator lors d'un levé sur l'embouchure de la Têt.

En complément, 3 vols LiDAR ont été effectués dans le cadre du projet Dem'Eaux par la société YellowScan avec un système YellowScan Surveyor monté sur un drone OnyxStar Altigator Fox C8 HD pour les deux premiers (figure III.9) et un système VX20 monté sur un drone

DJI M600 pour le dernier. Le LiDAR émet un laser à 905 nm avec une fréquence de 100 kHz et une précision de $\pm 0,03$ m pour le Surveyor et $\pm 0,025$ m pour le VX20. La position est corrigée en temps réel à l'aide d'une station de base GNSS Septentrio Altus NR2 et le nuage de points a été ajusté avec des points de contrôle topographiques RTK puis traité à l'aide du logiciel Terrasolid®.

III.2.2.1.3. Topographie par DGPS-RTK

Lorsque les conditions météorologiques ne permettaient pas le déploiement du drone, et dans le but de compléter les zones immergées, où la photogrammétrie présente ses limites, les levés topographiques ont été réalisés en utilisant un DGPS-RTK Trimble R8s connecté au réseau Orphéon ($\pm 0,01$ m en horizontal et $\pm 0,025$ m en vertical). Le suivi morphologique de l'embouchure a été effectué en mode levé continu (un point mesuré toutes les secondes) avec l'antenne fixée à une claie de portage (figure III.10.a), permettant ainsi d'atteindre des zones immergées jusqu'à hauteur de torse (erreur estimée entre 0,05 et 0,1 m, liée aux mouvements parasites de l'opérateur pendant la marche). Lors d'un levé complet de la zone (figure III.10.b), des transects perpendiculaires à la côte et espacés de 10 m sont réalisés. En complément, le haut de berme et les fortes ruptures de pentes de la plage sont également levés par des transects longitudinaux. En revanche lors d'un levé « petits fonds » dont le but est de compléter les zones immergées suite à un vol drone (figure III.10.c), des transects longitudinaux à hauteur de torse de part et d'autre de la flèche sont effectués. Seule la zone de chenal et du delta sous-marins sont levés selon des transects perpendiculaires espacés de 10 m. Des points de contrôles sont levés à la canne avant et après chaque levé pour corriger d'éventuelles erreurs.



Figure III.10 : a) Levé topographique en mode continu avec l'antenne R8s montée sur une claie de portage. b) Semis de points obtenus lors d'un levé complet de la zone. c) Semis de points lors d'un levé « petits fonds ».

III.2.2.2. Suivi bathymétrique

La mesure de la bathymétrie est déduite du temps de trajet aller-retour d'une onde acoustique émise par un transducteur mono-faisceau qui rebondit sur le fond et recapté par ce dernier. L'échosondeur est souvent couplé à un système de positionnement de type DGPS-RTK permettant de connaître avec précision les coordonnées des points mesurés au fond. Au cours de cette thèse, la partie interne de l'embouchure ainsi que la partie marine ont été suivies.

III.2.2.2.1. Bathymétrie interne

Les mesures de bathymétrie interne acquises dans le cadre de l'ObsCat ont été obtenues à l'aide d'un sondeur mono faisceau Tritech PA500 (500 kHz avec une précision de $\pm 0,01$ m) monté soit sur un canoë couplé à un DGPS-RTK Trimble R6, soit sur un drone Rimouski II relié à un DGPS-RTK Trimble R10 et déployé par la société Sub C Marine (figure III.11.a). La synchronisation entre les deux appareils, le suivi de la navigation, l'acquisition des données et leur prétraitement est assuré par le logiciel Hypack[®]. Le levé est effectué jusqu' à 300 m en amont de l'embouchure en suivant des lignes parallèles et perpendiculaires au chenal espacés d'environ 10 m (figure III.11.b). Les marges d'erreur en planimétrique et sur la verticale sont estimées à $\pm 0,05$ m.

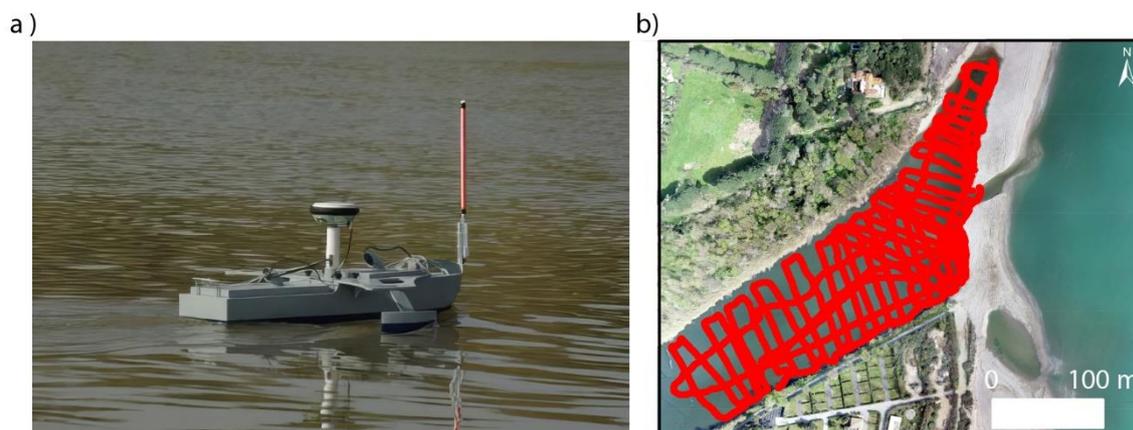


Figure III.11 : a) Drone bathymétrique Rimouski en levé dans l'embouchure de la Têt (source rapport OBSCAT). b) Semis de points obtenus après une campagne.

En complément de ces données, des mesures bathymétriques ont également été effectuées à l'aide d'un ADCP SonTek RiverSurveyor[®] M9 monté sur une hydroboard SonTek radiocommandées et relié à un DGPS-RTK Trimble R8s. La mesure de la profondeur a été effectuée à l'aide d'un faisceau vertical à 0,5 MHz avec une précision de ± 1 %. Une zone similaire à celle suivie par l'ObsCat a été étudiée selon des lignes parallèles et perpendiculaires au chenal espacées d'environ 15 m. La configuration de l'instrument, l'acquisition des données et leur pré-traitement ont été fait à l'aide du logiciel RiverSurveyorLive[®].

III.2.2.2.2. Bathymétrie externe

La bathymétrie marine de la zone a été effectuée quasiment que dans le cadre de l'ObsCat à l'aide d'une embarcation semi-rigide. Un levé exceptionnel a été réalisé par l'UPVD le 13 février 2020 suite à l'événement Gloria (voir chapitre VI). Les levés bathymétriques combinent l'utilisation d'un sondeur mono faisceau Tritech PA500, fixé à une perche sur le flanc du bateau, et relié à une antenne Trimble R6 (R8s dans le cas du levé post-Gloria) via le logiciel Hypack (figure III.12.a). Ce dernier permet également le suivi de la navigation, l'acquisition des données levées le long de transects, espacés les uns des autres d'environ 100 m ainsi que le prétraitement des données. A proximité de la zone d'embouchure, des profils supplémentaires sont réalisés afin de prendre en compte la variabilité morphologique longitudinale (figure III.12.b). Les marges d'erreurs sont estimées à $\pm 0,2$ m en planimétrie (essentiellement dû aux mouvements parasites de l'antenne selon l'état de mer) et entre 0,1 et 0,2 m sur la verticale (liés aux mouvements parasites de la sonde selon l'état de mer). Les levés ne sont pas réalisés dès lors que l'état de la mer est jugé comme pouvant fortement dégrader la précision et la sécurité du levé (houle de hauteur significative supérieure à 0,5 m).

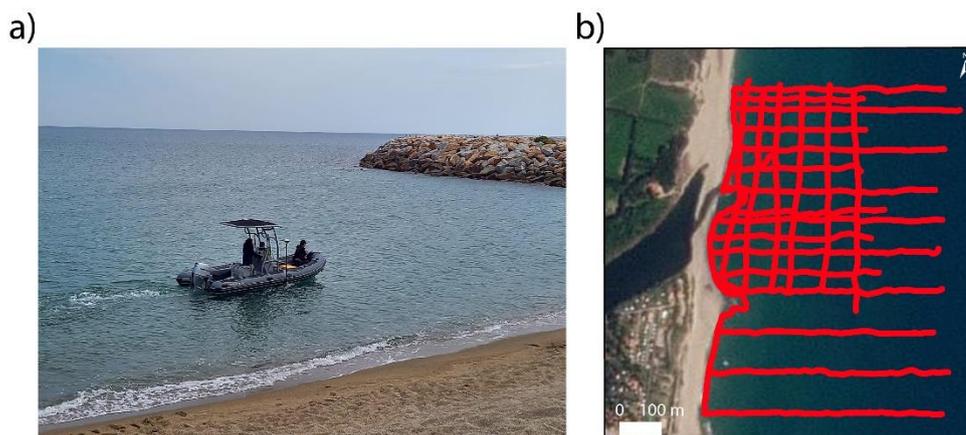


Figure III.12 : Acquisition bathymétrique en mer durant une campagne OBSCAT (source OBSCAT). b) Semis de points obtenus après une campagne bathymétrique en mer.

III.2.3. Suivi morphologique

Outre un suivi topo-bathymétrique de l'embouchure de la Têt, un suivi morphologique 2D a également été réalisé afin de suivre les réponses du système aux différents forçages. Ce suivi a tout d'abord été mis en place à l'échelle pluri-décennale grâce à l'utilisation des images satellites, puis à l'échelle horaire via un système d'acquisition de photos et vidéos.

III.2.3.1. Suivi via les images satellites

Avec l'avènement de Google Earth Engine et la mise à disposition gratuite d'images satellites par la NASA, l'US Geological Survey, la NOAA ou l'Agence Spatiale Européenne, il est devenu très facile d'accéder aux images satellites (Gorelick et al., 2017). A l'aide de la boîte à outils open source CoastSat écrite en python (Vos et al., 2019), des données satellitaires publiques prises par les satellites Landsat 5, 7, 8, 9 et Sentinel-2 ont pu être récupérées depuis 1984 jusqu'à nos jours entre le port de Canet-en-Roussillon (au sud) et de Sainte-Marie-la-Mer (au nord). La résolution de ces images va de 30 à 10 m selon les satellites, mais a été améliorée à 15 m pour les images Landsat et 10 m pour les Sentinel-2 grâce à des méthodes de fusion de données et d'interpolation bilinéaire. La période de revisite est d'environ 16 jours pour les images Landsat et de 5 jours pour les images Sentinel-2 mais peut être élargie du fait de la présence d'une importante couverture nuageuse.

En complément de ces données, des images satellites présentant une meilleure résolution spatiale (de 3,7 m rééchantillonnée à 3 m) et temporelle (image quotidienne à infra-quotidienne) ont été utilisées. Ces images sont obtenues par des microsatsellites (10 x 10 x 30 cm) appartenant à la constellation PlanetScope et peuvent être récupérées gratuitement en faisant la demande d'une licence de recherche. Les images ont été récupérées via l'extension Planet Explorer sous

QGIS selon une emprise similaire à celle des images Landsat et Sentinel-2 et sur une période allant d'octobre 2016 jusqu'à nos jours.

III.2.3.2. Suivi photo et vidéo

Du fait de leur résolution temporelle et spatiale importante, de leur faible coût et du développement d'algorithmes et de méthodologies de traitements d'images, les suivis par surveillance vidéo côtière sont devenus largement utilisés ces dernières années (Valentini and Balouin, 2020). Afin d'étudier l'évolution de la morphologie de l'embouchure de la Têt à haute fréquence, un système SolarCam® (<https://www.solarcam.fr/>) a été installé sur un mât à environ 7 m de hauteur. Ce système est composé d'un panneau solaire permettant le rechargement d'un smartphone qui prend et transmet des photos et vidéos directement sur un site du BRGM via le réseau 3G/4G (figure III.13.a). Les photos (initialement de 8 puis 23 mégapixels) sont prises avec une résolution horaire en journée et complétées par deux vidéos de 5 minutes en conditions calmes. En revanche durant les tempêtes, la fréquence d'acquisition est augmentée. L'emprise de la SolarCam ne prenant pas en compte l'extrémité sud de la flèche nord, un second système a été installé de façon temporaire (figure III.13.b). Les images sont ensuite ortho-rectifiées et géoréférencées à l'aide de l'établissement d'une correspondance entre des points de contrôle fixes relevés avec un DGPS Trimble® R6 (x,y,z) et les coordonnées de l'image (u,v). Les images ainsi rectifiées permettent d'évaluer les distances et donc de suivre les évolutions de plusieurs indicateurs tels que le trait de côte, la largeur de la flèche, la limite atteinte par le jet de rive lors du déferlement des vagues ainsi que sa submersion avec une résolution métrique (figure III.13.c).



Figure III.13 : a) Photo du montage intégrant les deux SolarCam sur le mat. b) Image brute obtenue lors d'une tempête avec des houles de 2,5 m. c) Image ortho-rectifiée et géoréférencée obtenue en post-traitement.

III.3. Mesures de transport sédimentaire

Enfin, dans le but d'étudier les apports sédimentaires en zone côtière par le fleuve Têt et plus particulièrement les apports en sable, plusieurs zones de mesures ont été échantillonnées ainsi que plusieurs techniques testées. La position de ces sites est indiquée sur la figure III.14.

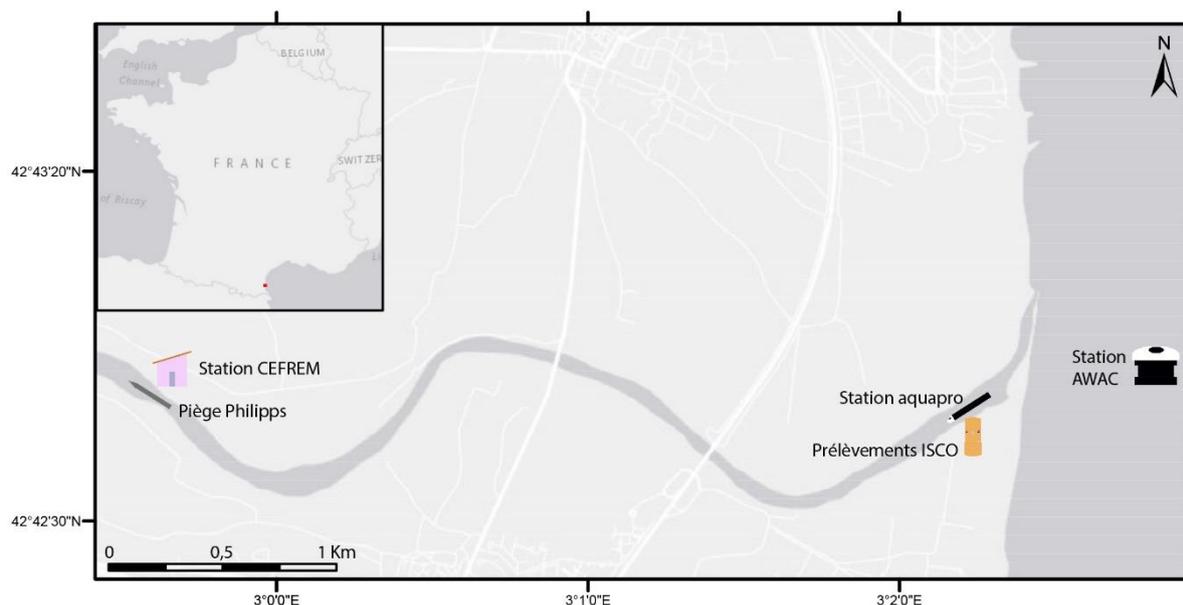


Figure III.14 : Positionnement des différentes stations de mesures de transport sédimentaire.

III.3.1. Suivi du transport en suspension

Le suivi de l'évolution des concentrations et de la granulométrie des MES permettant d'obtenir in fine des flux de sédiments nécessite le déploiement de divers moyens d'échantillonnage variés mais complémentaires. Les premiers suivis de MES ont d'abord été effectués de manière ponctuelle avec des prélèvements manuels d'eau plus ou moins réguliers puis ont commencé à devenir plus continus avec l'apparition des premiers préleveurs automatiques développés dans les années 1930 (Mundt, 1929). Avec le développement des technologies et l'utilisation de l'acoustique, les suivis de MES ont pu être réalisés sur des périodes beaucoup plus longues et avec une fréquence temporelle extrêmement importante (Topping, 2016). Au cours de cette thèse nous avons allié ces deux méthodes complémentaires en utilisant des prélèvements d'eau collectés par des échantillonneurs automatiques ainsi qu'un suivi long terme et haute fréquence à l'aide de l'acoustique.

III.3.1.1. Prélèvements in-situ

III.3.1.1.1. Prélèvements d'eau

Le fleuve Têt est équipé depuis 2003 d'une station d'échantillonnage autonome qui fait partie du réseau d'observation MOOSE (Mediterranean Ocean Observation System of the Environment, figures III.14 et III.15.a). Elle est située à environ 4,5 km en amont de l'embouchure à la limite entre les communes de Villelongue-de-la-Salanque et Sainte-Marie-la-Mer et est équipée d'un système de pompage (figure III.15.b) permettant un prélèvement des eaux de subsurface grâce à un radeau (figure III.15.c). Ce système de pompage permet d'alimenter un préleveur automatique Teledyne ISCO 6712FR réfrigéré qui réalise des prélèvements d'un litre à pas de temps choisi. En période d'étiage, les échantillons sont prélevés quotidiennement à 06H heure locale, alors qu'en période de crues, ils sont réalisés de façon horaire afin d'avoir une meilleure résolution de l'évolution des MES. Suite à une crue exceptionnelle de la Têt en janvier 2020, la tempête Gloria (voir chapitre VI), le système de pompage a été complètement ensablé, rendant l'utilisation de la station impossible.

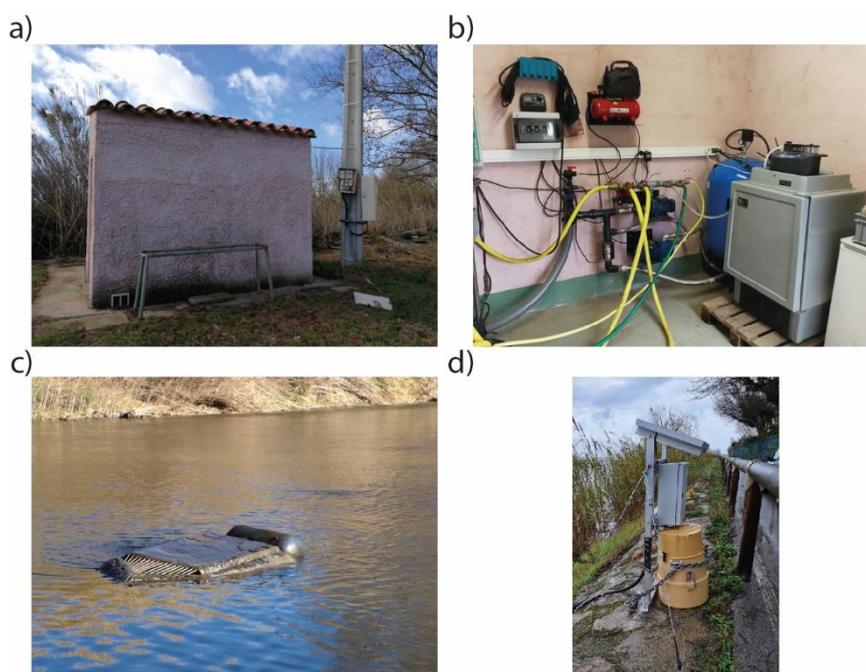


Figure III.15 : a) Station de mesure du CEFREM. b) Système de pompage interne de la station raccordé à un préleveur ISCO 67412FR. c) Radeau permettant les prélèvements des eaux en subsurface. d) Préleveur ISCO 2900 déployé à proximité de l'embouchure.

Afin de pouvoir continuer les prélèvements et surtout de pouvoir calibrer plus précisément les données acoustiques de l'embouchure, un préleveur automatique Teledyne ISCO 2900 a été déployé de manière occasionnelle lorsque de fortes pluies étaient annoncées (figures III.14 et III.15.d). La tête de pompage était accrochée à un flotteur situé à quelques

mètres de la berge et à environ 1 m en dessous de la surface. L'échantillonnage était réalisé en mode crue, soit un prélèvement de 500 mL toutes les heures.

III.3.1.1.2. Analyse de la concentration

Les prélèvements ont ensuite été traités en laboratoire où des mesures de turbidité ont tout d'abord été effectuées. La turbidité est un proxy de la concentration en MES qui se base sur la mesure de la rétrodiffusion par les particules de la lumière émises. Celle-ci est mesurée à l'aide d'un turbidimètre portable 2100Q de chez Hach ($\lambda=860$ nm) avec une précision de ± 2 %. Environ 15 mL de chaque échantillon est mesuré en triplicat après homogénéisation des prélèvements puis moyenné. Au-delà de la limite de mesure de l'instrument de 1 000 FNU (« Formazin Nephelometric Units »), les échantillons sont dilués. En complément une partie des échantillons, en particulier ceux de crues, ont été filtrés sur des filtres Whatman GF/F de 0,7 μm préalablement pesés. Dans la mesure du possible, la totalité des échantillons ont été filtrés sinon seulement en partie. Les filtres ont ensuite été rincés à l'eau déionisée, puis mis à sécher à 50°C en étuve et repesés afin d'en déterminer les concentrations massiques (mg.L^{-1}). Les échantillons les plus concentrés ont été filtrés en triplicats et moyennés afin de déterminer l'incertitude des mesures. La relation entre la turbidité et la concentration massique nous a permis de calibrer le signal du turbidimètre (figure III.16) et d'appliquer cette relation aux échantillons dont seule la turbidité a été mesurée (équation 1).

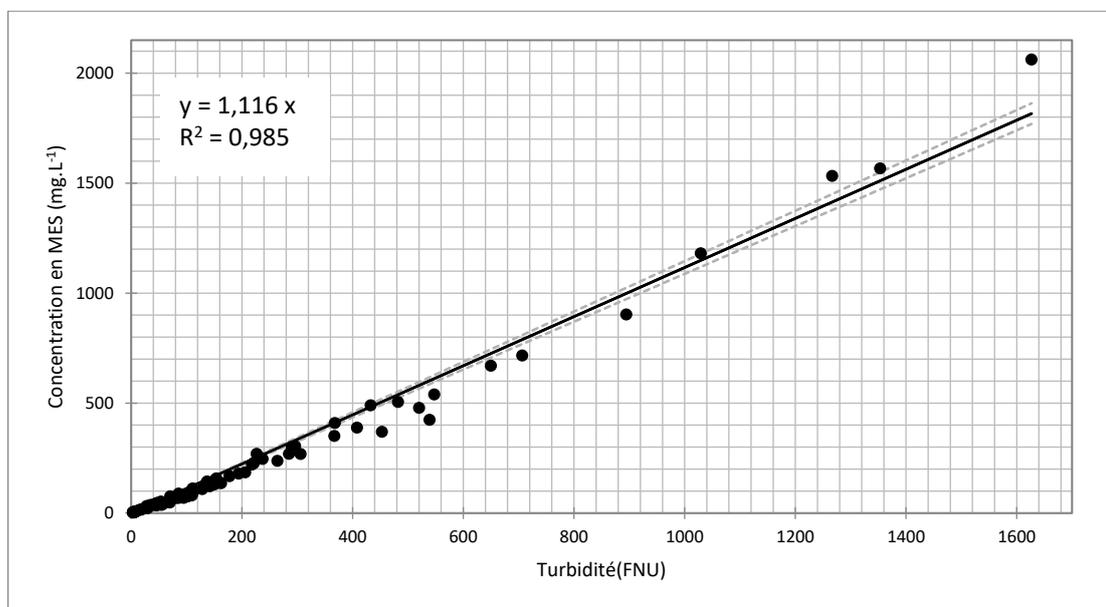


Figure III.16 : Relation entre la turbidité et la concentration en MES. Les lignes en pointillées représentent l'intervalle de confiance de la régression à 95 %.

La relation entre la concentration en MES et la turbidité est donnée par :

$$[MES]_{(mg.L^{-1})} = 1,116 \times Turbidité_{(FNU)} \quad (III.1)$$

III.3.1.1.3. Analyse de la granulométrie

Les échantillons ont également été passés au granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 (figure III. 17) afin d'en déterminer le spectre de taille. Le principe de la mesure repose sur l'émission d'un laser qui traverse l'échantillon et qui au contact des particules est diffusé selon différents angles dépendant de la taille des particules (principe de la diffraction laser). Plus elles sont grandes et plus l'angle de diffusion est petit et inversement. Ce signal diffusé est ensuite capté par une succession concentrique de photodiodes dont le rayon augmente de manière logarithmique. A partir des figures de diffusion par les particules, on obtient un spectre de diffraction laser pour chaque particule. Ces spectres sont ensuite traités pour obtenir la distribution de taille des particules d'après la théorie de Mie et en considérant une répartition aléatoire de la forme des particules (« randomly shaped »). Ceci permet alors de classer les particules au sein d'une centaine de classes espacées logarithmiquement allant de 0,01 à 3 500 μm . Enfin la quantité de diffusion du signal à travers le trajet optique est mesurée par la transmission optique du laser qui est ensuite convertie en concentration volumique (exprimée en $\mu\text{L.L}^{-1}$). Pour ce faire, un blanc est soustrait et un facteur de conversion volumique est utilisé lors du traitement des données brutes.



Figure III.17 : Granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 équipé d'une unité de dispersion.

Chaque échantillon a été mesuré à l'état brut et après 5 minutes d'ultrasons, afin d'en déterminer la distribution de taille des particules unitaires qui composent la MES retrouvée in situ après défloculation. Dans le but de conserver un taux d'obscurité correct (entre 5 et 20 %), certains échantillons ont dû être dilués. En réalisant des répliques sur certains prélèvements, nous avons pu mettre en avant une uniformité entre les dilutions, nous permettant de valider

celle-ci. Chaque échantillon a été mesuré cinq fois de suite de façon indépendante avec une précision inférieure à 0,6 %, puis moyenné. A partir des spectres de taille, les pourcentages de sédiments fins (< 63 µm) et de sables (> 63 µm) ont été calculés et appliqués aux concentrations massiques obtenues par filtration afin d'en déterminer les concentrations en sable.

III.3.1.2. Suivi passif in-situ

III.3.1.2.1. Utilisation de l'acoustique

Avec leur utilisation en rivière, les ADCP sont devenus un outil de mesure intégratif long terme et haute fréquence des MES. Grâce à l'atténuation du signal rétrodiffusé de l'ADCP (« backscatter level »), qui est un proxy de la concentration en MES, il est possible de transformer les profils d'atténuation en profils de concentration après calibration. L'Aquapro utilisé précédemment pour suivre les forçages hydrodynamiques dans la partie interne de l'embouchure (voir partie III.1.4.2.), a également pu être utilisé dans ce sens (figure III.14). Afin d'obtenir des données de rétrodiffusion, les données acoustiques ont été traitées avec le package de routines Matlab® : WADCP version 0.10, issu des travaux de Tessier (Tessier, 2006). L'intensité rétrodiffusée est caractérisée par Thevenot et al. (1992) comme :

$$BL = EL + 2TL \quad (III.2)$$

avec EL l'intensité de l'écho (« echo level ») reçue par l'instrument en counts. Mullison (2017) a déterminé l'équation de TRDI (1998) (équation (3)) comme plus adéquate car elle tend vers l'équation de Deines (1999) (équation (4)) lorsque le signal est très supérieur au bruit mais permet de bien corriger le signal lorsqu'il est plus faible :

$$EL = 10 \log_{10} \left(10^{\frac{Kc(E-ER)}{10}} - 1 \right) \quad (III.3)$$

$$EL = Kc (E - Er) \quad (III.4)$$

Kc est le coefficient de conversion permettant de passer des counts en dB. Il est déterminé lors de la calibration de l'instrument par le constructeur. Nortek préconise un coefficient de 0,43 (Lohrman, 2001). E est l'écho reçu en counts pour chaque cellule (« Received Signal Strength Indicator »). Er est le bruit de l'instrument et de l'environnement, que nous déterminons comme la valeur minimale mesurée pendant le déploiement (Gartner, 2004). $2TL$ est l'atténuation (« transmission loss ») lors de l'aller-retour du son :

$$2TL = 2\alpha Rv + 20 \log_{10}(Rv) \quad (III.5)$$

$2\alpha(Rv)$ est l'atténuation du signal dans l'eau lors de l'aller-retour du son. α est le coefficient d'atténuation du signal. Il est calculé à partir de l'équation de [Francois and Garrison \(1982\)](#). $20\log_{10}(Rv)$ correspond à la diffusion par des particules sphériques lors de l'aller-retour du son. Rv est la distance où est effectuée la mesure pour chaque cellule sachant qu'elle est effectuée dans le dernier quart de la cellule ([Deines, 1999](#)):

$$Rv = \frac{R}{\cos(\theta)} \quad (\text{III.6})$$

avec θ l'angle d'émission de l'instrument et :

$$R = B + \frac{(L+D)}{2} + ((N - 1) + \frac{D}{4}) \quad (\text{III.7})$$

où B est la distance de blanc dans laquelle l'instrument n'effectue pas de mesure en mètre. L est la longueur d'impulsion transmise (« transmit pulse length ») en mètre. D est la taille d'une cellule en mètre. N est le numéro de la cellule.

On obtient donc une équation d'intensité rétro-diffusée (équation (2)) en combinant les équations (3) et (5) :

$$BL = 10\log_{10} \left(10^{\frac{Kc(E-ER)}{10}} - 1 \right) + 2\alpha Rv + 20\log_{10}(Rv) \quad (\text{III.8})$$

Gartner (2004) détermine des coefficients a et b afin de calculer la concentration de MES :

$$[MES_{calc}] = 10^{aBL + b} \quad (\text{III.9})$$

La détermination des coefficients a et b a été obtenue à l'aide d'une régression linéaire entre le logarithme des concentrations en sable prélevées à 1 m de la surface (l'acoustique étant plus sensible aux sables) et les valeurs d'atténuation dans la cellule de l'Aquapro à la même hauteur, en effectuant l'hypothèse que les concentrations sont horizontalement homogènes (figure III.18).

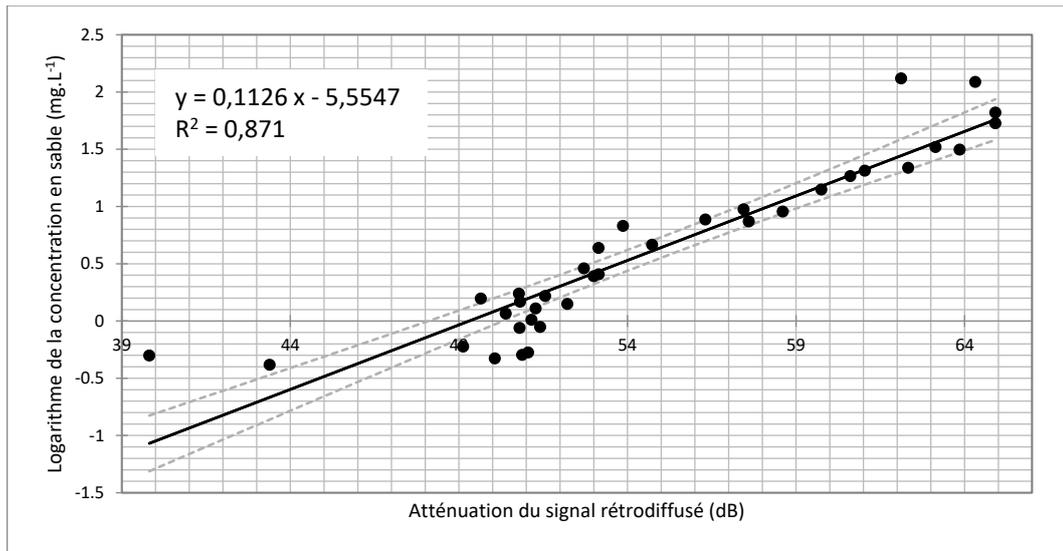


Figure III.18 : Relation entre les valeurs d'atténuation du signal rétrodiffusé de l'Aquapro et le logarithme des concentrations en sable prélevées à l'embouchure. Les lignes en pointillées représentent l'intervalle de confiance de la régression à 95 %.

La relation entre la concentration en sable et l'atténuation du signal rétrodiffusé est donnée par :

$$[sable]_{(mg.L^{-1})} = 10^{0,1126 \times att\u00e9nuation_{(dB)} - 5,5547} \quad (III.10)$$

III.3.1.2.1. Utilisation de l'optique

Les sédiments fins étant plus sensibles à la mesure optique que les sédiments grossiers, les deux stations ADCP Aquapro et AWAC ont également été équipées d'un OBS 3+ de marque Campbell Scientific (figure III.14). Il permet de mesurer la turbidité à l'aide d'un signal optique émis à 850 nm avec une précision de $\pm 2\%$ de la lecture selon 2 gammes allant de 0 à 250 et de 0 à 1 000 NTU (« Nephelometric Turbidity Unit »). Les mesures sont effectuées toutes les 10 minutes à l'Aquapro à environ 0,3 m du fond et toutes les 30 minutes à l'AWAC à environ 0,3 puis 0,75 m du fond. Le turbidimètre est monté avec un balai Zebra-Tech Hydro-Wiper afin d'éviter l'encrassement et le biofouling du capteur. Dans le cas de l'OBS installé à l'Aquapro, aucune calibration n'a été effectuée du fait de la forte variation verticale des profils de concentration comme le montre le profil de Rouse (Rouse, 1937) (l'OBS et les prélèvements étant séparés d'une distance verticale supérieure à 1 mètre.). En revanche une calibration de l'OBS installé à l'AWAC a été effectuée en laboratoire à l'aide d'échantillons de sédiments de surface prélevés à proximité à environ 10 mètres de fond. Les échantillons précédemment séchés à l'étuve ont été utilisés afin d'établir une gamme de concentrations allant de 0 à 0,1, 0,1 à 1, 1 à 10 et de 10 à 15 g.L⁻¹ par intervalle de 0,05, 0,1, 1 et 5 g.L⁻¹ respectivement. Chaque concentration a été agitée et exposée à l'OBS connecté à un multimètre permettant de relever

les réponses en volt. Une régression polynomiale du second degré a été appliquée entre la concentration massique des MES et la tension de l'OBS (figure III.19).

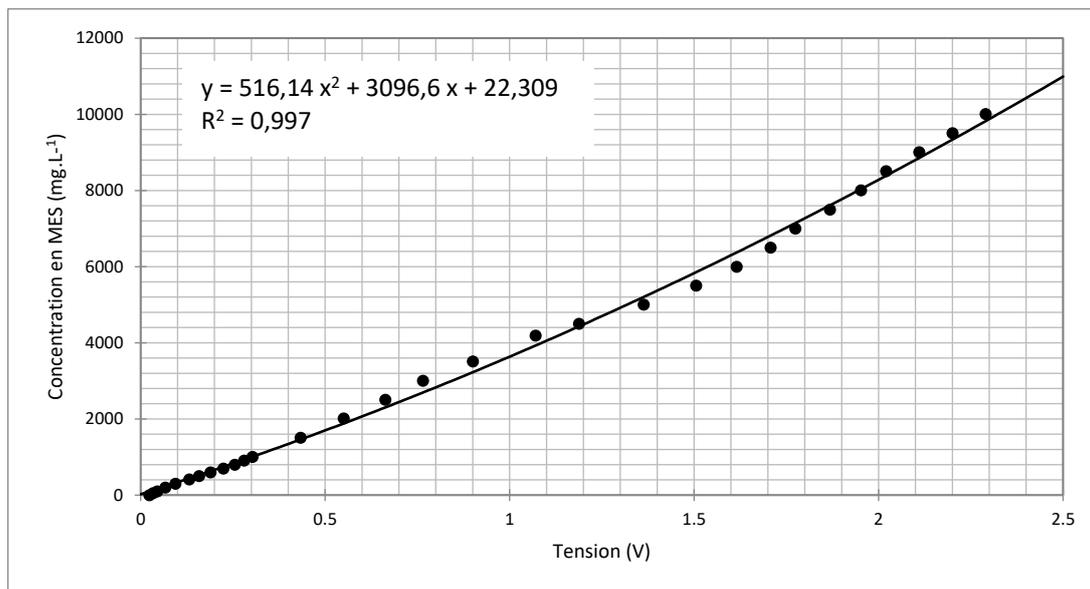


Figure III.19 : Relation entre les valeurs de tension mesurées par l'OBS et les concentrations en MES à proximité de l'Aquapro.

La relation entre la concentration en MES et la tension de l'OBS est donnée par :

$$[MES_{mer}]_{(mg.L^{-1})} = 516,14 \times tension_{(V)}^2 + 3096,6 \times tension_{(V)} + 22,309 \quad (III.11)$$

III.3.2. Suivi du transport à proximité du fond

Afin d'avoir une première approximation du transport à proximité du fond, des pièges Philipps (« Time-integrated suspended sediment sampler », Phillips et al. (2000)) ont été installés au fond du lit de la Têt (figure III.14). Ces pièges sont constitués d'un tube en PVC de 1 mètre de long pour un diamètre de 98 mm (figure III.20.a). A chaque extrémité se trouvent des parties amovibles percées afin d'y faire passer initialement un tuyau de 4 mm de diamètre (Phillips et al., 2000), mais que nous avons par la suite modifié par un tube de 1 cm afin de mieux échantillonner les sédiments les plus grossiers. La partie faisant office d'entrée est en forme d'entonnoir afin que l'eau de la rivière adjacente reste relativement uniformisée tout en perturbant le moins possible la structure de l'écoulement à micro-échelle. Son principe repose sur le fait que lorsque l'eau de la rivière s'écoule dans le tube d'entrée, sa vitesse est réduite d'un facteur d'environ 600 car le tuyau principal a un diamètre plus grand que celui du tube d'entrée, causant alors la déposition des sédiments.

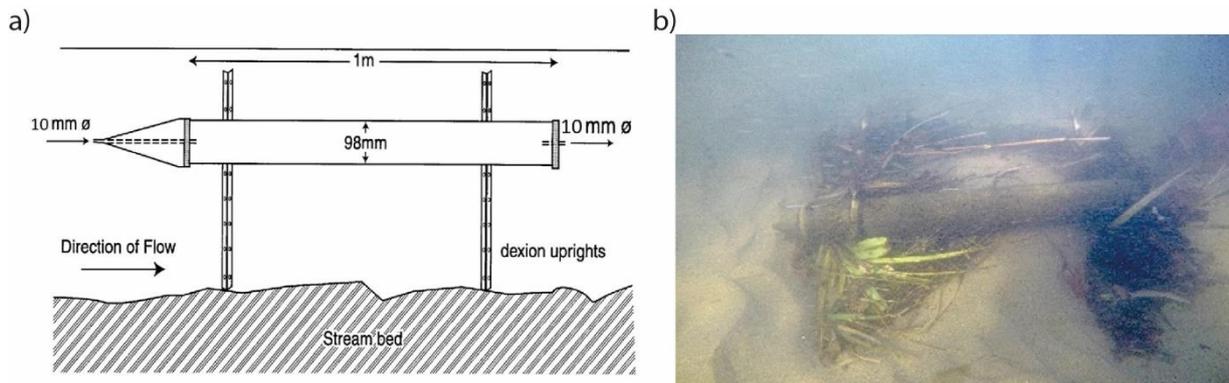


Figure III.20 : a) Schéma d'un piège Philipps (modifiée de Phillips et al. (2000)). b) Vue sous-marine des pièges avant leur récupération.

Au départ, un piège était positionné au niveau de la station de mesure du CEFREM et un autre au sein d'une structure métallique derrière une pile de pont un peu plus en amont. Mais au vu des premiers résultats qui montraient un phénomène d'affouillement et de modification du flux sédimentaire par le passage à gué, les deux pièges ont été installés par la suite uniquement au niveau de la station, parallèlement à la rive et espacés d'environ 1 mètre (figure III.20.b). Les pièges sont laissés environ 1 mois dans l'eau, sauf lorsque des événements sont prévus et sont alors posés la veille du début de l'événement et sont récupérés dès que les conditions le permettent (débit inférieur à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La récupération se passe sous l'eau où les tubes d'entrée sont bouchés, puis les pièges sont alors remontés à la surface. Ils sont ensuite emmenés au laboratoire où ils sont laissés à décanter plusieurs heures afin d'éliminer l'eau surnageante du piège lors de leur débouchage. Les parties amovibles des pièges sont ensuite démontées pour être vidées dans des saladiers. Afin d'analyser les sédiments récoltés, ils sont tout d'abord tamisés en phase humide à $63 \mu\text{m}$ permettant ainsi de récupérer une partie dite fine et une autre plus grossière. La partie fine est analysée au Malvern Mastersizer 3000 pour en déduire le spectre de taille, puis mise à sécher à l'étuve pour être pesée. La partie grossière est quant à elle directement mise à sécher, puis pesée et enfin passée à la colonne à tamis. Les tamis vont de 10 mm à 0,05 mm et nous permettent d'obtenir le poids recueilli par chaque tamis et donc la fréquence de chaque classe de tailles.

III.3.3. Prélèvements sédimentaires

Dans le but de caractériser au mieux les dépôts de crues en mer ainsi que les apports sédimentaires pouvant être stockés dans la partie interne de l'embouchure, des prélèvements sédimentaires ont été effectués de différentes manières et analysés.

III.3.3.1. Carottes sédimentaires marines

Suite à la crue particulièrement exceptionnelle de la Têt en janvier 2020 (Gloria, voir chapitre VI) des carottages par plongée ont été réalisés afin de suivre la répartition spatiale des dépôts post-crues ainsi que la quantité de sédiments déposés (figure III.21.a). Trois carottes de sédiments ont été prélevées en triplicats par des plongeurs à l'aide de tubes transparents Perspex de 20 cm de longueur et de 4 cm de diamètre à des profondeurs de 10, 20 et 28 m le 12 février 2020 (figure III.21.b). Chaque carotte a été décrite de manière lithologique et sectionnée en tranches de 1 cm d'épaisseur, à l'exception du premier cm qui a été sectionné en deux couches de 0,5 cm. Des analyses granulométriques ont été réalisées sur les échantillons après 5 minutes d'ultrasons et dilués avec de l'eau de-ionisée à l'aide d'un Malvern Mastersizer 3000. En complément des analyses sur l'activité des radio-isotopes ^7Be et ^{210}Pb ont été réalisées au laboratoire de spectrométrie gamma du LAFARA (Université Toulouse III – Paul Sabatier). Elles ont été analysées sur des spectromètres gamma équipés d'un système de refroidissement électrique et placés dans un abri sous 85 m de roche, les protégeant ainsi des rayons cosmiques (voir [van Beek et al. \(2013\)](#) pour une métrologie détaillée).

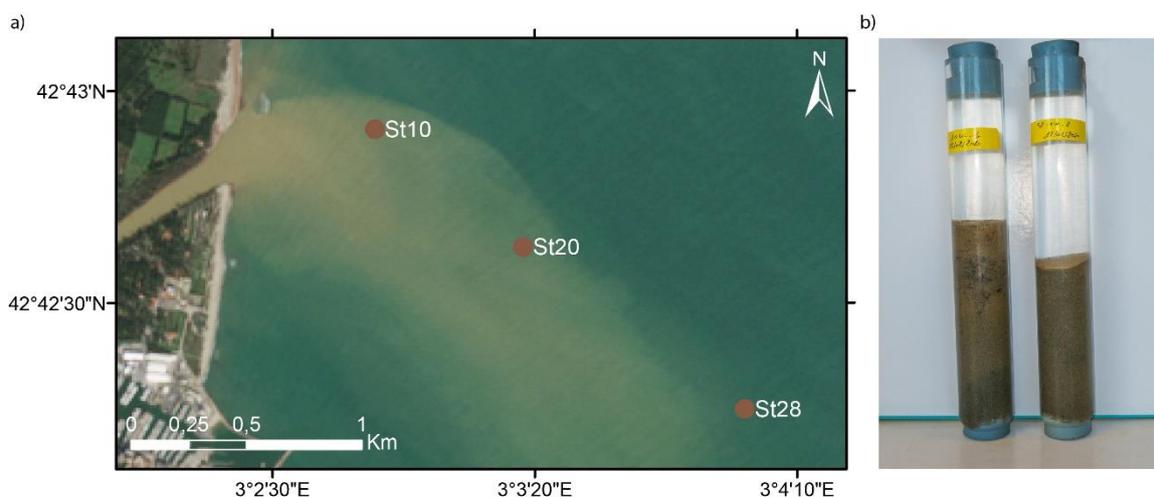


Figure III.21 : a) Localisation des zones de carottage en zone côtière. b) Photo de deux carottes échantillonnées à la première station à 10 m de fond.

III.3.3.2. Prélèvements de sédiments de surface

Dans le but d'obtenir une cartographie sédimentaire du dernier kilomètre de l'embouchure de la Têt, une campagne de prélèvements des sédiments de surface a été effectuée le 17 novembre 2022. Les prélèvements ont été effectués le long de 11 transects séparés d'une distance d'environ 100 m, à l'exception des deux plus proches de l'embouchure dont la distance était d'environ 50 m (figure III.22.a). Sur chaque transect 4 points de collectes (1 à proximité de chaque rive et 2 réparties de façon équidistante entre les points des rives) ont été

échantillonnées en canoë à l'aide d'un cône de Berthois (figure III.22.b). En fonction des observations faites sur les échantillons récupérés ainsi que la présence d'algues perturbant la collecte des sédiments, le nombre de prélèvements a pu varier de 2 à 5 sur certains transects. Sur chaque point d'échantillonnage, le cône a été jeté à l'eau puis tracté sur quelques mètres afin de racler la couche de surface du lit de la rivière. Une fois remontés, les échantillons ont été laissés à décanter quelques minutes, puis l'eau surnageante a été éliminée avant leur transfert en sachet. La position de chaque point d'échantillonnage a été relevée à l'aide d'un DGPS-RTK Trimble R8s avec une précision centimétrique.

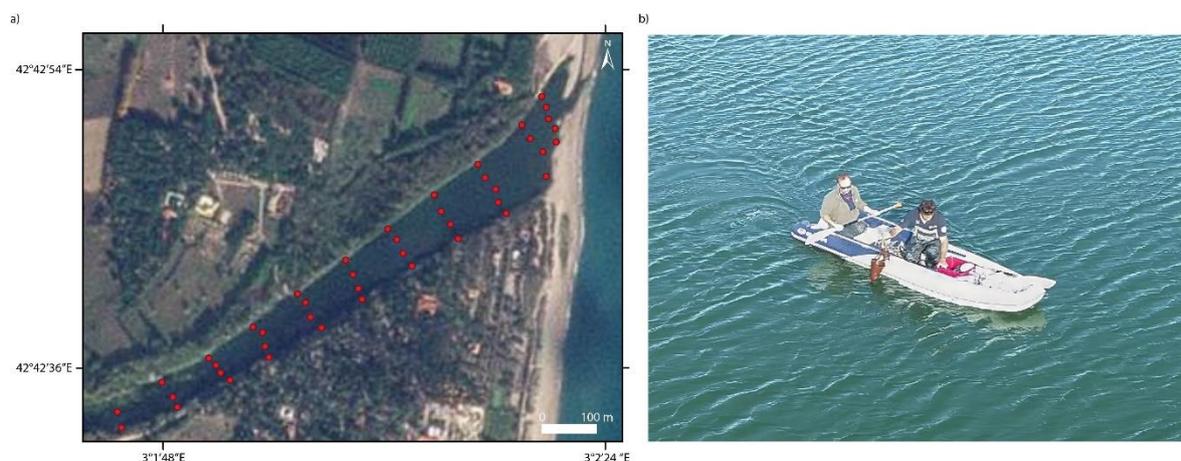


Figure III.22 : a) Localisation des zones de prélèvements des sédiments de surface. b) Déploiement du cône de Berthois lors de la campagne d'acquisition.

Les 43 échantillons ainsi récupérés ont ensuite été mis à décanter afin d'éliminer le maximum d'eau puis mis à sécher à l'étuve et pesés pour obtenir le poids total de chaque échantillon. Dans le cadre d'un stage de master 1, les échantillons ont été remis en eau, puis tamisés à 63 μm afin d'isoler la fraction sableuse qui a été mise ensuite à sécher à l'étuve et pesée à sec. Durant cette étape la fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) a été éliminée mais sa masse a été déterminée par soustraction du poids total de l'échantillon par le poids de la fraction sableuse. A partir de ces poids, des proportions de sédiments fins et de sable ($< 63 \mu\text{m}$) ont été obtenus. En complément, la partie sableuse a également été passée à la colonne à tamis afin d'en déduire sa distribution granulométrique et des paramètres dérivés tels que le D_{50} ont été déterminés.

Références

- Adade, R., Aibinu, A.M., Ekumah, B., Asaana, J., 2021. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) applications in coastal zone management—a review. *Environ Monit Assess* 193, 154. <https://doi.org/10.1007/s10661-021-08949-8>
- Benoit, M., Marcos, F., Becq, F., 1996. Development of a Third Generation Shallow-Water Wave Model with Unstructured Spatial Meshing, in: *Coastal Engineering 1996*. Presented at the 25th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Orlando, Florida, United States, pp. 465–478. <https://doi.org/10.1061/9780784402429.037>
- Deines, K.L., 1999. Backscatter estimation using Broadband acoustic Doppler current profilers, in: *Proceedings of the IEEE Sixth Working Conference on Current Measurement (Cat. No.99CH36331)*. Presented at the Proceedings of the IEEE Sixth Working Conference on Current Measurement (Cat. No.99CH36331), IEEE, San Diego, CA, USA, pp. 249–253. <https://doi.org/10.1109/CCM.1999.755249>
- Francois, R.E., Garrison, G.R., 1982. Sound absorption based on ocean measurements. Part II: Boric acid contribution and equation for total absorption. *The Journal of the Acoustical Society of America* 72, 1879–1890. <https://doi.org/10.1121/1.388673>
- Gartner, J.W., 2004. Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. *Marine Geology* 211, 169–187. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.001>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., Moore, R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment* 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Laussedat, A., 1859. Mémoire sur l'emploi de la photographie dans la levée des plans. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 49, 732–734.
- Le Coz, J., Chastan, B., Védie, F., Dramais, G., 2007. Emplois de l'aDcp en rivière : une revue de synthèse. *La Houille Blanche* 93, 119–130. <https://doi.org/10.1051/lhb:2007042>
- Lohrman, A., 2001. Monitoring Sediment Concentration with Acoustic Backscattering Instruments. Nortek Technical Note 003.
- Morellato, D., Benoit, M., 2009. Construction d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises méditerranéennes par simulations rétrospectives couvrant la période 1979-2008, in: *Edition 1, Hammamet, Tunisie*. Presented at the Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime - Coastal and Maritime Mediterranean Conference, Editions Paralia, pp. 147–150. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2009.037-4>
- Morton, R.A., Leach, M.P., Paine, J.G., Cardoza, M.A., 1993. Monitoring Beach Changes Using GPS Surveying Techniques. *Journal of Coastal Research* 9, 702–720.
- Mullison, J., 2017. Backscatter Estimation Using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers-Updated.
- Mundt, 1929. Automatic water sampler. Biennial Report of the State Geologist, Missouri Bureau of Geology and Mines.
- Phillips, J.M., Russell, M.A., Walling, D.E., 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. *Hydrol. Process.* 14, 2589–2602. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20001015\)14:14<2589::AID-HYP94>3.0.CO;2-D](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2589::AID-HYP94>3.0.CO;2-D)
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47, 92–107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>
- Rouse, H., 1937. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence *Trans ASCE*.
- Tessier, C., 2006. Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud (Thèse de doctorat). Bordeaux 1.

- Thevenot, M.M., Prickett, T.L., Kraus, N.C., 1992. Tylers Beach, Virginia, Dredged Material Plume Monitoring Project, 27 September to 4 October 1991 (Report), This Digital Resource was created from scans of the Print Resource. Coastal Engineering Research Center (U.S.).
- Topping, D.J., 2016. Long-term continuous acoustical suspended-sediment measurements in rivers - Theory, application, bias, and error. Rapport technique, US Geological Survey, Professional Paper.
- TRDI, 1998. Calculating Absolute Backscatter in Narrowband ADCPs. Teledyne RD Instrument, Field Service Technical Paper 3.
- Valentini, N., Balouin, Y., 2020. Assessment of a Smartphone-Based Camera System for Coastal Image Segmentation and Sargassum monitoring. JMSE 8, 23. <https://doi.org/10.3390/jmse8010023>
- van Beek, P., Souhaut, M., Lansard, B., Bourquin, M., Reyss, J.-L., von Ballmoos, P., Jean, P., 2013. LAFARA: a new underground laboratory in the French Pyrénées for ultra low-level gamma-ray spectrometry. Journal of Environmental Radioactivity 116, 152–158. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.10.002>
- Vos, K., Splinter, K.D., Harley, M.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. Environmental Modelling & Software 122, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528>

Chapitre IV - Réponse morphologique d'une embouchure microtidale aux forçages fluvio-météo-marins

Préambule

Dans ce chapitre, l'évolution de la position du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Têt et in-fine sa migration sont appréhendées sur les quarante dernières années. Afin de comprendre les mécanismes pouvant expliquer ces variations, les évolutions des stocks sédimentaires, la morphologie de l'embouchure et les différents forçages (fluvial, météorologique, marin) sont suivies sur une échelle de temps allant de la saison à l'horaire. Une particularité est mise sur la dynamique de migration de l'embouchure vers le sud ainsi que la réponse morphologique de sa flèche aux aléas de submersion marine. L'impact anthropique est également pris en compte dans l'évolution de ce système naturel.

Le but de ce chapitre est de permettre d'affiner les connaissances sur :

- L'impact de la migration d'une petite embouchure micro tidale sur la dynamique de l'évolution du trait de côte de part et d'autre de sa position.
- Les mécanismes expliquant la migration de l'embouchure, en particulier dans le sens inverse de la dérive littorale lors des dernières années.
- Le rôle du vent de terre sur la migration des flèches d'embouchure.
- Les réponses morphologiques d'une flèche sableuse aux aléas de submersion marine et la détermination d'une échelle d'impact des tempêtes en contexte micro tidale.

Ce chapitre se décompose en trois parties. La première expose la méthodologie mise en place pour étudier les objectifs listés précédemment. La seconde partie présente les principaux résultats qui portent sur la dynamique du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure, son évolution et les impacts des processus auto-allo-cyclique et anthropiques sur la dynamique de l'embouchure. La troisième partie est quant à elle une discussion des différents résultats

IV.1. Méthodologie

IV.1.1. Suivi pluri-décennale du système à l'aide d'outils de télédétection (1984-2022)

Les images satellites récupérées à l'aide de la boîte à outils open source CoastSat (Vos et al., 2019b) et de l'extension Planet Explorer sous QGIS ont tout d'abord été triées afin d'éliminer les images présentant un mauvais géoréférencement ainsi qu'une couverture nuageuse trop importante. Elles ont ensuite été utilisées de différentes manières.

IV.1.1.1. Suivi de l'évolution du trait de côte

Dans le but de suivre l'évolution du trait de côte entre juillet 1984 et fin 2022 une première analyse à l'aide de l'outil CoaSat a été effectuée. Cette boîte à outils permet de faire des détections automatiques du trait de côte avec une précision d'environ ± 10 m (Vos et al., 2019a) et dont les principales étapes sont résumées dans la figure IV.1. Afin d'améliorer la précision dans la détection des traits de côte ($\pm 3,5$ m), l'outil CoastSat.PlanetScope (Doherty et al., 2022) a également été utilisé. Les positions des traits de côte ont ensuite été extraites tous les 20 mètres puis moyennées sur 100 mètres afin de lisser l'oscillation liée aux mouvements des cornes des sinuosités de plage autour de leurs positions moyennes et pouvant créer des avancées ou reculs du trait de côte. La position du trait le plus ancien (juillet 1984) a été utilisée comme référence et une moyenne mobile sur 5 observations a été appliquée. Une tendance moyenne sur l'ensemble de la période du suivi satellite a également été calculée sur chaque transect et une analyse statistique permettant de détecter des changements dans la moyenne d'une série chronologique a été utilisée (package Strucchange sous R, Zeileis et al. (2003)).

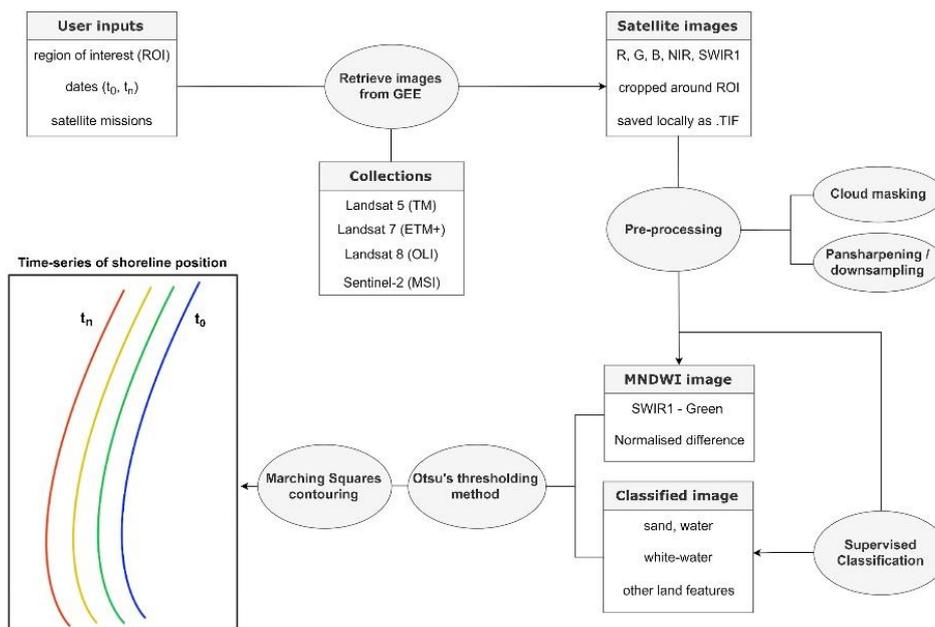


Figure IV.1 : Organigramme de programmation décrivant les fonctionnalités de CoastSat (Vos et al., 2019b).

IV.1.1.2. Suivi de la migration de l'embouchure

Les images satellites ont également été utilisées afin de suivre la position de l'embouchure. Pour chaque image la coordonnée y a été relevée en prenant pour point le centre de l'embouchure. La coordonnée passant par le centre du chenal principal (coordonnée de référence) a ensuite été soustraite aux coordonnées obtenues, permettant ainsi d'obtenir une distance de migration vers le nord (positive) et le sud (négative). De même, les événements de brèches affectant les deux flèches (nord/sud) ont été déterminés par photo-interprétation d'une image à l'autre. Afin de relier ces brèches aux forçages marins et fluviaux, les données de houle provenant du modèle ANEMOC-2 ont été utilisées pour la période 1984-2008 ainsi que les données CANDHIS provenant de la bouée de Banyuls entre 2008 et 2023. Les données de débits ont quant à elle été récupérées à la station du Pont-Joffre et de Rodès (pour les valeurs considérées comme suspectes) via le site HydroPortail.

IV.1.1.3. Suivi planimétrique de l'évolution du système de barres d'avant côte

Afin de suivre l'évolution du système d'avant-côte et la confronter à celle de la dynamique du trait de côte, le système de barre interne et externe a été digitalisé manuellement entre 2000 et 2022. Pour chaque année, une image satellite à la fin de l'été (octobre/novembre) et à la fin de l'hiver (avril/mai) a été utilisée, permettant ainsi d'encadrer la période la plus énergétique et morphogène. Leur digitalisation ainsi que leurs mesures ont été effectuées sous le logiciel ArcGIS.

IV.1.2. Suivi saisonnier du système (2018-2022)

Les données topo-bathymétriques acquises dans le cadre de l'OBSCAT ont été utilisées afin de suivre les variations du budget sédimentaire de part et d'autre de l'embouchure de la Têt (interne et externe). Les données collectées et prétraitées par l'OBSCAT ont ensuite été importées sous le logiciel ArcGIS et traitées selon la chaîne de traitement présentée dans la figure IV.2. Les traits de côte ont été digitalisés à partir des orthophotos OBSCAT, drone acquissent durant ce doctorat ou d'images satellites lorsque les orthophotos n'étaient pas disponibles.

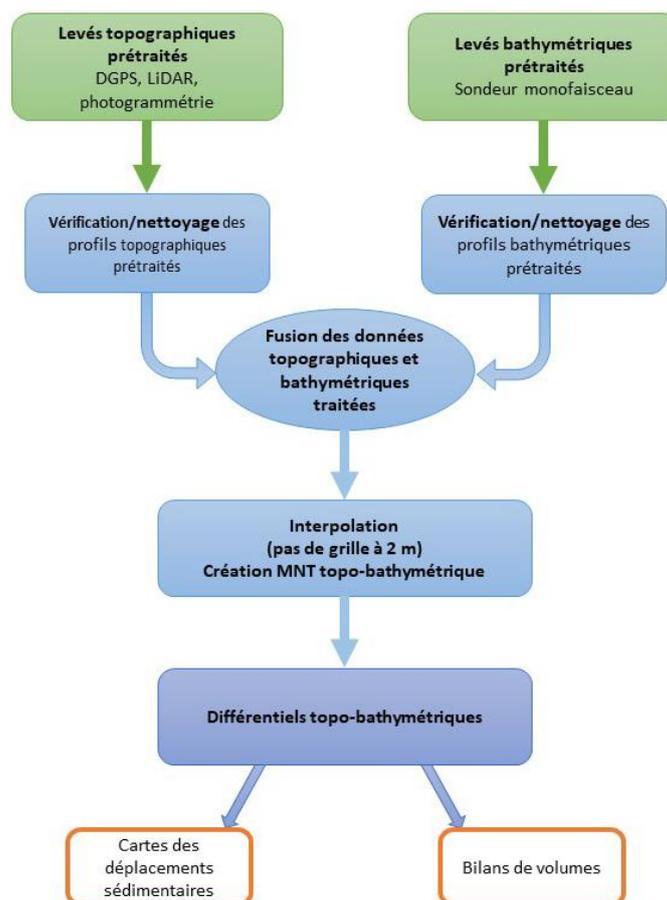


Figure IV.2 : Chaîne de traitement des données OBSCAT.

IV.1.3. Suivi haute fréquence du système (2020-2023)

Dans le but d'étudier les réponses morphologiques des deux flèches de l'embouchure aux forçages marins, fluviaux et éoliens, 29 vols drones ont été réalisés entre mai 2020 et février 2023.

IV.1.3.1. Suivi morphologique

Les flèches nord et sud ont tout d'abord été découpées des MNS drone dans la continuité de l'axe du chenal principal (figure IV.3.a). Les zones immergées mesurées lors des levés « petits fonds » ont été ajoutées et une interpolation par voisin naturel sous ArcGIS a été effectuée (pixel de 0,04 m). Les volumes au-dessus de 0,5 m NGF ont ensuite été calculés (figure IV.3.b) et la longueur de chacune des flèches a été mesurée en suivant la crête. A partir de ces deux paramètres, des taux d'évolutions volumétriques et d'élongations ont été calculés en normalisant le tout par le nombre de jours écoulé entre chaque vol.

Afin de suivre la réponse morphologique de la flèche nord aux aléas de submersion marine, la position et l'altitude de la crête de la flèche nord ont été extraites d'une partie des

MNT drone sous Matlab et des transects topographiques transversaux ont été réalisés. En complément, une surveillance photo et vidéo par SolarCam® a permis de suivre en continu les périodes de submersion.

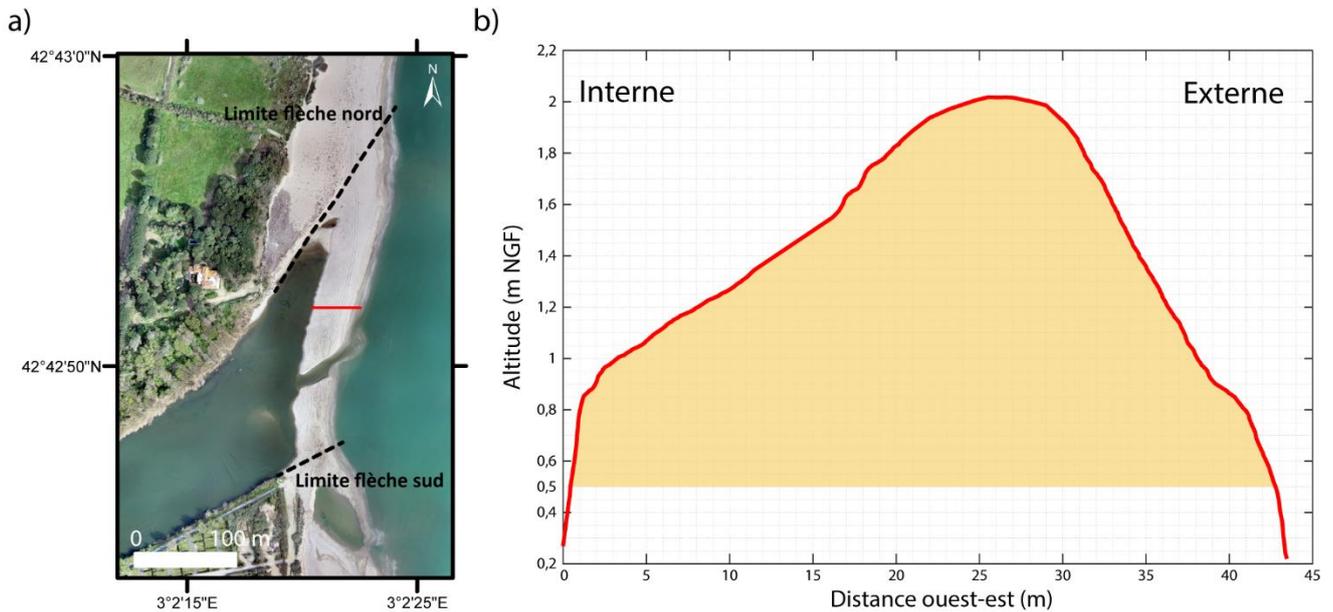


Figure IV.3: a) Carte de positionnement des limites des flèches nord et sud. Le trait rouge correspond à la position du profil. b) Profil topographique ouest-est de la flèche sud illustrant la zone où sont calculés les volumes.

IV.1.3.2. Suivi des forçages hydrodynamiques fluvio-marins

Les données de débit horaires proviennent des stations du pont Joffre et pour une partie de Rodès, suite à leur correction. Les données de houle ont été enregistrées toutes les 30 minutes par l'AWAC situé à 10 mètres de fond en face de l'embouchure. Afin de compléter l'absence de données dans la série temporelle, des corrections directionnelles entre les données de houle récupérées à la bouée de Banyuls et à l'AWAC ont été appliquées (figure IV.4). L'énergie totale des vagues est calculée selon la théorie des ondes linéaires :

$$E_{(J.m^{-2})} = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 \quad (IV.1)$$

où ρ est la densité de l'eau de mer ($1\,028\text{ kg.m}^{-3}$), g l'accélération de la pesanteur ($9,806\text{ m.s}^{-2}$) et H_s la hauteur des vagues (m).

La composante longshore de l'énergie des vagues est quant à elle obtenue par :

$$E_{(J.m^{-2})} = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 \times \sin(\theta_{incident}) \quad (IV.2)$$

où $\theta_{incident}$ est l'angle d'incidence de la houle (radian).

Les valeurs d'énergie et d'énergie longshore des vagues ont été cumulées par période entre les vols drones et normalisées par le nombre de jours. Dans le cas de l'énergie longshore, les composantes nord (positive) et sud (négative) ont été cumulées séparément.

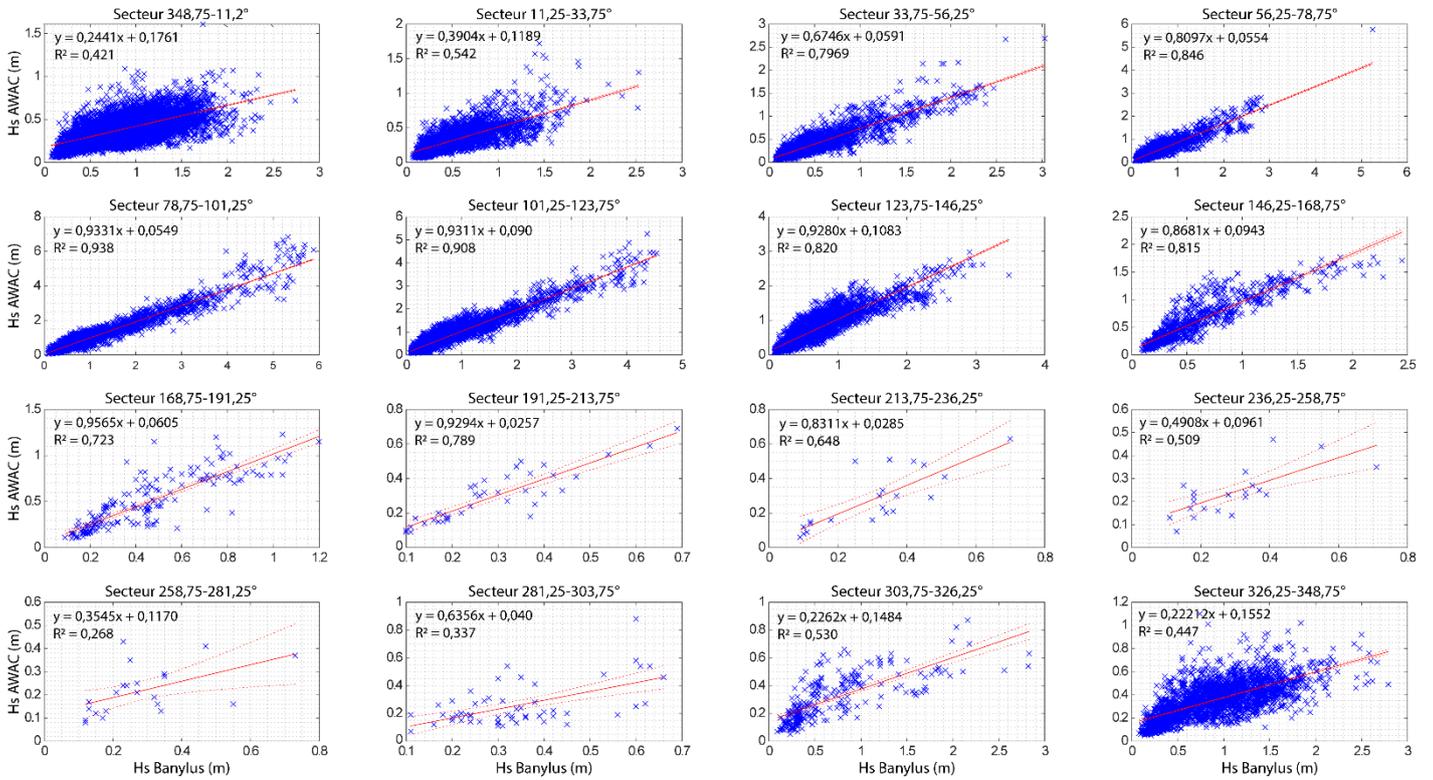


Figure IV.4 : Courbes de correction directionnelle entre les Hs mesurées à la bouée de Banyuls et à l'AWAC. Les lignes en pointillées représentent l'intervalle de confiance de la régression à 95 %.

Dans le but de suivre les zones de la flèche nord impactées par le déferlement des vagues durant les tempêtes, les paramètres de set-up et de run-up ont été calculés. Ils ont été estimés comme étant la somme du niveau marin, η , intégrant la marée et la surcote, et du set-up et run-up calculée à partir des formules de [Stockdon et al. \(2006\)](#) :

$$Set-up_{(m)} = \eta + 0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (IV.3)$$

$$Run-up_{(m)} = \eta + 1.1 \left(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2+0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (IV.4)$$

où β_f est la pente de la plage (0,05), H_0 est la hauteur significative des vagues et L_0 la longueur d'onde des vagues en eau profonde et η , le niveau marin mesuré au marégraphe de Port-Vendres.

IV.1.3.3. Suivi des forçages météorologiques

Les données horaires de vent proviennent de la station Météo France de Torréilles. Comme il n'existe pas de formule d'énergie du vent, nous avons décidé d'utiliser comme proxy sa capacité de transport obtenue à l'aide de l'équation de [Lettau and Lettau \(1977\)](#) :

$$q_{(kg.m^{-1}.s^{-1})} = C \sqrt{\frac{d\rho}{Dg}} (u_* - u_{*t})u_*^2 \quad (IV.5)$$

q est le flux de sédiment, C une constante (4,2), d la taille des grain ($d = D_{50} = 0,67$ mm), D le diamètre des grains de référence (0,25 mm), ρ la densité de l'air (1,2466 kg.m⁻³), g l'accélération de la pesanteur (9,806 m.s⁻²), u_* la vitesse de cisaillement du vent (m.s⁻¹) et u_{*t} la vitesse de cisaillement critique (m.s⁻¹). La vitesse de cisaillement est calculée à partir de la loi de paroi de [Prandtl \(1935\)](#) :

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (IV.6)$$

k la constante de Von Karman (0,4), u_z la vitesse du vent mesurée à la hauteur z et z_0 la hauteur de rugosité du sol définie selon [Nikuradse \(1950\)](#) :

$$z_0 = \frac{D_{50}}{30} \quad (IV.7)$$

La vitesse de cisaillement critique est estimée à partir de l'équation de [Bagnold \(1936\)](#) :

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} dg \quad (IV.8)$$

A une constante ($A = 0,085$ ([Bagnold, 1941](#))) et ρ_s la densité des sédiments (2 650 kg.m⁻³).

Les capacités de transport ont été séparées selon leur provenance (Tramontane et Marin), puis cumulées par période entre les vols drones et normalisées par le nombre de jours.

IV.2. Résultats

IV.2.1. Suivi pluri-décennal du trait de côte sur le site de l'embouchure de la Têt

Dans le but d'approcher la dynamique sédimentaire d'une zone, le premier proxy qui est très couramment utilisé est l'analyse diachronique du trait de côte ([Angnuureng et al., 2017](#); [Nmiss et al., 2022](#); [Yates et al., 2009](#)). Celle-ci est d'autant plus simple en milieu microtidal, et ne nécessite qu'une petite correction de la marée (de l'ordre de la dizaine de centimètres), permettant ainsi d'observer directement une avancée ou un retrait de la position du trait de côte. Le développement récent d'outils libres tels que CoastSat ([Vos et al., 2019b](#)) et

CoastSat.PlanetScope (Doherty et al., 2022) permet l'utilisation d'images satellites dans le but de retracer la position du trait de côte sur les 40 dernières années avec une précision inférieure à 10 m. Ces outils nous ont permis de suivre l'évolution du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Têt, élargie à ses frontières (entre les ports de Canet-en-Roussillon au sud et de Sainte-Marie-la-Mer au nord afin de suivre les perturbations liées aux jetées).

IV.2.1.1. Suivi de l'évolution de la position du trait de côte sur les 40 dernières années

La figure IV.5 montre les évolutions relatives de la position du trait de côte le long de 16 transects espacés de 120 m entre juillet 1984 et fin décembre 2022. D'une manière générale, la dynamique du trait de côte du nord du port de Canet jusqu'au droit de l'embouchure montre une érosion forte et relativement homogène. En s'éloignant vers le nord de cette dernière, le taux d'érosion est en diminution pour être sensiblement stable le long de la digue sud du port de St Marie. Sur l'ensemble du site, le recul du trait de côte est de l'ordre de 24,5 m entre 1984 et 2022, soit en moyenne $0,64 \text{ m.an}^{-1}$ de recul. Le retrait est particulièrement plus prononcé au sud de l'embouchure avec un recul du trait de côte moyen de 33 m (soit en moyenne $0,86 \text{ m.an}^{-1}$ de recul) qu'au nord où il n'est que de 13 m (soit en moyenne $0,34 \text{ m.an}^{-1}$ de recul). Certaines des évolutions les plus au sud ne sont en revanche pas naturelles mais perturbées par des opérations de rechargement au niveau de la digue nord du port de Canet et de reprofilage annuel de plage permettant l'installation des concessions de plage. Ceci est d'autant plus mis en avant par le transect 15 qui présente l'érosion la moins importante avec un recul de 22 m, correspondant à l'endroit où sont installées les concessions de plage.

En-dehors de cette tendance résiduelle à l'érosion sur l'ensemble du secteur, les séries temporelles montrent des variations importantes du trait de côte et notamment par périodes, des petites avancées de celui-ci. Une analyse statistique de détection des points de rupture a permis de mettre en avant les points où des changements de tendances dans l'évolution de la position du trait de côte ont lieu (indiquée sur la figure IV.5 par les droites en pointillées). Les variations les plus importantes ont lieu principalement au niveau de l'embouchure et en particulier sur sa partie proximale nord. Dans le cas le plus extrême, l'évolution du trait de côte a montré une avancée pouvant atteindre jusqu'à 120 m comme ce fut le cas entre décembre 2019 et février 2020 au niveau du transect 7. Les sous-parties suivantes visent à comprendre ces évolutions.

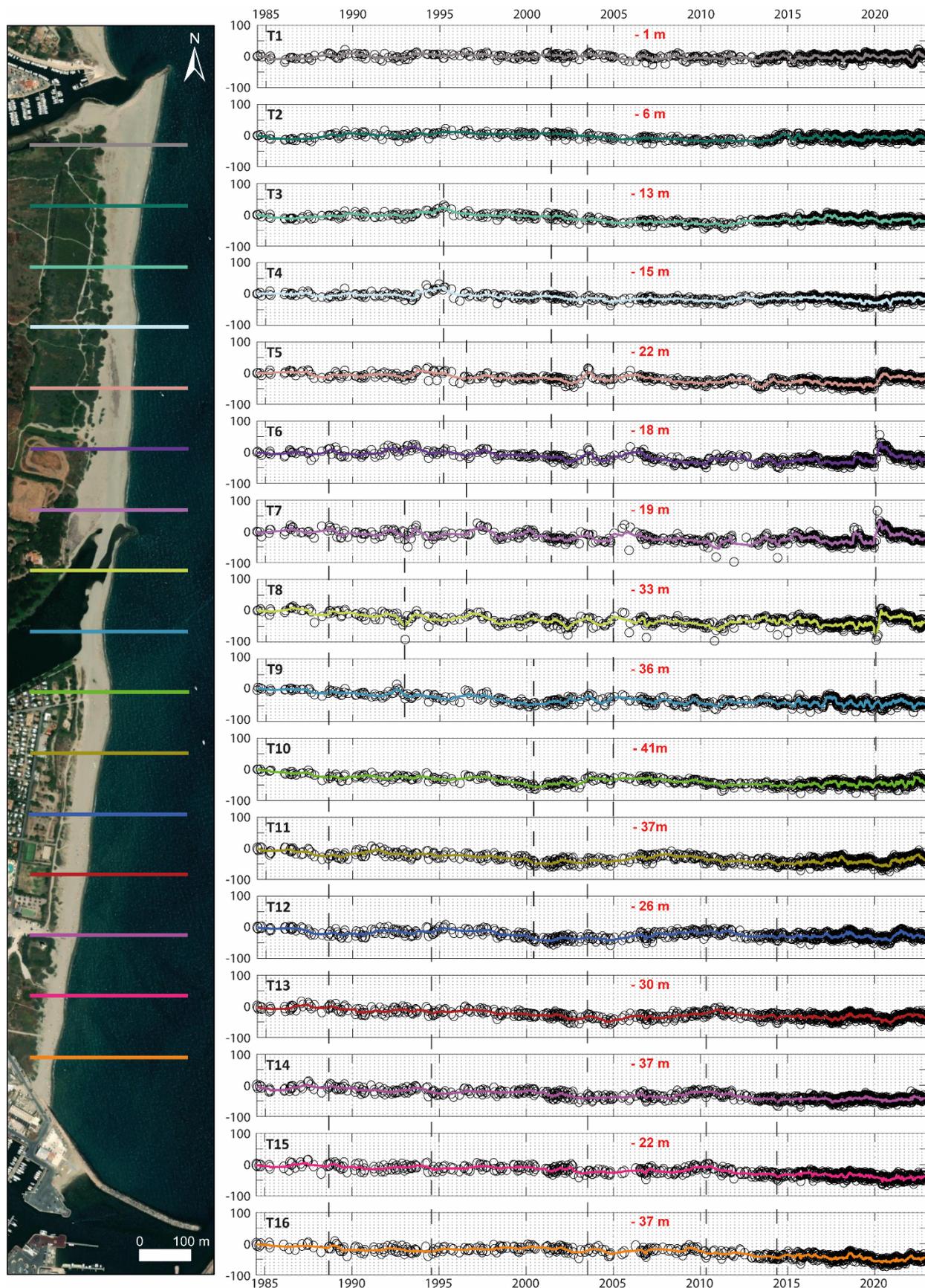


Figure IV.5 : Evolution de la position du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Têt entre 1984 et 2022. Les points sont des observations, les courbes colorées des moyennes mobiles ($n=5$) et les traits en pointillés verticaux des points de rupture.

IV.2.1.2. Relation entre trait de côte et position de l'embouchure

Les embouchures, en perturbant la dérive littorale et les caractéristiques hydrodynamiques marines, peuvent conduire à des variabilités de l'évolution longitudinale du trait de côte (Hicks et al., 1999). Dans le cas des IOCEs, la croissance d'une flèche de part et d'autre du chenal principal du fleuve, peut conduire à la migration de son embouchure sur plusieurs centaines de mètres. Ainsi, la figure IV.6 nous permet de suivre l'évolution des variations moyennes du trait de côte en fonction de la migration longitudinale de l'embouchure. Comme on peut le voir, la majeure partie des changements de tendances dans l'évolution des traits de côte sont reliés à la migration de l'embouchure. Par exemple, la première migration importante de l'embouchure de 500 m vers le nord entre 1994 et 1995 a conduit à une avancée du trait de côte de 32 m durant cette période (transect 4). Le transect 3 situé au-dessus à 120 m, nous montre une tendance similaire, mais avec une avancée du trait de côte plus faible (24 m sur la période). La relocalisation de l'embouchure à une position plus centrale à la suite d'une brèche, conduit le trait de côte à un recul et à un retour quasi identique à sa position initiale sur ces 2 transects. On observe des résultats similaires à plusieurs reprises vers le nord (en 2003 où le trait de côte avance de 33 m (transect 5), en 2012 où il avance de 10 m (transect 4), ou bien en 2014 où il avance également de 10 m mais à 760 m de la position centrale du chenal principal (transect 2)). On peut remarquer également le cas particulier de la double embouchure en 1997 et qui conduit à une avancée du trait de côte atteignant au maximum 25 m (transect 7), mais qui impacte une zone totale de 520 m au nord du chenal principal. Cette tendance est également observable vers le sud, mais de façon moins fréquente, la migration vers le sud étant plus rare. Sur la période fin 2020 à avril 2022, la migration de l'embouchure vers le sud jusqu'à 640 m, a conduit à une avancée maximale du trait de côte de 53 m (transect 11) et dont on voit l'effet jusqu'à 740 m de la position centrale du chenal principal (transect 14). Du fait que l'embouchure évolue quand même la majorité du temps au niveau du chenal principal et migre préférentiellement vers le nord, l'évolution des traits de côte à proximité du chenal et au nord de celui-ci, sont ceux qui présentent le plus de variations en lien avec cette migration.

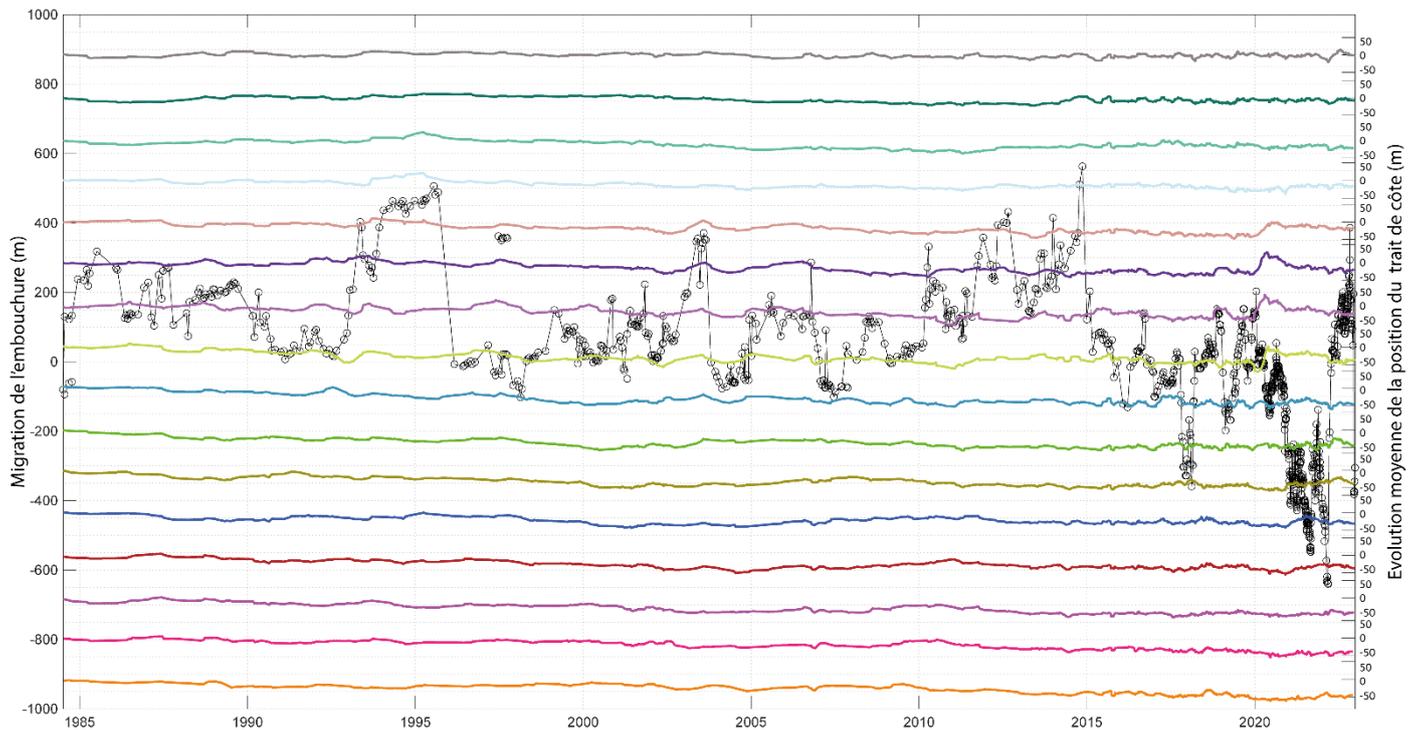


Figure IV.6 : Evolution de la position moyenne du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Têt ainsi que de sa migration entre 1984 et 2022. Les points sont des observations reliées par une courbe.

Outre la migration de l'embouchure, des quantités importantes de sédiments peuvent être déposés durant les événements de crue, et en particulier durant les événements extrêmes. Ces sédiments sont déposés au sein d'un delta subaquatique, et sont ensuite remobilisés par la dynamique côtière et peuvent ainsi participer à l'évolution du trait de côte. Lors de la tempête Gloria en janvier 2020, (pour plus d'informations sur cet événement extrême, voir le chapitre VI), un important delta subaquatique, légèrement décalé vers le nord du chenal principal, a été déposé. Sa remobilisation par la dynamique côtière, a conduit à une large avancée du trait de côte, en moyenne de 65 m, sur une distance atteignant jusqu'à 400 m (entre les transects 5 et 9). Cette avancée s'est faite sur une durée de 3 mois selon une décroissance longitudinale en s'éloignant du centre du chenal principal puis s'est poursuivie par un recul progressif dans les mois qui ont suivis. Une légère avancée du trait de côté d'environ 6 m est également visible sur le transect 4 durant cette période, cependant cette valeur rentre dans l'incertitude de la mesure.

IV.2.1.3. Relation entre trait de côte et position des barres d'avant-côte

Les barres d'avant-côte sont des morphologies que l'on retrouve sur de nombreux littoraux micro- à macrotidaux et qui peuvent jouer un rôle prépondérant dans le comportement pluri-décennal de l'avant-côte (Wijnberg and Terwindt, 1995). Dans le cas des systèmes de barres en croissant, des formes rythmiques similaires peuvent être observables sur le trait de côte et induire une sinuosité de plage (ou megacups). Celle-ci, présente des longueurs d'onde autour

de plusieurs centaines de mètres et des amplitudes pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, pouvant impacter la forme du trait de côte et entraîner des changements de sa position (Birrien et al., 2013; Thornton et al., 2007). Dans le but de pouvoir identifier un impact de ces barres sur notre dynamique du trait de côte, un suivi de leur évolution a été effectué entre 2000 et 2022.

Le système de barres d'avant-côte au niveau du site d'étude est composé de deux barres festonnées (figure IV.7). La barre interne et la barre externe sont rompues au passage du port de Canet-en Roussillon et montrent une forte variabilité de longueur d'onde et d'amplitude des festons liés à la présence des deux ports et de l'embouchure de la Têt. La barre externe est d'ailleurs particulièrement perturbée par la présence du port de Canet-en-Roussillon et montre un dédoublement juste après le passage du port. Entre les deux ports, elle est composée de cinq festons dont les longueurs d'onde montrent une forte variabilité avec des grands festons (600 m en moyenne pour le plus grand) entrecoupés de plus petits (260 m en moyenne pour le plus petit). L'amplitude des festons montre également des variations allant de 200 m pour celui le plus proche du port à environ 100 m pour le plus petit. Les ventres des festons sont situés à environ 500 m de la côte pour celui le plus au sud, puis se rapprochent progressivement de la côte jusqu'à se stabiliser autour des 300 m. Entre 2000 et 2022, leurs positions cross-shore sont relativement stables, seules les cornes ont des mouvements d'avancée et de recul dans une enveloppe de mobilité d'une centaine de mètres. Cette barre ne montre pas de grand déplacement vers le large, démontrant son caractère pérenne dans le temps. En revanche la position longshore des cornes montre une zone de mobilité d'environ 200 m pour la partie sud mais pouvant atteindre jusqu'à 400 m au nord de l'embouchure, sans pour autant qu'une migration longshore de tout le système ait lieu. Le motif festonné reste lui aussi constant dans le temps et ne montre pas de linéarisation. Aucune rupture de barre au niveau des ventres n'a pu être observée, mais le suivi ayant été fait par photo interprétation d'images satellite dans le visible, le caractère rompu de la barre peut être difficile à identifier.

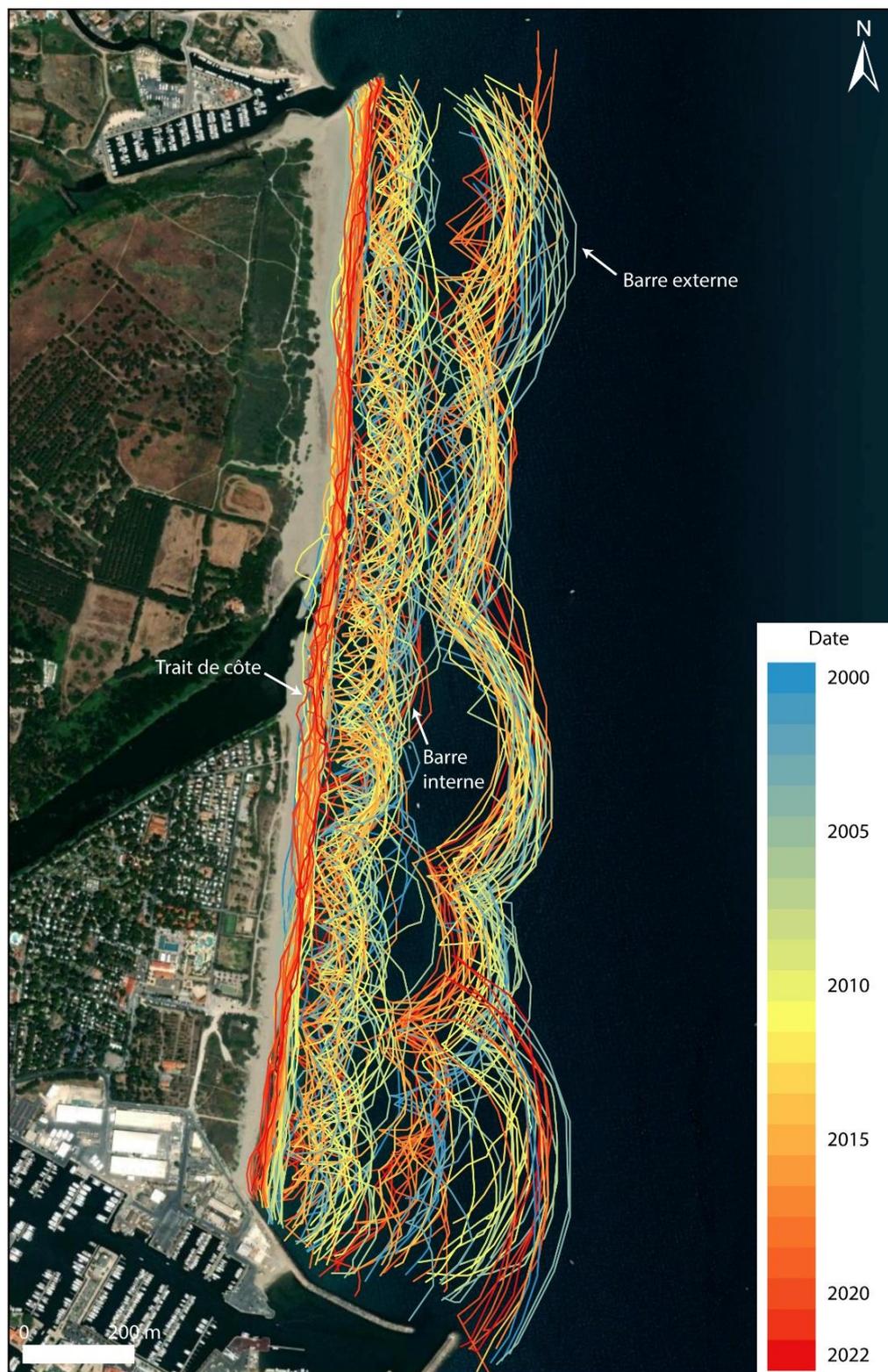


Figure IV.7 : Evolution de la position du système d'avant-côte à proximité de l'embouchure de la Têt entre 2000 et 2022.

La barre interne montre une variabilité encore plus forte que celle observée au niveau de la barre externe, avec des festons présentant des longueurs d'ondes allant de 75 à 540 m et des amplitudes comprises entre 45 et 180 m. La distance à la côte des ventres des festons est

comprise entre 70 et 250 m et montre une variation cross-shore importante avec un mouvement des cornes dans une enveloppe de mobilité d'une centaine de mètres. Les cornes peuvent s'accoler au trait de côte, mais pour autant la barre interne ne disparaît jamais par accolement ou migration vers le large. Son évolution longshore est encore plus importante que celle de la barre externe avec des mouvements de cornes qui semblent se déplacer sur plusieurs centaines de mètres mais difficilement quantifiable avec précision, d'autant plus que la migration de l'embouchure perturbe fortement le système. En effet, on observe une migration de la barre interne vers le nord ou le sud qui suit les phases de migration de l'embouchure. En revanche, elle ne semble pas subir une migration longshore continue dans le sens de la dérive littorale. Comme pour la barre interne, le motif festonné reste présent sans pour autant atteindre un état linéaire, même si de fortes variations dans l'amplitude des festons sont visibles. Ces motifs sont d'ailleurs les plus marqués durant les périodes où les cornes sont les plus proches du trait de côte. De même, la photo interprétation n'a pas permis de mettre en avant des ruptures au niveau des ventres, même s'il paraît évident que la barre interne doit être interrompue par des chenaux d'arrachements liés à l'embouchure de la Têt ou l'hydrodynamisme du système.

La figure IV.8 illustre l'impact des barres sur le trait de côte selon 3 cas de figures différents. Dans la première situation (figure IV.8.a), on peut observer la sinuosité de plage que peuvent induire les barres d'avant-côte. Ainsi on passe d'un trait de côte relativement rectiligne à la fin de la saison estivale, à une géométrie du trait de côte dont la sinuosité est fortement marquée à la fin de l'hiver. On peut supposer que ce profil plutôt rectiligne est dû aux actions de reprofilage mécanique, limitant l'impact du système de barre pourtant bien présent. En revanche, le système retrouvant son évolution naturelle durant l'hiver, il devient alors soumis au forçage provoqué par les barres et développe cette sinuosité, miroir du système d'avant côte. L'accolement des cornes conduit dans le cas présent à une avancée du trait de côte d'une vingtaine de mètres, et à l'inverse à un recul similaire au niveau des ventres des barres d'avant-côte. La sinuosité du trait de côte présente des longueurs d'onde de la même taille que celle du système interne (entre 170 et 320 m). Dans le second cas (figure IV.8.b), on peut toujours observer cette sinuosité de plage liée à la présence des barres d'avant-côte, mais si l'on s'intéresse en particulier à la zone d'embouchure, on peut remarquer que celle-ci peut débiter directement à proximité de l'embouchure, à moins de 100 mètres du chenal principal. Ainsi la zone proximale de l'embouchure peut directement être impactée par l'accolement des cornes. En revanche la figure IV.8.c, illustre le fait que le développement d'une flèche sableuse, liée à la migration de l'embouchure vers le sud, va contrer l'impact des barres sur la dynamique du

trait de côte. Ainsi comme on peut le voir, son élongation va tout d'abord conduire à une perturbation du système interne par rapport à ce que l'on a pu observer précédemment, mais va également prendre le contrôle sur la dynamique du trait de côte interne. En migrant avec la flèche, l'embouchure va creuser un chenal le long de la plage, qui va faire reculer le trait de côte mais également le protéger de l'action des barres. De même, au vu du cas présent, il ne semble pas que les barres induisent une sinuosité sur la flèche sableuse.



Figure IV.8 Rôle de l'impact des barres sur le trait de côte dans a) la mise en place d'une sinuosité de plage, b) la mise en place d'une sinuosité de plage à proximité de l'embouchure et c) en présence d'une migration importante de l'embouchure vers le sud.

IV.2.2. Suivi pluri-décennale de la position de l'embouchure de la Têt

Dans la partie IV.2.1.2., nous avons pu appréhender l'impact général de la migration longitudinale de l'embouchure sur l'évolution des variations du trait de côte. La partie qui suit vise à suivre plus particulièrement l'évolution de cette migration sur la période juillet 1984 à fin 2022 et d'identifier sa réponse aux forçages fluviaux et marins.

IV.2.2.1 Suivi de la migration de l'embouchure sur les 40 dernières années

La figure IV.9.a montre l'évolution de la migration longitudinale de l'embouchure de la Têt entre juillet 1984 et fin décembre 2022. Durant cette période recouvrant près de 40 ans de suivi, l'embouchure migre sur une amplitude latérale totale de 1 203 m avec une distance maximale atteignant les 563 m au nord (novembre 2014) et 640 m au sud (mars 2023) par rapport à l'axe du chenal fluvial. L'exploitation des images satellites et de l'intervalle de temps entre chaque acquisition, a permis d'estimer que l'embouchure se situe 41,1 % du temps dans l'axe du chenal principal (entre les traits rouges en pointillés), 51,4 % du temps au nord du chenal et 7,5 % du temps au sud du chenal. On peut donc déjà remarquer la prépondérance de la position de l'embouchure plutôt au nord de son axe principal, en particulier sur la période juillet 1984 à fin février 2015. La position de l'embouchure au sud, est un phénomène plus rare que l'on observe très succinctement en février 1998, juin 2007, de janvier à mars 2016 et en janvier 2017. Mais à partir d'octobre 2017, cette migration vers une position sud commence à se faire un peu plus régulièrement et sur des périodes plus longues (d'octobre 2017 à mars 2018, de février à avril 2019 et de mai à juillet 2020) et devient à partir de novembre 2020 jusqu'à l'ouverture mécanique les 6 et 7 avril 2022, la tendance générale observable durant le suivi de thèse. On observe d'ailleurs à partir de la mi-décembre 2022 un retour sur une migration vers le sud, qui a conduit à une seconde ouverture mécanique les 12 et 13 avril 2023 (non suivi dans le cadre de cette thèse). Il est important de noter que le caractère fermé de l'embouchure n'a pas pu être observée du fait de la photo interprétation d'image satellite dans le visible, la résolution des images ne permettant pas de le discerner avec certitude. En revanche, cette fermeture a pu être observée sur le terrain lors de la tempête du 31 octobre 2021 pendant quelques heures ou en début septembre 2023 pendant quelques jours. Enfin, des cas de double embouchure ont pu être observés sur les images satellites mais seulement sur une période d'environ 2,5 % du temps (de juillet à octobre 1984, de juin à octobre 1997, avril 2001, mars et novembre 2007, janvier, juillet et octobre 2021 et janvier 2022).

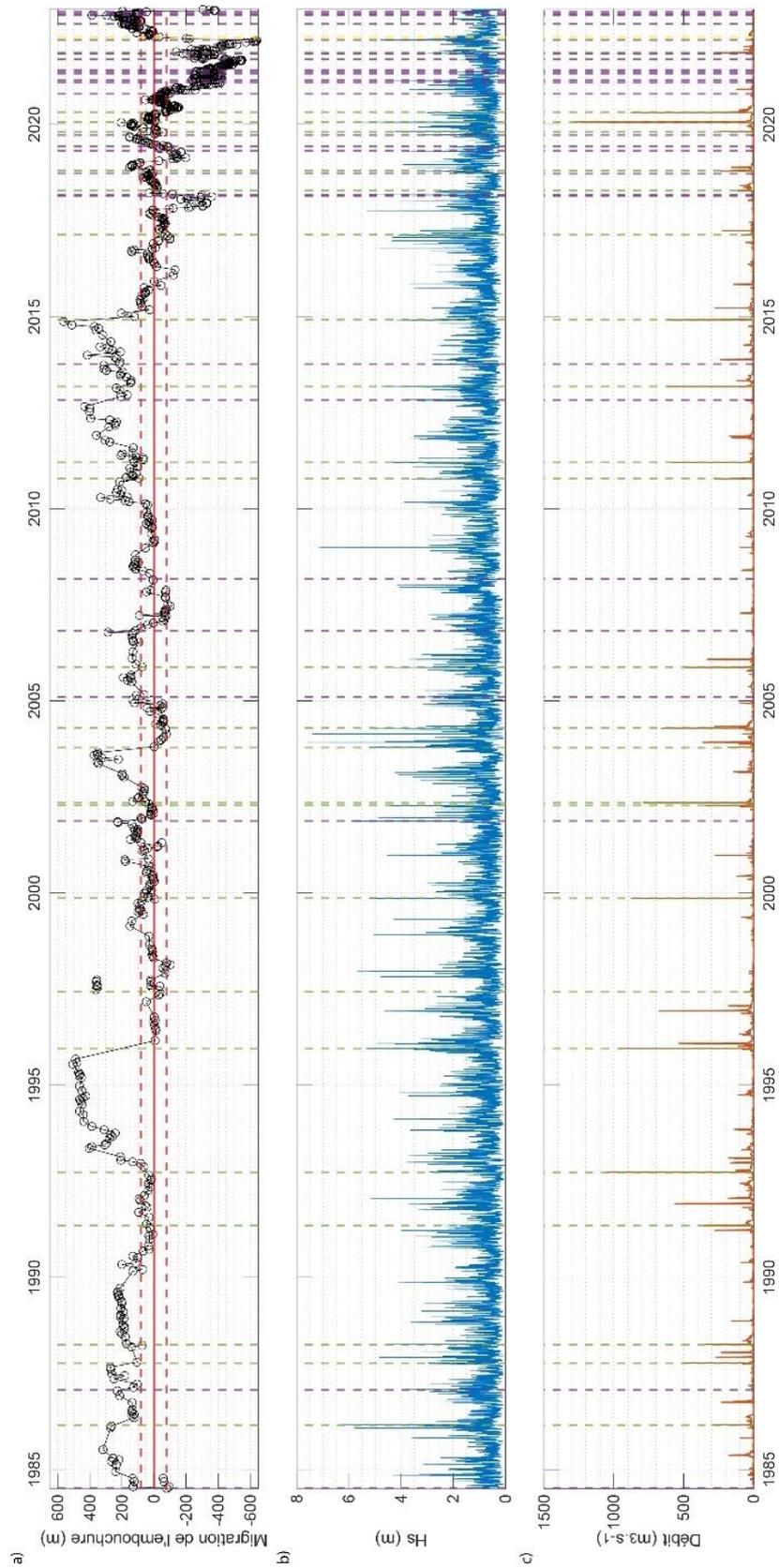


Figure IV.9 : Séries temporelles allant de 1984 à 2022 de : a) l'évolution de la position de l'embouchure, b) la hauteur significative des vagues et c) les débits de la Têt. Les traits en pointillés violets correspondent aux cassures provoquées par les tempêtes, en vert celles provoquées par les événements concomitants de tempête et de crue et jaune d'origine anthropique.

En plus de situer la position de l'embouchure, la photo interprétation des images satellites a permis d'identifier avec précision 52 événements de rupture de flèche d'embouchure. En reliant ces brèches aux forçages marins (figure IV.9.b) et fluviaux (figure IV.9.c) des comportements différents ont pu être identifiés en réponse à ces derniers. Ainsi 24 de ces ruptures ont pu être reliées à des événements concomitants de tempête et de crue (traits verts en pointillés, pour des Hs comprises entre 2 et 6,3 m et des débits entre 100 et 1 280 m³.s⁻¹). Ces événements ont conduit à une relocalisation de l'embouchure dans l'axe du chenal principal où à quelques dizaines de mètres de celui-ci. De même, 27 de ces ruptures ont pu être reliées à des événements de tempêtes (traits verts en pointillés, pour des Hs compris entre 2 < Hs < 5,9 m). Ces événements peuvent également conduire à une relocalisation de l'embouchure dans l'axe du chenal principal lorsque celle-ci se trouve à proximité, mais dans la plupart des cas conduisent à une rupture de l'extrémité de la flèche. Comme on peut le voir, d'autres événements concomitants (en particulier celui de décembre 1991 ou 1996) ou de tempête ont eu lieu durant la période de suivi satellite et ont également pu conduire à des ruptures. Mais ces brèches n'ont pas pu être mises en avant avec certitude lors de la photo-interprétation du fait de l'intervalle qui s'écoule entre deux images satellites (pouvant atteindre jusqu'à 208 jours). Ce phénomène est d'ailleurs bien mis en avant à partir de 2017 où l'on observe une augmentation du nombre d'observations de brèches (20 observations sur 5 ans) liée à l'utilisation des images Planet et permettant d'obtenir une image tous les 4 jours en moyenne. Enfin, un dernier cas de brèche liée à l'ouverture mécanique de l'embouchure a été observé début avril 2022 (trait jaune en pointillés) et a consisté à relocaliser l'embouchure au milieu du chenal principal avec pour objectif de réinitier une migration vers le nord.

IV.2.2.2 Impact des forçages sur la flèche d'embouchure

Outre une relocalisation longitudinale de l'embouchure liée à la création de brèches ou de ruptures sur la flèche d'embouchure, l'impact des forçages va également jouer un rôle sur la dynamique cross-shore des transferts sédimentaires. Le cas des brèches liées à des événements concomitants, étant plus rare et relativement complexe, il est expliqué en détails dans le chapitre VI. En revanche, le cas des brèches liées à des événements de tempêtes est quant à lui plus récurrent et joue également un rôle prépondérant sur la dynamique de migration de l'embouchure comme on a pu le voir sur la figure IV.9 pour la période 2017 – 2022. La figure IV.10 illustre la dynamique cross-shore des transferts de sédiments de la flèche d'embouchure à la plage suite à un de ces événements.



Figure IV.10 : Orthophotos drone montrant la morphologie de l'embouchure a) avant et b) après la tempête du 13/02/2022. Le trait rouge correspond à la position du trait de côte avant le passage de la tempête.

L'orthophoto drone du 16/02/2022 (figure IV.10.a), nous montre un système à double embouchure situé à 529 et 589 m au sud du milieu du chenal principal. Cette migration est due au développement d'une flèche sableuse qui présente une largeur moyenne d'environ 40 m et une crête moyenne atteignant 2,35 m au niveau du chenal principal. Une fois le chenal principal passé, sa largeur diminue de moitié pour une altitude de crête atteignant plus de 1 m et dont la diminution progresse avec son élongation vers le sud. Cette dernière a d'ailleurs conduit à une forte érosion de la plage sud suite au développement du chenal entre le pied de dune et la flèche. L'action d'une tempête marine atteignant les 4,8 m de Hs le 13/03/2022 a conduit à la situation que l'on observe sur l'orthophoto drone du 25/03/2022 (figure IV.10.b) et qui illustre la destruction de toute la partie sud de la flèche la plus vulnérable, et à une relocalisation de l'embouchure à 203 m du milieu du chenal principal. De même cette tempête a conduit à un recul moyen d'une quinzaine de mètres de la flèche présente au niveau du chenal principal et à des modifications importantes de la hauteur de crête (diminution de la hauteur moyenne à 2,1 m pour la partie sud et augmentation moyenne à 2,7 m pour la partie nord). La migration cross-shore des sédiments, résultant de la destruction de la partie sud de la flèche, a provoqué une avancée de la plage sud sur quasiment toute la longueur de l'ancienne flèche et pouvant atteindre au maximum une cinquantaine de mètres.

IV.2.3. Suivi saisonnier de la zone de l'embouchure de la Têt

Dans les parties précédentes nous avons pu voir que sur les quarante dernières années, l'embouchure de la Têt ainsi que sa zone adjacente était caractérisée par une forte variabilité morphologique spatiale et temporelle. Les suivis topo-bathymétriques réalisés dans le cadre de l'OBSCAT nous ont permis de suivre de façon saisonnière les variations des stocks sédimentaires permettant de mettre en avant des phases d'apports, de remobilisation par les processus côtiers et de construction du littoral (figure IV.11).

Le différentiel entre avril et octobre 2018 (figure IV.11.a) montre une érosion importante de l'embouchure avec une destruction de la flèche nord ($-10\,077 \pm 1\,102 \text{ m}^3$, zone A1) faisant suite à un épisode de crue ayant eu lieu début octobre ($237 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). En parallèle une accumulation de sédiments décalée vers le nord de l'axe du chenal principal est observable ($+15\,851 \pm 3\,270 \text{ m}^3$, zone A2) et conduit à une augmentation de la largeur de la plage d'environ 30 m. On observe également au sud de l'embouchure une accumulation de sédiments le long de la plage. Entre octobre 2018 et avril 2019 (figure IV.11.b), on peut remarquer une érosion du dépôt précédemment déposé ($-11\,577 \pm 2\,332 \text{ m}^3$, zone B1) associée à un recul de la plage atteignant les 20 m. En revanche une accrétion d'environ 60 m d'une flèche nord vers le sud est observable ($+8\,864 \pm 1\,328 \text{ m}^3$, zone B2) et conduit à la création d'un chenal d'érosion ($-3\,839 \pm 426 \text{ m}^3$, zone B3) faisant reculer la plage sud entre 30 et 10 m. On peut noter la présence d'une érosion importante au nord de l'embouchure ($-6\,692 \pm 1\,026 \text{ m}^3$, zone B4), liée à la création d'un précédent chenal, mais fermé suite à la construction de la flèche nord. La zone au sud de l'embouchure montre tout d'abord un gain témoignant d'une avancée du trait de côte atteignant les 23 m suivi d'un recul similaire. L'OBSCAT n'ayant pas réalisé de bathymétrie externe en novembre 2019, seules les données de bathymétrie interne et de topographie sont comparées entre avril et novembre 2019 (figure IV.11.c). On peut remarquer un recul important de la flèche nord de 200 m et une accrétion de la flèche sud conduisant à un comblement de l'ancien chenal ($+2\,317 \pm 327 \text{ m}^3$, zone C1). Ceci entraîne un retour du chenal à une position plus centrale et à une érosion du chenal principal liée à un événement de crue en octobre 2019 ($241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $-2\,172 \pm 505 \text{ m}^3$, zone C2). Un gain ainsi qu'un comblement de l'ancien chenal nord est également observable ($+6\,216 \pm 1\,039 \text{ m}^3$, zone C3). En revanche le trait de côte montre une tendance générale au recul (pouvant atteindre 30 m au nord). Le différentiel de la figure IV.11.d est obtenu à partir d'un mélange de données bathymétrique interne et topographique de novembre 2019 avec les données bathymétriques externe d'avril 2019 comparées aux données de mars 2020. On peut remarquer l'érosion importante du chenal ainsi

que la destruction complète des deux flèches d'embouchures ($-32\,358 \pm 3\,680 \text{ m}^3$, zone D1) liée à l'événement Gloria (voir chapitre VI pour une quantification plus précise de l'événement). Ceci conduit à une accumulation importante de sédiments en face du chenal et plus particulièrement au nord ainsi qu'au développement d'une flèche nord faisant avancer la plage d'environ une centaine de mètre ($+112\,004 \pm 13\,547 \text{ m}^3$, zone D2). Ce dépôt s'accompagne d'un recul important de la barre externe d'une bonne centaine de mètres. La partie au sud de l'embouchure est caractérisée par une petite flèche sud (environ 70 m) et d'une accumulation sédimentaire conduisant à une avancée du trait de côte atteignant les 25 m suivi d'une zone d'érosion liée au recul de la plage. On observe entre mars et septembre 2020 (figure VI.11.e) une érosion importante du dépôt post-Gloria ainsi qu'un accolement de la flèche nord ($-47\,958 \pm 8\,959 \text{ m}^3$, zone E1). Ceci conduit à une élongation d'environ 110 m de cette flèche ainsi qu'à une augmentation importante de son volume ($+12\,988 \pm 2\,201 \text{ m}^3$, zone E2). La zone côtière montre quant à elle une importante accumulation sédimentaire ($+95\,514 \pm 14\,492 \text{ m}^3$, zone E3) résultant de l'événement Verra qui s'est déroulé fin avril 2020 ($877 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Cet événement a également conduit à d'importantes modifications dans le chenal principal avec des zones d'accumulation au nord et d'érosion au sud. Ces zones d'érosion sont entrecoupées par le développement de deux flèches sud dont la plus grande atteint une centaine de mètres. Leur développement est associé à une zone d'érosion le long de la plage. Entre septembre 2020 et mars 2021 (figure VI.11.f) on observe une érosion du dépôt post-Verra ainsi que du dépôt post-Gloria avec un recul du trait de côte adjacent pouvant atteindre les 30 m ($+65\,643 \pm 17\,798 \text{ m}^3$, zone F1). Celle-ci s'accompagne en revanche d'une élongation importante de la flèche nord d'environ 360 m et d'un gain important de son volume ($+28\,233 \pm 3\,661 \text{ m}^3$, zone F2). Sa migration vers le sud entraîne la disparition de la précédente flèche sud et la création d'un chenal le long de la plage sud ($-5\,323 \pm 921 \text{ m}^3$, zone F3). En revanche on observe dans la partie sud une accumulation de sédiment à proximité de l'embouchure conduisant à une avancée du trait de côte d'une vingtaine de mètres ($+10\,847 \pm 1\,430 \text{ m}^3$, zone F4). L'érosion des dépôts post-crues a permis une migration des barres externes d'une centaine de mètres vers la côte. Par rapport aux autres, le différentiel entre mars et septembre 2021 (figure VI.11.g) montre des variations moins importantes avec une petite zone d'érosion dans le chenal principal, une érosion de la face marine de la flèche et un recul d'environ 20 m vers les terres de son extrémité la plus au sud ($-9\,496 \pm 2\,969 \text{ m}^3$, zone G1), faisant également reculer le chenal. On observe d'ailleurs dans sa continuité le reste d'un ancien chenal d'érosion. A proximité de ces zones d'érosion et de l'embouchure, une zone d'accumulation est visible ($+7\,852 \pm 1\,658 \text{ m}^3$, zone G2) et conduit à une avancée du trait de côte atteignant les 10 m.

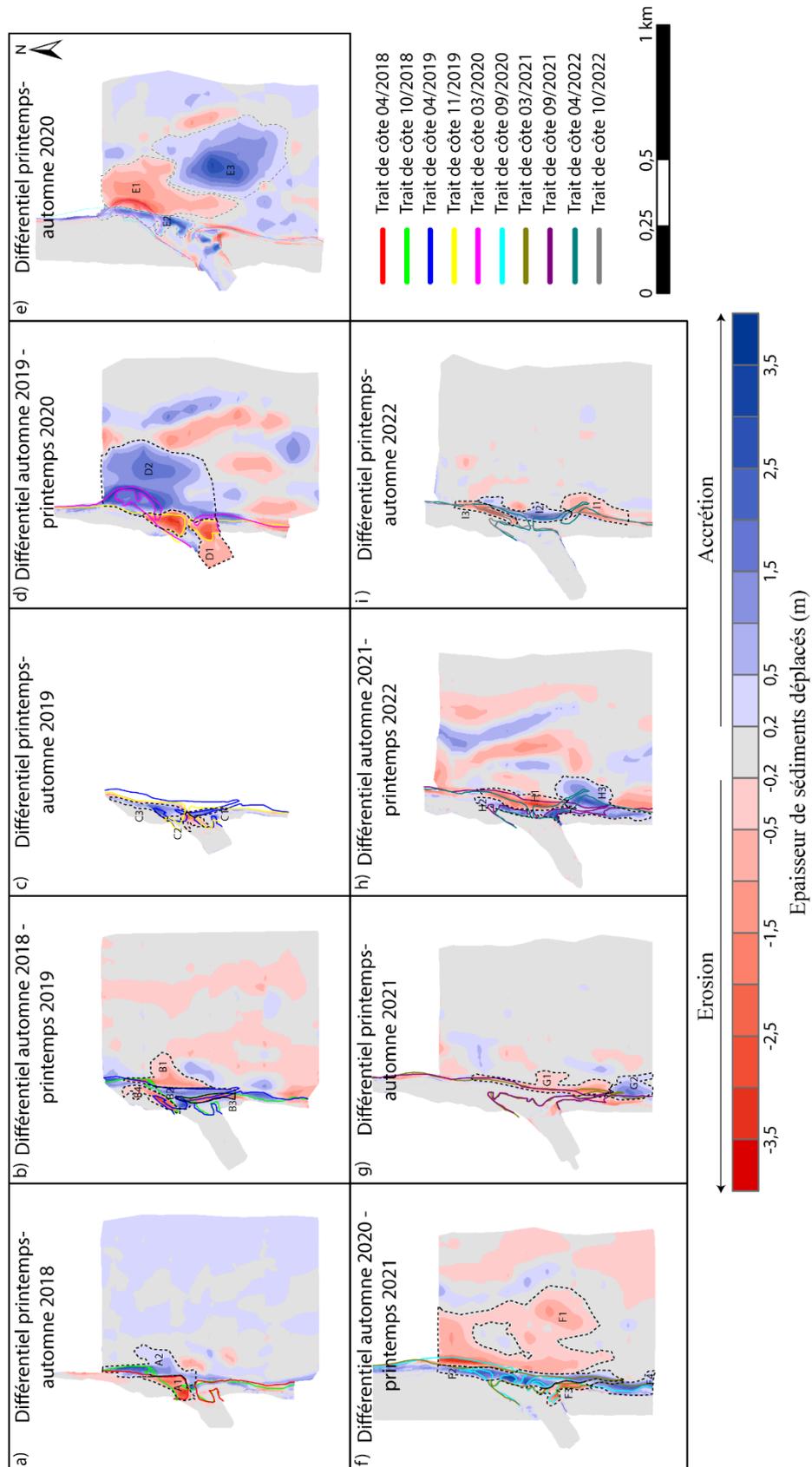


Figure IV.11 : Cartes saisonnières des volumes de sédiments déplacées entre a) avril et octobre 2018, b) octobre 2018 et avril 2019, c) avril et novembre 2019, d) avril/novembre 2019 et mars 2020, e) mars et septembre 2020, f) septembre 2020 et mars 2021, g) mars et septembre 2021, h) septembre 2021 et avril 2022, i) avril et octobre 2022. Les traits en pointillés représentent les zones où les volumes ont été calculés.

Entre septembre 2021 et avril 2022, d'importantes modifications ont lieu au niveau de la zone d'embouchure (figure VI.11.h). Tout d'abord on observe un recul important d'une vingtaine de mètres de la flèche, créant par la même occasion une importante zone d'érosion au niveau de son ancienne position ($-16\,918 \pm 2\,094 \text{ m}^3$, zone H1). Ce recul s'accompagne d'une importante zone d'accumulation lié au déplacement de la flèche, mais fait également suite à des travaux d'ouverture mécanique et de comblement de l'ancien chenal afin de relocaliser l'embouchure à une position plus centrale ($+8\,435 \pm 1\,359 \text{ m}^3$, zone H2). Ces travaux ont conduit à un recul important de la flèche nord, et à la création d'une flèche sud. Le système d'avant-côte faisant face à l'embouchure est également fortement modifié, avec une migration des barres vers les terres d'environ 100 mètres. La partie au sud de l'embouchure est quant à elle caractérisée par un comblement de l'ancien chenal d'érosion ainsi qu'à une accumulation de sédiments au niveau de l'ancienne position de l'embouchure, permettant une avancée du trait de côte atteignant les 60 m ($+23\,061 \pm 3\,933 \text{ m}^3$, zone H3), suivie d'une zone d'érosion. Enfin entre avril et octobre 2022 (figure VI.11.i), on observe une érosion importante de l'ancienne accumulation sédimentaire située au sud de l'embouchure ($-6\,320 \pm 1\,014 \text{ m}^3$, zone I1). Celle-ci s'accompagne d'une élongation d'environ 190 m de la flèche sud vers le nord ainsi qu'à un gain de volume lié à son élargissement côté mer pouvant atteindre une vingtaine de mètres ($+9\,760 \pm 1\,869 \text{ m}^3$, zone I2). Le développement de cette flèche, conduit à un recul de la flèche nord d'environ 75 m et à la création d'un chenal d'érosion ($-9\,039 \pm 2\,314 \text{ m}^3$, zone I3).

IV.2.4. Suivi haute fréquence de l'évolution des flèches d'embouchure

Le suivi saisonnier de la zone d'embouchure nous a permis d'observer une forte variabilité spatiale et temporelle des stocks sédimentaires qui peuvent transiter longitudinalement de part et d'autre de l'embouchure via le développement de flèches. Afin de comprendre plus finement les relations entre les différents forçages et le développement de ces flèches, un suivi haute fréquence utilisant des données morphologiques par drone, hydrodynamiques et météorologiques a été mis en place.

IV.2.4.1. Evolution volumétrique des flèches d'embouchure

L'évolution volumétrique de la flèche nord au-dessus de 0,5 m NGF (figure IV.12) montre tout d'abord une première diminution jusqu'en octobre 2020 (allant de $6\,862 \pm 341$ à $3\,915 \pm 224 \text{ m}^3$) suivi d'une augmentation rapide puis plus progressive atteignant un maximum de $19\,097 \pm 581 \text{ m}^3$ en septembre 2021. A partir de là on observe une diminution rapide des volumes jusqu'en décembre 2021 ($13\,240 \pm 361 \text{ m}^3$) suivi d'un petit regain ($14\,939 \pm 497 \text{ m}^3$) mais qui se poursuit par une diminution, en particulier provoquée par des travaux de

relocalisation de l'embouchure plus au centre du chenal, jusqu'en novembre 2022 ($3\,050 \pm 130\text{ m}^3$). Cette phase se poursuit par une augmentation rapide des volumes puis une stagnation aux alentours des $13\,000 \pm 450\text{ m}^3$. La flèche sud est quant à elle peu présente durant le suivi, elle apparaît en mai 2020 et montre une petite augmentation de son volume en octobre 2020 ($1\,017 \pm 78\text{ m}^3$) qui se poursuit par une diminution et sa disparition complète en février 2021 (à partir de novembre 2021 son volume est inférieur à 50 m^3). Celle-ci réapparaît en mars 2022 suite aux travaux ($1\,254 \pm 75\text{ m}^3$) et montre une augmentation de son volume jusqu'en septembre 2022 puis une stagnation aux alentours de $5\,000 \pm 200\text{ m}^3$ et disparaît entre novembre 2022 et janvier 2023. Ces phases d'évolution des volumes sont impactées par différents événements de brèches liés à des tempêtes ou des événements concomitants de tempêtes et de crues.

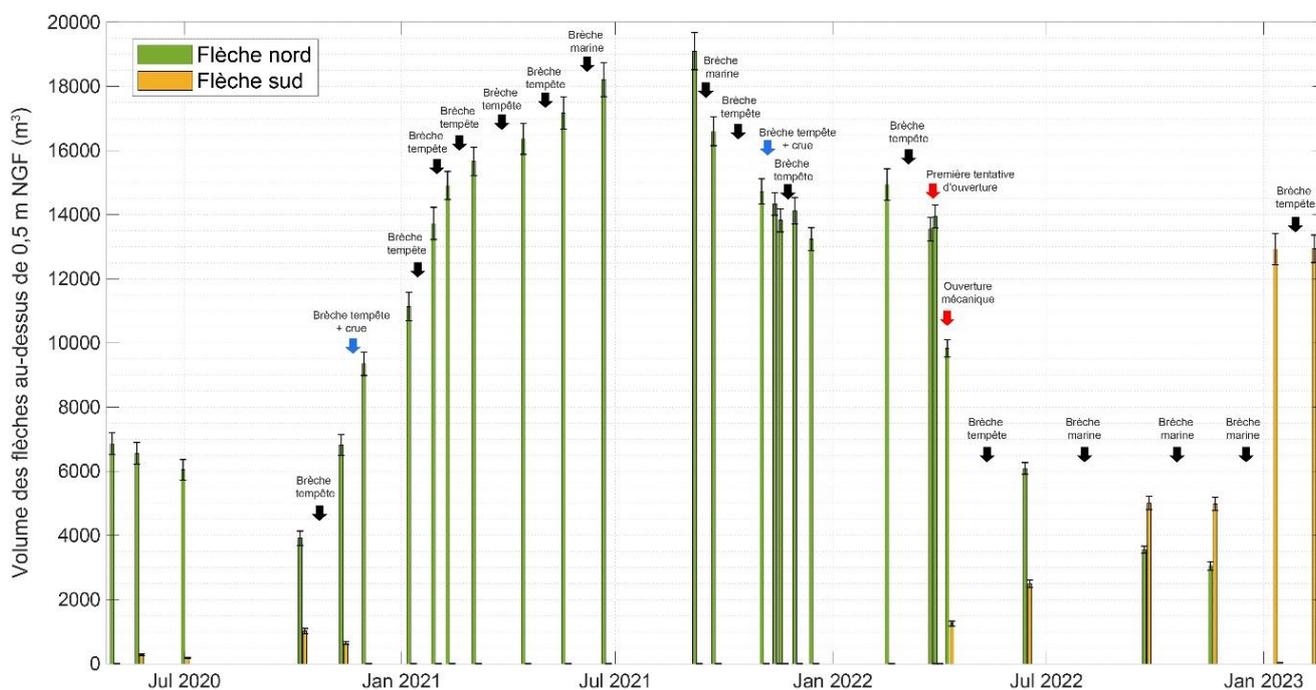


Figure IV.12 : Evolution des volumes des flèches d'embouchure au-dessus de 0,5 mNGF.

IV.2.4.2. Impact des paramètres hydro-météorologiques sur la dynamique des flèches d'embouchure

La figure IV.13.a nous montre l'évolution du taux d'élongation par jour des flèches nord et sud entre chaque vol drone. La flèche nord présente une forte variabilité de son taux d'élongation avec une alternance entre des phases d'élongation (allant de $0,34$ à $12,5\text{ m}\cdot\text{j}^{-1}$) et de recul (allant de $-0,67$ à $-13\text{ m}\cdot\text{j}^{-1}$). Une phase de recul importante de $-18\text{ m}\cdot\text{j}^{-1}$ est liée à l'ouverture mécanique de l'embouchure en mars 2022 (entraînant un recul de 180 m durant les travaux). La flèche sud est quant à elle présente au début du suivi avec une première phase d'élongation, suivi d'une phase de recul conduisant à sa disparition en février 2021 (taux

d'évolution allant de 2,04 à - 1,98 m.j⁻¹). Suite aux travaux de relocalisation de l'embouchure elle réapparaît en mars 2022 et présente une première phase d'élongation (atteignant les 0,88 m.j⁻¹) puis montre une phase de recul (atteignant les - 4,27 m.j⁻¹) à partir de décembre 2022. En relation avec ces taux d'élongation par jour, la position de l'embouchure (figure IV.13.b) montre des variations similaires mais avec une résolution plus fine. Ainsi on observe une première phase de migration vers le sud atteignant les 154 m jusqu'en juin 2020 suivi d'une période où l'embouchure vient se resituer dans le chenal principal. A partir de septembre 2020 et jusqu'à février 2022, l'embouchure présente une tendance généralisée de migration vers le sud (atteignant les 640 m), mais entrecoupée d'épisodes brefs de relocalisation sur des positions plus proches du chenal principal. Cette période est suivie d'une migration vers le nord atteignant les 386 m faisant suite aux travaux et également entrecoupée d'épisodes conduisant à une relocalisation de l'embouchure à une position plus proche du chenal principal. A partir de là, on observe une nouvelle tendance généralisée de migration vers le sud facilitée par la présence de brèches jusqu'en janvier 2023 suivi d'une succession de migration vers le nord et le sud. En termes d'évolution volumétrique par jour (figure IV.13.c) la flèche nord présente une première phase de perte (en moyenne - 16,4 m³.j⁻¹) suivie d'une période de gain entre octobre 2020 et septembre 2021 (atteignant 133,2 m³.j⁻¹). A partir de ce moment et jusqu'en décembre 2022 la tendance générale est à la perte (avec un maximum de - 156,19 m³.j⁻¹ dès le début de la période et à l'exception des travaux). Cette période est suivie d'une dernière phase de gain, la plus importante de la série (179,53 m³.j⁻¹). Les évolutions volumétriques de la flèche sud présentent des tendances similaires à celle déjà mise en avant avec son taux d'élongation (allant de 24,91 à - 89,95 m³.j⁻¹ en dehors de la période de travaux).

L'énergie totale des vagues (figure IV.13.d) montre une alternance entre des périodes de faibles et fortes énergies liées à des épisodes de tempêtes ($H_s > 2$ m). Durant la période de suivi, 15 tempêtes marines se sont déroulées avec des pics d'énergies compris entre 5,14 et 52,1 kJ.m⁻² et dont la quasi-totalité ont conduit à des brèches. Trois de ces tempêtes (février 2021, mars 2022 et février 2023) sont particulièrement importantes avec des pics d'énergies supérieures à 30 kJ.m⁻². Mais on observe également de petits événements moins énergétiques ($1 < H_s < 2$ m) qui peuvent montrer des pics d'énergie non négligeable conduisant à des brèches (2,53 kJ.m⁻²). L'énergie cumulée par jour entre les vols drones (figure VI.13.e) montre l'importance des événements de tempêtes dont l'intégration aboutit à des périodes plus énergétiques avec des valeurs cumulées comprises entre 33 844,5 et 181 895 kJ.m⁻².j⁻¹. Mais le nombre d'événements moins énergétique se produisant sur une période peut aboutir à une énergie totale dépassant

celle des périodes de tempêtes (atteignant les $46\,380\text{ kJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Tout comme pour l'énergie des vagues, l'énergie longshore (figure VI.13.f) montre une alternance entre des périodes de faibles et de fortes énergies liées principalement aux tempêtes. Celles-ci conduisent majoritairement à de fortes énergies orientées vers le nord (dont le pic peut atteindre $12,20\text{ kJ.m}^{-2}$), mais peuvent pour certaines montrer également une alternance de fortes énergies vers le sud (pouvant atteindre $34,06\text{ kJ.m}^{-2}$). En dehors de ces événements on peut également observer des énergies orientées vers le nord, liées à de petits événements, pouvant même être supérieures à ce que l'on observe pendant les tempêtes. En dehors de ces périodes énergétiques, on observe de faibles énergies oscillantes entre le nord (42% du temps) et le sud (58% du temps). L'énergie longshore cumulée par jour entre les vols drone (figure VI.13.g), nous montre une répartition équitable entre une dominance vers le nord (atteignant les $62\,019,4\text{ kJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) et le sud (atteignant les $20\,353\text{ kJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Cette dominance peut être nette, en particulier lors des événements de tempêtes, mais peut aussi dans certains cas être légère. En majorité les périodes présentant des tempêtes montrent une énergie longshore orientée vers le nord, mais peuvent également montrer une dominance vers le sud (6 cas sur 15). Celle-ci peut être liée soit à la part d'énergie longshore orientée vers le sud observé durant certaines tempêtes, soit à la longueur de la période rendant le cumul orienté plutôt vers le sud. De même les périodes montrant de fortes tempêtes aboutissent à une énergie longshore vers le nord, alors que le cumul de la période hors tempête est plus sud.

En ce qui concerne le forçage fluvial (figure VI.13.h), celui-ci montre au départ de forts débits atteignant les $104\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ suivi d'une diminution progressive jusqu'en juillet 2020. A partir de là, les débits sont majoritairement à leur niveau d'étiage à l'exception de deux périodes de crues (atteignant les 121 et $265\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en novembre 2020 et 2021) et de quelques petits événements ne dépassant pas les $70\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

L'intérêt dans cette étude de quantifier l'action du vent réside principalement dans le fait que la tramontane induit un petit clapot dans le proche littoral responsable d'une dérive littorale inverse, orientée vers le sud et non détectée sur les données de la bouée au large. Ainsi, le vent moyen (figure VI.13.i), montre une alternance entre des périodes de Tramontane, de Marin et de vent venant du sud-ouest. Le vent dominant durant la période est la tramontane (52,8 % du temps) et présente des vitesses moyennes pouvant atteindre les $15,7\text{ m.s}^{-1}$. Le marin est présent quant à lui 30,2 % du temps avec des vitesses moyennes pouvant atteindre les $12,9\text{ m.s}^{-1}$. Le flux associé à ses vents (figure VI.13.j), illustre une alternance entre des périodes présentant de fortes et faibles valeurs de transport. Ce flux est majoritairement dominé par

l'action de la Tramontane qui représente 89,82 % du transport sur la période de suivi. L'alternance entre ces périodes de fortes et faibles valeurs est d'ailleurs bien mise en avant par la figure (figure VI.13.k) avec des périodes présentant des flux par jour allant de 0 à 169,18 $\text{kg.m}^{-1}.\text{j}^{-1}$. De même, on peut remarquer la faible contribution du marin, avec un flux maximal atteignant les 12,58 $\text{kg.m}^{-1}.\text{j}^{-1}$.

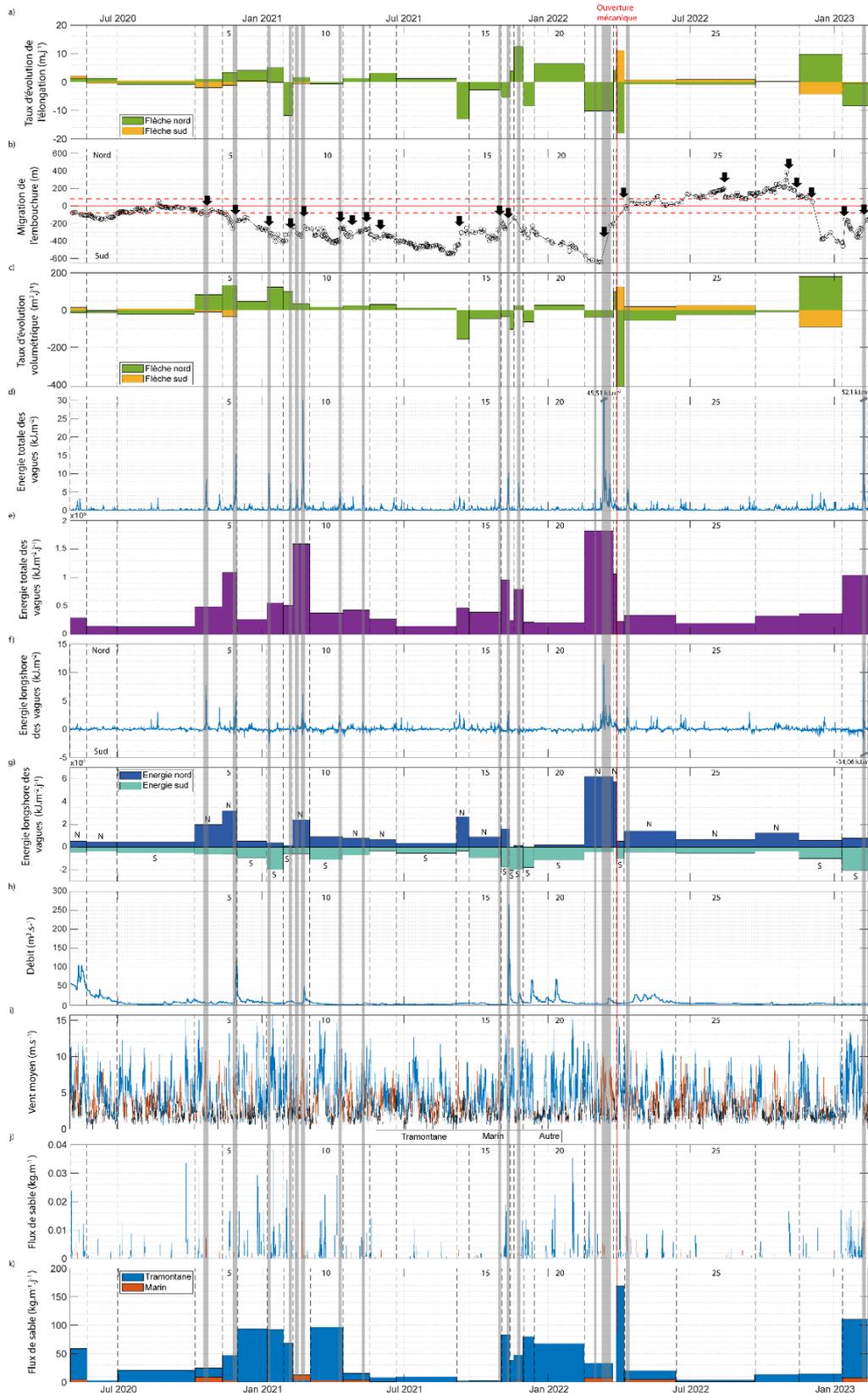


Figure IV.13 : Séries temporelles a) du taux d'évolution de l'élongation des flèches d'embouchures, b) d'évolution de position de l'embouchure (les flèches représentent les événements de brèches), c) du taux d'évolution volumétrique des flèches d'embouchures, d) d'énergie totale des vagues, e) d'énergie totale des vagues cumulée entre les vols drone, f) d'énergie longshore des vagues, g) d'énergie longshore des vagues cumulée entre les vols drone (la lettre représente la direction dominante), h) de débit de la Têt, i) de vent moyen, j) des flux de sable et k) des flux de sable cumulés entre les vols drone. Les traits verticaux en pointillés délimitent les périodes encadrées par les vols drone.

L'interprétation de la figure 13 déclinée sur la figure 14 et synthétisée dans le tableau IV.1 permet d'illustrer les principales causalités morphologiques par rapport aux différents degrés d'influence des processus se déroulant. Par moment, l'ensemble d'une même période (28 périodes encadrées par les vols drone) présente une réponse morphologique identique en lien avec le forçage dominant à l'origine de ces modifications. En ce qui concerne les volumes, certaines évolutions montrent la présence d'un point d'exclamation témoignant des faibles valeurs pouvant être considérées comme négligeables et pouvant fausser l'interprétation. Les évolutions de migrations de l'embouchure ont été codées de façon à refléter les faibles migrations vers le nord et le sud (PN et PS pour « petit nord » et « petit sud ») des fortes (GN et GS pour « grand nord » et « grand sud »).

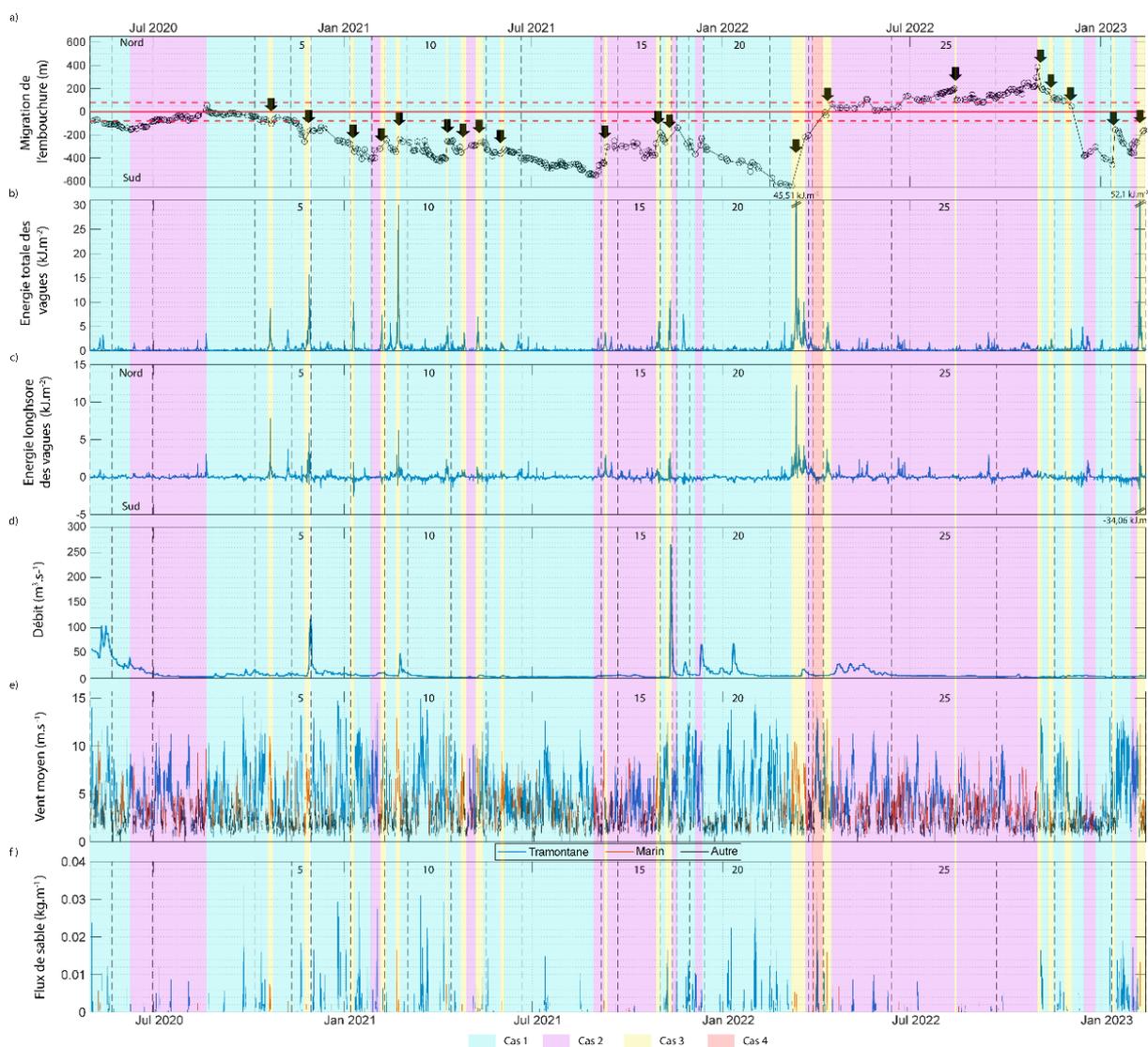


Figure IV.14 : Identification des différents cas d'évolution appliqués aux séries temporelles a) d'évolution de position de l'embouchure (les flèches représentent les événements de brèches), b) d'énergie des vagues, c) d'énergie longshore des vagues, d) de débit de la Têt, e) de vent moyen et f) de flux de sables. Les traits en pointillés délimitent les périodes encadrées par les vols drone.

Tableau IV-1 : Synthèse de l'ensemble des évolutions morphologiques et des paramètres hydrométéorologiques observés durant les 28 périodes encadrées les vols drones.

Période	Volume nord	Volume sud	Migration de l'embouchure				Processus de contrôle	
1	-	+	PS				La période 1 est caractérisée par quelques épisodes de Tramontane modérés.	
2	-	-	PS	PN			La période 2 est caractérisée par une première période de faible Tramontane, puis en seconde partie, par des événements de vagues de faibles énergies.	
3	-	+	PN		PS		La période 3 est caractérisée par des événements de vagues de fortes énergies en fin de première partie. La Tramontane présente de forts événements en seconde partie.	
4	+	-	PS	Brèche	PS		La période 4 est caractérisée par des événements de Tramontane puis des événements de vagues de hautes énergies au moment de la brèche.	
5	+	-	GS		Brèche		La période 5 est caractérisée par une Tramontane modérée et des événements de hautes énergies en fin de période.	
6	+	+!	GS				La période 6 est caractérisée par une Tramontane intense.	
7	+	+!	Brèche		GS		La période 7 est caractérisée par un événement de hautes énergies en début de période puis par une Tramontane très forte.	
8	+	+!	GN		Brèche		La période 8 est caractérisée par une énergie modérée des vagues principalement orientées vers le sud. La Tramontane est très forte pour cette période.	
9	+	-!	PS	Brèche	PS		La période 9 est caractérisée par une faible Tramontane avec des événements de hautes énergies avant, pendant et après la brèche.	
10	+		GS		Brèche		La période 10 est caractérisée par une Tramontane très intense avec un événement de hautes énergies pendant la brèche.	
11	+		PS	Brèche	PN	Brèche	La période 11 est caractérisée par une faible Tramontane avec des événements de hautes énergies lors des brèches.	
12	+		GS	Brèche	GS		La période 12 est caractérisée par une faible Tramontane et une faible énergie des vagues lors de la brèche.	
13	+		GS		PN		La période 13 est caractérisée par quelques épisodes de Tramontane.	
14	-		Brèche		GN		La période 14 est caractérisée par une forte énergie des vagues, orientées vers le nord avec quelques événements de hautes énergies.	
15	-		Stable	PN	Brèche		La période 15 est caractérisée par une plus forte énergie des vagues orientées vers le nord.	
16	-		GS		Brèche		La période 16 est caractérisée par une forte Tramontane avec un événement de hautes énergies en fin de période.	
17	-		PN				La période 17 (très courte) est caractérisée par une faible énergie des vagues.	
18	+		GS				La période 18 est caractérisée par une Tramontane modérée.	
19	-		GS		GN		La période 19 est caractérisée par une Tramontane modérée.	
20	+		GS				La période 20 est caractérisée par une forte Tramontane.	
21	-		PS	Brèche	PN		La période 21 est caractérisée par une forte énergie des vagues orientées vers le nord qui s'accroît en fin de période.	
22	+		Stable				La période 22 (très courte) est caractérisée par une forte énergie des vagues principalement orientées vers le nord.	
23	-	+	Ouverture mécanique				La période 23 est caractérisée par une Tramontane intense.	
24	-	+	Brèche	Stable	PN		La période 24 est caractérisée par une énergie modérée des vagues principalement orientées vers le nord avec quelques événements de plus hautes énergies.	
25	-	+	PN	Brèche	PN		La période 25 est caractérisée par une énergie plus faible des vagues orientées vers le nord, avec des événements de plus hautes énergies en fin de période.	
26	-	-	PN	Brèche	PS	Brèche	La période 26 est caractérisée par une faible énergie des vagues orientées vers le nord avec des événements de plus hautes intensités en fin de première partie et pendant les brèches. La Tramontane s'est intensifiée lors de la première brèche.	
27	+	-	PS	Brèche	GS	PN	GS	La période 27 est caractérisée par une faible Tramontane avec de petits événements en début et fin de période.
28	+	-	Brèche	GS	GN	Brèche		La période 28 est caractérisée par une Tramontane très intense avec des événements de hautes énergies pendant les brèches.

Ainsi, à l'échelle des 2 ans de suivi, il a été possible d'observer quatre comportements morphologiques différents et de les relier à un forçage fluvio-météo-marin. La description est la suivante :

- Le 1^{er} cas concerne les phases de migration de l'embouchure vers le sud qui peuvent être plus ou moins rapide (figure VI.14.a en bleu clair). Durant ces périodes on observe une forte composante de Tramontane (figure VI.14.e), illustrée en particulier par les fortes valeurs de flux de sable (figure VI.14.f), ainsi qu'une faible énergie des vagues (figure VI.14.b) dont la composante longshore est majoritairement orientée vers le sud (figure VI.14.c). En termes de forçages fluviaux (figure VI.14.d), on est majoritairement sur des débits d'étiage mais quelques petits événements n'entraînant pas de brèches peuvent avoir lieu. Ces migrations s'accompagnent de variations de volumes pouvant être positives ou négatives avec un recul de la flèche sud.

- Le second cas concerne quant à lui les phases de migration vers le nord (figure VI.14.a en rose clair). Celles-ci sont caractérisées par de faibles périodes de Tramontane (figure VI.14.e et f) ainsi que de faibles énergies de vagues (figure VI.14.b) avec une composante longshore majoritairement orientée vers le nord (figure VI.14.c). Le forçage fluvial est quant à lui similaire à celui observé dans le premier cas. On observe un recul de la flèche nord entraînant une perte de volume à l'inverse de la flèche sud qui montre plutôt un gain de volume (sa perte étant difficilement identifiable du fait de sa faible présence).

- Le troisième cas montre quant à lui des relocalisations brusques de l'embouchure à proximité du chenal principal (figure VI.14.a en jaune clair). Ces périodes sont caractérisées majoritairement par des périodes de fortes énergies liées principalement aux tempêtes et à certains petits événements énergétiques (figure VI.14.b). Une contribution fluviale peut également s'ajouter en particulier lors des événements de crues (figure VI.14.d). L'évolution des volumes durant cette période est difficilement identifiable du fait de leur brièveté.

- Le dernier cas (figure VI.14 en rouge clair) porte sur l'impact anthropique avec l'ouverture mécanique d'une nouvelle embouchure plus au centre du chenal principal et contribuant dans notre cas, à un fort recul et perte de volume de la flèche nord, à l'inverse de la flèche sud. Celui-ci ne présente pas de caractéristiques de vent, de vague ou de débit spécifiques, mise à part qu'il a lieu en condition calme.

Sur toute la série temporelle, nous avons pu identifier deux périodes particulières. Tout d'abord la quasi-totalité de la période 8 (entre le 28 janvier et le 9 février 2021) a été classée en cas 2, du fait de sa migration vers le nord lié au recul de sa flèche nord, pourtant elle

présente toutes les caractéristiques d'un cas 1 (forte Tramontane et faible énergie majoritairement orientée vers le sud). De même durant la période 28, un cas de rupture est observable, mais celui-ci n'est pas lié à de fortes énergies de vagues (débit max de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et H_s max de 0,67 m) mais plutôt à l'action continue de faibles débits sur une zone de faiblesse de la flèche.

IV.2.4.3. Réponse morphologique d'une flèche aux aléas de submersion marine

La partie qui suit a été présentée au cours des Journées National du Génie Civil et du Génie Côtier du 11 au 13 octobre 2022 et a fait l'objet de la publication d'un acte de conférence sous le titre de Coastal flooding thresholds and morphological evolution of a Mediterranean spit-barrier.

IV.2.4.3.1. Tempêtes sélectionnées

Le suivi annuel entre novembre 2020 et novembre 2021, nous a permis d'identifier 11 tempêtes avec des H_s supérieures à 2 m pendant les événements. La tempête Gloria (janvier 2020) est également incluse dans la base de données du fait de son caractère exceptionnel (voir chapitre VI). Les principales caractéristiques hydrodynamiques de chaque événement sont résumées dans le tableau IV.2. Par ailleurs le suivi topographique des tempêtes 1 et 2 étant trop éloigné des événements, seule l'observation visuelle des franchissements et de la présence de brèches a été prise en compte.

Tableau IV-2 : Principales caractéristiques hydrodynamiques à l'apogée de chaque tempête sélectionnée.

Nom	Dates de début et de fin	H_s (m)	T_p (s)	Direction (°)
Tempête 1	01/19/2020 08:00 - 01/23/2020 18:30	6.1	11.4	91.1
Tempête 2	11/07/2020 12:00 - 11/07/2020 13:00	2.1	7.1	162
Tempête 3	11/19/2020 23:30 - 11/20/2020 16:00	2.1	6.3	165
Tempête 4	11/26/2020 10:00 - 11/26/2020 11:00	2	6.3	96
Tempête 5	11/27/2020 16:30 - 11/29/2020 04:30	3.9	9.1	105
Tempête 6	01/09/2021 12:00 - 01/10/2021 15:30	3.1	10	82
Tempête 7	02/06/2021 01:30 - 02/06/2021 22:30	2.8	9.1	83
Tempête 8	02/14/2021 09:30 - 02/14/2021 17:00	2.3	6.7	110
Tempête 9	02/21/2021 13:00 - 02/23/2021 08:30	5.1	10	104
Tempête 10	05/09/2021 17:00 - 05/10/2021 00:30	2.5	7.7	113
Tempête 11	11/10/2021 18:00 - 11/11/2021 15:30	3.1	8.3	114
Tempête 12	11/23/2021 18:00 - 11/24/2021 18:30	2.7	8.3	81

IV.2.4.3.2. Impacts morphologiques des tempêtes

L'étude des figures IV.15 et IV.16 montrent une évolution morphologique similaire de la flèche nord en fonction des différents types de franchissements observés. Lors des tempêtes les moins énergiques (tempêtes 3 et 4), l'absence de franchissement n'a pas entraîné d'évolution morphologique de la crête (niveau d'impact morphologique 0). Cependant, un gain de sédiments sur le haut de la surface de la plage par des dépôts de swash peut être observé. Une élévation localisée et une légère migration vers le large de la crête peuvent être observées sur les zones les plus basses de la flèche durant le niveau d'impact morphologique 1 (tempête 2, 8 et 10). Ces mécanismes peuvent également être observés à l'échelle de l'ensemble de la flèche lorsque le franchissement a été généralisé (niveau d'impact morphologique 2, tempêtes 6, 7 et 11). Dans ce cas, l'élévation de la crête ainsi que la faible migration vers le large ont lieu sur toute la longueur de la flèche. Pendant le processus de franchissement, l'infiltration de l'eau qui atteint la crête diminue l'intensité du backwash et la crête est donc accrétée. Les niveaux d'énergie les plus élevés ont conduit, quant à eux à une forte migration de la crête vers l'intérieur des terres, atteignant 10 m, provoquée par l'overwash (niveau d'impact morphologique 3, tempêtes 5, 9 et 12). L'évolution de l'altitude de la crête était alors très variable, illustrant la complexité du transport sédimentaire lors de ces événements énergétiques. Par exemple, lors de la tempête 5, le mouvement de la flèche vers l'intérieur des terres s'est produit sans variations verticales, sauf dans la partie sud où le chenal de la rivière est comblé. La tempête 9 a montré des zones d'accrétion dans les zones nord et sud, tandis que la partie centrale est en érosion. La tempête 12 a montré une accrétion dans le nord et une érosion dans le sud. Enfin, lorsque le franchissement entraîne une inondation côtière totale de la flèche (niveau d'impact morphologique 4, tempête 1), une érosion de la surface de la plage et de la crête se produit, et une brèche s'amorce.

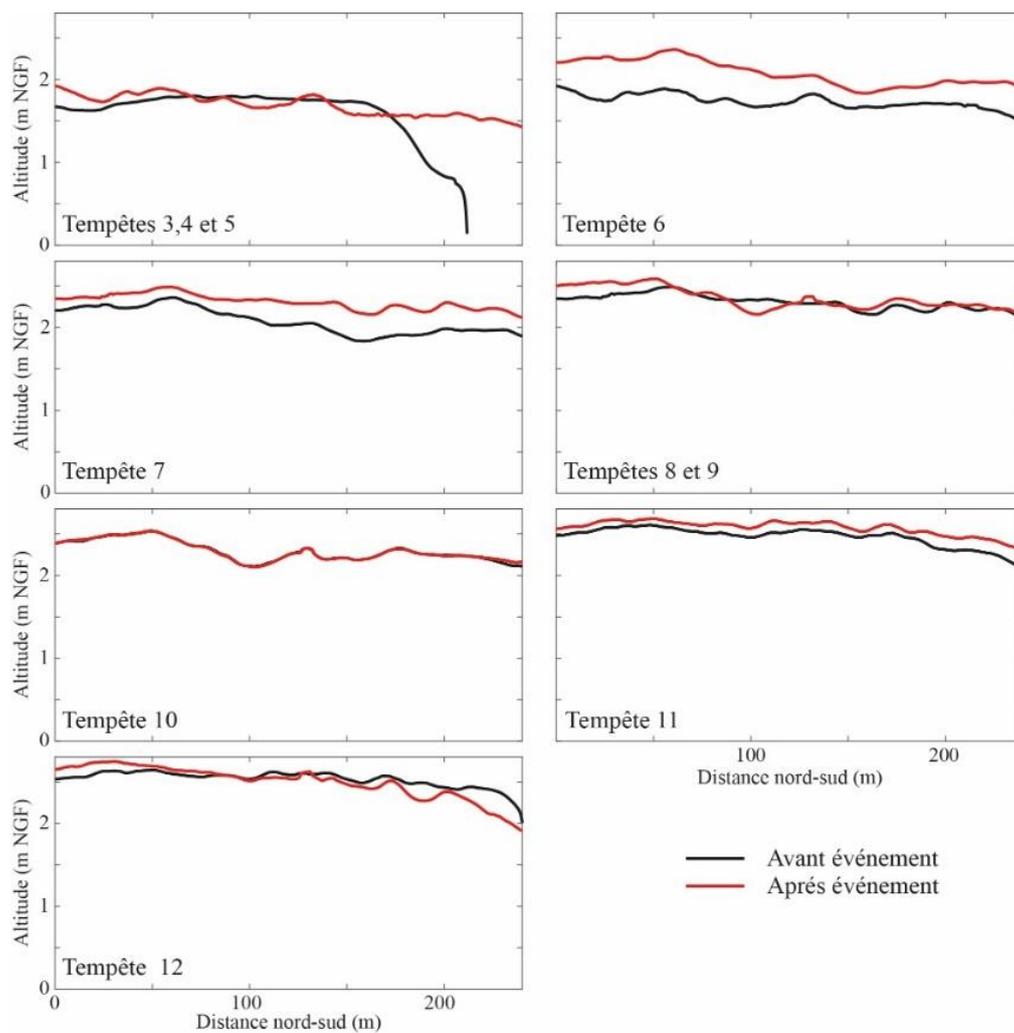


Figure IV.15 : Evolution de l'altitude de la crête de la flèche nord le long d'un transect longshore (nord-sud) au cours de chaque épisode de tempête.

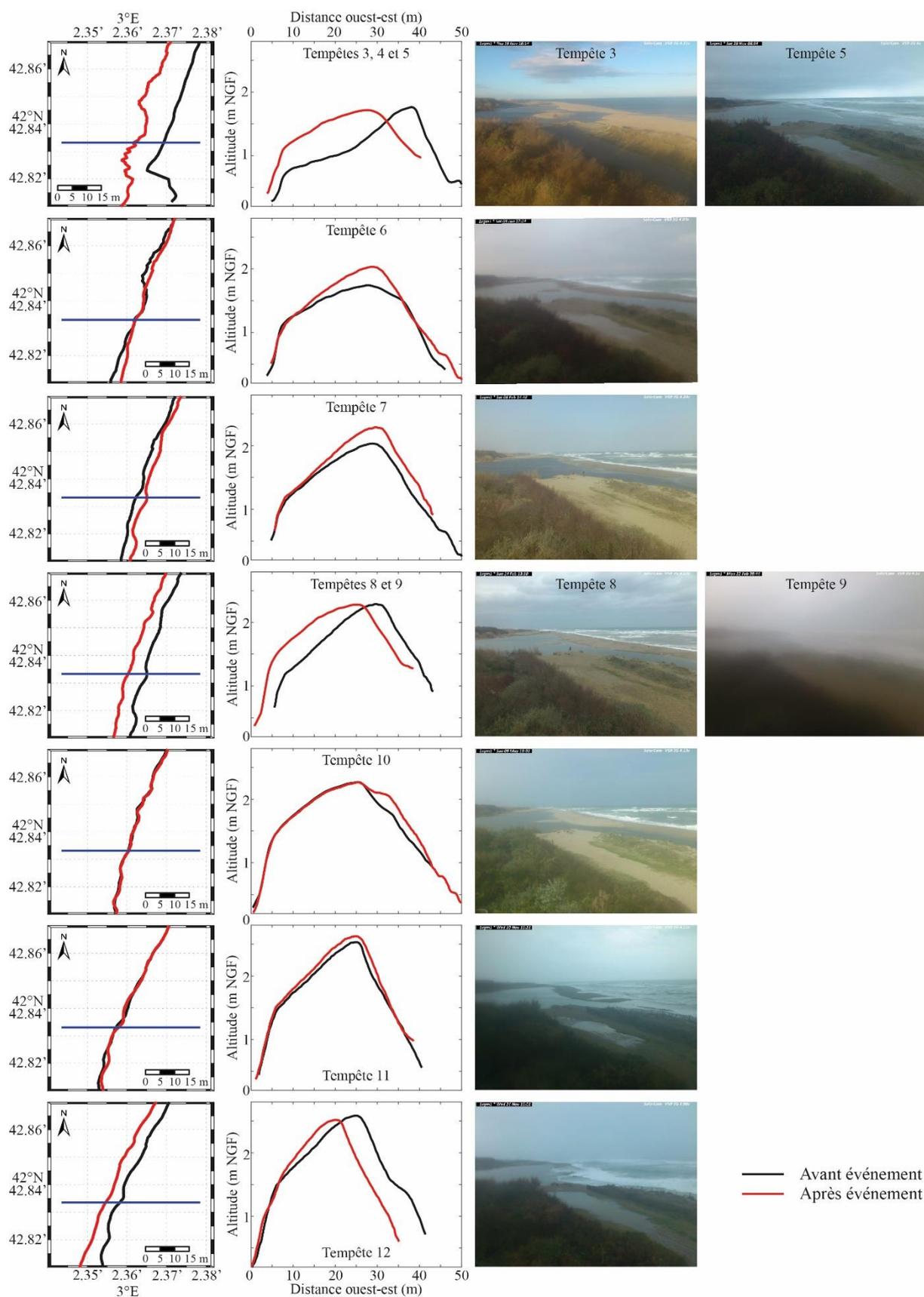


Figure IV.16 : Evolution de la position de la crête de la flèche nord (première colonne), transect cross-shore (seconde colonne) et photographie de la SolarCam pendant les tempêtes (troisième colonne). La ligne bleue représente l'emplacement du transect cross-shore.

IV.2.4.3.3. Détermination des seuils d'inondation côtière

Divers paramètres hydrodynamiques et morphologiques ont été comparés aux niveaux d'impact morphologique définis précédemment. L'analyse a clairement démontré la relation entre les Hs ou l'élévation maximale atteinte par le set-up et le run-up, avec le degré d'impact (figure IV.17). D'autres indicateurs associés aux Hs, comme la période et la puissance des vagues, ont montré une assez bonne relation avec le degré d'impact. L'élévation du niveau marin et la direction des vagues ne fournissent aucune information, si ce n'est que les vagues obliques sont davantage dissipées par réfraction et ne génèrent pas d'impacts majeurs. L'altitude maximale de la zone de franchissement avant la tempête n'a pas montré de tendances claires. Pour ce dernier paramètre, cela peut être dû à la faible amplitude de l'élévation de la crête dans la base de données (1,4 à 2,6 m). Ainsi, pour une certaine hauteur de vague, une plus grande altitude de la crête pourrait être submergée, ce que la corrélation ne reflète pas. Ces résultats indiquent que les paramètres des vagues au large sont les plus appropriés pour expliquer le franchissement des flèches littorales et les inondations côtières. Un travail similaire sur la côte méditerranéenne au Lido de Sète par [Gervais et al. \(2012\)](#), a également mis en évidence l'importance des Hs dans les impacts morphologiques résultants. Nos résultats indiquent les seuils de Hs suivants : pour $H_s < 2.5\text{m}$ il n'y a pas eu de franchissement. L'inondation de la flèche reste localisée voire modérée sur l'ensemble de la flèche pour des Hs allant de 2,5 à 3,5 m. Elle devient importante lorsque les Hs atteignent 3,5 puis devient intensive pour des $H_s > 6\text{ m}$.

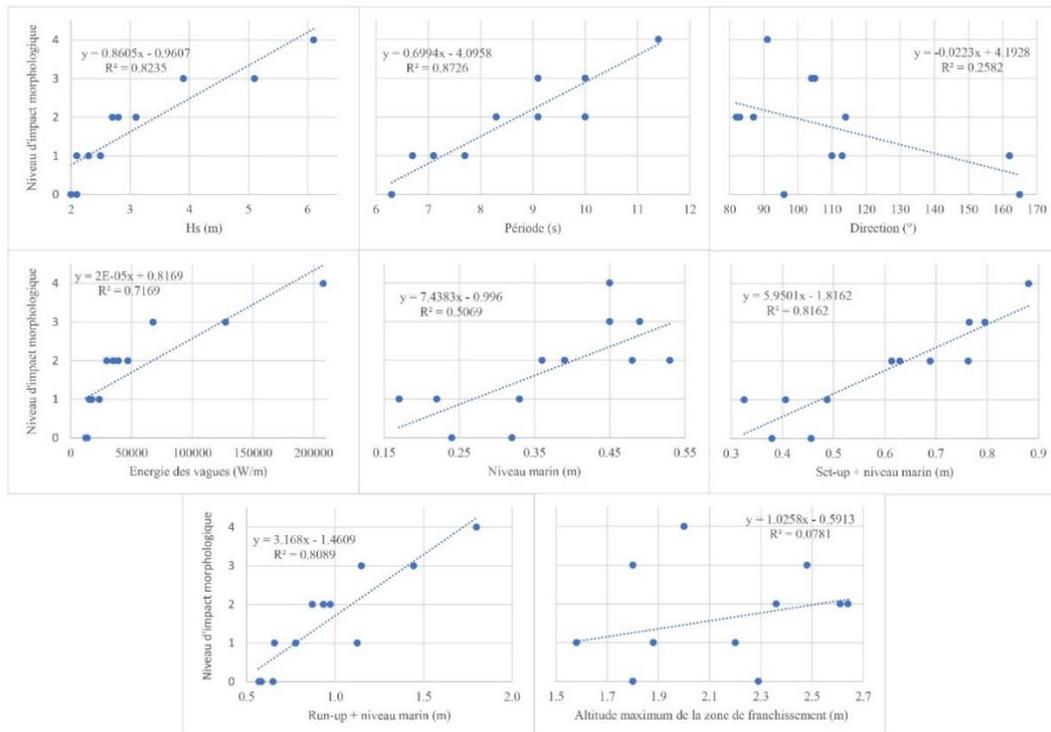


Figure IV.17 : Relation entre le niveau d'impact morphologique et divers indicateurs d'intensité des tempêtes et l'altitude maximale de la zone de franchissement.

IV.2.4.3.4. Conclusion

L'analyse des douze tempêtes marines montre une relation linéaire entre les Hs au large et le mode de franchissement de la flèche, allant de quelques franchissements ponctuels localisés à une inondation côtière complète pendant plusieurs heures. D'autres indicateurs tels que la période et la puissance des vagues montrent une relation assez bonne avec le degré de franchissement et peuvent donc être pris en compte dans une moindre mesure dans les seuils d'inondation côtière. A la lumière des résultats de cette étude, nous proposons une échelle d'impact des tempêtes définie par quatre niveaux d'impact, allant de l'élévation et de la migration localisée vers le large de la crête à la destruction de la flèche. Ainsi, les seuils de réponse morphologique peuvent être identifiés avec : a) aucun changement pour des conditions de vagues modérées ($H_s < 2.5$ m), b) un gain d'élévation et une migration localisée vers le large, ou généralisée à toute la crête pour des conditions plus fortes ($2.5 < H_s < 3$ m), c) des évolutions plus importantes conduisant à une forte migration généralisée vers la terre pour les tempêtes les plus importantes ($3.5 < H_s < 5.5$ m) et d) la génération de brèches pour des tempêtes extrêmes ($H_s > 6$ m).

Notre échelle d'impact des tempêtes appliquée à une flèche sableuse complète le modèle de barrière dominée par les graviers d'Orford and Carter (1982) ou de Suanez et al. (2018), qui

est adapté aux barrières de flèche où la dérive littorale contrôle également les processus morphodynamiques. La morphologie préexistante de la flèche, en particulier l'altitude de la crête, module l'étendue du franchissement, bien qu'il ne semble pas y avoir de contrôle systématique. Même s'ils sont spécifiques à un site, ces résultats fournissent une échelle d'impact des tempêtes qui permet d'anticiper les processus d'inondation côtière, bien qu'une comparaison plus poussée avec d'autres sites méditerranéens aiderait à mieux définir les indicateurs d'impact des tempêtes nécessaires à la gestion des côtes.

IV.3. Discussion

IV.3.1. Impact longshore de l'embouchure sur le littoral adjacent

Il a été démontré dans la littérature, que l'influence des embouchures pouvait entraîner une variabilité de l'évolution du trait de côte adjacent (Bruun and Gerritsen, 2011; Elias et al., 2002; Oertel, 1988). Dans les environnements dominés par les vagues, les embouchures, en provoquant une interruption du linéaire côtier de par la présence d'un delta ainsi que de débits importants, peuvent conduire à une zone d'accumulation sur la face amont dérive, provoquant une avancée du trait de côte, et une érosion en aval dérive, se traduisant par un recul de la ligne de rivage (Dominguez, 1996; Nienhuis et al., 2016; Zenkovich, 1967). Ainsi Hicks et al. (1999) ont pu observer en Nouvelle-Zélande une influence de l'embouchure sur le trait de côte jusqu'à 2 km en amont et en aval de celle-ci et Fenster and Dolan (1996) une influence pouvant atteindre 6,8 km de part et d'autre d'une embouchure en Virginie. Dans le cas de notre site d'étude, le trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Têt est composé d'un littoral sableux d'environ 2 kilomètres situé entre le port de Canet-en-Roussillon au sud et celui de Sainte-Marie-la-Mer au nord.

L'analyse pluri-décennale de son évolution sur la période allant de juillet 1984 à fin 2022, nous a montré une tendance générale à l'érosion (pouvant atteindre un recul de 41 m soit une perte de $1,08 \text{ m.an}^{-1}$) qui diminue graduellement vers le nord. L'érosion au sud de l'embouchure pourrait être beaucoup plus importante mais présente des variations dû à des actions anthropiques de rechargement en sable ($27\,800 \text{ m}^3$ en 2018) au niveau de la digue nord du port de Canet-en-Roussillon ainsi que de reprofilage annuel de la plage (Palvadeau and Fabre, 2020). Cette tendance générale à l'érosion est typique de ce que l'on observe sur les littoraux perturbés par des ouvrages portuaires, qui en jouant le rôle d'obstacles transversaux peuvent créer d'importantes variations du transit sédimentaire et de la courantologie (Brehin and Zarillo, 2011; Durand, 1999; Kudale, 2010; Mangor et al., 2010; Mezouar et al., 2010; Morales et al., 2004; Samat, 2007). Ces variations du transit sédimentaire aboutissent généralement à un

engraissement en amont-dérive (proximité du port de Sainte-Marie qui provoque une quasi-stabilisation) ou un phénomène d'érosion en aval dérive (port de Canet-en-Roussillon et s'étendant jusqu'au niveau de l'embouchure). Ainsi la délimitation sédimentaire entre deux ports de cette cellule hydro sédimentaire semble être le facteur de premier ordre qui contrôle la dynamique du trait de côte, comparé à l'influence potentielle de l'embouchure à l'échelle pluri-décennale.

En revanche, à l'échelle pluriannuelle mais aussi plus localement, la dynamique des flèches sédimentaires entraîne une forte variabilité du trait de côte par des phénomènes d'érosion au droit de l'élongation de la flèche (dit trait de côte interne) et induit indirectement une forte augmentation du trait de côte (dit trait de côte externe). En effet, le premier impact que va avoir la migration de la flèche est une migration du chenal, entraînant par la même occasion un recul important du trait de côte de la plage adjacente. Mais ce trait de côte dit « interne », n'est pas pris en compte dans les analyses du fait de la résolution des images satellites anciennes (dans notre cas le chenal oscille entre 10 et 30 m de largeur, ce qui correspond à la résolution des images) ainsi qu'à un biais dans les méthodes de détection automatique qui vont avoir tendances à ne garder que le trait de côte le plus externe, soit la face marine de la flèche. Pourtant avec l'amélioration de la résolution des images satellites et l'utilisation d'outils récents tels que CoasSat.PlanetScope (Doherty et al., 2022), nous avons pu voir qu'il était possible d'extraire ce trait de côte « interne ». Son recul va dépendre de la résistance de la zone à l'érosion, ce qui va par la même occasion influencer la migration de l'embouchure (Cooper, 2001; Izumi et al., 1999). A l'inverse, le second impact que va avoir la migration de la flèche est une avancée du trait de côte dit « externe », celui pris en compte dans les méthodes de détection automatique. La migration du chenal entraîne quant à lui une accumulation de sédiments en aval liés à la création du chenal conduisant à des petites avancées localisées du trait de côte de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Ces avancées peuvent se propager jusqu'à 100 mètres en amont de l'embouchure et peuvent résulter de l'accumulation des sédiments provenant de la création du chenal et qui viennent engraisser la plage avant de se faire éroder de nouveau lors de la migration de l'embouchure. Elles peuvent également être le résultat de la migration du système de barre d'avant-côte qui se fait en même temps que celui de l'embouchure et dont l'accolement peut conduire à une avancée du trait de côte (Birrien et al., 2013; Thornton et al., 2007). De même, lors des événements de forte énergie, la destruction de la flèche et son accolement peut également conduire à de fortes avancées du trait de côte. Ainsi, dans le cas de l'embouchure de la Têt, comme dans le modèle de FitzGerald et al. (2000),

les périodes de fortes énergies peuvent contribuer à une avancée locale du trait de côte et à son repositionnement plus à l'équilibre par rapport aux tendances pluri-décennales observées.

Enfin à l'échelle plurimensuel et aussi localement, l'embouchure peut fortement influencer le trait de côte lors de l'intégration direct de son delta à celui-ci. En effet suite à l'événement exceptionnel Gloria, un important delta subaquatique s'est déposé majoritairement au nord du chenal principal de l'embouchure (Meslard et al., 2022). Sa proximité avec la plage a rapidement conduit au développement d'une flèche nord, provoquant par la même occasion une avancée du trait de côte sur environ 400 m (correspondant à la largeur du dépôt, Meslard et al. (2022)) et atteignant au maximum les 120 mètres durant les 3 mois qui ont suivis. Des observations similaires ont été faites au niveau de la Rivière Santa Clara en Californie, ou suite à une crue record en janvier 2005, une avancée du trait de côte de 170 m a été observée dans les mois suivants (Barnard and Warrick, 2010). Mais ces observations directes d'apports de sédiments durant les grands événements et leurs effets associés sont rares, en grande partie à cause de la rareté de ces événements exceptionnels et de la difficulté d'obtenir des données appropriées (Warrick and Milliman, 2003).

IV.3.2. Migration de l'embouchure et événements de brèches

Dans le cas des systèmes côtiers dominés par les vagues, leur propagation de manière oblique à la côte aboutit à un courant continu parallèle au rivage dans la zone de déferlement, le courant de dérive littorale. Lorsque ce courant prend la dominance sur les embouchures présentant des débits faibles ou variables, une migration de la flèche vers l'aval dérive se produit et conduit alors à une migration de l'embouchure (FitzGerald and Buynevich, 2003; Nienhuis and Ashton, 2016; Ranasinghe et al., 1999). Sur la période 1984-2022, ce comportement a été observé la majorité du temps sur l'embouchure de la Têt, avec une migration nord-sud se faisant sur une distance totale de 1 203 m et une position perdurant la plus grande majorité du temps au nord. Plus récemment, une migration de l'embouchure vers le sud, rarement observé sur la période suivie, s'est produite et résulte de conditions très particulières lié à l'action combinée de forts vents de terre, la Tramontane, et d'un disponible sédimentaire situé au nord de l'embouchure. L'action de la Tramontane conduit à la formation de houle de faible hauteur ($H_s < 0,8$ m dans 80 % des cas) et de courtes périodes ($T_s \approx 5$ s) du fait d'un fetch limité (Certain, 2002). Ces houles de Tramontane, en inversant le sens de la dérive littorale vers le sud, sont capables de participer à la construction du bas de plage (Feyssat et al., Soumis). En ajoutant à cela l'existence d'un important stock sédimentaire localisé au nord de l'embouchure, on peut obtenir le développement d'une flèche nord qui migre vers le sud. Ce stock résulte de l'action

d'événements concomitants de tempête et de crue, comme ce fut le cas en octobre 2018 et janvier 2020, et qui ont conduit à une destruction partielle ou totale des flèches d'embouchure permettant également une « réinitialisation » du système, et facilitant ainsi le développement de cette flèche.

Cependant ces phases de migrations présentent des limites quant à la distance qu'elles peuvent parcourir. Tout d'abord, une diminution progressive du débit au fur à mesure que l'embouchure migre peut conduire soit à une fermeture de l'embouchure, soit à un contournement important des sédiments autour de l'embouchure, ce qui arrêterait sa migration (Balouin et al., 2006; Kirk, 1991). Mais la limite à la migration la plus fréquente est celle causée par sa rupture liée à des épisodes de tempêtes et/ou de crues ramenant l'embouchure à une position plus en amont. Le premier cas n'ayant pas été observé avec certitude durant le suivi, nous nous concentreront exclusivement sur les ruptures liées aux forçages marins et fluviaux.

Le climat méditerranéen est caractérisé par des épisodes de crues brefs mais intenses, appelées crues-éclair, associées la majeure partie du temps à des tempêtes marines. Sur la période 1984-2022, 24 de ces événements ont conduit à des brèches dont certaines ont été particulièrement importantes. Celles-ci ont toujours amené à une relocalisation de l'embouchure dans l'axe du chenal principal où à quelques dizaines de mètres de celui-ci, provoquant ainsi une « réinitialisation » de la position de l'embouchure. Des études récentes (Balouin et al., 2020; Meslard et al., 2022) ont montrées le rôle initiateur des tempêtes dans la création de brèches, facilitant ainsi leur destruction par les crues dans un second temps. Cette destruction s'accompagne d'un transfert de sédiments en zone côtière au sein d'un delta subaquatique dont la majeure partie est composée de sédiments provenant de ces événements de brèche (Bourrin et al., 2008; Meslard et al., 2022).

Les brèches les plus fréquentes sont quant à elle liées à des événements de tempêtes. Durant la période 1984-2022, nous avons pu en identifier 27 avec certitudes dont la très grande majorité (20 événements) ont été mis en avant après 2017, du fait de l'utilisation des images Planet, possédant une meilleure résolution temporelle. Nous pouvons donc largement supposer que ces événements ont été beaucoup plus fréquents, mais pas clairement identifier lors de l'utilisation des images Landsat et Sentinel. Les tempêtes en entraînant une élévation du niveau marin et de la hauteur des vagues, (Gervais, 2012; Wang and Roberts Briggs, 2015) conduisent à un franchissement de la flèche pouvant conduire à un transport de grandes quantités de sédiments vers l'intérieur des terres (Engelstad et al., 2018). Ce transport participe à diminuer la hauteur de la flèche et à l'augmentation de son instabilité (Donnelly et al., 2006; Safak et al.,

2016) pouvant alors conduire à des brèches (Nienhuis et al., 2021; Stretch and Parkinson, 2006). De même en apportant de l'eau par franchissement et en bloquant le flux sortant, les tempêtes participent à la création d'un décalage important de niveau entre l'intérieur et l'océan, qui par pression du côté interne et infiltration d'eau à travers la flèche, peut conduire à une brèche vers l'océan (Pierce, 1970; Shin, 1996). Ces brèches vont donc se produire sur des zones de faiblesses de la flèche et vont contribuer à relocaliser l'embouchure sur une position plus amont. La majorité du temps elles se produisent en dehors de l'axe du chenal principal, mais lorsque le développement de la flèche est encore récent, la relocalisation de l'embouchure peut se faire au sein de celui-ci. Durant les tempêtes, la partie amont de la brèche est quasiment tout le temps intégré à la plage adjacente, conduisant alors à un comblement de l'ancien chenal mais également à une avancée du trait de côte. Ce processus conduit au final à un transfert des sédiments de l'aval à l'amont de l'embouchure, qui pour certains auteurs est considéré comme un grand événement de contournement instantané (Andrew and Cooper, 1990; Hart, 2007; Kirk, 1991).

Enfin dans un cas extrêmement rare, nous avons pu observer la création d'une brèche non pas causé par un événement énergétique, mais à l'inverse liée à des conditions très peu énergétiques. Celle-ci a eu lieu à environ 150 m au sud de la position centrale du chenal, au niveau d'un coude, et conduisant à un retour de l'embouchure 300 m en amont de son ancienne position. En l'absence de conditions énergétiques fortes, nous avons pu lier cette brèche à l'action continue du flux d'eau sortant, qui en se heurtant au niveau de ce coude a participé petit à petit à son érosion interne, jusqu'à la création d'une brèche. Une étude de Nienhuis et al. (2016) sur de la modélisation couplée entre de l'hydrodynamique et de la morphodynamique (modèle Delft3d-SWAN) a également pu mettre en avant le rôle des forçages constants en l'absence d'événements de forte intensité sur la génération de brèche.

IV.3.3. Impact des processus auto-allo-cyclique et anthropique sur la dynamique de l'embouchure et son voisinage

Le suivi pluri-décennal de l'embouchure de la Têt, nous a permis de mettre en avant son impact sur le trait de côte adjacent, mais également sa forte variabilité morphologique spatiale et temporelle, en particulier lors de ses différentes phases de migrations interrompues par de nombreux épisodes de brèches. Même si des premières réponses morphologiques ont pu être expliquées, il est important d'avoir une compréhension globale de la dynamique de l'embouchure, de la façon dont elle est influencée par les différents forçages externes et des rétroactions résultant de la morphologie héritée pour pouvoir évaluer la façon dont elle réagira

aux changements des forçages externes. Sur la base d'un suivi haute fréquence des paramètres de forçages ainsi que des réponses morphologiques associées, une compréhension plus détaillée du système a pu être développée.

IV.3.3.1. Impact des processus allocycliques

Les processus allocycliques regroupent tous les paramètres externes au système auxquels l'embouchure est soumise et correspondent aux forçages fluvio-météo-marins, qui jouent un rôle prépondérant dans la formation et l'évolution des flèches d'embouchures.

Le forçage dominant auquel l'embouchure est soumise, est le forçage marin. Ainsi les vagues en participant à la création d'un courant de dérive littorale, contribuent à un transit sédimentaire le long du littoral qui va participer à la formation et à l'élongation d'une flèche sableuse. En revanche lorsque ces vagues vont montrer des conditions énergétiques importantes, elles peuvent provoquer une destruction de la flèche conduisant à la génération de cycle d'allongement et de rupture.

Le forçage fluvial va quant à lui permettre la migration de l'embouchure dans le cas où les débits sont faibles, mais va également conduire à la génération de brèche lors des épisodes de crues (Hayes and FitzGerald, 2013; James, 2005; Lichter and Klein, 2011; Measures et al., 2020; Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe and Pattiaratchi, 2003; Rich and Keller, 2013) permettant ainsi une « réinitialisation » du système avec une relocalisation de l'embouchure dans l'axe principal du chenal.

Le forçage lié à la Tramontane est capable de générer des houles peu énergétiques pouvant provoquer une dérive littorale inversée (Nielsen, 2009), qui si elle a accès à un stock sédimentaire peut conduire à la formation et à l'élongation d'une flèche sableuse.

IV.3.3.2. Impact des processus autocycliques

A la différence des processus allocycliques, les processus autocycliques correspondent aux paramètres propres au système tels que le disponible sédimentaire, la morphologie préexistante de la flèche ainsi que le système d'avant-côte. Tout comme les processus allocycliques, ils vont également jouer un rôle important sur la formation et l'évolution des flèches d'embouchure.

Le premier paramètre qui va permettre la formation et l'évolution des flèches d'embouchures est la présence d'un stock sédimentaire. Dans le cas d'une flèche se développant dans le sens de la dérive littorale, l'apport sédimentaire par cette dernière provenant d'un stock

continu, on peut supposer qu'il n'est pas un facteur limitant à sa croissance. En revanche dans le cas d'une flèche se développant dans le sens inverse, celle-ci nécessite l'existence d'un stock sédimentaire que l'on peut supposer limité. Dans le cas de l'embouchure de la Têt, cette croissance résulte de l'action de la Tramontane, mais surtout de la présence d'un stock sédimentaire lié à des dépôts faisant suite à des événements concomitants de crue et de tempête. Ainsi la période faisant suite à l'évènement d'octobre 2018 a montré qu'une fois que le dépôt était remanié dans la construction de la flèche nord, celle-ci a ensuite progressivement disparue, au profit de la flèche sud. En revanche, en ce qui concerne l'évolution de la flèche nord résultant du dépôt post-gloria, la tendance n'est pas aussi nette. Tout comme pour la précédente période, le stock sédimentaire a été utilisé pour construire la flèche nord, qui au vu de son importance, a pu être utilisé pendant un peu plus d'un an et demi que ce soit dans son allongement vers le sud, mais aussi son gain volumétrique. Malgré un stock au nord épuisé, la flèche a continué à montrer une élongation vers le sud, mais cette fois-ci accompagnée d'une diminution de son volume. Ceci nous laisse supposer que la flèche auto-alimente son élongation vers le sud. En effet, dans le cas des faibles événements de houle, la face marine de la flèche est soumise à une alternance entre un régime de swash et de collision ([Sallenger, 2000](#)), ce qui va participer à son érosion mais également à un transport longshore, permettant de continuer son allongement vers le sud. A notre connaissance un cas d'élongation d'une flèche lié à son auto-alimentation a déjà pu être mis en évidence dans la littérature, mais celui-ci nécessitait des conditions très particulières (embouchure parallèle à l'axe de la plage, énergie des vagues faibles, petit prisme de marée et taux de transport par la dérive littorale faibles) et lié à l'utilisation des sédiments érodés par l'élongation de l'embouchure qui se déposaient dans la continuité de la flèche durant la phase de jusant ([Aubrey and Gaines, 1982](#)). Malheureusement, du fait de l'ouverture mécanique de l'embouchure, nous n'avons pas pu savoir si cette auto-alimentation de son élongation aurait progressivement conduit à la disparition de la flèche du fait de l'épuisement de son stock sédimentaire.

La morphologie préexistante de la flèche est également un paramètre important qui va contrôler son évolution. Tout d'abord, le processus de formation initiale de la flèche va jouer un rôle majeur sur le processus de migration initiale de l'embouchure. Pour [Measures et al. \(2020\)](#), cette direction initiale est importante car il a pu observer qu'une fois que la migration était lancée, l'embouchure avait tendance à migrer préférentiellement dans la direction de la migration, et qu'elle pouvait résister à la migration dans la direction opposée. Ce contrôle de la migration de l'embouchure en sens opposé à la dérive résultant des forçages serait lié à

l'orientation du chenal de migration qui continuerait d'imposer le sens de migration, mais avec des taux de migration moins importants que s'ils étaient dans le même sens (Audrey and Speers, 1984; Chaumillon et al., 2014). De même qu'elles s'allongent, les flèches d'embouchures vont également montrer des variations de leurs volumes. Outre une diminution de leur volume pouvant être lié à des événements de brèches ou dans des cas très particuliers à l'auto-alimentation de leur élongation, les flèches peuvent également montrer des gains de volumes. Les modèles proposés par Orford and Carter (1982), Sallenger (2000) et Suanez et al. (2018) permettent de comprendre comment des petits événements peuvent participer à l'accrétion d'une flèche. Ainsi lorsque qu'une flèche s'allonge, celle-ci présente en général une faible hauteur altimétrique par rapport aux vagues. De ce fait dans de très faibles conditions de vagues, une accrétion sur le bas de plage va se faire suite au dépôt de swash. De même dans des conditions un peu plus énergétiques, et qui vont conduire à un début de franchissement, l'infiltration des eaux de ruissellement atteignant la crête diminue l'intensité du courant de retour, permettant alors une accrétion de celle-ci. Lorsque le franchissement devient un peu plus régulier mais sans être extrême, il participe à augmenter le volume derrière la crête, voir à élargir la flèche. Tous ces processus conduisent petit à petit à l'engraissement de la partie la plus ancienne, les rendant alors plus résistantes au franchissement et aux brèches. Dans le cas d'un 'hāpua' (terme indigène utilisé par la communauté scientifique pour désigner un type de lagune non estuarienne, fermée par un cordon littoral, dominée par les vagues et située à l'embouchure d'une rivière), Measures et al. (2020), définissent cette partie de flèche comme « établie » par opposition à une partie « faible » qui est plus fine, basse altimétriquement et nouvellement formée. Cette différence conduit à de fortes variations altimétriques entre la partie « établie » et « faible » conduisant durant les événements de tempêtes à des franchissements variables et donc des réponses morphologiques différentes tout le long de la flèche. Les barrières « faibles » étant très vulnérables aux brèches par les vagues et les débits fluviaux, même légèrement élevées (Durand et al., 2010; Kraus et al., 2002; Sánchez-Arcilla and Jiménez, 1994; Thomas and Diaw, 1997), ce sont ces parties qui vont en jouer un rôle majeur dans le contournement des sédiments lors de leur intégration à la côte adjacente. Durant la majeure partie de notre suivie, c'est donc cette partie « faible » qui va permettre un transfert des sédiments du dépôt post-Gloria au sud de l'embouchure via un cycle d'élongation et de rupture de la flèche nord.

Enfin le système d'avant-côte va également jouer un rôle important mais plus sur le voisinage de l'embouchure que sur son évolution elle-même. Ainsi dès lors que l'embouchure

et sa migration n'impactent plus le trait de côte, on observe sur les images satellites une sinuosité de celui-ci qui conduit à des avancées ou des reculs localisés. Celle-ci n'est en revanche pas visible sur le suivi long terme du fait de l'obtention d'un trait de côte moyen sur 100 mètres. Mais pour autant il est bien présent avec des longueurs d'onde autour de plusieurs centaines de mètres et des amplitudes de plusieurs dizaines de mètres, reflet du système de barres d'avant-côte. Ce phénomène résulte d'un couplage entre le système de barre en croissant et le trait de côte, influençant sa forme et entraînant par la même occasion des changements de la position du littoral (e.g. [Balouin et al., 2013](#); [Castelle et al., 2015](#); [Gomes da Silva et al., 2020](#); [Segura et al., 2018](#); [Thornton et al., 2007](#); [Van Enckevort, 2004](#)). Comme nous avons pu le voir ce système est fortement perturbé par la présence des ports de Canet-en-Roussillon et de Sainte-Marie-la-Mer, mais également par l'embouchure de la Têt comme cela avait déjà pu être mis en avant dans la thèse d'[Aleman \(2013\)](#). La migration de l'embouchure semble même conduire à une migration du système interne, témoignant de sa très forte variabilité, sans pour autant qu'un impact des barres sur la migration de l'embouchure ait été clairement identifié.

IV.3.3.3. Impact anthropique

Même si le développement d'une flèche le long de l'embouchure d'une rivière joue un rôle de protection des parties internes face aux tempêtes, celle-ci va également présenter des impacts négatifs, en particulier lorsqu'elle présente une partie « établie » pouvant résister aux forçages. Ainsi les semi-fermetures peuvent entraîner des changements physico-chimiques importants ([Sadat-Noori et al., 2016](#)), des dégradations de la qualité de l'eau ([Davidson et al., 2009](#); [Ranasinghe and Pattiaratchi, 2003](#)) ou d'accumulation des polluants ([Haines et al., 2006](#)) dans la partie interne. A titre de comparaison, nous avons pu observer durant la phase de semi-fermeture de l'embouchure de la Têt un fort développement algale en été. Mais les principaux problèmes qui vont pouvoir motiver la génération d'une brèche artificielle, sont ceux liés à l'érosion du littoral adjacent et à de possible risques d'inondation accrus des zones côtières, en particulier lors des épisodes concomitants de tempête et de crue ([Behrens et al., 2009](#); [Hart, 2009](#); [Kirk and Lauder, 2000](#)).

Dans le cas de la Têt, ce sont des problèmes liés à l'érosion ainsi que de sécurité (l'érosion de la plage ayant mis à découvert des décombres et de la ferraille), qui ont motivés les services de Perpignan Méditerranée Métropole à procéder à l'ouverture mécanique de l'embouchure de la Têt. Après une première tentative d'ouverture infructueuse (29 mars 2022), une seconde plus importante à consister à boucher l'ancien chenal partant vers le sud en plus de recentrer l'embouchure (7 et 8 avril 2022). Cette action a eu pour effet de « réinitialiser » le système un

peu à la façon d'un événement concomitant et de conduire à une migration de la flèche sud vers le nord, au vu des conditions de forçages favorables (énergie longshore vers le nord, peu de Tramontane et important stock sédimentaire au sud de l'embouchure). Ainsi cette première ouverture a montré la nécessité de connaître le bon moment avant de lancer dans ce type d'opération, tout en ayant une bonne connaissance des paramètres auto-allo-cycliques afin d'aboutir au résultat souhaité.

Au vu de son retour dans une dynamique de migration vers le sud à partir de décembre 2022 et à la suite d'une tempête, on peut supposer l'existence d'un stock sédimentaire résultant du contournement des sédiments par le cycle d'élongation et de rupture qui a pu être mobilisé par des périodes de Tramontane. Ceci montre donc de manière inédite l'importance de la localisation des dépôts et en particulier des dépôts résultant de la destruction des flèches d'embouchure. C'est ce qui a conduit à une seconde ouverture qui a eu lieu les 12 et 13 avril 2023, et a montré le même comportement avec un retour sur une dynamique de migration vers le sud à la mi-septembre 2023 à la suite d'un petit événement de débit ($30,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ayant entraîné la destruction de la partie « faible » de la flèche nord. Cette seconde évolution montre donc l'importance des changements même mineur d'un des paramètres auto-allo-cycliques dans son évolution. Ainsi il est nécessaire d'avoir une réflexion sur le risque vis-à-vis des enjeux menacés et une bonne connaissance du fonctionnement complexe de ce type d'environnement pour procéder à une bonne gestion efficace.

L'embouchure de la Têt et son voisinage est donc un exemple intéressant de système côtier régis par des processus à la fois allo-cycliques, auto-cycliques et anthropiques avec des implications importantes pour l'interprétation des évolutions côtières dans un contexte de changement climatique.

Références

- Aleman, N., 2013. Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR (Thèse de doctorat). Université de Perpignan.
- Andrew, J., Cooper, G., 1990. Ephemeral stream-mouth bars at flood-breach river mouths on a wave-dominated coast: Comparison with ebb-tidal deltas at barrier inlets. *Marine Geology* 95, 57–70. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90021-B](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90021-B)
- Angnuureng, D.B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Addo, K.A., Marieu, V., Ranasinghe, R., 2017. Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology* 290, 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.007>
- Aubrey, D.G., Gaines, A.G., 1982. Rapid formation and degradation of barrier spits in areas with low rates of littoral drift. *Marine Geology* 49, 257–277. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90043-3)
- Audrey, D.G., Speers, P.E., 1984. Updrift Migration of Tidal Inlets. *Journal of Geology* 92, 531–545.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 18, 91–96. <https://doi.org/10.1177/030913339401800105>
- Bagnold, R.A., 1936. The movement of desert sand. *Proc. R. Soc. Lond. A* 157, 594–620. <https://doi.org/10.1098/rspa.1936.0218>
- Balouin, Y., Bourrin, F., Meslard, F., Palvadeau, E., Robin, N., 2020. Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France). *Journal of Coastal Research* 95, 351. <https://doi.org/10.2112/SI95-068.1>
- Balouin, Y., Ciavola, P., Michel, 2006. Support of Subtidal Tracer Studies to Quantify the Complex Morphodynamics of a River Outlet: the Bevano, NE Italy. *Journal of Coastal Research* 39, 602–607.
- Balouin, Y., Tesson, J., Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sete beach, France. *Journal of Coastal Research* 65, 440–445. <https://doi.org/10.2112/SI65-075.1>
- Barnard, P.L., Warrick, J.A., 2010. Dramatic beach and nearshore morphological changes due to extreme flooding at a wave-dominated river mouth. *Marine Geology* 271, 131–148. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.018>
- Behrens, D.K., Bombardelli, F.A., Largier, J.L., Twohy, E., 2009. Characterization of time and spatial scales of a migrating rivermouth. *Geophys. Res. Lett.* 36, L09402. <https://doi.org/10.1029/2008GL037025>
- Birrien, F., Castelle, B., Dailloux, D., Marieu, V., Rihouey, D., Price, T., 2013. Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach: Anglet, SW France. *Journal of Coastal Research* 165, 1727–1732. <https://doi.org/10.2112/SI65-292.1>
- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895–1910. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.06.005>
- Brehin, F.G., Zarillo, G.A., 2011. Etude morphodynamique et modélisation numérique de Sebastian Inlet, Floride, USA. *Revue Paralia* 4, 3.1-3.12. <https://doi.org/10.5150/revue-paralia.2011.003>
- Bruun, P., Gerritsen, F., 2011. Stability of coastal inlets. *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1, 23. <https://doi.org/10.9753/icce.v7.23>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>

- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon) (Thèse de doctorat). Perpignan.
- 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>
- Cooper, J.A.G., 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology* 40, 99–122. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00039-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00039-3)
- Davidson, M.A., Morris, B.D., Turner, I.L., 2009. A simple numerical model for inlet sedimentation at intermittently open–closed coastal lagoons. *Continental Shelf Research* 29, 1975–1982. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.10.005>
- Doherty, Y., Harley, M.D., Vos, K., Splinter, K.D., 2022. A Python toolkit to monitor sandy shoreline change using high-resolution PlanetScope cubesats. *Environmental Modelling & Software* 157, 105512. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2022.105512>
- Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *SP* 117, 217–231. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.117.01.13>
- Donnelly, C., Ranasinghe, R., Larson, M., 2006. Numerical Modeling of Beach Profile Change Caused by Overwash, in: *Coastal Dynamics 2005*. Presented at the Fifth International Conference on Coastal Dynamics, American Society of Civil Engineers, Barcelona, Spain, pp. 1–14. [https://doi.org/10.1061/40855\(214\)56](https://doi.org/10.1061/40855(214)56)
- Durand, P., 1999. L'évolution des plages de l'ouest du golfe du lion au xxeme siecle. Cinématique du trait de cote, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. (Thèse de doctorat). Lyon 2.
- Durand, P., Anselme, B., Thomas, Y.-F., 2010. L'impact de l'ouverture de la brèche dans la langue de Barbarie à Saint-Louis du Sénégal en 2003 : un changement de nature de l'aléa inondation ? *cybergegeo*. <https://doi.org/10.4000/cybergegeo.23017>
- Elias, E.P.L., Stive, M.J.F., Bonekamp, J.G., 2002. Morphodynamics at the updrift side of inlets, in: *Coastal Engineering 2002*. Presented at the Proceedings of the 28th International Conference, World Scientific Publishing Company, Cardiff, Wales, pp. 797–809. https://doi.org/10.1142/9789812791306_0068
- Engelstad, A., Ruessink, B.G., Hoekstra, P., Vegt, M., 2018. Sand Suspension and Transport During Inundation of a Dutch Barrier Island. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 3292–3307. <https://doi.org/10.1029/2018JF004736>
- Fenster, M., Dolan, R., 1996. Assessing the impact of tidal inlets on adjacent barrier island shorelines. *Journal of Coastal Research* 294–310.
- Feysat, P., Certain, R., Robin, N., Barusseau, J.-P., Lamy, A., Raynal, O., Hebert, B., Soumis. Morphodynamics of two Mediterranean microtidal beaches presenting permanent megacusps under the influence of waves and strong offshore winds.
- FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., 2003. Tidal inlets and deltas, in: *Sedimentology, Encyclopedia of Earth Science*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1219–1224. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_237
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C., Hands, E.B., 2000. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets 11.
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R., 2012. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology* 143–144, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.035>
- Gomes da Silva, P., Coco, G., Garnier, R., Klein, A.H.F., 2020. On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Reviews* 204, 103148. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103148>

- Haines, P.E., Tomlinson, R.B., Thom, B.G., 2006. Morphometric assessment of intermittently open/closed coastal lagoons in New South Wales, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.12.001>
- Hart, D., 2009. Morphodynamics of Non-Estuarine Rivermouth Lagoons on High- Energy Coasts. *J. Coastal Res* S156.
- Hart, D.E., 2007. River-mouth lagoon dynamics on mixed sand and gravel barrier coasts. *Journal of Coastal Research* 927–931.
- Hayes, M.O., FitzGerald, D.M., 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research* 69, 14–33. https://doi.org/10.2112/SI_69_3
- Hicks, D.M., Hume, T.M., Swales, A., Green, M.O., 1999. Magnitudes, Spatial Extent, Time Scales and Causes of Shoreline Change Adjacent to an Ebb Tidal Delta, Katikati Inlet, New Zealand. *Journal of Coastal Research* 15, 220–240.
- Izumi, N., Shuto, N., Tanaka, H., 1999. Instability of river mouth locations in pocket beaches Coastal Sediments '99.
- James, G.W., 2005. Surface Water Dynamics at the Carmel River Lagoon Water Years 1991 through 2005. Monterey Peninsula Water Management Agency, Monterey, CA 2005.
- Kirk, R.M., 1991. River-beach interaction on mixed sand and gravel coasts: a geomorphic model for water resource planning. *Applied Geography* 11, 267–287. [https://doi.org/10.1016/0143-6228\(91\)90018-5](https://doi.org/10.1016/0143-6228(91)90018-5)
- Kirk, R.M., Lauder, G.A., 2000. Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand - coastal processes and lagoon mouth closure 5–47.
- Kraus, N., Militello, A., Todoroff, G., 2002. Barrier Breaching Processes and Barrier Spit Breach, Stone Lagoon, California.
- Kudale, M., 2010. Impact of port development on the coastline and the need for protection. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences* 39, 597–604.
- Lettau, K., Lettau, H., 1977. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. *Exploring the World's Driest Climate IES Report* 101, 110–147.
- Lichter, M., Klein, M., 2011. The effect of river floods on the morphology of small river mouths in the southeastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie* 55, 317–340. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0042>
- Mangor, K., Deigaard, R., Grunnet, N., 2010. Bypass harbours at littoral transport coasts.
- Measures, R.J., Hart, D.E., Cochrane, T.A., Hicks, D.M., 2020. Processes controlling river-mouth lagoon dynamics on high-energy mixed sand and gravel coasts. *Marine Geology* 420, 106082. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106082>
- Meslard, F., Balouin, Y., Robin, N., Bourrin, F., 2022. Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics. *Water* 14, 2463. <https://doi.org/10.3390/w14162463>
- Mezouar, K., Ciortan, R., Boukhemacha, M.A., 2010. Evolution de la ligne de côte du littoral de Sidi-Fredj (Algérie), in: XIèmes Journées, Les Sables d'Olonne. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 601–608. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2010.070-M>
- Morales, J.A., Borrego, J., Ballesta, M., 2004. Influence of harbour constructions on morphosedimentary changes in the Tinto-Odiel estuary mouth (south-west Spain). *Env Geol* 46, 151–164. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-1014-3>
- Nielsen, P., 2009. Coastal and estuarine processes. World Scientific Publishing Company.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., 2016. Mechanics and rates of tidal inlet migration: Modeling and application to natural examples. *JGR Earth Surface* 121, 2118–2139. <https://doi.org/10.1002/2016JF004035>
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Nardin, W., Fagherazzi, S., Giosan, L., 2016. Alongshore sediment bypassing as a control on river mouth morphodynamics. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 121, 664–683. <https://doi.org/10.1002/2015JF003780>

- Nienhuis, J.H., Heijkers, L.G.H., Ruessink, G., 2021. Barrier Breaching Versus Overwash Deposition: Predicting the Morphologic Impact of Storms on Coastal Barriers. *JGR Earth Surface* 126. <https://doi.org/10.1029/2021JF006066>
- Nikuradse, J., 1950. Laws of flow in rough pipes. National advisory committee for aeronautics.
- Nmiss, M., Anthony, E.J., Amyay, M., Ouammou, A., 2022. Multi-decadal shoreline change, inherited coastal morphology and sediment supply in the Souss-Massa littoral cell (Morocco), and a prognosis with sea-level rise. *Journal of African Earth Sciences* 196, 104672. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104672>
- Oertel, G.F., 1988. Processes of Sediment Exchange between Tidal Inlets, Ebb Deltas and Barrier Islands, in: Aubrey, D.G., Weishar, L. (Eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. Springer, New York, NY, pp. 297–318. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-4057-8_17
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Research* 52, 265–278. <https://doi.org/10.1306/212F7F2C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Palvadeau, E., Fabre, N., 2020. Observatoire de la Côte sableuse Catalane – rapport technique année 6. Rapport final. BRGM/RP-69911-FR 254.
- Pierce, J.W., 1970. Tidal Inlets and Washover Fans. *The Journal of Geology* 78, 230–234. <https://doi.org/10.1086/627504>
- Prandtl, L., 1935. The Mechanics of Viscous Fluids. *Aerodyn Theory* 3, 155–162.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., 2003. The Seasonal Closure of Tidal Inlets: Causes and Effects. *Coastal Engineering Journal* 45, 601–627. <https://doi.org/10.1142/S0578563403000919>
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., Masselink, G., 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering* 37, 1–36. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00008-3](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00008-3)
- Rich, A., Keller, E.A., 2013. A hydrologic and geomorphic model of estuary breaching and closure. *Geomorphology* 191, 64–74. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.003>
- Sadat-Noori, M., Santos, I.R., Tait, D.R., McMahon, A., Kadel, S., Maher, D.T., 2016. Intermittently Closed and Open Lakes and/or Lagoons (ICOLs) as groundwater-dominated coastal systems: Evidence from seasonal radon observations. *Journal of Hydrology* 535, 612–624. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.080>
- Safak, I., Warner, J.C., List, J.H., 2016. Barrier island breach evolution: Alongshore transport and bay-ocean pressure gradient interactions: Barrier island breach evolution. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 8720–8730. <https://doi.org/10.1002/2016JC012029>
- Sallenger, A.H., 2000. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research* 16, 890–895.
- Samat, O., 2007. Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales : Le cas du Languedoc et du Delta du Rhône (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J.A., 1994. Breaching in a wave-dominated barrier spit: The trabucador bar (north-eastern spanish coast). *Earth Surf. Process. Landforms* 19, 483–498. <https://doi.org/10.1002/esp.3290190602>
- Segura, L.E., Hansen, J.E., Lowe, R.J., Symonds, G., Contardo, S., 2018. Shoreline variability at a low-energy beach: Contributions of storms, megacusps and sea-breeze cycles. *Marine Geology* 400, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.03.008>
- Shin, C.S., 1996. A One-Dimensional Model for Storm Breaching of Barrier Islands.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stretch, D., Parkinson, M., 2006. The Breaching of Sand Barriers at Perched, Temporary Open/Closed Estuaries — A Model Study. *Coastal Engineering Journal* 48, 13–30. <https://doi.org/10.1142/S0578563406001295>
- Suanez, S., Stéphan, P., Floc'h, F., Autret, R., Fichaut, B., Blaise, E., Houron, J., Ammann, J., Grandjean, P., Accensi, M., André, G., Arduin, F., 2018. Fifteen years of hydrodynamic forcing and

- morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany). *geomorphologie* 24, 403–428. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12677>
- Thomas, Y.F., Diaw, A.T., 1997. Suivi (1984-1993) de la rupture de la flèche de Sangomar, estuaire du fleuve Saloum, Sénégal, Photo Interprétation.
- Thornton, E.B., MacMahan, J., Sallenger, A.H., 2007. Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine Geology* 240, 151–167. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.02.018>
- Van Enckevort, I.M.J., 2004. Observations of nearshore crescentic sandbars. *J. Geophys. Res.* 109, C06028. <https://doi.org/10.1029/2003JC002214>
- Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019a. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coastal Engineering* 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>
- Vos, K., Splinter, K.D., Harley, M.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019b. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. *Environmental Modelling & Software* 122, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528>
- Wang, P., Roberts Briggs, T.M., 2015. Storm-Induced Morphology Changes along Barrier Islands and Poststorm Recovery, in: *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, pp. 271–306. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00010-8>
- Warrick, J.A., Milliman, J.D., 2003. Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets. *Geol* 31, 781. <https://doi.org/10.1130/G19671.1>
- Wijnberg, K.M., Terwindt, J.H.J., 1995. Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology* 126, 301–330. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00084-C](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00084-C)
- Yates, M.L., Guza, R.T., O'Reilly, W.C., 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *J. Geophys. Res.* 114, C09014. <https://doi.org/10.1029/2009JC005359>
- Zeileis, A., Kleiber, C., Krämer, W., Hornik, K., 2003. Testing and dating of structural changes in practice. *Computational Statistics & Data Analysis* 44, 109–123. [https://doi.org/10.1016/S0167-9473\(03\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0167-9473(03)00030-6)
- Zenkovich, V.P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Interscience Publishers.

Chapitre V - Variabilité des flux sédimentaires d'un fleuve côtier méditerranéen

Préambule

Dans ce chapitre, la quantification et l'évolution du transport sédimentaire par la Têt est appréhendée sur une échelle de temps allant de l'heure jusqu'aux 50 dernières années. Une comparaison est faite entre le transport à l'échelle des événements et en période calme. L'impact de la morphologie d'embouchure sur les bilans d'apports sédimentaires en zone côtière est également pris en compte.

Le but de ce chapitre est de permettre d'affiner les connaissances sur :

- Les quantités de sable transportées par un petit fleuve côtier méditerranéen et en déterminer des courbes de tarage permettant de retracer le transport en suspension passé.
- Le charriage en essayant d'approcher au mieux ce dernier à l'aide du transport dans la couche limite de fond afin d'en déterminer sa composition et sa quantification.
- L'impact de l'événementiel par rapport au non événementiel sur le transport des sédiments en suspension ou à proximité du fond à l'aide d'un suivi haute fréquence.
- Le rôle de la morphologie d'embouchure sur le transport en zone d'embouchure et sur le continuum amont-embouchure.

Ce chapitre se décompose en trois parties. La première permet d'avoir une vue d'ensemble sur la méthodologie mise en place pour étudier le transport sédimentaire. La seconde partie expose les principaux résultats qui portent sur le transport en suspension et sa généralisation sous forme de courbes de tarage, le transport à proximité du fond, le rôle de la morphologie d'embouchure sur le transport et son continuum amont-embouchure. La troisième partie est quant à elle une discussion des différents résultats et de la méthodologie mise en place.

V.1. Méthodologie

V.1.1. Suivi du transport en suspension

Dans le but de suivre l'évolution du transport en suspension des MES et des sables sur une échelle de temps allant de l'heure jusqu'aux 50 dernières années, des données de débit collectées par le réseau de mesures des Services de Prévision des Crues (SPC), de prélèvements effectués sur la Têt ainsi qu'optique et acoustique ont été utilisés.

V.1.1.1. Suivi pluri-décennale du transport des MES et des événements de crues

A partir des données historiques de débit récupérées au niveau de la station hydrologique du pont Joffre et de Rodès (période juillet 2021 à novembre 2022 pour cette dernière) une première analyse des débits a été effectuée afin d'isoler les événements de crues sur la période 1971-2022. Les précédentes études réalisées sur la Têt, fixant le seuil de crue à environ 10 fois le débit moyen annuel soit $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dumas et al., 2015; Serrat et al., 2001), c'est cette valeur seuil qui a été appliquée (période de retour estimée à 1,4 ans d'après la méthode de Gumbel (1958)). Les caractéristiques des crues ont ensuite été analysées (fréquence, intensité et période de l'année où elles se produisent).

En complément, le suivi des flux de MES a également été calculées sur la période 1971-2022 à l'aide des principaux travaux réalisés sur la Têt. L'estimation de ces flux via l'utilisation de courbes de tarage a d'abord été faite par Serrat et al. (2001) selon l'utilisation d'une régression polynomiale d'ordre 2 ($R^2 = 0,68$), puis remise à jour par Bourrin et al. (2007) ($R^2 = 0,56$). Plus récemment, Sadaoui et al. (2016) ont testé une approche de courbe de tarage simplifiée en utilisant plutôt des classes de débit et l'établissement de deux droites de régression distinctes (modèle SiRCA pour « Simplified Rating Curve Approach », $R^2 = 0,92$ et $R^2 = 0,99$). Cette dernière approche donnant de meilleur résultat, c'est celle-ci qui a été appliquée pour le calcul des flux de MES.

V.1.1.2. Détermination des courbes de tarages

Pour les périodes hors crue, des courbes de tarage ont été déterminées à l'aide d'une régression linéaire par la méthode des moindres carrés entre les données de concentrations mesurées à la station CEFREM (MES et sables) et les données de débit. Dans le cas des événements de crues, différentes méthodes de corrélation ont quant à elle été comparées. Ainsi une première relation similaire à celle utilisée pour les périodes hors crues a été appliqué, puis elle a été ajustée avec l'application d'un polynôme du second degré et enfin une méthode basée sur l'établissement de deux droites de régression linéaires distinctes avec détection de points de

ruptures a été appliquée. La détection des points de ruptures a été effectué à l'aide du package « segmented » sous R, qui permet d'identifier les changements de régression dans une série de données. Dans le cas de certaines crues, cette dernière méthode a été appliquée pour chaque « hydrogramme » de crue.

Dans le but de pouvoir généraliser les courbes de tarage a une seule applicable aux MES et une autre aux sables, l'ensemble des données collectées sur la période 2018-2020 ont été regroupées. Une méthode similaire au modèle SiRCA a été appliquée entre les données de débits et les concentrations en MES et sables. Ainsi une analyse statistique des valeurs de débit a été effectuée, permettant ainsi de créer une série de classes de débit selon leurs fréquences (figure V.1). Chaque classe possède environ la même importance en ce qui concerne leur contribution, à l'exception des classes de débits les plus élevées (importance plus faible) et les plus bas (importance plus forte). Pour chaque classe un débit moyen et une concentration moyenne ont été calculé ainsi que leur écart-type (figure V.1). Un modèle à double régression linéaire (obtenu à l'aide du package « segmented ») a ensuite été appliqué entre le logarithme de la concentration et celui du débit.

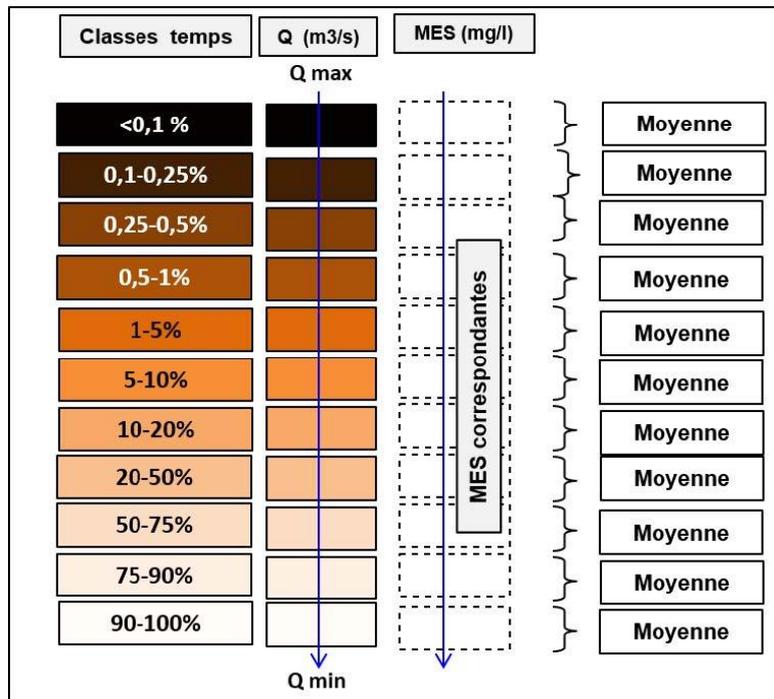


Figure V.1 : Schéma présentant le principe de classification du modèle SiRCA (Sadaoui, 2016).

Les flux de MES et de sables ont été calculés à partir des courbes de tarage obtenues. L'estimation des erreurs des flux a été déterminé à partir du calcul du coefficient de variation :

$$CV = \left(\frac{Flux_{observé} - Flux_{estimé}}{Flux_{observé}} \right) \times 100 \quad (V.1)$$

Afin de tester si des tendances étaient identifiables dans les séries temporelles du nombre de crue ou d'estimation des flux, des tests de Mann-Kendall (Kendall, 1975; Mann, 1945) ont été effectués.

V.1.1.3. Relation vitesse sédiments en suspension en zone d'embouchure

Au niveau de l'embouchure, côté interne, des relations entre la vitesse des courants mesurée à l'aquapro, la turbidité mesurée par l'OBS, et les concentrations en sables dérivées de l'atténuation du signal rétrodiffusé ont été effectuées (plus sensible aux sédiments sableux). Le signal optique des OBS étant quant à lui plus sensible aux sédiments fins, celui-ci a été utilisé comme proxy des MES. N'ayant pas de prélèvements à proximité permettant sa calibration, le signal optique n'a pas été calibré. Dans le cas des événements conduisant à une rupture de la flèche d'embouchure, les données correspondantes à ce processus ont été identifiées.

V.1.2. Suivi du transport à proximité du fond

A défaut de pouvoir étudier directement le charriage faute d'événements de crue durant la période de suivi de thèse, le transport à proximité du fond a quant à lui été étudié. Différentes approches permettant d'estimer la qualité du matériel et les flux de sédiments qui y transite ont été effectuées.

V.1.2.1. Utilisation de pièges à sédiments

Dans le but d'obtenir des premières estimations de flux et de connaître la qualité des sédiments qui transitent à proximité du fond, des pièges Philipps (Phillips et al., 2000) légèrement modifiés ont été installés à une dizaine de centimètres au-dessus du fond à proximité de la station CEFREM. Après analyse en laboratoire, les quantités de sédiments récupérées ont été comparées aux données de débit. Ces quantités ont ensuite été normalisées par le nombre de jours de déploiement et les proportions de sédiments fins et de sables ont été calculées.

V.1.2.2. Utilisation des données ADCP

Afin de suivre les flux de sédiments en continu, l'acquisition des données ADCP hautes fréquences est une des méthodes de suivi optimale. Mais l'obtention de suivi temporelle long terme sur des fleuves torrentielles, tels que la Têt peut être compliqué du fait de nombreux paramètres. En ce qui concerne le suivi à l'Aquapro, outre le fait des dégradations, le caractère exceptionnel de certains événements comme Gloria, peut conduire à la perte des instruments et à la perte des données. Si on ajoute à cela la crise sanitaire, ce sont un peu plus d'un an de données qui n'ont pas pu être collectées. Enfin, durant les années de faibles débits, la croissance d'une flèche sableuse venant obstruer l'embouchure, peut conduire durant l'été à un fort

développement algale, rendant alors les données acoustiques inutilisables (cas de l'été 2021 et 2022). Quoiqu'il soit une bonne série temporelle a pu être acquise en 2018 et 2019, à l'exception de novembre 2018 où les données acoustiques ont été supprimées car considérées comme suspectes et donc inexploitées. En revanche pour les années 2021 et 2022 une série plus éparse a été collectée, du fait de fort développement algal.

V.1.2.2.1. Profil de vitesse

Le suivi de la vitesse à proximité du fond a nécessité le calage de loi afin de pouvoir extrapoler les profils de vitesse. La forme classique de ces profils peut être parfois représentée par une équation puissance ou logarithmique, en considérant une paroi rugueuse. La loi théorique la plus courante pour décrire la distribution des vitesses sur la verticale est la loi logarithmique :

$$u(z) = u_* \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (\text{V.2})$$

où $u(z)$ est la vitesse mesurée (m.s^{-1}) à une hauteur z (m), u_* la vitesse de frottement au fond, k la constante de Von Karman ($k=0,41$) et z_0 la hauteur de rugosité du sol. Cette dernière est définie comme :

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad (\text{V.3})$$

où k_s est la rugosité hydraulique :

$$k_s = \beta d_{90} \quad (\text{V.4})$$

avec d_{90} le diamètre des grains dont 90 % des sédiments ont une taille inférieure ($d_{90} = 0,00136$ m) et β une constante ($\beta = 2$ selon [Yalin \(1972\)](#) et [Camenen et al. \(2006\)](#)). Cette valeur a été validée en rivière par [Smart \(1999\)](#).

La vitesse de frottement au fond u_* est définie comme :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_f}{\rho}} \quad (\text{V.5})$$

où ρ est la masse volumique de l'eau ($1\ 000\ \text{kg.m}^{-3}$) et τ_f la contrainte de cisaillement au fond définie comme :

$$\tau_f = \rho g R_h S_0 \quad (\text{V.6})$$

avec g l'accélération de la pesanteur ($g = 9,806 \text{ m.s}^{-2}$), R_h le rayon hydraulique, assimilé à hauteur d'eau moyenne h et S_0 la pente d'énergie, simplifiée à la pente du fond du lit.

La seconde loi utilisé pour extrapoler les profils de vitesse est la loi puissance aussi appelée loi de Prandtl :

$$u(z) = u_a \left(\frac{z}{z_a} \right)^{1/mp} \quad (\text{V.7})$$

où u_a est la vitesse mesurée (m.s^{-1}) à une hauteur de référence z_a ($z_a = 0,05 \times$ hauteur d'eau, m) et mp un paramètre empirique dépendant de la rugosité ($mp = 6$ est la valeur la plus courant en rivière (Chen, 1991)). Pour chaque profil la vitesse u_a a été pré-estimée à l'aide d'un ajustement des profils de vitesse mesurés.

V.1.2.2.2. Profil de concentration

Tout comme pour la vitesse, le suivi de la concentration à proximité du fond a nécessité le calage de loi afin de pouvoir extrapoler les profils de concentration. La méthode la plus utilisée pour modéliser un profil de concentration est la méthode de Rouse (1937) :

$$c(z) = c_a \left(\frac{h-z}{z} \frac{z_a}{h-z_a} \right)^{R_0} \quad (\text{V.8})$$

où $c(z)$ est la concentration mesurée (g.L^{-1}) à une hauteur z (m), c_a la concentration de référence (g.L^{-1}) à la hauteur de référence z_a (m), la hauteur d'eau et R_0 le paramètre de Rouse (1937) défini comme :

$$R_0 = \frac{\omega}{ku_*} \quad (\text{V.9})$$

avec ω la vitesse de chute des sédiments (m.s^{-1}) défini par Soulsby (1997) comme :

$$\omega = \frac{\nu}{d_{50}} \left[\sqrt{10,36^2 + 1,049d_*^3} - 10,36 \right] \quad (\text{V.10})$$

avec ν la viscosité cinématique du fluide ($\nu = 10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour de l'eau à 20°C), d_{50} le diamètre des grains dont 50 % des sédiments ont une taille inférieure et d_* le diamètre sédimentologique défini comme :

$$d_* = d \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad (\text{V.11})$$

où d est le diamètre des sédiment (m) et ρ_s la masse volumique des sédiments (kg.m^{-3}).

La seconde loi utilisée pour extrapoler les profils de concentration est le profil exponentiel d'après [Camenen and Larson \(2008\)](#) :

$$c(z) = c_R \exp\left(-\frac{6\omega}{\sigma k u_* h} z\right) \quad (\text{V.12})$$

avec C_R la concentration de référence (g.L^{-1}) et σ le nombre de Schmidt ($\sigma = 1$).

Pour chacune des formules, les paramètres de [Rouse \(1937\)](#) ainsi que les concentrations de référence C_a et C_R ont été pré-estimées à l'aide d'un ajustement des profils de concentration mesurés.

V.1.2.2.3. Profil de flux sédimentaire

Les profils de flux sédimentaires ont été obtenus en multipliant les profils de vitesse par les profils de concentrations. L'erreur de chacun de ces profils a été déterminée à partir du calcul du coefficient de variation (similaire à l'équation V.1). Les flux verticaux ont ensuite été additionnés sur des périodes mensuelles en séparant le flux total et le flux calculé dans la couche limite de fond. Cette couche a été déterminée à partir des lois d'extrapolation et définie comme étant la couche comprise entre 0,05 fois la hauteur d'eau (liée à la hauteur z_a où est définie la concentration de référence c_a du profil de Rouse) et 0,2 fois la hauteur (hauteur maximale de la couche limite turbulente).

V.1.3. Suivi du transport selon un continuum amont embouchure

Afin de suivre l'évolution des flux de sédiments selon un continuum amont-embouchure permettant de mettre en évidence le rôle de la morphologie de l'embouchure sur l'exportation des sédiments en zone côtière, une approche comparative basée sur l'utilisation des courbes de tarage et l'extrapolation des données ADCP a été effectuée. De même des données topobathymétriques ainsi que des prélèvements de sédiments de la surface du lit ont été utilisés.

V.1.3.1. Mesure de la variabilité des flux dans la section

Plusieurs mesures de sections passant à proximité de l'Aquapro ont été effectuées à l'aide d'un ADCP M9 monté sur une hydroboard radiocommandée et dont la position était suivie à l'aide d'une antenne Trimble. Entre 4 et 6 transects ont été effectués lors de plusieurs campagnes effectuées à différents débits. Les transects ont été reprojétés sur un transect passant au-dessus de l'Aquapro et moyennés par campagne. Une calibration entre l'atténuation du signal rétrodiffusé et les concentrations en sables mesurées à l'Aquapro a été effectuée, permettant d'obtenir l'évolution des concentrations en sable le long de la section. En multipliant

ces valeurs par les vitesses mesurées, des sections de flux de sable en suspension ont pu être obtenues.

V.1.3.2. Extrapolation longitudinale des profils de flux aquapro

A partir des différentes sections transversales obtenues à l'aide d'un ADCP M9, une extrapolation horizontale des profils de flux verticaux obtenus à l'Aquapro a été effectuée en prenant en compte la répartition des sables le long de la section selon les valeurs de débits. Les profils extrapolés ont ensuite été additionnés mensuellement et comparés aux valeurs mensuelles estimées en amont à l'aide de la courbe de tarage de sable obtenues précédemment. Une analyse statistique de comparaison des valeurs de flux journalier a été réalisée de façon mensuelle à l'aide d'un test de Mann-Whitney (les séries de données ne suivant pas toutes une loi normale) afin d'identifier les différences significatives entre ces deux méthodes d'estimation.

V.1.3.3. Evolution des stocks sédimentaires de la partie interne de l'embouchure

Dans le but de savoir si la morphologie de l'embouchure pouvait jouer un rôle sur le stockage des sédiments dans sa partie interne et ainsi être considérée comme une sorte de « piège à sédiments naturel », des données bathymétriques ont été utilisées. Ainsi un premier différentiel bathymétrique a été obtenu à partir des données acquises le 30 janvier et le 22 mai 2020 permettant ainsi d'inclure l'impact de la crue de fin avril 2020 (pic de débit à $871 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Un second différentiel bathymétrique a quant à lui été calculé à partir des données acquises le 22 mai 2020 et le 09 mars 2023, permettant de suivre les évolutions bathymétriques internes pendant la majeure partie du suivi de thèse et durant la quasi-fermeture de l'embouchure suite à la croissance d'une flèche sableuse.

V.1.3.4. Carte sédimentaire du dernier kilomètre de l'embouchure

Afin d'avoir une vision de la répartition des sédiments fins ($< 63 \mu\text{m}$) et des sables ($> 63 \mu\text{m}$) au sein du dernier kilomètre de l'embouchure de la Têt une campagne de prélèvements des sédiments de surface du lit a été effectuée à l'aide d'un cône Berthois le 17 novembre 2022. A partir des analyses effectuées en laboratoire, une carte sédimentaire des pourcentages de sable a été effectuée sous ArcGIS en effectuant une interpolation selon la méthode de « Triangulated Irregular Network » (TIN) entre les 43 points d'échantillonnages avec une résolution de 1 mètre.

V.2. Résultats

V.2.1. Suivi pluriannuel du transport en suspension

V.2.1.1. Définition et répartition des périodes de crues

Les épisodes de crues sont définis comme des événements pendant lesquels le débit est supérieur à une valeur seuil dont sa détermination est variable d'un fleuve à un autre et ne peut être déduite que de séries chronologiques de longue durée. L'application de cette valeur seuil ($100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à l'ensemble des données de débit nous a permis d'identifier 92 événements pour la période 1971-2022. La figure V.2.a montre la répartition de ces événements par année. Comme on peut le voir sur cette figure, une forte variabilité du nombre d'événements est observable, avec des années ne présentant aucune crue (25 % des années) et d'autres pouvant en présenter jusqu'à 5 (10%). L'analyse des tendances, basée sur le test de Mann-Kendall, permet d'ailleurs de confirmer l'absence à long terme de tendance sur l'évolution du nombre de crues sur la période étudiée (pvalue = 0,16). Le nombre moyen d'événements de crues sur la Têt est de 1,8 par an.

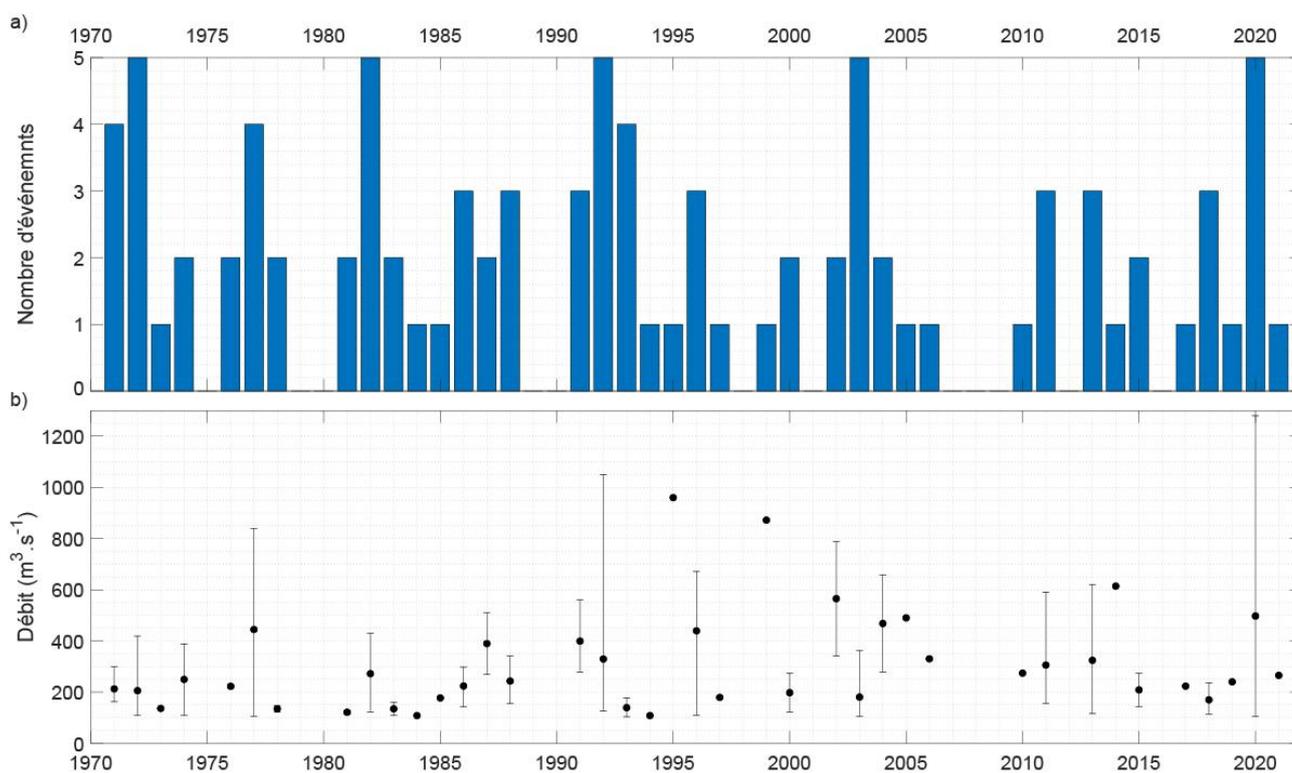


Figure V.2 : Evolution des événements de crues sur la période 1971-2022 avec a) le nombre d'événements par an et b) l'intensité des événements. Les points noirs représentent la moyenne annuelle et les barres verticales les valeurs minimales et maximales des événements.

Si l'on s'intéresse à l'intensité de ces événements (figure V.2.b), on peut remarquer de fortes variabilités des débits de crue allant de 103 à $1\,280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Certaines années présentent

un seul évènement de crue, mais avec des débits particulièrement importants ($960 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1995 et $872 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1999) alors que d'autres peuvent présenter plusieurs évènements mais des débits de crue relativement faibles (4 évènements pour un débit moyen de $139 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1993). De même quelques années présentent des variations plutôt importantes avec des débits allant de 106 à $839 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1977 ou de 126 à $1\,050 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1992. L'année 2020 est quant à elle une année particulière avec 5 évènements de crues allant de 104 à $1\,280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et dont une des crues est également montée à $877 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

La figure V.3, qui représente la fréquence mensuelle des évènements de crues montrent que ceux-ci se déroulent majoritairement entre octobre et mai (90,22 %) avec une fréquence plus importante en novembre (18,48 %) et plus faible en février (6,52 %). Les mois d'été ainsi que septembre sont les moins propices aux évènements de crues.

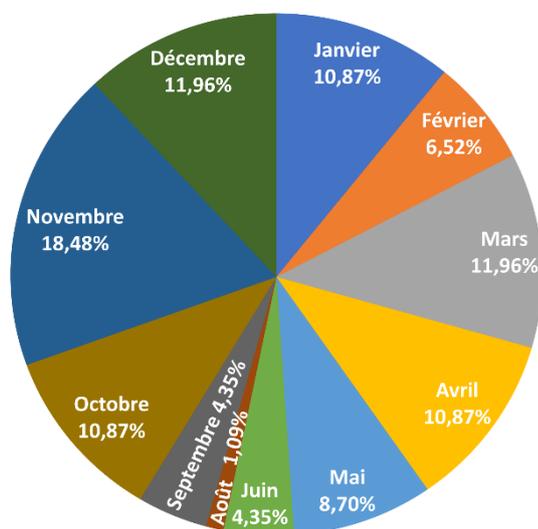


Figure V.3 : Fréquence mensuelle des évènements de crue.

V.2.1.2. Bilan sur les estimations des flux en suspension

L'application de la méthode SirCA sur les données de débits a permis d'estimer les flux de MES sur la période 1971-2022 (figure V.4). Comme pour l'évolution du nombre d'évènement par an (figure V.2.a), on observe une forte variabilité interannuelle des flux de MES qui vont de $0,0015 \pm 0,0004 \text{ Mt}$ en 1998 à $0,3650 \pm 0,0993 \text{ Mt}$ en 2020. Le test de Mann-Kendall permet une nouvelle fois de confirmer l'absence à long terme de tendance sur l'évolution des flux de MES sur la période étudiée ($p\text{-value} = 0,33$). Généralement, durant les années de faible débit, les flux de MES exportés sont relativement faibles et répartis de manière homogène au cours de l'année. En revanche, pour les années présentant des crues, les flux de

MES deviennent beaucoup plus importants et augmentent selon la fréquence et l'intensité des crues. Le flux moyen de MES pour la période 1971-2022 est de $0,0488 \pm 0,0615 \text{ Mt.an}^{-1}$ avec 57,90 % du flux qui a lieu pendant les événements de crues, qui s'étalent en moyenne sur 4,4 jours par an. Ainsi sur la période étudiée, les crues contribuent à un peu plus de la moitié des flux de MES, mais peuvent durant certaines années, participer jusqu'à 87,7 % du flux comme ce fut le cas en 2020 durant seulement 16 jours de crues. Il est important de noter que pour les années 2021 et 2022, les estimations de flux de MES peuvent être légèrement faussées du fait de travaux réalisés à proximité de la station de jaugeage.

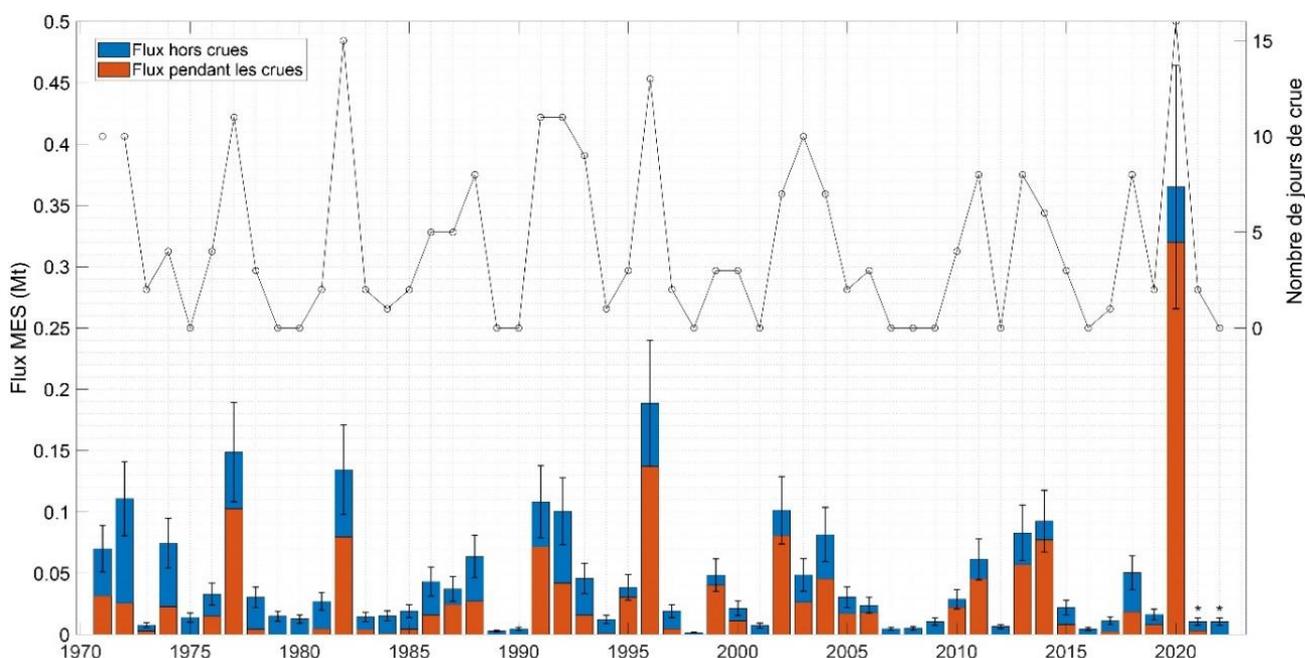


Figure V.4 : Flux de MES obtenus par le modèle SiRCA et évolution du nombre de jours de crue pour la Têt sur la période 1971-2022. Les barres d'erreur représentent l'erreur du modèle SiRCA. Les astérisques représentent les années où le flux de MES peut être considéré comme douteux.

V.2.2. Suivi haute fréquence du transport en suspension

V.2.2.1. Actualisation et détermination des courbes de tarage MES/sables

Afin de pouvoir quantifier des flux de MES et plus particulièrement de sables, il est particulièrement important d'établir des courbes de tarage sédimentaire fiables. Celles-ci reposent sur la relation directe entre la concentration en sédiments et le débit liquide, selon l'hypothèse qu'il existe un équilibre global entre les flux liquides et solides à l'échelle du bassin versant. Une fois établies, ces courbes permettent d'extrapoler les flux de sédiments entre les périodes de mesures ponctuelles de concentrations, allant de l'échelle événementielle au suivi régulier sur une période, et les mesures de jaugeages liquides continues. La partie qui suit vise à établir ces courbes de tarage, afin de suivre les flux de MES et de sables du fleuve Têt.

V. 2.2.1.1. Distribution granulométrique des sédiments en suspension

La figure V.5 illustre la distribution granulométrique des sédiments qui sont transportés en suspension par la Têt suite à leur traitement aux ultrasons. Ces spectres de tailles montrent une répartition unimodale des sédiments en suspension aussi bien à l'étiage qu'en condition de crue. Le spectre moyen à l'étiage s'étend de 0,68 à 400 μm avec un mode à 25 μm et un d_{50} de 19,95 μm . Dans le cas d'un événement de crue en janvier 2020, la distribution granulométrique des sédiments s'étend quant à elle de 1,28 à 600 μm pour un mode à 40 μm et un d_{50} de 30,9 μm .

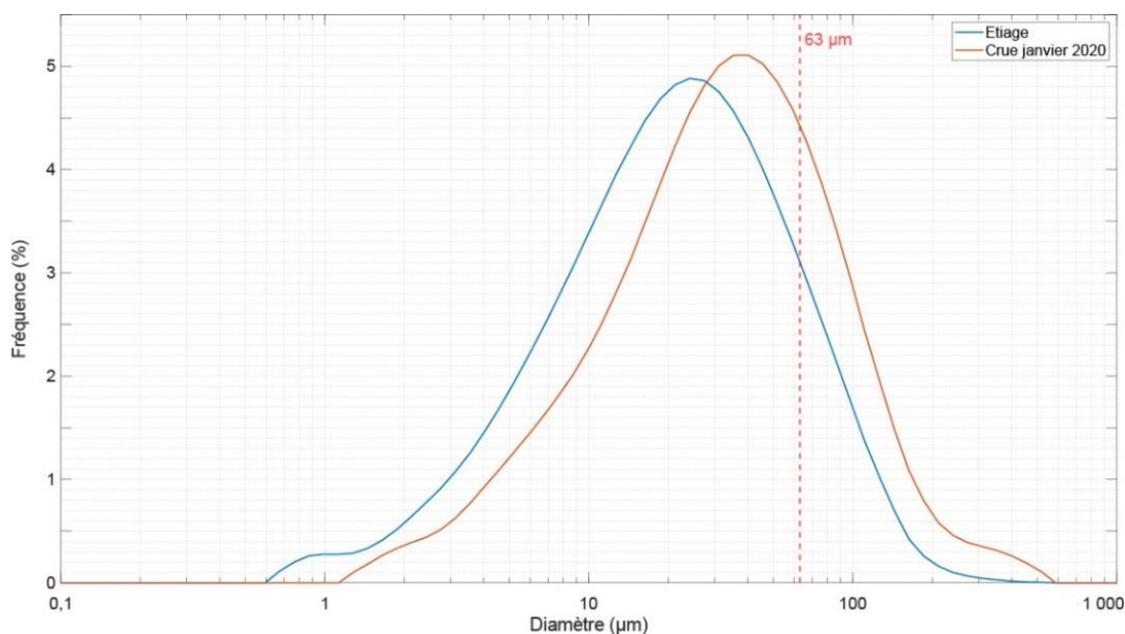


Figure V.5 Distribution granulométrique des sédiments en suspension transportés par la Têt

V. 2.2.1.2. Transport en suspension hors crue

Comme nous avons pu le voir dans la partie précédente, même si les crues contribuent à un peu plus de la moitié du flux moyen annuel, une part du flux a lieu en dehors de ces événements. De même, les années sans crue apportent en moyenne $0,0074 \pm 0,002 \text{ Mt.an}^{-1}$ (figure V.4). Si l'on s'intéresse un peu plus en détails aux concentrations mesurées en dehors des périodes de crues, on peut remarquer une tendance générale à l'augmentation avec le débit pour les MES, faisant passer les concentration de 0 à 110 mg.L^{-1} pour des débits allant de 1 à $70 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (figure V.6.a). Pour les sables, cette tendance est également observable, mais de manière moins flagrante, avec des concentrations allant de 0 à 16 mg.L^{-1} (figure V.6.b). Comme peuvent en témoigner les très faibles coefficients de corrélation, ces tendances sont fortement perturbées par la présence de concentrations plus fortes, pouvant atteindre 480 mg.L^{-1} pour les MES et 85 mg.L^{-1} pour les sables dans des gammes de débit allant jusqu'à $40 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ces écarts

de concentrations pour des faibles débits peuvent être liés à de petits événements faisant suite à des précipitations ayant contribué à l'apport de sédiments par lessivage, mais pas assez suffisantes pour atteindre le débit de crue.

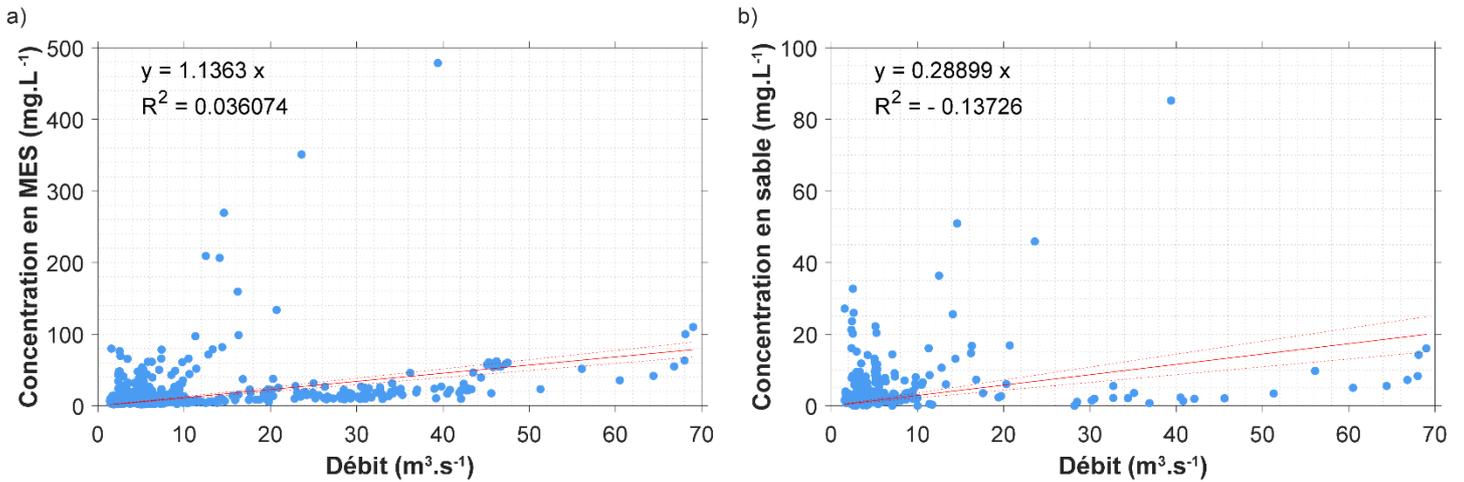


Figure V.6 : Relation entre le débit liquide et les concentrations en a) MES et b) sables sur la Têt en dehors des périodes de crue.

V. 2.2.1.3. Transport en suspension durant les crues

V. 2.2.1.3.1. Définition des types de crue

L'analyse des crues sur la période 2018-2020 nous a permis de mettre en évidence l'existence de deux types de crues, conduisant toutes deux à des courbes de tarage sédimentaires différentes à l'échelle événementielle. Ainsi nous avons pu identifier les crues de type I (figure V.7.a), correspondant à l'hydrogramme des crues en 3 phases, avec une montée rapide jusqu'à un débit de pointe, suivi par une décrue plus longue. Le type 2 (figure V.7.b), présente quant à lui une répétition de cet hydrogramme pouvant conduire à 2 ou 3 débits de pointe successifs espacés par un début de décrue. Ce second comportement peut être lié à un épisode pluvieux qui se présente selon plusieurs salves de précipitations intenses ou résultant de l'impact du barrage.

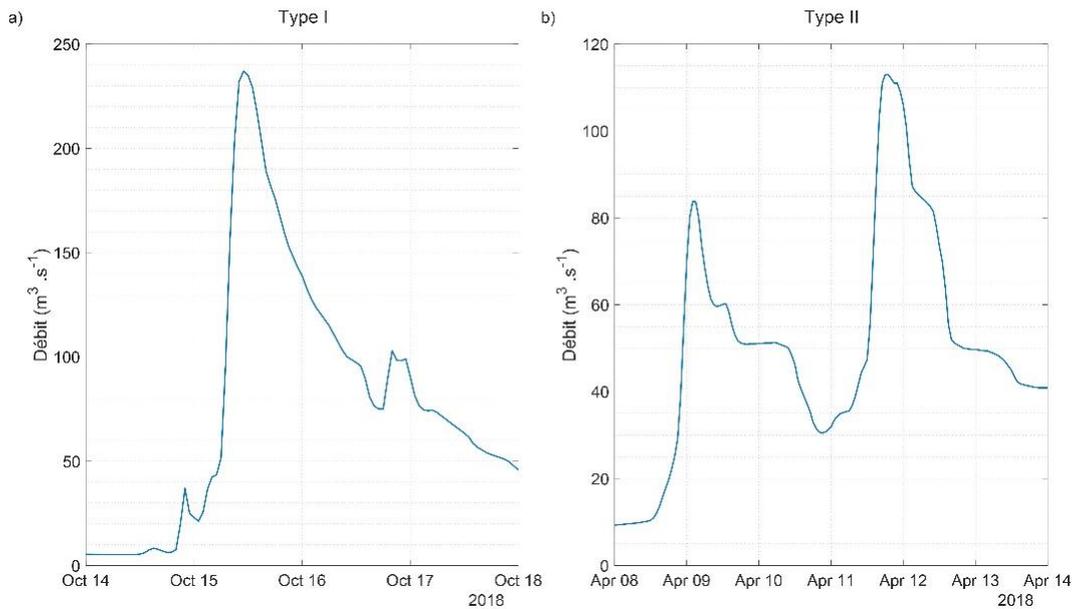


Figure V.7 : Hydrogramme des crues a) de type I et b) de type II.

V. 2.2.1.3.2. Courbes de tarage durant les crues de type I

Durant la période de mesure, deux crues de type I ont pu être échantillonnées. Une première crue en octobre 2018 avec un débit de pointe à $237 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (figure V.7.a) et une seconde en octobre 2019 à $241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, toutes deux présentant une période de retour de 1,7 ans. La figure V.8 représente la courbe de tarage des MES (à droite) et des sables (à gauche) pour ces deux événements, et leur ajustement selon différentes méthodes de corrélations. Que ce soit pour les MES ou les sables, les modèles de régression linéaire (figure V.8.a et b) ou polynomiales d'ordre 2 (figure V.8.c et d) ne montrent pas un ajustement optimal sur toute la gamme des données. En effet, ces derniers ont tendance à sous-estimer les concentrations en MES et en sables lors des forts débits, en particulier durant la montée en crue. En revanche le modèle à double régression linéaire, avec détection de points de rupture (figure V.8.e et f), fonctionne beaucoup mieux, et permet une meilleure prise en compte de l'ensemble des données, même s'il sous-estime toujours un peu les concentrations des forts débits durant la montée en crue. En termes d'évolution des concentrations en fonction du débit, on peut noter un comportement similaire entre ces deux événements selon deux régressions linéaires distinctes, séparées par un point de rupture (PR) commun aux deux événements. En revanche, ce point de rupture n'est pas le même pour les MES ($175 \pm 16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et les sables, où il est plus élevé ($228 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). De même les évolutions des concentrations selon le débit présentent des comportements différents, comme peuvent en témoigner les équations des droites de régression. Ainsi les MES présentent une augmentation plus rapide de leur concentration jusqu'au point de rupture (pente de $64,28^\circ$ contre $7,79^\circ$ pour les sables). A l'inverse, une fois ce point de rupture atteint, les

concentrations en sable augmentent un peu plus rapidement que les concentrations en MES (pente de $82,34^\circ$ contre $80,25^\circ$ pour les MES).

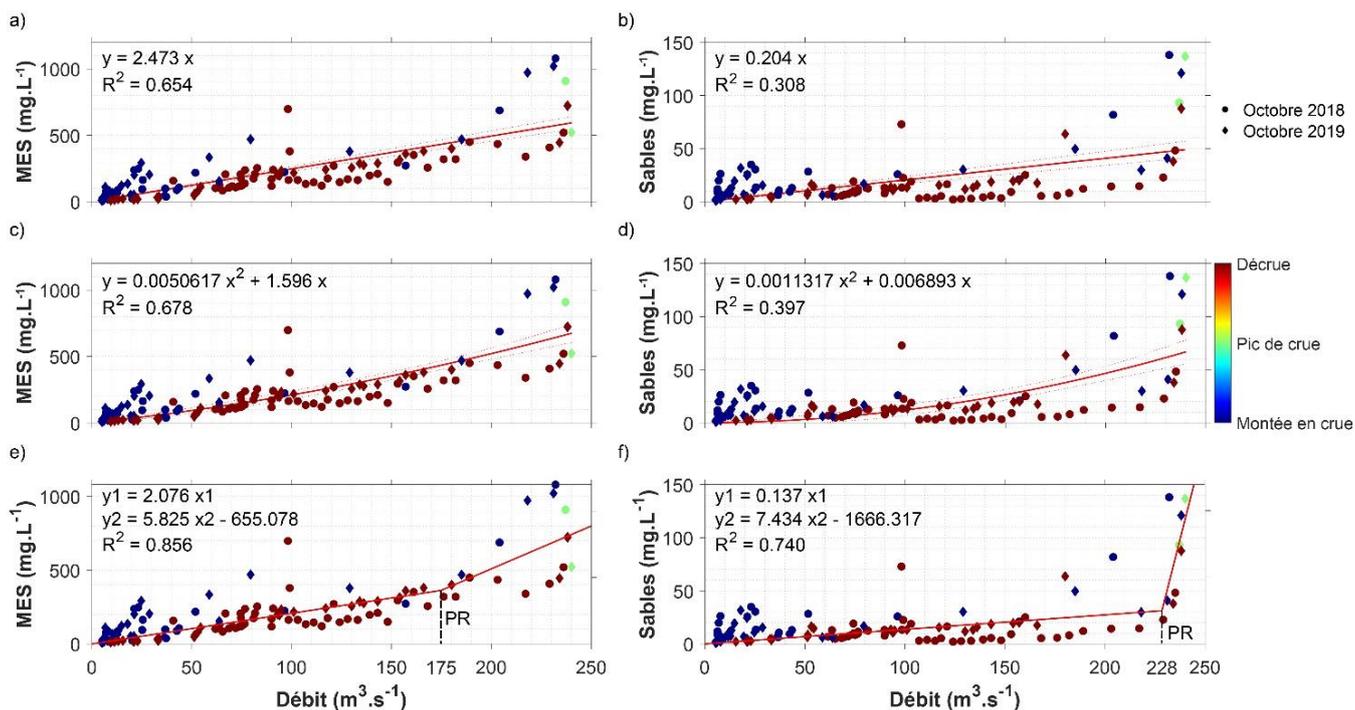


Figure V.8 : Ajustement des courbes de tarage sédimentaire pour les crues de la Têt de type I. Les courbes de (a,b) correspondent à l'ajustement d'un modèle de régression linéaire, celles de (c,d) à l'ajustement d'un modèle polynomial d'ordre 2 et celles de (e,f) à l'ajustement d'un modèle à double régression linéaire avec détection de point de rupture. Les courbes de tarage sont pour les MES à gauche et les sables à droite.

V. 2.2.1.3.3. Courbes de tarage durant les crues de type II

Deux crues de type II ont pu être échantillonnées durant la période de mesure. Un premier événement à $113 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec une période de retour de 1,7 ans, présentant une succession de deux débits de pointes (figure V.7.b), et un événement exceptionnel à $1280 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ présentant également une succession de deux débits de pointes pour une période de retour de plus de 50 ans. Pour plus de détails sur cette crue exceptionnelle, se référer le chapitre VI. Comme on peut le voir sur la figure V.9, on retrouve le même type de modèle que pour les courbes de tarage de type I mais qui se répète selon le nombre de débits de pointe successifs. Ainsi dans le cas de la crue présentée ci-dessous, le modèle va appliquer 3 droites de régression selon deux points de ruptures distincts, correspondant aux deux pics successifs atteints par la crue. On peut noter que le premier pic conduit à des concentrations plus importantes que le second, alors que les débits restent inférieurs. A l'inverse de ce que l'on a pu observer précédemment, on observe des points de ruptures similaires pour les MES (figure V.9.a) et les sables (figure V.9.b). En revanche les MES présentent toujours une augmentation beaucoup plus rapide de leur concentration jusqu'au premier point de rupture (pente de $48,14^\circ$ contre $5,26^\circ$ pour les sables). Une fois ce point passé,

ce sont par contre les MES qui présentent une augmentation un peu plus rapide (pente moyenne entre les 2 droites de $88,31^\circ$ contre $80,70^\circ$ pour les sables).

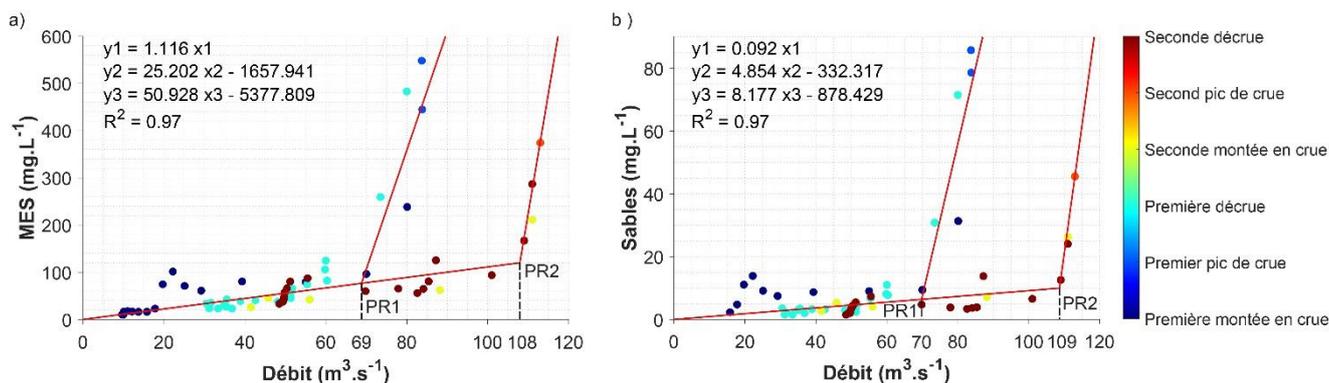


Figure V.9 : Courbes de tarage pour les crues de la Têt de type II. Les courbes de tarage sont pour les MES à gauche et les sables à droite.

V. 2.2.1.4. Généralisations des courbes de tarage

Les sous-parties précédentes ont permis de montrer que l'établissement de courbes de tarages sédimentaires peut être compliqué car le comportement de la remise en mouvement des sédiments selon les débits présente une variabilité d'un événement à un autre. Afin de s'affranchir de ce problème, il est possible d'établir des courbes de tarage grâce à l'application de régressions linéaires avec la méthode des moindres carrés entre le logarithme de la concentration et celui du débit liquide. Bien que cette méthode soit un résultat empirique sans justification physique, elle reste largement utilisée et permet ainsi d'obtenir des estimations des flux annuels. Dans notre cas, la méthode qui a le mieux fonctionnée est celle qui consiste à utiliser un modèle à double régression linéaire avec détection de point de rupture entre des classes de débit et de concentration, suite à leur transformation en logarithme (similaire à la méthode SiRCA, figure V.10). L'évolution du logarithme des concentrations en fonction du logarithme des débits montre des évolutions différentes entre les MES (figure V.10.a) et les sables (figure V.10.b). Ce comportement est similaire à celui observé lors des crues de type 1 avec pour les MES une tendance à l'augmentation un peu plus rapide que les sables (pente de $31,92^\circ$ contre $24,37^\circ$ pour les sables) jusqu'à un point de rupture inférieur ($1,48 \pm 0,30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ contre $2,11 \pm 0,23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Une fois ce point de rupture passé, la tendance s'inverse légèrement en faveur des sables (pente de $49,65^\circ$ contre $47,73^\circ$ pour les MES).

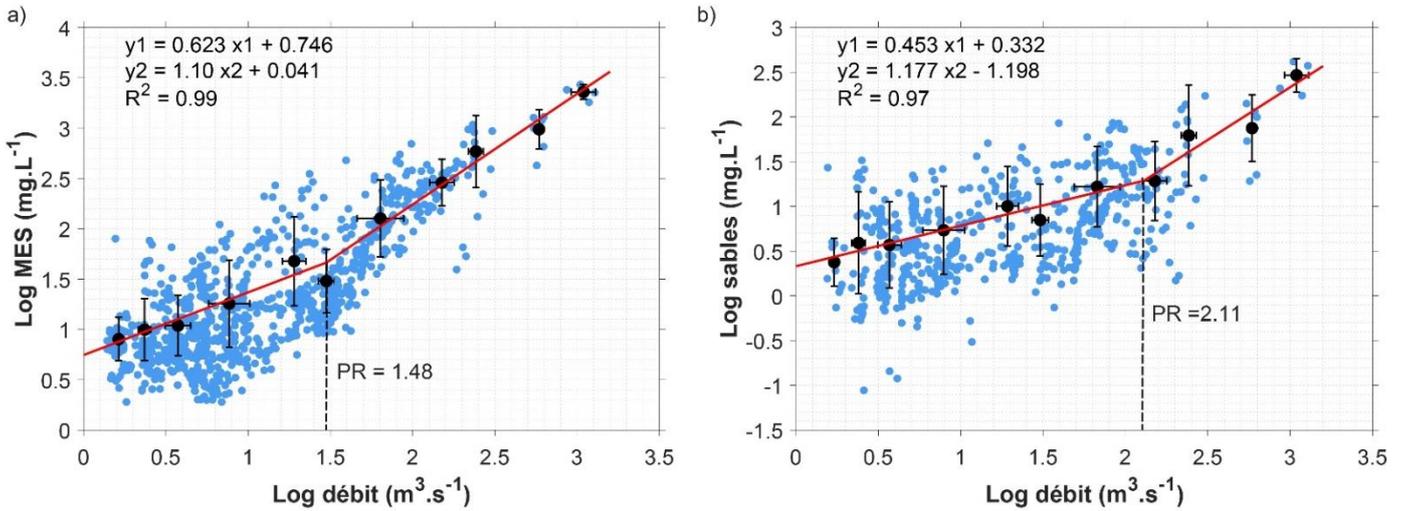


Figure V.10 : Courbes de tarage pour a) les MES et b) les sables applicables au fleuve Têt.

La comparaison des flux de MES et de sables observés avec ceux modélisés à l'aide des différentes méthodes proposées ci-dessus à l'échelle événementielle donne globalement des résultats similaires (figure V.11). Dans le cas des flux de MES (figure V.11.a) on peut remarquer que la méthode SiRCA donne des résultats satisfaisants pour les crues de type 1, en revanche elle surestime les flux dans le cas des type II. Que ce soit pour les flux de MES ou de sables (figure V.11.b), ce sont les modèles basés sur les courbes de tarage faites à l'échelle de l'événement qui présentent les résultats les plus proches, mais avec une incertitude plus importante que les autres. Du fait de leur application compliquée, qui nécessite un calage pour chaque événement, le modèle basé sur un tarage général est celui qui présente le meilleur compromis, d'autant plus qu'il présente des résultats satisfaisants.

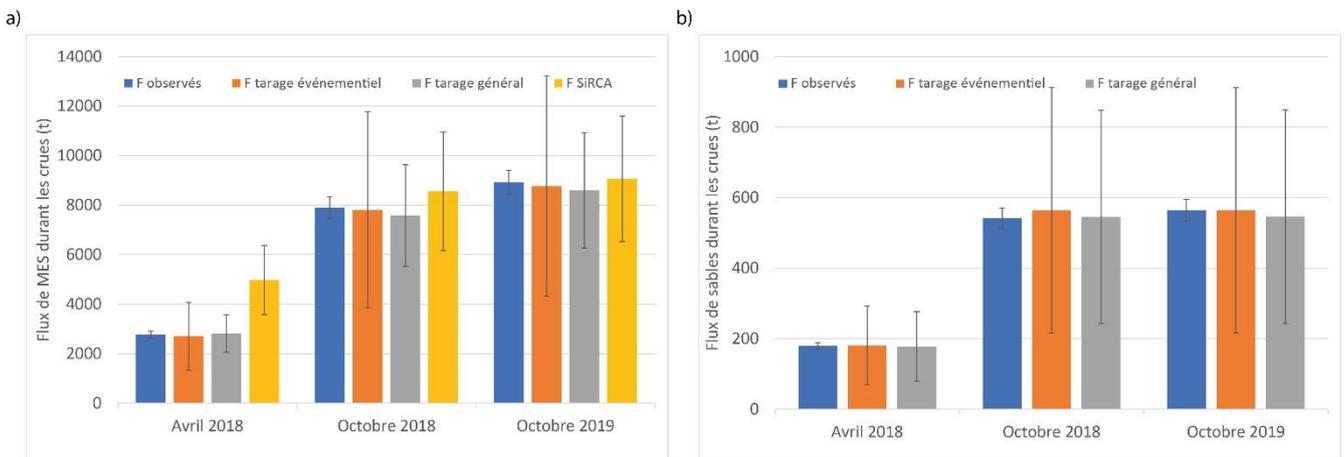


Figure V.11 : Comparaison des flux de a) MES et b) sables événementiels observés ($F_{\text{observés}}$) avec les flux estimés par les courbes de tarage événementiel ($F_{\text{tarage événementiel}}$), le modèle à double régression linéaire entre les classes de débit et de concentration ($F_{\text{tarage général}}$) et la méthode SiRCA (F_{SiRCA}). Les barres d'erreurs sont représentées pour tous les flux calculés. Pour les sables, les comparaisons considèrent seulement les heures qui ont été couvertes par un échantillonnage.

La comparaison des flux événementiels modélisés et observés a permis la validation du modèle à double régression linéaire entre les classes de débit et de concentration pour les MES et les sables. L'application de ces courbes de tarage (figure V.10) a permis d'obtenir les flux de MES et de sable pour la période 1971-2022 (figure V.12). Que ce soit pour les MES (figure V.12.a) ou les sables (figure V.12.b), on observe une forte variabilité des flux qui vont de $0,0006 \pm 0,0001$ Mt en 1998 à $0,3796 \pm 0,1029$ Mt en 2020 pour les MES et de $0,0002 \pm 0,0001$ Mt en 1998 à $0,0379 \pm 0,0211$ Mt en 2020 pour les sables. Le test de Mann-Kendall nous confirme qu'il n'y a pas de tendance à long terme sur l'évolution des flux de MES (pvalue = 0,60) et de sable (pvalue = 0,43) sur la période étudiée. Pour la période 1971-2022 le flux moyen de MES est de $0,0376 \pm 0,0597$ Mt.an⁻¹ et celui de sable de $0,0045 \pm 0,0060$ Mt.an⁻¹ avec 74,28 % du flux de MES et 57,42 % du flux de sable qui a lieu pendant les événements de crues. Durant les années exceptionnelles, les crues peuvent participer jusqu'à 92 % du flux comme en 2020. La fraction sableuse en suspension représente quant à elle en moyenne 12,05 % des MES.

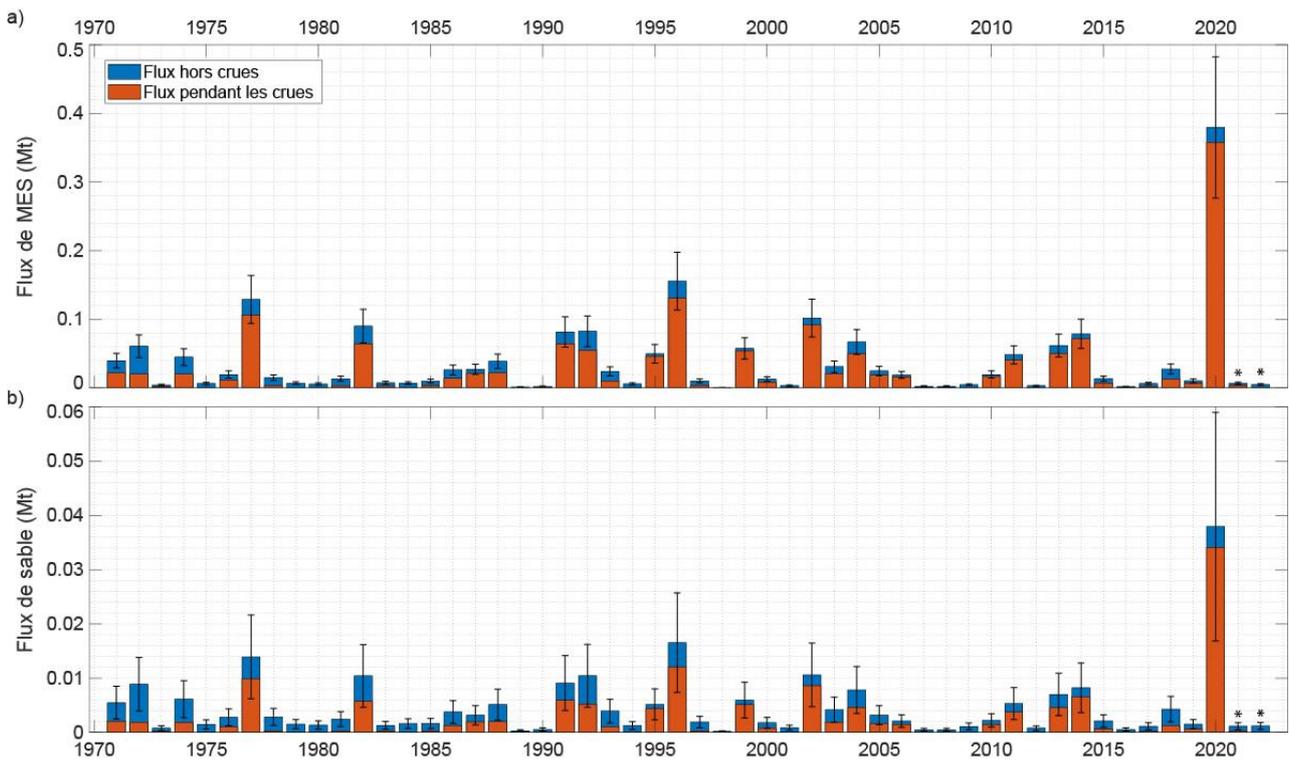


Figure V.12 : Flux de a) MES et b) de sable obtenus par les modèles à double régression linéaire entre les classes de débit et de concentration pour la Têt sur la période 1971-2022. Les barres d'erreurs représentent l'erreur du modèle. Les astérisques représentent les années où le flux de MES peut être considéré comme douteux.

V.2.2.2. Transport en suspension en zone d'embouchure

La morphologie de l'embouchure ainsi que le franchissement de la flèche par les tempêtes, peuvent conduire à une augmentation du niveau d'eau interne, témoignant du blocage ou d'une réduction du transfert terre-mer, rendant alors compliqué la mise en place de courbe

de tarage au niveau de l'embouchure. Afin de palier à ce problème, il est en revanche possible d'établir une relation entre la vitesse des courants et les concentrations associées (figure V.13). Ainsi en dehors des événements, on observe des vitesses relativement faibles (inférieures à $0,45 \text{ m.s}^{-1}$) accompagnées de turbidités (proxy des MES, figure V.13.a) et de concentrations en sable faibles (inférieures à 10 mg.L^{-1} , figure V.13.b). Les 4 événements étudiés ici ont quant à eux provoqués une rupture de flèche dont l'initiation conduit à des vitesses comprises entre $0,6$ et $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ qui continuent à augmenter dans les heures qui suivent jusqu'à atteindre $1,2 \text{ m.s}^{-1}$. Durant ces événements, les MES et les sables présentent des comportements différents. Pour les MES, on observe au début de l'événement une augmentation très rapide de la turbidité (pouvant aller jusqu'à 1010 NTU) pour de faibles vitesses et ce jusqu'à l'initiation de la rupture. A partir de là, les vitesses augmentent très rapidement, à l'inverse de la turbidité qui a tendance à diminuer. Une fois le maximum de vitesse atteint, on observe une décroissance des vitesses et de la turbidité jusqu'à un retour à ce que l'on observait avant l'événement. Ce comportement témoigne d'une hystérésis, comparable à ce que l'on a pu observer plus en amont. A l'inverse, la relation entre la vitesse et les sables ($D_{50} = 80 \mu\text{m}$ mais pouvant aller jusqu'à $860 \mu\text{m}$) montre elle aussi une hystérésis, mais inversée. Au début de l'événement on observe de faibles concentrations (inférieures à 10 mg.L^{-1}) associées à des vitesses faibles jusqu'à l'initiation de la rupture. Puis les vitesses augmentent très rapidement sans que les concentrations ne suivent au début et mettent un certain temps à augmenter de façon exponentielle jusqu'à atteindre leur maximum. A partir de là, on observe comme pour les MES, une décroissance des vitesses et de la concentration en sable jusqu'à un retour aux conditions de départ. Il est important de noter que ce comportement est observable pour la majorité des crues observées, mais pas pour celle d'octobre 2019 (losange) qui montre une hystérésis comparable à celle des MES. Enfin si l'on cherche à caler un modèle sur ces relations, le modèle à double régression linéaire est celui qui a le mieux fonctionné et nous a permis d'identifier deux régression linéaire propre au MES et au sable mais avec un point de rupture très proche ($0,448 \pm 0,017 \text{ m.s}^{-1}$ pour les MES et $0,481 \pm 0,015 \text{ m.s}^{-1}$ pour les sables). Dans les deux cas, la première régression correspond à ce que l'on observe lors des conditions calmes (hors événement ou tout début et fin d'événement), la seconde plutôt à la décroissance des vitesses et des concentrations faisant suite à la rupture de flèche.

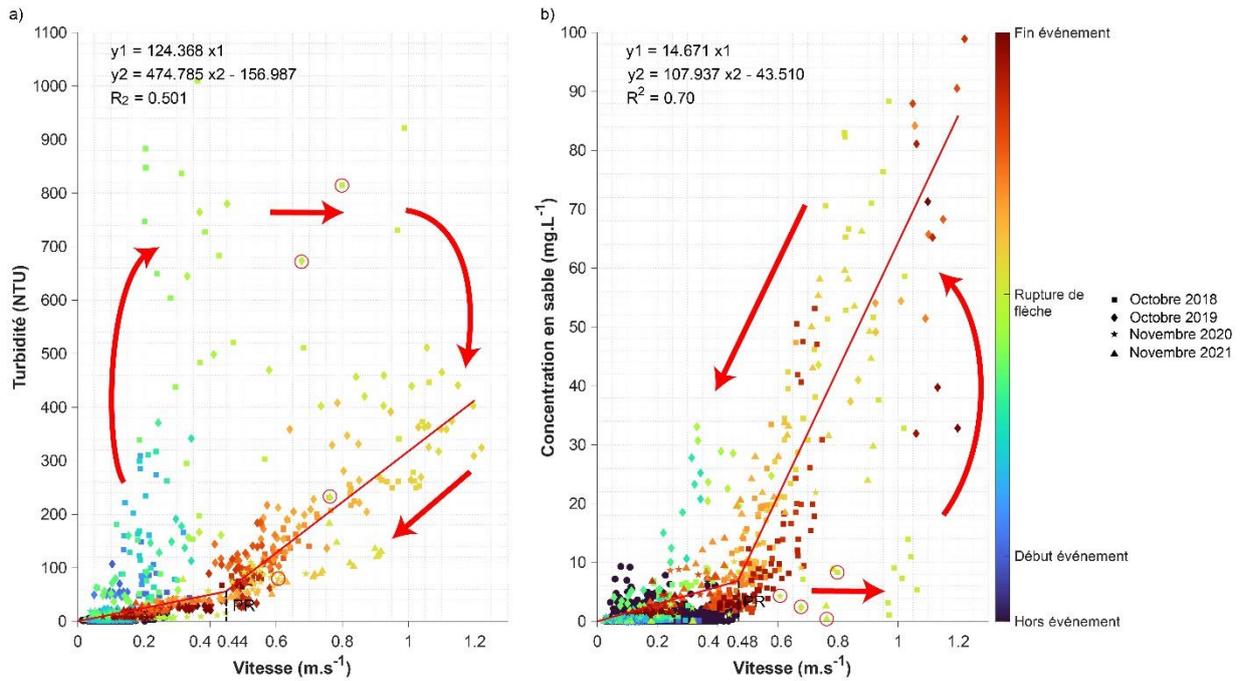


Figure V.13 : Relation entre vitesse et a) turbidité (proxy des MES) b) concentration en sable. Les flèches rouges représentent le sens de l'hystérésis et les ronds rouges l'initiation de la rupture de flèche.

V.2.3. Suivi haute fréquence du transport dans la couche limite de fond

A défaut de pouvoir étudier directement le charriage durant cette thèse, nous avons tenté de nous approcher au maximum de celui-ci en nous concentrant sur la suspension de fond au sein de la couche limite de fond. Cette couche est souvent incluse dans la charge de fond car elle est fonction des conditions hydrauliques locales, tout comme le charriage. Elle concerne majoritairement une fraction des sédiments grossiers, donc plutôt des sables, qui peuvent être mis en suspension en fonction des conditions hydrodynamiques. Afin d'étudier le transport au sein de la couche limite de fond, nous avons tenté plusieurs approches dans le but de connaître, dans un premier temps, la qualité du matériel qui y transite, puis dans un second temps d'estimer son évolution à l'étiage ainsi qu'à l'échelle événementielle.

V.2.3.1. Estimations quantitatives et qualitatives en amont de l'embouchure

La figure V.14 représente le débit maximal mesuré et la quantité totale de sédiments récupérés à l'aide des pièges Philipps sur différentes périodes. Cette relation donne une excellente corrélation entre ces deux paramètres ($R^2 = 0,978$). Ainsi, plus le débit est important, plus l'on a de sédiments qui transitent dans la couche limite de fond, illustrant l'importance des périodes à haut débit sur le flux des sédiments au sein de cette couche.

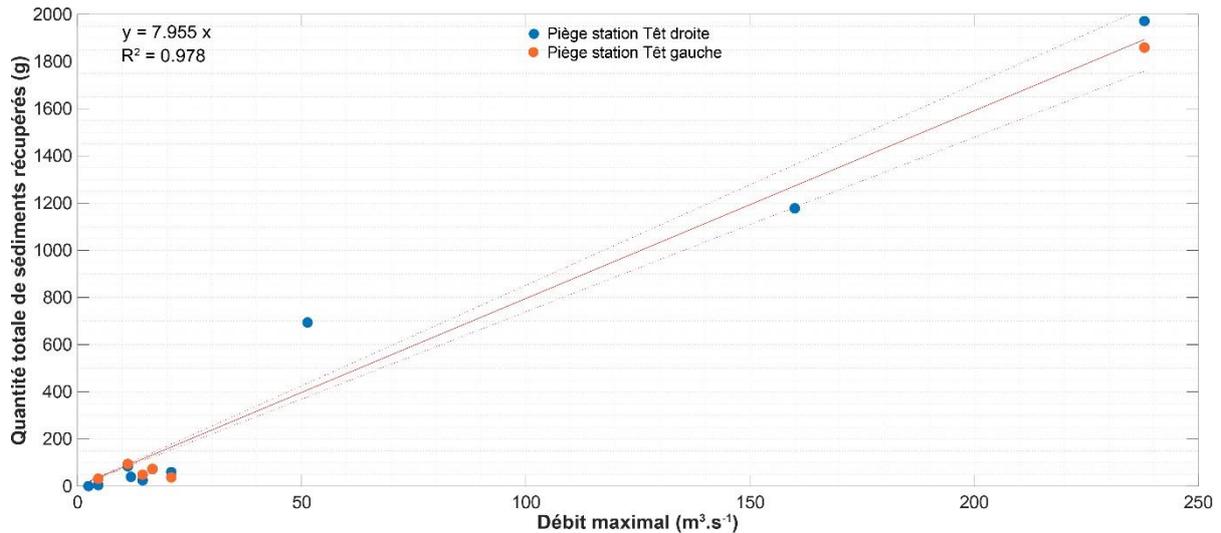


Figure V.14 : Relation entre débit maximal et quantité totale de sédiments récupérés à la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque.

Même si les pièges Phillips permettent d'acquérir des données intéressantes, leur utilisation in-situ reste assez compliquée de par la présence de déchets plastiques, de bouchage par des sédiments trop grossiers ou bien une accumulation trop importante de sable en amont du piège (figure V.15). En dehors de ces problèmes, on peut remarquer des résultats d'échantillonnage similaires entre les deux pièges séparés d'environ 1 m, avec des différences de l'ordre de quelques grammes par jour (au maximum $4,5 \text{ g.j}^{-1}$ pour des pièges bouchés suite à une accumulation trop importante en amont du piège durant la crue de novembre 2019). Au vu des quantités récupérées et des problèmes rencontrés, il apparaît que c'est durant les événements que nous avons les plus grandes quantités de sédiments récupérés (98 g.j^{-1} pour la crue de novembre 2018) par rapport à l'étiage avec en moyenne $2,35 \text{ g.j}^{-1}$. En revanche, les périodes en dehors des crues mais présentant des débits supérieurs à celui de l'étiage ne sont pas à négliger et peuvent transporter des quantités importantes de sédiments comme ce fut le cas début octobre 2018 avec 87 g.j^{-1} de sédiments récupérés pour un débit maximal de $51,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ces pièges n'ont malheureusement pas pu être utilisés par la suite du fait de leur ensevelissement lors de l'événement Gloria (janvier 2020).

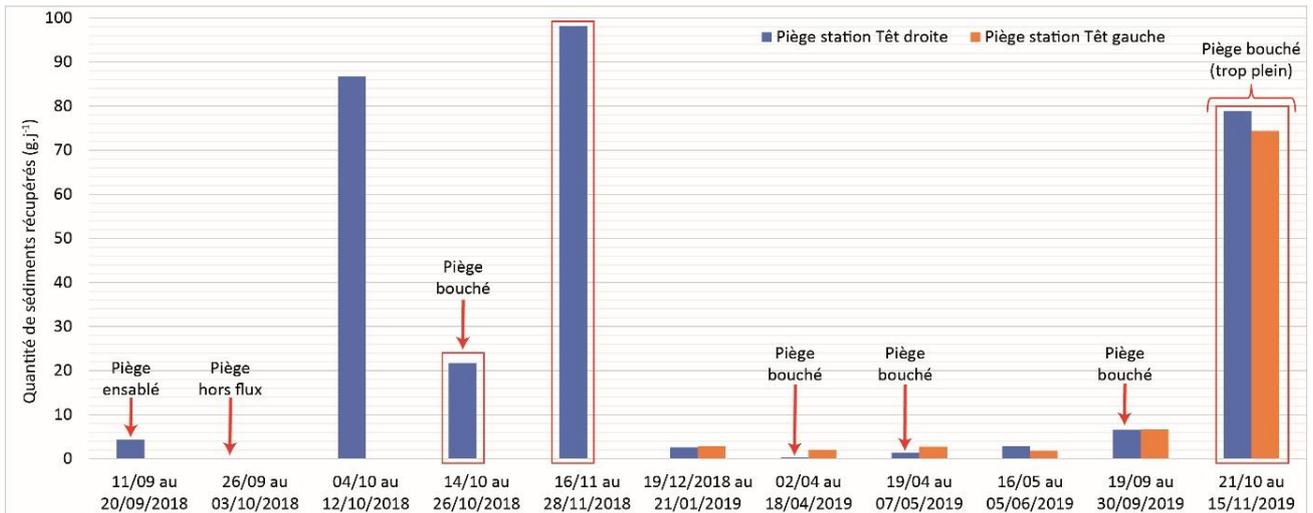


Figure V.15 : Quantités journalières de sédiments récupérées par les pièges Philipps à la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque. Les rectangles rouges correspondent aux périodes où l'échantillonnage a eu lieu pendant des événements de crue.

Si l'on s'intéresse à la répartition granulométrique des sédiments récupérés au sein de la couche limite de fond (figure V.16) on peut toujours remarquer un échantillonnage similaire entre les deux pièges, que ce soit sur les proportions de fins/grossiers ou les indices de distribution granulométrique. Les sédiments majoritairement présents au sein de cette couche sont des sédiments grossiers ($> 63 \mu\text{m}$) avec en moyenne $85 \pm 5 \%$ des sédiments récoltés ($D_{50} = 0,618 \pm 0,169 \text{ mm}$ et $D_{90} = 1,204 \pm 0,462 \text{ mm}$), sauf pendant les périodes d'étiage. En effet, pour la période du 19 avril au 30 septembre 2019, environ $61 \pm 5 \%$ des sédiments récoltés sont des sédiments fins ($< 63 \mu\text{m}$, les sables présentant un $D_{50} = 0,291 \pm 0,084 \text{ mm}$ et $D_{90} = 0,679 \pm 0,073 \text{ mm}$). Les événements de crues sont particulièrement importants dans le transport de sédiments grossiers comme on peut le voir avec les $92 \pm 1 \%$ ($D_{50} = 0,794 \pm 0,094 \text{ mm}$ et $D_{90} = 1,767 \pm 0,229 \text{ mm}$) qui sont transportés pendant l'événement d'octobre 2019.

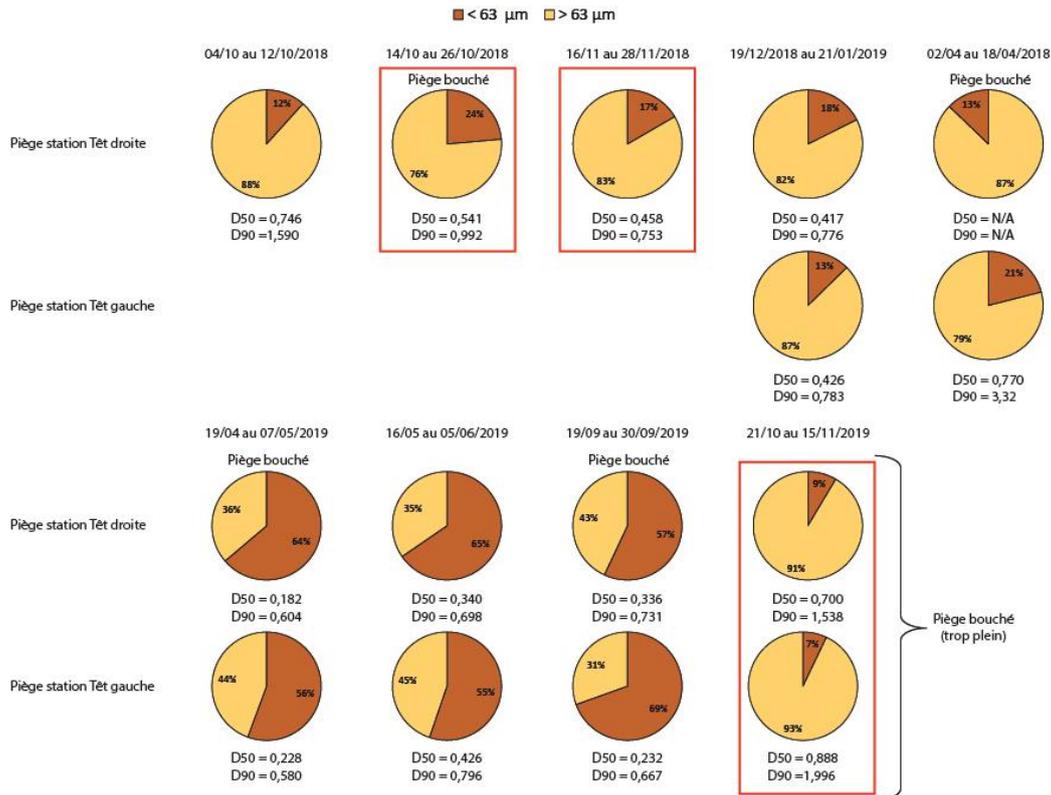


Figure V.16 : Répartition granulométrique des sédiments récupérés par les pièges Philipps. Les D_{50} et D_{90} sont calculés uniquement pour la fraction sableuse. Les rectangles rouges correspondent aux périodes de crue.

V.2.3.2. Estimations quantitatives en zone d'embouchure

Afin de suivre les flux de sable en continu en zone d'embouchure, l'acquisition des données ADCP hautes fréquences est une des méthodes de suivi optimale. Mais le milieu fluvial étant soumis à de fortes variations de sa bathymétrie, en particulier durant les événements, le déploiement des ADCP nécessite la pose d'une structure fixe au fond. En ajoutant la distance de blanc de l'instrument, on se retrouve rapidement à mesurer en dehors de la couche limite de fond. Afin de pouvoir pallier ce problème, il est donc nécessaire de passer par une méthode d'extrapolation qui se base sur le calage de lois.

V.2.3.2.1. Validation des lois d'extrapolation

La figure V.17 montre le calage des lois logarithmique et de Prandtl par rapport à un profil de vitesses mesurées par l'aquapro (figure V.17.a) et des profils de Rouse et exponentiel par rapport à un profil de concentration en sable (figure V.17.b). Comme on peut le voir sur cette figure, les lois utilisées montrent un très bon calage avec les données mesurées. A l'échelle de la série temporelle complète, on observe pour les données de vitesses une erreur moyenne de 11,75 % pour la loi logarithmique et de 14 % pour la loi de Prandtl. Celle-ci est de 21,65 % pour le profil de Rouse et de 25,16 % pour le profil exponentiel.

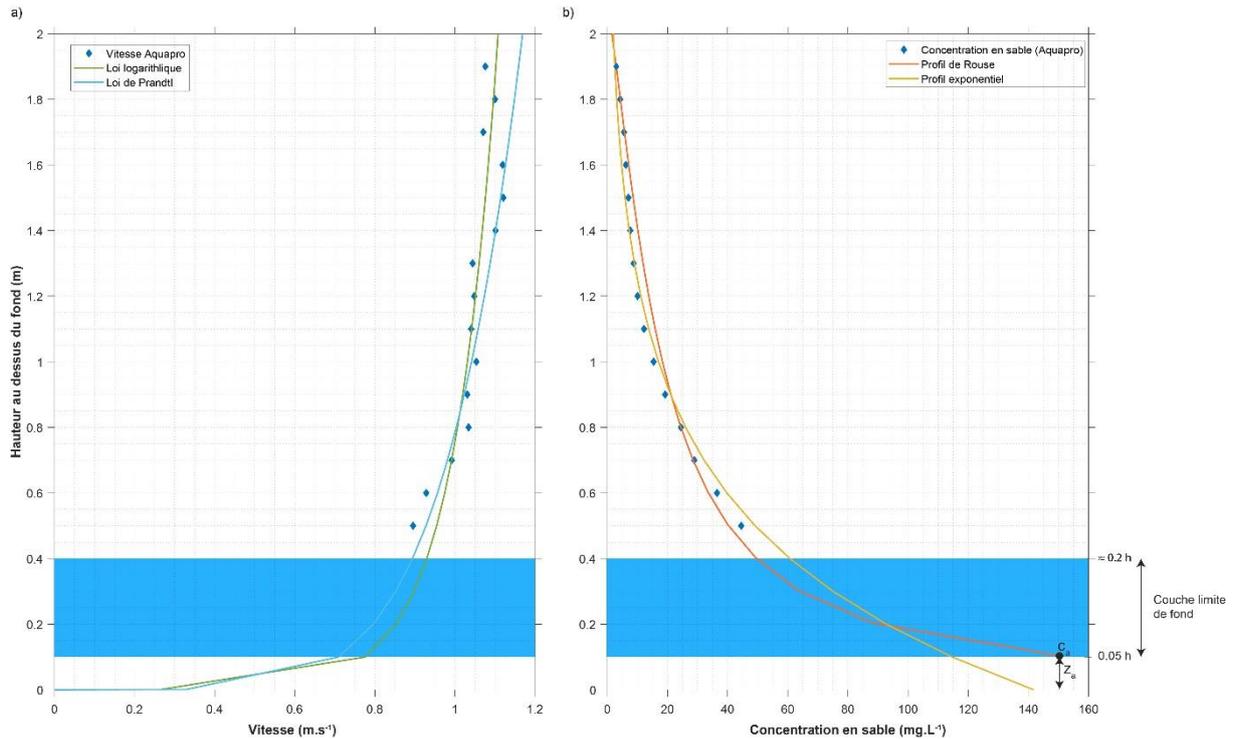


Figure V.17 : Ajustement a) des lois logarithmiques et de Prandtl sur les vitesses mesurées à l'aquapro et b) du profil de Rouse et exponentiel sur les concentrations en sable mesurées à l'Aquapro.

V.2.3.2.2. Quantification des flux de sable

Suite à la validation des lois d'extrapolation, il a été possible de calculer les flux de sable totaux et dans la couche limite de fond à partir des profils ADCP verticaux (figure V.18). Les deux périodes de mesures montrent globalement des flux de sable plus importants pendant la période 2018-2019 que 2021-2022 à l'exception de novembre 2021 où on observe des flux similaires à ceux d'octobre 2018 et 2019 (liées à des crues). En ce qui concerne les flux de sable à l'embouchure, on observe tout comme pour la première partie de ce chapitre, qu'ils ont majoritairement lieu durant les événements. Pendant ces périodes, le transport dans la couche limite de fond est estimé en moyenne à 37,44 % du flux total de sable et peut dans certains cas monter jusqu'à 47,87 % comme durant le bref événement de novembre 2021. En revanche, en dehors de ces événements, la couche limite de fond transporte en moyenne 21,38 % de la totalité du sable. Ces flux transitent au sein d'une couche qui mesure en moyenne 23,5 cm, représentant 15 % de la hauteur d'eau totale, mais pouvant atteindre 43 cm durant les événements.

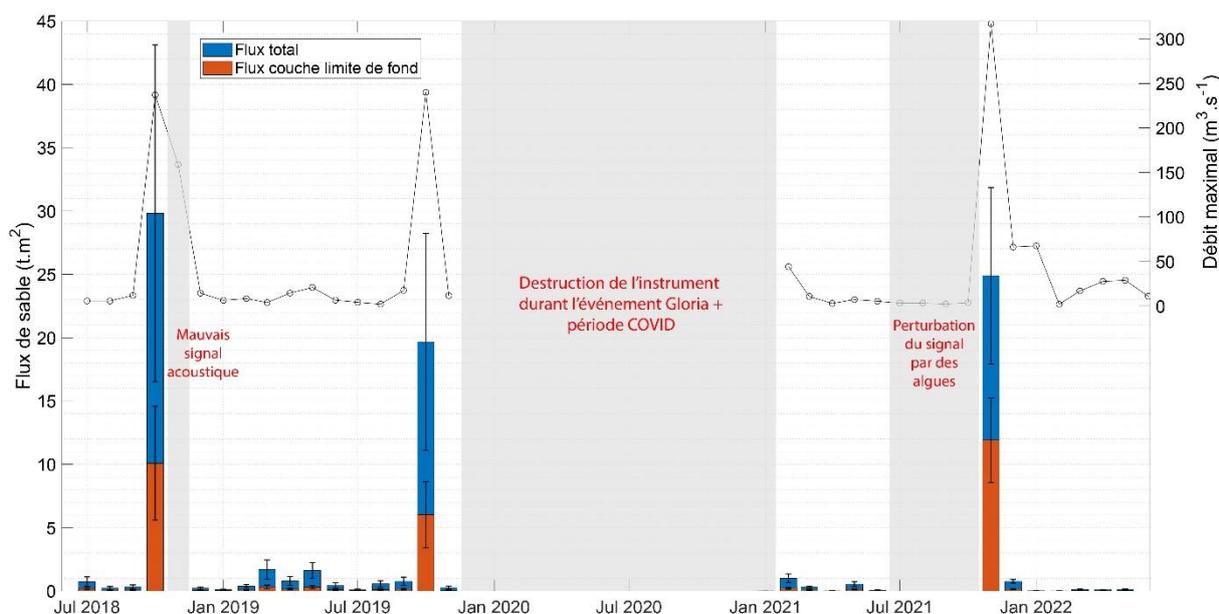


Figure V.18 : Estimation des flux de sables mensuels totaux et au sein de la couche limite de fond obtenus à partir des profils verticaux extrapolés à l'aquapro.

V.2.4. Continuum amont embouchure

Tout au long de ce chapitre, nous avons étudié les flux de MES et de sables en suspension ou au sein de la couche limite de fond en séparant à chaque fois la partie amont et la zone d'embouchure. On a pu remarquer dans la partie V.2.2.2. que la morphologie de l'embouchure pouvait jouer un rôle sur le transport des MES et des sables. C'est pourquoi, il est intéressant dans cette dernière partie de suivre l'évolution des flux selon un continuum amont embouchure.

V.2.4.1. Comparaison des flux de sable amont embouchure

V.2.4.1.1. Variabilité spatiale du flux de sable dans la colonne d'eau

Afin de pouvoir extrapoler les flux de sables à l'embouchure le long d'une section entière, il est nécessaire de savoir comment ils évoluent spatialement. L'utilisation d'un ADCP sur un radeau télécommandé nous a permis d'identifier sa variation à différents débits. La figure V.19 nous montre l'évolution du flux de sable durant un débit de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, débit le plus fort où cet instrument a pu être déployé. Comme on peut l'observer, le flux de sable n'est pas homogène horizontalement et verticalement. Il est majoritairement concentré sur la partie centrale du chenal entre 20 et 85 m de la rive gauche avec un flux moyen de $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, mais avec une intensité maximale entre 20 et 40 m ($2,2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). En termes de profondeur le flux maximal se situe entre 0,2 et 0,6 m sous la surface. Le flux est beaucoup plus faible à proximité des rives, avec une valeur moyenne de $0,4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ et tend vers de très faibles valeurs plus on s'approche de la rive. L'aquapro est quant à lui bien situé dans la partie où le flux est important, mais pas dans la zone où il est maximal.

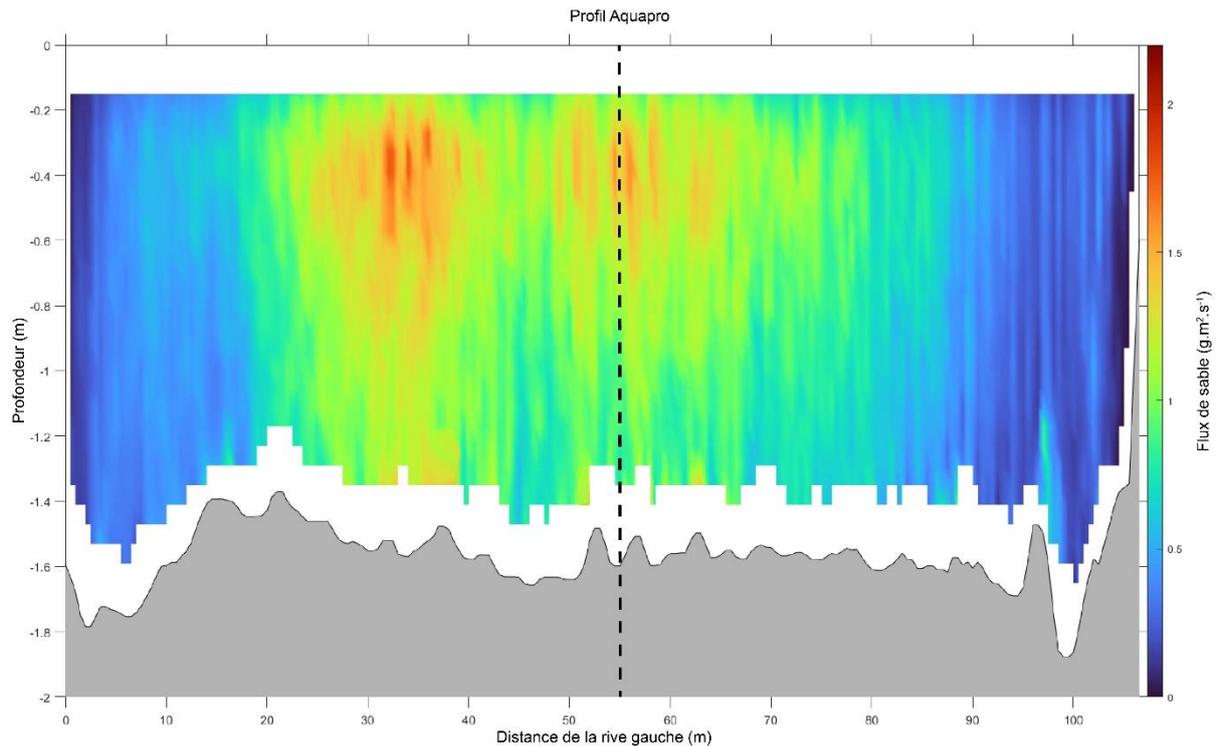


Figure V.19 : Section transversale du flux de sable en suspension au niveau de l'Aquapro.

V.2.4.1.2. Comparaison des flux amont embouchure

A l'aide des différents transects ADCP perpendiculaires aux rives, nous avons pu extrapoler au mieux les flux de sables le long d'une section passant par l'Aquapro. La figure V.20 montre la comparaison des flux de sable obtenus par cette méthode avec ceux estimés à l'aide de la courbe de tarage en amont (figure V.10.b). L'utilisation d'un test de Mann-Whitney, les données ne suivant pas toutes une loi normale, nous a permis de voir pour la période de suivi 2018 – 2019 qu'il n'y a pas de différences significatives entre les deux méthodes d'estimations à l'exception des mois présentant une crue (octobre 2018 et 2019, différence de l'ordre de 28 %) et d'avril 2019. Il est à noter que les incertitudes sur ces estimations se rejoignent, mais elles ne sont pas prises en compte dans l'application du test. A l'inverse pour le suivi 2021, le test révèle des différences significatives entre les deux méthodes, à l'exception du mois de novembre 2021 qui est caractérisée par une crue particulièrement rapide (quelques heures) et qui a abouti directement à une rupture de la flèche. Cette tendance est également observable pour l'année 2022, mais au vu de l'incertitude du débit observée sur cette période, nous avons préféré ne pas inclure ces données.

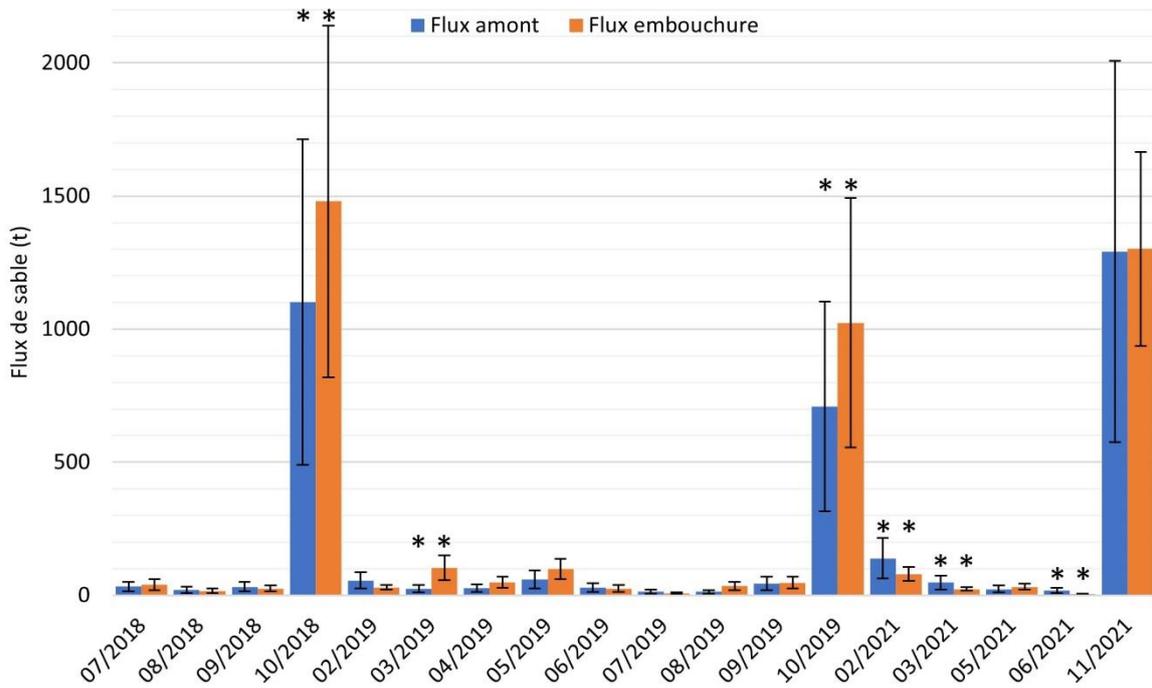


Figure V.20 : Comparaison des flux de sable mensuels estimés à partir de la courbe de tarage appliquée au fleuve Têt et à partir de l'extrapolation des données de l'Aquapro. Les astérisques représentent les mois où les estimations présentent des différences significatives.

V.2.4.2. Impact de la morphologie d'embouchure sur les flux

La partie V.2.2.2 nous a montré que la morphologie de l'embouchure ainsi que la rupture de la flèche pouvaient avoir un impact sur le transport des MES et des sables. Afin de savoir si la morphologie pouvait jouer un rôle sur le stockage des sédiments en amont de l'embouchure, nous avons étudié les différentiels bathymétriques sur deux périodes distinctes (figure V.21). Suite à l'événement de fin avril 2020 caractérisé par un débit de pointe à $871 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (avril 2020, figure V.21.a), nous avons pu observer la destruction de la flèche sud, entraînant par la même occasion une érosion du chenal de $-781 \pm 379 \text{ m}^3$ le long de la berge sud. En revanche la flèche nord est quant à elle restée présente, participant au blocage des sédiments apportés par la crue, et entraînant ainsi le stockage de $6616 \pm 2586 \text{ m}^3$ au centre du chenal et le long de la berge nord. La seconde période de suivi, qui s'étale de fin avril 2020 jusqu'à mars 2023 (débit max observé de $263 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a été caractérisée par une obstruction importante de l'embouchure par croissance de la flèche nord vers le sud, suivi d'une ouverture mécanique au centre fin mars 2022 mais ne contribuant pas à une ouverture importante de l'embouchure. Comme on peut le voir sur la figure V.21.b, il n'y a pas vraiment eu d'accumulation ou d'érosion importante durant cette période à l'exception de quelques petites zones à proximité de la flèche.

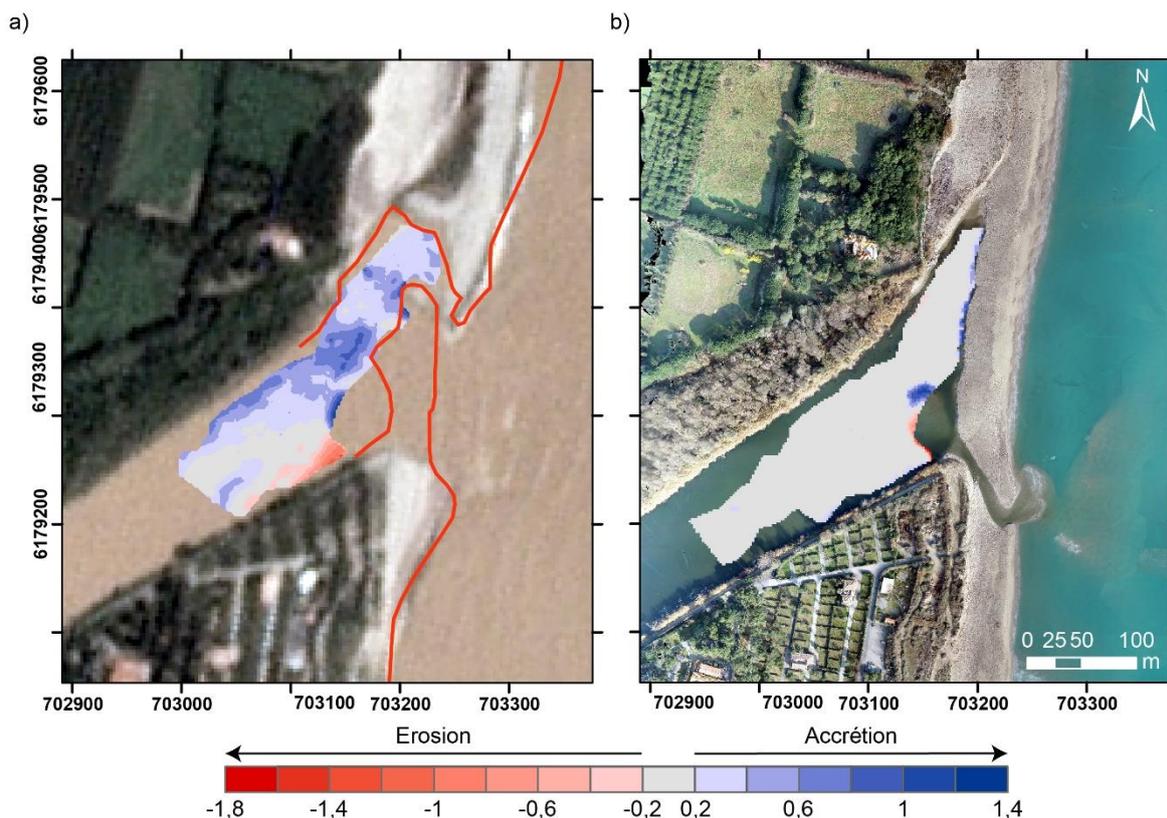


Figure V.21 : Évolutions morphologiques de la bathymétrie interne du chenal entre a) le 30 janvier 2020 (post-Gloria) et le 22 mai 2020, b) le 22 mai 2020 et le 21 mars 2023. Le trait rouge représente la morphologie de l'embouchure juste avant l'événement de fin avril 2020.

Dans le but de lier ces évolutions bathymétriques à des types de sédiments, une carte morphologique du dernier kilomètre de l'embouchure a été faite en novembre 2022 (figure V.22). Celle-ci nous apprend que nous avons de très fortes proportions de sables ($\approx 98,59 \pm 0,75$ %) avec des D_{50} relativement élevés ($\approx 1,11 \pm 0,55$ mm) pour les zones qui ont fait partie du corps de la flèche avant sa destruction. En revanche les zones à proximité de l'embouchure qui n'ont pas été impactées par la présence de la flèche sont majoritairement composées de sédiments fins avec des D_{50} pour le sable plus faible (respectivement $\approx 38,20 \pm 0,13$ % et $0,55 \pm 0,32$ mm). Le reste du chenal est quant à lui caractérisé par une partie centrale dominée par la fraction sableuse ($\approx 67,07 \pm 14,48$ %) dont la proportion diminue progressivement plus on s'approche des berges ($\approx 17,34 \pm 3,91$ %). Il en est de même avec les D_{50} du sable, qui sont plus importants dans la partie centrale mais montre une plus forte variabilité qu'à proximité des berges ($\approx 0,29 \pm 0,32$ mm contre $0,11 \pm 0,02$ mm). Seule la berge sud à proximité du dernier méandre montre des pourcentages en sable plus élevés ($\approx 57,3 \pm 8,26$ %).



Figure V.22 : Carte sédimentaire du dernier kilomètre du fleuve Têt. Les valeurs représentent le D_{50} . Le trait rouge représente la position maximale atteinte par les flèches d'embouchure.

V.3. Discussion

V.3.1. Vers des bilans de sédiments en suspension

L'estimation des flux de sédiments est un vaste sujet de recherche depuis plusieurs décennies dont la finalité est d'aboutir à l'obtention de bilans d'apports en zone côtière comme cela a été fait dans certaines études à l'échelle mondiale (Milliman and Meade, 1983; Milliman and Syvitski, 1992; Walling and Fang, 2003). Les premières mesures de concentration et de flux de sédiments dans les cours d'eau datent du début de XVIII^{ème} siècle (D'Arcet, 1776; Gautier, 1721) et se sont intensifiées durant les siècles suivants à travers le monde (Baëff, 1891; Campbell and Bauder, 1940; Pont et al., 2002; Sadaoui et al., 2016; Serrat et al., 2001). Le point commun entre toutes ces études est que leurs estimations de flux sont basées sur l'utilisation de courbes de tarage regroupant l'intégralité des sédiments en suspension (MES) mais ne prennent pas en compte séparément les sables. Or la quantification des apports de sable est devenue un objectif crucial étant donné qu'ils sont la principale source d'alimentation des plages, surtout dans le contexte actuel de recul des littoraux. Afin de se prémunir contre cette généralisation,

nous avons distingué des courbes de tarage propre au MES et aux sables grâce à l'étude du suivi haute fréquence des données collectées sur la Têt.

En dehors des événements de crues, il est extrêmement difficile d'aboutir à des courbes de tarage fiable, comme en témoignent les très faibles coefficients de corrélations. Même si l'on observe une tendance générale à l'augmentation des concentrations avec le débit, l'apparition de fortes concentrations pour de faibles débits viennent perturber la performance de ces courbes. Ce phénomène peut être expliqué par l'existence de petits événements n'atteignant pas le débit de crue, mais faisant suite à des épisodes de précipitations peu intenses et conduisant à l'apport de sédiments par lessivage des sols. Quoiqu'il en soit, l'évolution des concentrations en MES et en sable, montre déjà une différence de comportement avec une augmentation de la concentration en sable plus lente que celle des MES (pente de 16° contre 48°). A l'échelle des événements, il est en revanche beaucoup plus facile d'obtenir des courbes de tarage performantes. En testant différents modèles de régression, nous avons pu remarquer que les modèles linéaires ou polynomiaux ne montraient pas les meilleurs ajustements, avec en particulier une sous-estimation des concentrations lors des forts débits, notamment lors de la montée en crue. L'utilisation d'un modèle à double régression linéaire avec détection de point de rupture ([Muggeo, 2003](#)) est celui qui nous a permis d'obtenir les courbes de tarage les plus performantes comme ce fut le cas dans l'étude de [Sadaoui et al., 2016](#) (mais dont le modèle à double régression était basé sur la méthode de [Zeileis et al., 2003](#)). L'application de ce modèle nous a permis de mettre en avant la possibilité d'obtenir une courbe de tarage pouvant s'appliquer à des événements présentant de débits similaires. En revanche, l'hétérogénéité des débits et des types de crues observés pendant les événements nous a laissé apercevoir la diversité des courbes de tarage à établir. Ainsi, même si des événements similaires peuvent présenter des caractéristiques communes, il est difficile de généraliser tant chaque crue est unique de par la quantité et la localisation des précipitations, du disponible sédimentaire, des perturbations anthropiques, ... Et pourtant, devant l'effort que cela demande, en termes de travail (terrain et laboratoire), de logistiques (les crues ont souvent lieu la nuit et le week-end), de moyens financiers, et devant la difficulté d'application des courbes de tarage événementiel pour obtenir des flux globaux, il est nécessaire de devoir généraliser ces courbes de tarage ([Cohn, 1995](#)).

Le développement de méthodes utilisant des classes de débit et des courbes de tarage sédimentaire à deux segments avec détection de point de rupture ont été développés et permettent ainsi de généraliser les observations à un modèle unique. Certaines de ces méthodes

utilisent une méthode bayésienne (Le Coz et al., 2014) permettant d'éviter la transformation en logarithme, tandis que d'autres l'utilise (Grasso and Jakob, 2003; Launay et al., 2019; Sadaoui et al., 2016). Dans notre cas, c'est la méthode basée sur l'utilisation des classes de débit et avec l'application d'une courbe de tarage selon deux régressions linéaires qui a présenté les meilleurs résultats. Celle-ci a permis de mettre en avant des différences de comportement entre les MES et les sables avec des pentes différentes, mais surtout des points de rupture différents, témoignant que ces sédiments, du fait de leur différences granulométriques, ne sont pas mobilisables à des débits similaires. Lors de l'application de leur modèle SiRCA, Sadaoui et al., (2016) en déduisent que la première régression linéaire serait dominée par la mobilisation des MES dans le fleuve lui-même, et la seconde serait dominée par la mobilisation de MES supplémentaire par l'érosion des versants. Dans notre cas, la première régression qui s'étend sur une plage de débit allant de 0 à 30 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, pourrait donc bien correspondre à une phase où les MES proviennent essentiellement du fleuve sans apport externe. En revanche, la seconde régression s'appliquerait quant à elle aux sédiments provenant de l'érosion du bassin versant lors des événements de précipitations (lié aussi bien à des événements intenses provoquant des crues, mais également à des événements moins importants mais pouvant permettre le transfert de sédiments du bassin versant au fleuve) auquel on peut ajouter les sédiments provenant également du fleuve (érosion des berges qui devienne accessibles, remobilisation des sédiments ...). En ce qui concerne le sable, le point de rupture qui sépare les deux régressions est quant à lui situé aux alentours de 128 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, ce qui nous laisserait penser que la première régression correspond au flux de sable en dehors des périodes de crues, et que la seconde correspond quant à elle à l'augmentation rapide du flux liés aux crues, dont les vitesses importantes permettent une remobilisation importante du sable.

Ces modélisations des flux sédimentaires par des approches de courbes de tarage sédimentaires sont remis en cause par de nombreux auteurs du fait de leurs erreurs qui sont estimés à $\pm 50\%$ voir plus (Cohn et al., 1989; Ferguson, 1986; Thomas, 1985; Walling, 1977). Les biais peuvent être liés à la disparité des méthodes de prélèvements, leur fréquence, l'analyse en laboratoire mais également à l'application de régression dans l'espace logarithmique (Grasso and Jakob, 2003). L'erreur la plus importante est liée au phénomène d'hystérésis et conduit souvent à des sous-estimations lors de la montée en crue. Celui-ci se traduit par un manque de synchronisation entre le pic de débit et celui de concentration conduisant alors à l'obtention de plusieurs valeurs de concentrations pour un même débit (Gray and Simões, 2008). Ce phénomène est particulièrement observable sur nos courbes de tarage et est bien marqué par

l'écart-type des concentrations lors de l'utilisation de la méthode par classe de débit. Ainsi l'erreur moyenne de notre modèle généralisé de courbe de tarage est de 27,1 % pour les MES (similaire au 27,2 % de Sadaoui et al., (2016)) et 55,5 % pour le sable. La validation de ces deux méthodes a été faite par comparaison avec les données de surveillance à haute résolution sur trois événements échantillonnés, via la comparaison avec les tarages à l'échelle des événements et via la méthode SiRCA (Sadaoui et al., 2016) pour les MES. Sur tous les événements, on a pu remarquer, certes de meilleur résultat des courbes de tarage à l'échelle événementielle, mais nos deux modèles présentent une très bonne performance, même meilleure que le modèle SiRCA lors des crues de type II. De même, en intégrant le modèle propre au sable dans un continuum amont embouchure, et en le comparant à des flux extrapolés à partir de données ADCP hautes fréquences, nous avons pu valider ce modèle pour l'année 2018 - 2019 avec des différences non significatives entre les deux méthodes d'estimations en dehors des périodes de crue.

La validation de nos méthodes d'estimation des flux en suspension nous a permis d'améliorer les précédentes estimations de flux de MES mais surtout de produire les premières estimations réalistes d'apport sableux en méditerranée par un petit fleuve côtier. Ainsi en ce qui concerne les estimations de flux de MES, nous avons revus le flux moyen annuel à la baisse par rapport au modèle SiRCA ($0,0376 \pm 0,0597$ contre $0,0488 \pm 0,0615 \text{ Mt.an}^{-1}$) (Sadaoui et al., 2016) mais avec une meilleure prise en compte des flux résultant des événements de crue de type II, que le modèle SiRCA avait tendance à légèrement surestimer. De même, nous avons pu estimer le flux moyen de sable de la Têt à $0,0045 \pm 0,0060 \text{ Mt.an}^{-1}$ pour la période 1971-2022. L'analyse de la variation de ces flux a également permis de mettre en avant l'importance des événements de crue, dont la participation au flux total a pu être estimée pour les MES à 74,28% et pour le sable à 57,42% et pouvant atteindre jusqu'à 92% lors d'années particulières. Enfin en termes de pourcentage, la fraction sableuse représente en moyenne 12,05% de la totalité des MES mesurées, mais peut atteindre les 40% lors de certains événements et dépend fortement de la localisation des précipitations qui selon leur position peuvent être impactées par la présence du barrage ou non. Par exemple lors d'une précédente crue en 2004, Bourrin et al. (2008) ont estimés la fraction sableuse à environ 25% pour des précipitations localisées en aval du barrage sur la plaine du Roussillon. A titre de comparaison, cette valeur moyenne est inférieure à ce qui a pu être observé sur une rivière montagnaise comme la rivière Eel sur la marge Californienne (~ 24 %, (Crockett and Nittrouer, 2004), mais reste similaire à ce qui est observé sur le Rhône (~ 15 %, (Antonelli, 2002)).

V.3.2. Vers des estimations du transport à proximité du fond

A l'échelle globale, les principales études sur le charriage estiment sa part dans le transport total à environ 10 % (Syvitski et al., 2005; Walling, 1987), mais peut dans le cas des rivières de montagnes représenter entre 5 et 30 % (Frey, 2008). A défaut d'avoir pu directement étudier le charriage durant cette thèse, nous avons tenté de l'approcher au maximum en s'intéressant au transport dans la couche limite de fond. Le déploiement de piège intégrateur de type Phillips (Phillips et al., 2000) nous a permis dans un premier temps de pouvoir approcher les quantités qui y transitent mais surtout de qualifier le matériel. Tout comme pour le transport en suspension, cette couche est majoritairement active durant les événements de crue même si on peut observer des quantités non négligeables lors de période moins dynamique. En revanche durant l'étiage on observe peu de transport dans cette couche (de l'ordre de quelques grammes par jour). C'est ainsi que nous avons pu observer une très bonne corrélation entre les quantités totales récupérées et le débit maximal observé sur la période d'échantillonnage. Ces résultats vont dans le sens de ce qu'observent certains auteurs comme Claude et al. (2012) sur la Loire qui vont jusqu'à déterminer des courbes de tarage applicables au charriage. Au vu de la très forte extrapolation que cela impliquerait (surface de piégeage de $0,785 \text{ cm}^2$) nous avons fait le choix de ne pas aller plus loin sur l'observation des flux au sein de cette couche. En revanche, en termes de sédiments qui y transitent, les sables représentent $85 \pm 5 \%$ des sédiments durant les périodes de fort débit avec des sables plutôt grossiers ($D_{50} = 0,618 \pm 0,169$). A l'inverse pendant les périodes d'étiage cette couche est dominée par des sédiments fins ($61 \pm 5 \%$ de sédiments), avec des sables moyens ($D_{50} = 0,291 \pm 0,084$). Ceci nous amène à une fraction sableuse moyenne de $73 \pm 5 \%$ pour la Têt, ce qui est élevé par rapport à ce que l'on peut observer sur les rivières Bobrza et Silnica en Pologne ($\sim 37 \%$, (Dąbkowski and Bąk, 2018)) mais reste inférieures à ce qui est observé sur la rivière Gilgel Abay en Ethiopie ($\sim 99 \%$, (Lemma et al., 2019)).

Le suivi haute fréquence ADCP à l'embouchure nous a permis de suivre de façon plus précise l'évolution du flux de sable. A l'aide d'extrapolation utilisant des lois théoriques que nous avons pu valider sur l'ensemble du jeu de données (erreur moyenne du flux de 36,1 %), nous avons pu approcher au mieux le flux de sédiments au sein de la couche limite de fond. Tout comme ce que l'on a pu observer plus en amont avec les pièges Phillips, cette couche est majoritairement active pendant les événements. En se concentrant uniquement sur les flux de sable, nous avons pu remarquer qu'en moyenne 29,41 % de la totalité du flux de sable y transitent au sein d'une couche représentant environ 15 % de la hauteur d'eau totale. En comparaison,

lors d'une crue de la Têt en 2004, et en utilisant les estimations de [Bourrin et al., \(2008\)](#), 24,49 % de la totalité du flux de sable a été apporté par charriage ($11,4 \pm 0,2 \times 10^3$ t en suspension pour $3,9 \pm 1,7 \times 10^3$ t estimé à partir du modèle SEDTRANS pour le charriage). Les pourcentages similaires entre ces deux approches valident notre approximation du charriage à l'aide de la couche limite de fond et confirment l'importance de l'étudier plus précisément.

V3.3. Rôle de la morphologie d'embouchure sur le transport

La morphologie de l'embouchure, ainsi que l'action des tempêtes marines, peut aboutir au blocage temporaire des flux sortants, comme peut en témoigner l'accumulation d'eau dans la partie interne, et cela jusqu'à ce qu'une brèche apparaisse ([Kraus et al., 2008](#); [Pierce, 1970](#); [Shin, 1996](#)). Ces processus de blocage et de vidange jouent un rôle important sur les flux de sédiments comme nous avons pu le voir avec les relations entre les vitesses mesurées et les concentrations en sédiments. Ils conduisent même jusqu'à des comportements différents de transport entre les MES et le sable avec l'établissement d'hystérésis inversées. Ainsi avant la génération de la brèche, on voit l'arrivée de forte concentration de MES qui vont rester bloquer à proximité de l'embouchure, à l'inverse des sables qui vont présenter de faibles concentrations. L'initiation de la brèche conduit à l'augmentation des vitesses jusqu'à ce qu'une rupture ait lieu, montrant des vitesses comprises entre 0,6 et 0,8 m.s⁻¹. A partir de là on voit une diminution rapide des concentrations en MES à l'inverse des sables qui montrent une augmentation rapide au départ, puis qui diminue progressivement. L'existence de ces hystérésis inverses témoigne de l'appauvrissement ou l'enrichissement de la réserve amont en sédiments. Ainsi une hystérésis dans le sens des aiguilles d'une montre témoigne d'un appauvrissement de la réserve de sédiments en amont ([Dinehart, 1998](#); [Rubin et al., 1998](#); [Topping et al., 2007, 2000, 1999](#)). A l'inverse, l'enrichissement de l'apport sédimentaire en amont entraîne une hystérésis dans le sens opposé des aiguilles d'une montre ([Dinehart, 1998](#); [Heidel, 1956](#); [Kleinhans et al., 2007](#)). Le processus physique qui explique la différence de sens de ces hystérésis est la vitesse des courants. D'après [Edwards and Glysson \(1999\)](#), lorsque le courant se déplace à une vitesse de moins de 0,6 m.s⁻¹, on considère que seuls les argiles et les limons sont transportés en suspension. A partir de 0,6 m.s⁻¹ on peut prendre en compte les sables, en plus des sédiments fins. Ainsi les sédiments fins sont d'abord mobilisés, ce qui conduit à leur épuisement, avant la rupture, puis lorsque les vitesses dépassent le seuil de mobilisation du sable, ce sont ces derniers qui sont mobilisés.

En plus de jouer un rôle sur le transport, la morphologie peut également jouer un rôle sur le stockage des sédiments en amont. C'est ce que nous avons pu observer suite à l'événement

de fin avril 2020 durant lequel seulement une des deux flèches a été détruite, conduisant au stockage d'une partie importante de sédiment en amont de la flèche restante. En revanche, bien que durant tout le suivi de thèse, l'embouchure de la Têt ait été en condition semi-fermée, nous n'avons pas observé de stockage significatif à proximité de l'embouchure durant cette période. Cela peut s'expliquer par la quasi-absence de précipitation et d'événements de crue plaçant le département en sécheresse depuis juin 2022. C'est d'ailleurs l'épisode de sécheresse le plus long et le plus intense depuis le lancement des suivis de l'humidité des sols par Météo France en 1959 (Mehr, 2023). Le seul événement que nous avons pu suivre a été bref, et a conduit directement à une brèche, que l'on peut supposer que tous les sédiments apportés ont été directement expulsés en mer. Ceci peut être confirmé par la comparaison des flux de sable amont-embouchure car c'est le seul événement qui n'a pas présenté des différences significatives entre les deux méthodes d'estimation.

En ce qui concerne le rôle de la morphologie sur les flux de sédiments, la comparaison des flux amont-embouchure nous a permis de mettre en avant des différences significatives d'estimations des flux de sable durant les événements d'octobre 2018 et 2019. Ceci confirmerait le fait que durant les événements et lors de la génération d'une brèche, il y aurait mobilisation d'un stock sédimentaire de sable plus important que ce que l'on peut observer à l'aide des courbes de tarage. Ce qui va dans le sens des hystérésis inverses, témoignant de l'enrichissement de l'apport sédimentaire en amont et de la mobilisation de sable stocké quelque part plus en amont. A l'inverse, les différences significatives observables sur l'année 2021, viendrait mettre en avant un stockage des sédiments sableux avant la position de l'Aquapro, sûrement lié à la quasi-fermeture de l'embouchure ou aux faibles débits. Un rapport récent sur l'évolution morphologique de la Têt a identifié 2 zones de stockages des sédiments sur la période 2013-2021, une première située entre 13 et 8 km de l'embouchure et qui stockerait $36\,883\text{ m}^3$ et une seconde correspondant aux 3,5 derniers km du fleuve où serait stockait $92\,401\text{ m}^3$ (Tacon, 2022).

Lorsqu'il y a stockage des sédiments au sein du dernier kilomètre de la Têt, les sédiments montrent une distribution différente. Les sables sont plutôt déposés au milieu du chenal quand les sédiments fins le sont plus sur les berges. Ceci va dans le sens de ce qui a pu être observé sur plusieurs cours d'eau américains qui montrent que dans le cas d'un mélange de limons et de sables, les concentrations de surface sont plus élevées au centre de l'écoulement, là où les vitesses sont plus fortes (Horowitz, 2008). Cette répartition suit ce que les transects en travers nous ont montré avec un flux de sable non homogène et qui est majoritairement centré sur le

chenal. A proximité de l'embouchure, là où les courants vont être plus faibles, car freinés par la présence d'une flèche, on va plutôt trouver des sédiments fins dans les zones non impactées par la dynamique de l'embouchure.

V.3.4. Bilan sur les méthodes d'acquisition

Au cours de cette thèse, plusieurs méthodes d'acquisition ont été déployées dans le but de suivre le transport des sédiments au sein de la colonne d'eau, en dehors et pendant les événements de crues. A l'image de ce que l'on peut voir dans une étude de [Schindl et al. \(2005\)](#), nous avons répertorié les avantages et inconvénients des différentes techniques utilisées (tableau V.1).

Tableau V-1 : Comparaison des différentes méthodes de mesures du transport des sédiments

Type de mesure	Principe de fonctionnement	Avantages	Inconvénients
<i>Système de prélèvement automatique</i>	Un échantillon eau-sédiments est prélevé en un point de la section humide et analysé en laboratoire	Permet de déterminer la concentration et la distribution des tailles	Résolution dépendante de la programmation, intrusion, prélève à une hauteur et un endroit donné, nécessite des analyses en laboratoire
<i>Piège Phillips</i>	Piège les sédiments par décantation en diminuant la vitesse d'un facteur supérieur à 600	Permet de déterminer des masses transportées et la distribution des tailles	Faible résolution temporelle, intrusion, intègre les sédiments sur une période temporelle, nécessite des analyses en laboratoire, extrapolation des flux aléatoire, faible ouverture
<i>Turbidimètre</i>	Mesure de la rétrodiffusion d'un signal infrarouge à travers un échantillon eau-sédiments	Haute résolution temporelle, non intrusif, plus sensible aux sédiments fins	Nécessite une calibration pour obtenir des concentrations, moins sensible aux sédiments grossiers
<i>ADCP stationnaire</i>	Mesure du son rétrodiffusé à partir des sédiments en suspension	Haute résolution temporelle, non intrusif, plus sensible aux sédiments grossiers, permet d'obtenir des flux sur des périodes longues	Nécessite une calibration pour obtenir des concentrations, moins sensible aux sédiments fins, présente des zones de blanc (surface et fond) nécessitant une extrapolation
<i>ADCP mobile</i>	Mesure du son rétrodiffusé à partir des sédiments	Non intrusif, plus sensible aux sédiments grossiers, permet d'observer la variabilité des flux au sein de la colonne d'eau, permet de suivre le déplacement du fond	Faible résolution temporelle, nécessite une calibration pour obtenir des concentrations, moins sensible aux sédiments fins, présente des zones de blanc nécessitant une extrapolation

Au vu de l'interaction qu'il peut exister entre la morphologie de l'embouchure et les flux de sédiments, nous ne pouvons que préconiser un suivi qui devrait majoritairement se faire au niveau de l'embouchure des fleuves, afin d'obtenir des bilans plus exacts. Ce suivi devrait se

faire selon une approche multi-plateforme qui nécessiterait tout d'abord la pose au fond d'un ADCP et d'un turbidimètre dans le but de pouvoir suivre séparément les flux de sédiments fins et de sable. En complément, des prélèvements de sédiments à proximité des instruments devraient être réalisés lors de conditions diverses afin de calibrer au mieux les signaux. Des transects ADCP devraient également être réalisés à différentes conditions, afin de pouvoir caler au mieux l'extrapolation des flux obtenus au niveau de l'ADCP stationnaire. Enfin une méthode d'extrapolation via la validation de loi théorique (par rapport aux données mesurées et à des prélèvements in-situ) devrait également être mise en place afin de pouvoir combler les trous pouvant exister à proximité de la surface et du fond. En ce qui concerne le charriage, son suivi pourrait être amélioré avec l'utilisation de nouvelles techniques, comme le suivi de déplacement du fond à l'aide d'ADCP fixe (Conevski, 2020; Conevski et al., 2018), la pose de piège de type Helley-Smith (Cilli et al., 2021; Haschenburger, 2022; Ryan and Porth, 1999) ou le suivi vidéo in-situ (Drake et al., 1988; Ermilov et al., 2022; Haschenburger, 2013). Mais l'application de ces méthodes reste compliquée, en particulier lors des événements ou sur des fleuves comme la Têt possédant une forte torrencialité.

Références

- Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Baëff, B., 1891. Les eaux de l'Arve : recherches de géologie expérimentale sur l'érosion et le transport dans les rivières torrentielles ayant des affluents glaciaires. Université de Genève.
- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895–1910. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.06.005>
- Bourrin, F., Monaco, A., Aloïsi, J.-C., Sanchez-Cabeza, J.-A., Lofi, J., Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Jeanty, G., Buscail, R., Saragoni, G., 2007. Last millennia sedimentary record on a micro-tidal, low-accumulation prodelta (Têt NW Mediterranean). *Marine Geology* 243, 77–96. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.009>
- Camenen, B., Bayram, A., Larson, M., 2006. Equivalent roughness height for plane bed under steady flow. *Journal of Hydraulic Engineering* 132, 1146–1158.
- Camenen, B., Larson, M., 2008. A general formula for noncohesive suspended sediment transport. *Journal of Coastal Research* 24, 615–627.
- Campbell, F.B., Bauder, H.A., 1940. A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. AGU* 21, 603. <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00603>
- Chen, C., 1991. Unified theory on power laws for flow resistance. *Journal of Hydraulic Engineering* 117, 371–389.
- Cilli, S., Billi, P., Schippa, L., Grottoli, E., Ciavola, P., 2021. Bedload transport and dune bedforms characteristics in sand-bed rivers supplying a retreating beach of the northern Adriatic Sea (Italy). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 37, 100894. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100894>
- Claude, N., Rodrigues, S., Bustillo, V., Bréhéret, J.-G., Macaire, J.-J., Jugé, P., 2012. Estimating bedload transport in a large sand–gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulas. *Geomorphology* 179, 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.030>
- Cohn, T.A., 1995. Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Rev. Geophys.* 33, 1117–1123. <https://doi.org/10.1029/95RG00292>
- Cohn, T.A., Delong, L.L., Gilroy, E.J., Hirsch, R.M., Wells, D.K., 1989. Estimating constituent loads. *Water Resour. Res.* 25, 937–942. <https://doi.org/10.1029/WR025i005p00937>
- Conevski, S. <1989>, 2020. Bedload Monitoring by means of Hydro - Acoustic Techniques (Thèse de doctorat). Alma Mater Studiorum - Università di Bologna. <https://doi.org/10.48676/unibo/amsdottorato/9168>
- Conevski, S., Winterscheid, A., Ruther, N., Guerrero, M., Rennie, C., 2018. Evaluation of an acoustic Doppler technique for bed-load transport measurements in sand-bed Rivers. *E3S Web Conf.* 40, 02053. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20184002053>
- Crockett, J.S., Nittrouer, C.A., 2004. The sandy inner shelf as a repository for muddy sediment: an example from Northern California. *Continental Shelf Research* 24, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.004>
- Dąbkowski, S.L., Bąk, Ł., 2018. The quantity of sand fraction sediment in reservoirs as the basis of an assessment of the bedload transport from a reservoir catchment. *International Journal of Sediment Research* 33, 385–394. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.04.011>
- D'Arcet, J., 1776. Discours en forme de dissertation sur l'état actuel des montagnes des Pyrénées, et sur les causes de leur dégradation.
- Dinehart, R.L., 1998. Sediment Transport at Gaging Stations Near Mount St. Helens, Washington, 1980-90: Data Collection and Analysis. U.S. Government Printing Office.
- Drake, T.G., Shreve, R.L., Dietrich, W.E., Whiting, P.J., Leopold, L.B., 1988. Bedload transport of fine gravel observed by motion-picture photography. *J. Fluid Mech.* 192, 193–217. <https://doi.org/10.1017/S0022112088001831>

- Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A., Sotin, C., 2015. Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Applied Geochemistry* 58, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.02.017>
- Edwards, T.K., Glysson, G.D., 1999. Field methods for measurement of fluvial sediment. US Geological Survey.
- Ermilov, A.A., Fleit, G., Conevski, S., Guerrero, M., Baranya, S., Rüter, N., 2022. Bedload transport analysis using image processing techniques. *Acta Geophys.* 70, 2341–2360. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00791-x>
- Ferguson, R.I., 1986. River Loads Underestimated by Rating Curves. *Water Resour. Res.* 22, 74–76. <https://doi.org/10.1029/WR022i001p00074>
- Frey, P., 2008. Transport solide par charriage à différentes échelles Application aux cours d'eau de montagne. Université de Grenoble Alpes.
- Gautier, H., 1721. Nouvelles conjectures sur le globe de la Terre [WWW Document]. URL <https://www.vialibri.net/years/books/117691902/1721-gautier-henri--nouvelles-conjectures-sur-le-globe-de> (accessed 7.14.23).
- Grasso, D., Jakob, A., 2003. Charge de sédiments en suspension : Comparaison entre deux méthodes de calcul.
- Gray, J.R., Simões, F.J.M., 2008. Estimating sediment discharge: Appendix D 1065–1086.
- Gumbel, E.J., 1958. *Statistics of extremes*. New York.
- Haschenburger, J.K., 2022. Frequency of river gravel mobility. *Geomorphology* 410, 108270. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108270>
- Haschenburger, J.K., 2013. 9.8 Bedload Kinematics and Fluxes, in: *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, pp. 103–123. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00233-5>
- Heidel, S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. AGU* 37, 56. <https://doi.org/10.1029/TR037i001p00056>
- Horowitz, A.J., 2008. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. *Science of The Total Environment* 400, 315–343. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.04.022>
- Kendall, M.G., 1975. *Rank correlation methods*, 4th ed., 2d impression. ed. Griffin, London.
- Kleinhans, M.G., Wilbers, A.W.E., Ten Brinke, W.B.M., 2007. Opposite hysteresis of sand and gravel transport upstream and downstream of a bifurcation during a flood in the River Rhine, the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 86, 273–285. <https://doi.org/10.1017/S0016774600077854>
- Kraus, N.C., Patsch, K., Munger, S., 2008. Barrier Beach Breaching from the Lagoon Side, With Reference to Northern California 76, 12.
- Launay, M., Le Coz, J., Diouf, S., Camenen, B., Thollet, F., Coquery, M., 2019. Réévaluation des apports moyens de matières en suspension de l'Arve au Rhône. *La Houille Blanche* 105, 89–100. <https://doi.org/10.1051/lhb/2019019>
- Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Branger, F., Le Boursicaud, R., 2014. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of Hydrology* 509, 573–587. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.016>
- Lemma, H., Nyssen, J., Frankl, A., Poesen, J., Adgo, E., Billi, P., 2019. Bedload transport measurements in the Gilgel Abay River, Lake Tana Basin, Ethiopia. *Journal of Hydrology* 577, 123968. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123968>
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13, 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Mehr, M., 2023. Le plus haut niveau d'alerte déclenché dans les Pyrénées-Orientales : tout savoir sur l'arrêté de passage en "crise sécheresse" qui entre en vigueur ce mercredi 10 mai. lindependant.fr.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology* 91, 1–21. <https://doi.org/10.1086/628741>

- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100, 525–544.
- Muggeo, V.M.R., 2003. Estimating regression models with unknown break-points. *Statist. Med.* 22, 3055–3071. <https://doi.org/10.1002/sim.1545>
- Phillips, J.M., Russell, M.A., Walling, D.E., 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. *Hydrol. Process.* 14, 2589–2602. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20001015\)14:14<2589::AID-HYP94>3.0.CO;2-D](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2589::AID-HYP94>3.0.CO;2-D)
- Pierce, J.W., 1970. Tidal Inlets and Washover Fans. *The Journal of Geology* 78, 230–234. <https://doi.org/10.1086/627504>
- Pont, D., Simonnet, J.-P., Walter, A.V., 2002. Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1–18. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0829>
- Rouse, H., 1937. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence *Trans ASCE*.
- Rubin, D.M., Nelson, J.M., Topping, D.J., 1998. Relation of inversely graded deposits to suspended-sediment grain-size evolution during the 1996 flood experiment in Grand Canyon. *Geol* 26, 99. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0099:ROIGDT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0099:ROIGDT>2.3.CO;2)
- Ryan, S.E., Porth, L.S., 1999. A field comparison of three pressure-difference bedload samplers. *Geomorphology* 30, 307–322. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00059-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00059-8)
- Sadaoui, M., 2016. Variabilité et évolution des apports de matières en suspension dans la zone côtière : approche multi-échelle dans le bassin de la Méditerranée (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012>
- Schindl, G., Studnicka, M., Eckelhart, A., Summer, W., 2005. Hydrological and instrumentation aspects of monitoring and analysing suspended sediment transport crossing international borders.
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B., Blazi, J.-L., 2001. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 389–397. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01652-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01652-4)
- Shin, C.S., 1996. A One-Dimensional Model for Storm Breaching of Barrier Islands.
- Smart, G.M., 1999. Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering* 125, 106–116.
- Soulsby, R.L., 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. *Oceanographic Literature Review* 9, 947.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Tacon, S., 2022. Acquisition de données, interprétation et analyses diachroniques pour la mise à niveau des connaissances sur l'évolution morphologique de la Têt aval. *Morph'eau Conseils*.
- Thomas, R.B., 1985. Estimating Total Suspended Sediment Yield With Probability Sampling. *Water Resour. Res.* 21, 1381–1388. <https://doi.org/10.1029/WR021i009p01381>
- Topping, D.J., Rubin, D.M., Melis, T.S., 2007. Coupled changes in sand grain size and sand transport driven by changes in the upstream supply of sand in the Colorado River: Relative importance of changes in bed-sand grain size and bed-sand area. *Sedimentary Geology* 202, 538–561. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.016>
- Topping, D.J., Rubin, D.M., Nelson, J.M., Kinzel, P.J., Bennett, J.P., 1999. Linkage between grain-size evolution and sediment depletion during Colorado River floods, in: Webb, R.H., Schmidt, J.C., Marzolf, G.R., Valdez, R.A. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 71–98. <https://doi.org/10.1029/GM110p0071>

- Topping, D.J., Rubin, D.M., Vierra, L.E., 2000. Colorado River sediment transport: 1. Natural sediment supply limitation and the influence of Glen Canyon Dam. *Water Resour. Res.* 36, 515–542. <https://doi.org/10.1029/1999WR900285>
- Walling, D., 1977. Limitations of the Rating Curve Technique for Estimating Suspended Sediment Loads, With Particular Reference to British Rivers. IAHS Publication 122.
- Walling, D.E., 1987. Material transport by the world's rivers: evolving perspectives. *Water for the future: Hydrology in perspective* 313–329.
- Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* 39, 111–126. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00020-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00020-1)
- Yalin, M.S., 1972. *Mechanics of sediment transport*. (No Title).
- Zeileis, A., Kleiber, C., Krämer, W., Hornik, K., 2003. Testing and dating of structural changes in practice. *Computational Statistics & Data Analysis* 44, 109–123. [https://doi.org/10.1016/S0167-9473\(03\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0167-9473(03)00030-6)

Chapitre VI - Processus hydro-sédimentaires durant un événement concomitant

Préambule

Dans ce chapitre, la morphologie d'une embouchure intermittente microtidale ainsi que le transport sédimentaire associé sont suivis durant un événement concomitant de tempête et de crue extrême, l'événement Gloria. Une particularité est mise sur le suivi haute fréquence des forçages fluvio-marins afin de suivre au mieux la chronologie de réponse morphologique de l'embouchure ainsi que le transport sédimentaire associé.

Le but de ce chapitre est :

- d'évaluer l'impact des conditions hydrodynamiques sur l'évolution des flèches d'embouchure et de déterminer les mécanismes responsables de leur destruction.
- d'estimer et de quantifier le transport sédimentaire lors de la rupture des flèches d'embouchure.
- d'estimer le comportement du transport sédimentaire en zone côtière.

Ce chapitre se décompose en trois parties. La première expose la méthodologie mise en place afin de répondre aux objectifs listés précédemment. La seconde partie présente les principaux résultats qui portent sur la chronologie des forçages hydro-méteo-marins qui se sont produits durant cet événement, les évolutions morphologiques qu'ils ont entraînées ainsi que les transferts de sédiments qu'ils ont provoqués. La troisième partie est quant à elle une discussion des différents résultats ainsi que la présentation d'un schéma conceptuel de fonctionnement.

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication acceptée dans la revue *Water : Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics*.

VI.1. Méthodologie

Dans le cadre d'un programme de surveillance régional (Dem'Eaux Roussillon) visant à étudier l'impact des événements météorologiques sur la zone côtière, des données hydrodynamiques, topographiques et bathymétriques ont été acquises et utilisées pour analyser l'impact d'une tempête extrême et d'une crue (la tempête Gloria) sur l'embouchure du fleuve Têt.

VI.1.1. Description de la tempête Gloria

La tempête Gloria est un système atmosphérique de basse pression qui s'est formé au nord des Açores le 17 janvier 2020 et a touché terre dans la partie nord-ouest de la péninsule ibérique. Les jours suivants, ce système s'est déplacé vers le sud-est jusqu'à atteindre la méditerranée occidentale le 19 janvier, où il s'est intensifié, affectant sévèrement les régions nord et est de la péninsule ibérique, y compris les îles Baléares et le golfe du Lion. Du 20 au 23 janvier, un anticyclone intense sur les îles britanniques (1050 hPa, record historique mesuré par le MetOffice du Royaume-Uni depuis 1957 (Sotillo et al., 2021)) a induit un fort gradient barométrique entre les îles britanniques et le sud de l'Espagne. Il a généré de forts vents de nord-est, qui ont provoqué une tempête marine et des pluies intenses, entraînant de graves inondations. Finalement, le système de basse pression a été absorbé par un système de basse pression plus important situé au-dessus de la mer d'Alboran, et a duré jusqu'au 26 janvier (Amores et al., 2020; López-Bustins and Martín-Vide, 2020). La tempête Gloria s'est caractérisée par un exemple remarquable de vagues extrêmes (entraînant des records de hauteur et de période de vagues en Méditerranée occidentale), d'ondes de tempête (battant le record le long de la côte de Valence), de pluies (période de retour : 20/30 ans avec un retour séculaire pour le mois de janvier) et de débits fluviaux qui ont provoqué une érosion sans précédent des plages et des embouchures, et plusieurs victimes, en particulier en Espagne (Amores et al., 2020; de Alfonso et al., 2021; Pérez-Gómez et al., 2021; Sotillo et al., 2021).

VI.1.2. Données météorologiques

Les données atmosphériques ont été analysées à partir de deux stations météorologiques du service météorologique national français (Météo-France, <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>, consulté le 26 novembre 2021) situées à l'aéroport de Perpignan (14 km à l'ouest du site d'étude, données horaires de pression atmosphérique) et à Torreilles (7 km au nord-ouest du site d'étude, vitesse et direction horaires du vent). Les données pluviométriques journalières sont issues de SAFRAN, un modèle d'analyse de données à méso-échelle sur une grille régulière de 8 km (Quintana-Seguí et al., 2008). Les précipitations liquides et solides de

surface ont été additionnées afin d'obtenir les précipitations totales sur l'ensemble du bassin versant de la Têt.

VI.1.3. Données hydrodynamiques et flux de sédiments

Quatre stations hydro-sédimentaires (nommées 1 à 4) ont été mises en place le long du fleuve (1, 2 et 3) et sur le littoral (4) pour obtenir les niveaux d'eau, les débits, les vitesses de courant, les caractéristiques des vagues et les concentrations de matières en suspension.

VI.1.3.1. Station 1 (hydrodynamique)

La station 1 est située à Perpignan (13 km en amont de l'embouchure) et consiste en une station de jaugeage (code Y0474030). Les hauteurs d'eau et les débits horaires sont mesurés depuis les années 1970 et les données sont fournies par la base de données HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>, consultée le 22 novembre 2021).

VI.1.3.2. Station 2 (flux de sédiments)

La station 2 est située à Villelongue de la Salanque (4,5 km en amont de l'embouchure). Le dispositif de mesure comprend un système de pompage et un échantillonneur réfrigéré Teledyne ISCO 6712FR permettant un prélèvement horaire des eaux de surface. Les matières en suspension (MES) contenues dans les échantillons d'eau ont été analysées à l'aide d'un Malvern Mastersizer 3000 après cinq minutes d'ultrason pour déterminer la distribution primaire de la taille des particules. L'estimation de la distribution de la taille des particules a été réalisée en utilisant la théorie de Mie pour décrire les particules en suspension entre 0,01 et 3500 μm . Chaque échantillon a été mesuré cinq fois, puis les données ont été moyennées.

Pour déterminer les concentrations massiques, les échantillons d'eau ont été filtrés en trois exemplaires sur des filtres Whatman GF/F de 0,7 μm préalablement pesés. Les filtres ont ensuite été rincés avec de l'eau déionisée, séchés à 50 °C et pesés à nouveau. Les données ont été moyennées pour déterminer la concentration massique de MES et les incertitudes dans les mesures. La concentration massique de sable a ensuite été calculée en appliquant le pourcentage de sable déterminé par la distribution de la taille des particules à la concentration massique de MES.

Une méthode de régression des moindres carrés a été utilisée pour estimer la relation entre les MES et la concentration massique de sable en suspension (g.L^{-1}) avec le débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) (équations (VI.1) et (VI.2)).

$$[MES] = 1,8946 (\pm 0,088) \times \text{débit} (r^2 = 0,90) \quad (\text{VI.1})$$

$$[\text{Concentration massique de sable en suspension}] = 0,2247(\pm 0,018) \times \text{débit} (r^2 = 0,76) \quad (\text{VI.2})$$

Ces relations ont finalement été appliquées pour calculer le flux total de MES et de sable, en termes de masse totale et de volume (une densité de $1,6 \text{ t.m}^3$ a été utilisée pour le sable (Kim et al., 2017)), résultant de l'événement de crue. Pour l'estimation du charriage, Milliman et Meade, 1983 ont estimé qu'il représentait 10 % de la charge totale. Bourrin et al., 2008 ont confirmé cette valeur de 10 % pour la rivière Têt et ont estimé la proportion de sable dans le charriage à 90 % (Bourrin et al., 2007). Ces pourcentages ont été appliqués pour estimer la masse et le volume totaux du charriage.

VI.1.3.3. Stations 3 et 4 (flux hydrodynamique et sédimentaire)

La station 3 est située à 200 m en amont de l'embouchure, la station 4 à une profondeur de 10 m en zone côtière et à une distance de 800 m de la côte en face de l'embouchure. Chaque station est équipée d'un capteur optique de rétrodiffusion (Campbell Scientific OBS 3+) et d'un profileur de courant acoustique à effet Doppler (ADCP) (figure VI.1). Pendant le relevé, la station 3 a été détruite par les forts débits, accompagné de débris fluviaux, juste avant le pic fluvial. Pour compléter ces données manquantes, le modèle numérique X-Beach (eXtreme Beach behavior, (Roelvink et al., 2009)) a été utilisé pour simuler le niveau d'eau fluvial (pour la validation du modèle, voir (Valentini et al., Submitted)).

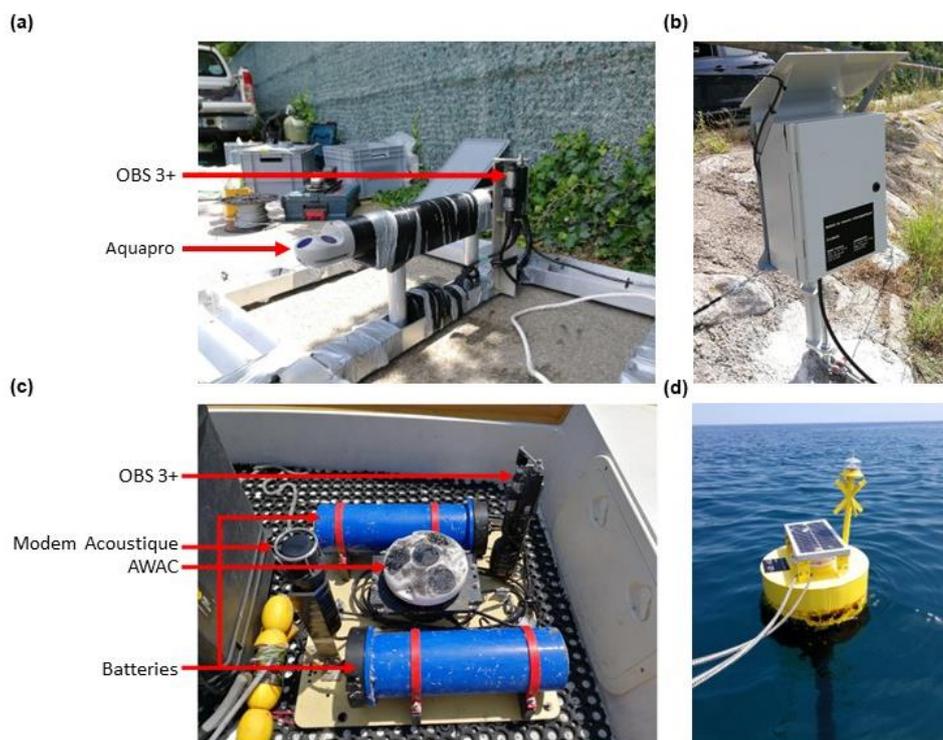


Figure VI.1: Stations instrumentées de l'embouchure de la Têt : (a) cage instrumentée de la station 3 ; (b) boîtier d'alimentation et de transmission des données ; (c) plaque instrumentée de la station 4 ; (d) bouée de surface de transmission des données.

Le profileur de courant de la station 3 (figure VI.1a) est un ADCP Aquapro 1 MHz (©Nortek) fixé à 30 cm du fond et orienté vers le haut. Il fournit des séries temporelles en faisant la moyenne sur 60 s des mesures de pression, de température et du profil de vitesse verticale (intensité et direction) toutes les 10 minutes. La pression est transformée en profondeur puis en niveau d'eau, qui a été ajustée à partir du référentiel géodésique national français (NGF) en utilisant des données bathymétriques in situ. Le profil de vitesse verticale, composé de 30 cellules de 10 cm chacune, a été retraité par une méthode de « beam-mapping » à l'aide du logiciel Storm (©Nortek).

Le profileur de courant de la station 4 (figure VI.1c) est un ADCP AWAC 1 MHz (©Nortek) fixé sur le fond et orienté vers le haut. Il fournit des séries temporelles d'une moyenne de 60 s de mesures de pression, de température et de profils de vitesse verticale (intensité et direction) toutes les 30 minutes. La profondeur de l'eau a été dérivée de la pression en utilisant les équations thermodynamiques de l'eau de mer (TEOS-10) (McDougall and Barker, 2011). Le niveau d'eau a ensuite été ajusté aux mesures du marégraphe de Port-Vendres (<https://data.shom.fr/>, consulté le 24 novembre 2021) pour obtenir une série temporelle basée sur le référentiel NGF. Le profil de vitesse verticale, composé de 10 cellules de 1 m, a été retraité par une méthode de « beam-mapping » à l'aide du logiciel Storm (©Nortek). Une méthode de régression polynomiale du second degré a été utilisée pour estimer la relation entre la concentration massique de MES (g.L^{-1}) et la tension de l'OBS (équation (VI.3)).

$$[\textit{Concentration en MES}] = 516,45 x^2 + 3096,6x + 22,309 \quad (r^2 = 0,99) \quad (\text{VI.3})$$

où x est la tension de l'OBS (V).

VI.1.4. Set-Up et Run-Up des vagues

Une série temporelle de l'élévation la plus élevée du Set-up et du Run-up des vagues a été calculée. Elles ont été estimées comme la somme du niveau marin moyen, η , comprenant la marée et la surcote, avec le Set-up et le Run-up calculés à l'aide des formules présentées dans Stockdon et al. (2006).

$$\textit{Set-up}_{(m)} = \eta + 0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (\text{VI.4})$$

$$\textit{Run-up}_{(m)} = \eta + 1.1 \left(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (\text{VI.5})$$

où β_f est la pente de la surface de la plage (0,05), H_0 est la hauteur significative des vagues en eau profonde et L_0 est la longueur des vagues en eau profonde. Les conditions de houle au large ont été enregistrées par le réseau CANDHIS à la bouée de Banyuls (CEREMA/DREAL Occitanie/Observatoire Océanologique de Banyuls) amarrée au sud de la zone d'étude à une profondeur de 50 m. Le niveau marin a été enregistré par le réseau REFMAR au marégraphe de Port-Vendres (<https://data.shom.fr/>, consulté le 24 novembre 2021).

VI.1.5. Collecte et analyse des données topographiques/bathymétriques

Le jeu de données LiDAR est composé de deux levés effectués le 04 novembre 2019 et le 28 janvier 2020, réalisés par un LiDAR YellowScan VX20 monté sur un drone DJI M600. Les amplitudes nord-sud et est-ouest pour le vol LiDAR étaient respectivement de 850 et 250 m (0,215 km²,) avec une résolution finale de 10 cm. La précision Z était de $\pm 0,025$ m. Des données topographiques supplémentaires ont été obtenues à l'aide d'un DGPS cinématique Trimble R6, avec une précision de $\pm 0,05$ m, le 15 novembre 2019 et le 30 janvier 2020.

Deux levés bathymétriques ont été réalisés du côté fluvial de l'embouchure le 15 novembre 2019 et le 30 janvier 2020, et deux autres ont été effectués côté marin le 08 avril 2019 et le 13 février 2020. Un sondeur monofaisceau Tritech PA500 couplé à une antenne RTK-GNSS Trimble R6 ou R8 a été utilisé, fonctionnant en mode VRS, via le logiciel Hypack (précision Z de $\pm 0,1$ m). Les lignes de levé cross-shore et longshore ont été mesurées depuis 300 m en amont de l'embouchure du fleuve jusqu'à une profondeur de -14 m dans la zone cotière. Les valeurs aberrantes et les pics ont été retirés manuellement des fichiers de sortie et un lissage a été effectué (7 fois la période des vagues) à l'aide du logiciel Hypack®.

Pour calculer les variations de volume, des modèles numériques d'élévation (MNE) ont été générés à l'aide d'un logiciel SIG (ESRI ArcGIS®) avec la méthode d'interpolation par voisin naturel.

VI.1.3.6. Carottes sédimentaires

Trois carottes sédimentaires (à savoir St10, St20 et St28 dans la figure 1b) ont été prélevées en trois exemplaires par des plongeurs à l'aide de tubes transparents en Perspex (20 cm de long, 4 cm de diamètre) à des profondeurs de 10, 20 et 28 m le 12 février 2020. Chaque carotte a été décrite et sectionnée en tranches de 1 cm d'épaisseur, à l'exception du premier cm qui a été sectionné en deux couches de 0,5 cm. Les analyses granulométriques ont été réalisées sur les échantillons, après leur passage aux ultrasons pendant 5 min et remis en suspension avec de l'eau déionisée, à l'aide d'un granulomètre Malvern Mastersizer 3000. Les activités des radio-

isotopes ^7Be et ^{210}Pb ont été déterminées au laboratoire de spectrométrie gamma du LAFARA (Université Toulouse III Paul Sabatier, <https://lafara.obs-mip.fr/>, accès le 13 janvier 2022). Les échantillons ont été analysés sur des spectromètres gamma équipés de systèmes de refroidissement électrique. Les spectromètres sont placés sous 85 m de roche, les protégeant ainsi des rayons cosmiques (voir (van Beek et al., 2013) pour une méthodologie détaillée).

VI.2. Résultats

VI.2.1. Caractérisation locale de la tempête Gloria

L'événement Gloria a touché le fleuve Têt et sa région du 18 au 26 janvier 2020 et a été caractérisé par des précipitations intenses. La plupart des précipitations se sont concentrées dans la partie sud-est du bassin versant de la Têt, en amont du barrage de Vinça (les précipitations cumulées pendant l'événement ont été > 300 mm, avec un maximum de 560 mm), tandis qu'en aval du barrage, les précipitations ont été moins importantes (entre 130 et 250 mm) (Figure VI.2).

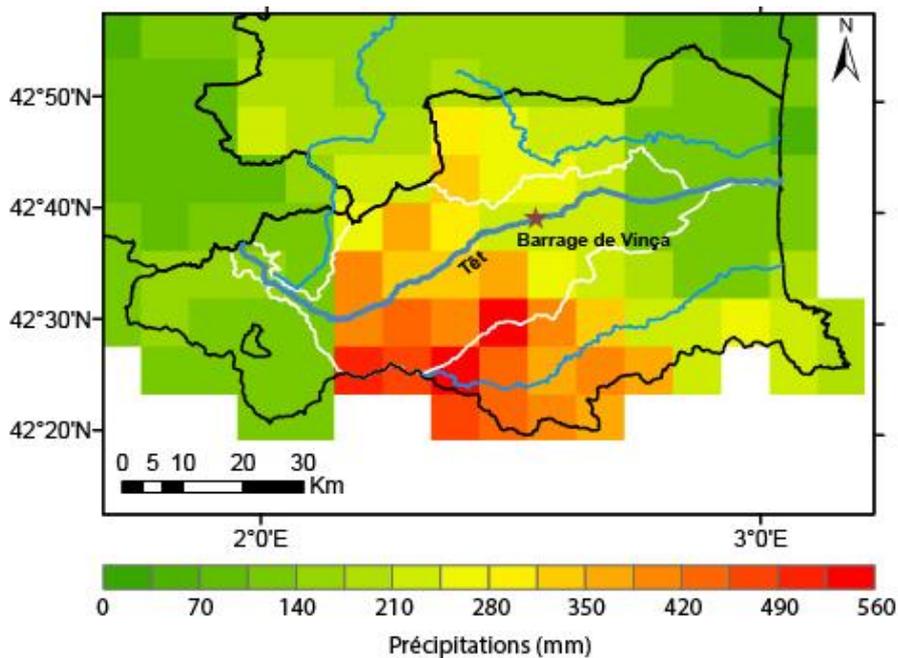


Figure VI.2 Précipitations cumulées du 18 au 26 janvier 2020 sur une grille de 8 km de résolution (SAFRAN). Les limites des départements français sont indiquées par des polygones noirs, le bassin versant de la Têt par un polygone blanc, et les rivières par des lignes bleues. La position du barrage de Vinça est indiquée par l'étoile brune.

Les conditions météorologiques ont d'abord montré une baisse de la pression atmosphérique entre le 18 janvier à 09h00 UTC et le 19 janvier (1 031 à 1 022 hPa) (Figure VI.3a), accompagnée de vents d'est assez faibles (2,3 à 5,4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Figure VI.3b). Jusqu'au 21 janvier, une augmentation rapide de la pression atmosphérique (jusqu'à 1 036 hPa) a été observée sans changement significatif des caractéristiques du vent. Du 21 au 24 janvier, une

seconde baisse de la pression atmosphérique s'est produite, accompagnée de vents modérés (jusqu'à $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) et d'un passage d'une direction est à une direction sud-est. Après le 24 janvier, la pression atmosphérique s'est stabilisée autour de 1022 hPa et les vents sont devenus faibles. Les précipitations, principalement concentrées le 21 janvier, ont entraîné une augmentation rapide du débit de la Têt de 5 à $1000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (22 janvier à 16h) (Figure VI.3c). Après une diminution du débit de la rivière sur quelques heures, un second pic atteignant $1280 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ a été observé le 25 janvier à 12h (selon la base de données HYDRO, la période de retour de cet événement de crue a été estimée à plus de 50 ans). Enfin, le débit a diminué progressivement jusqu'au 26 janvier. La hauteur des vagues est restée inférieure à $1,5 \text{ m}$ (direction est/nord-est) jusqu'au 20 janvier à 8h00 (figure VI.3d). A partir de là, une augmentation rapide a été observée, atteignant $6,3 \text{ m}$ (selon la base de données CANDHIS, la période de retour a été estimée à 15 ans pour la zone, (Kergadallan et al., 2022)) le 21 janvier à 12h00. La diminution des H_s a commencé le 22 janvier à 07:00 et a duré jusqu'au 26 janvier, avec des vagues venant du sud-est.

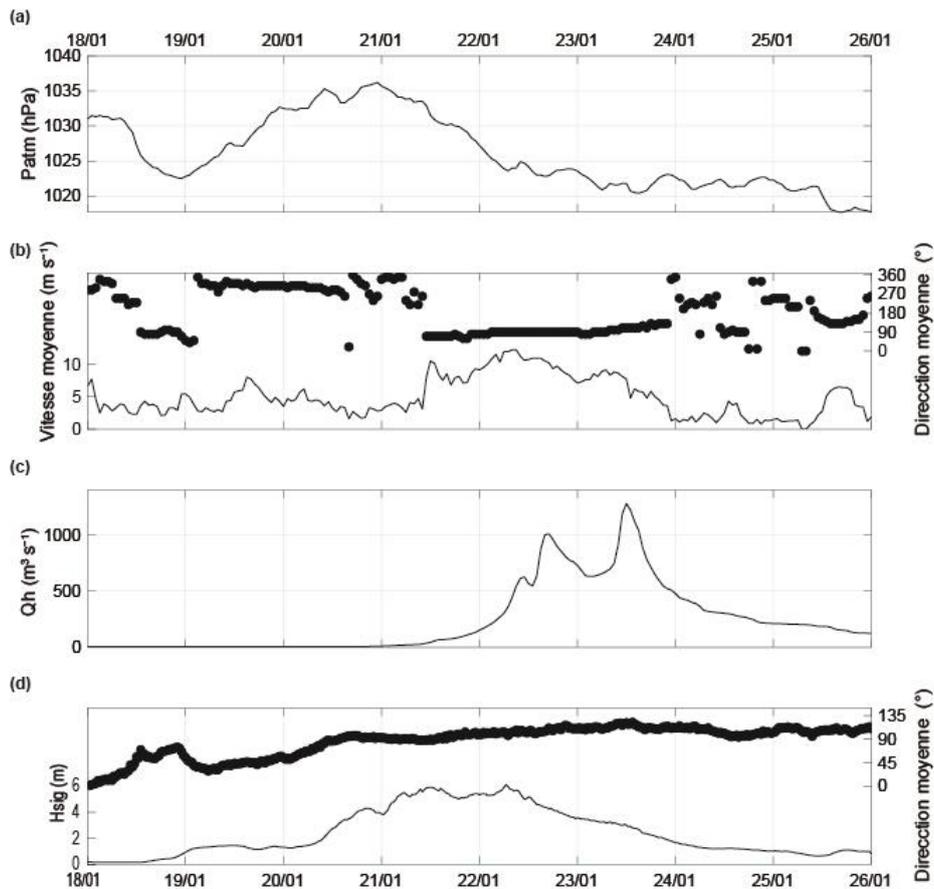


Figure VI.3: Séries temporelles du 18 au 26 janvier 2020 de : (a) pression atmosphérique locale (aéroport de Perpignan), (b) vitesse et direction moyennes horaires du vent représentées respectivement par la ligne noire et les points (station de Torreilles), (c) débit horaire de la Têt (station 1), et (d) hauteur et direction significatives des vagues représentées respectivement par la ligne noire et les points (station 4). Par convention, la direction du vent indique son origine, et les H_s la direction de sa propagation.

VI.2.2. Hydrodynamique de l'embouchure

L'analyse des données de H_s a permis de mettre en évidence trois périodes durant la tempête Gloria : la tempête ascendante, le pic de la tempête et la tempête descendante (Figure VI.4).

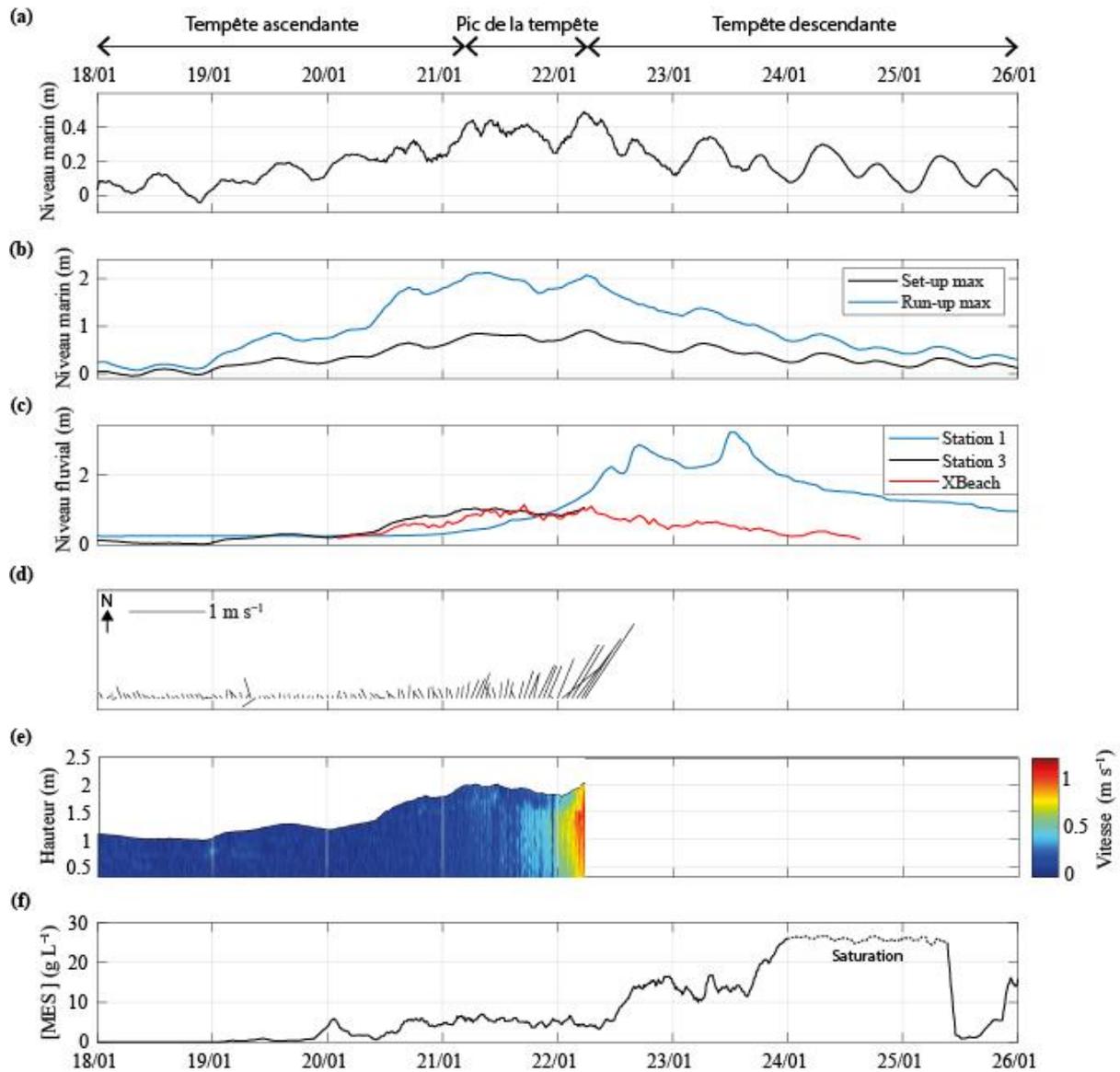


Figure VI.4: Séries temporelles du 18 au 26 janvier 2020 de : (a) niveau marin (station 4), (b) Set-up et Run-up max calculés, (c) niveau de l'eau fluviale (chaque station est indiquée dans la légende), (d) direction et vitesse moyenne du courant dans la partie interne de l'embouchure (station 3), (e) vitesse dans la colonne d'eau (station 3) et (f) concentration de MES mesurée au large à une profondeur de 10 m (station 4). Par convention, les traits de courant représentent la direction vers laquelle le courant s'écoule.

Tempête ascendante : Pendant cette période ($H_s = 0,16$ à $5,5$ m), le niveau marin, le set-up et le run-up max ont montré des augmentations de 0,4, 0,7 et 1,9 m, respectivement, avec une légère signature tidale (Figure VI.4a,b). Le niveau fluvial de la Têt a été caractérisé par des comportements différents entre les stations 1 et 3. La première station a présenté un niveau

fluvial relativement stable jusqu'au 21 janvier (0,3 m), alors que la station 3 a montré une augmentation de 1 m du 19 au 21 janvier à 06h00 (Figure VI.4c). Les courants fluviaux sur cette dernière station étaient faibles ($0,1 \text{ m.s}^{-1}$) et orientés vers le nord (Figure VI.4d,e). La concentration de MES mesurée à la station 4 à une profondeur de 10 m a d'abord montré une augmentation à partir du 19 janvier à 21h00, et est restée modérée (environ 6 g.L^{-1}) (Figure VI.4f).

Pic de la tempête : Le pic de la tempête a été caractérisé par des H_s de 5,5 m pendant 25 h. Cela a induit des valeurs élevées du niveau marin, et le set-up et le run-up max ont présenté des valeurs maximales de 0,5, 0,92 et 2,1 m (Figure VI.4a,b). Le niveau fluvial a commencé à augmenter à la station 1 et est resté stable jusqu'à 1 m à la station 3 et cela jusqu'à sa destruction (figure VI.4c). La vitesse du courant fluvial à la station 3 a montré une augmentation rapide et brutale ($0,3$ à 1 m.s^{-1} en 6 h), avec une orientation vers le nord-est (correspondant à la direction principale du chenal fluvial) (figure VI.4d,e). La concentration de MES à la station 4 est restée modérée, à environ 6 g.L^{-1} (figure VI.4f).

Tempête descendante : Au cours de cette période (H_s : 6,3 à 0,6 m), le niveau marin, le set-up et le run-up max ont diminué progressivement de 0,1, 0,1 et 0,3 m, respectivement, en relation avec la diminution des conditions de vagues (Figure VI.4a,b). L'augmentation du niveau à la station fluvial s'est poursuivie jusqu'à 2,9 m le 22 janvier à 16h00, avant de chuter à 3,2 m le 23 janvier à 12h00 (pic de la crue fluviale). Après cela, le niveau de la Têt a diminué progressivement jusqu'au 26 janvier. Les sorties du modèle à la station 3 ont montré que durant cette période le niveau fluvial a continué de diminuer (figure VI.4c). Une première augmentation rapide de MES a été enregistrée à la station 4 (jusqu'à 15 g.L^{-1}), ensuite une seconde est survenue le 23 janvier à 15h00 (jusqu'à 26 g.L^{-1}), saturant le capteur. Le 25 janvier, la concentration a rapidement diminué (jusqu'à $0,9 \text{ g.L}^{-1}$ en 3 h).

La figure VI.5 montre les évolutions morphologiques importantes de l'embouchure de la Têt avec la rupture de la flèche nord (figure VI.5a) et la destruction complète de l'embouchure 2H30 avant le pic de la crue fluviale (figure VI.5b).



Figure VI.5: Morphologie de l'embouchure de la Têt le (a) 21 janvier 2020 à 12:00 et le (b) 24 janvier 2020 à 11:30 .

VI.2.3. Changements morphologiques

Avant l'événement Gloria, l'embouchure de la Têt était très étroite (20 m), et était partiellement fermée par deux flèches de sable du côté sud de l'embouchure (90 m de long) et du côté nord (50 m de long) (Figure VI.6a). Leur élévation maximale était faible, environ 1,2 m au-dessus du niveau moyen de la mer. La partie fluviale de l'embouchure était caractérisée par un chenal profond près de la rive nord du fleuve (jusqu'à 2,8 m de profondeur), avec une très grande plate-forme peu profonde (environ 1 m de profondeur) dans les parties centrale et méridionale. La zone littorale était caractérisée par un petit delta subaquatique devant l'axe principal du fleuve, et une barre externe bien développée devant la plage adjacente, dont la crête se situait à environ 5 m de profondeur. Après l'épisode Gloria, la destruction totale des flèches s'est produite, et l'embouchure est devenue large de 250 m et profonde de 1,5 m (figure VI.6b et figure VI.7a). La perte de sédiments dans cette zone est estimée à environ $-37\,000 \pm 2800 \text{ m}^3$ (zone 2). La profondeur du chenal dans la partie fluviale a augmenté en raison d'une érosion d'environ 0,7 m ($8300 \pm 1900 \text{ m}^3$, zone 3) (Figure VI.6a), tandis que le reste de cette partie de l'embouchure n'a pas changé de manière significative. Des changements importants ont été observés dans la zone littorale, avec une large zone d'accrétion d'une épaisseur moyenne de 1,6 m, atteignant au maximum 2,7 m, juste au nord de l'embouchure ($90\,000 \pm 10\,000 \text{ m}^3$, zone 1) (Figure VI.6c et Figure VI.7b,c). Sa géométrie n'est pas uniforme, avec une pente raide du côté nord et une pente plus douce du côté sud (figure VI.7c). Une deuxième zone d'accrétion a été observée en eaux peu profondes le long du côté amont de l'embouchure ($7200 \pm 900 \text{ m}^3$, zone 4). Au cours de l'événement, la barre externe s'est déplacée d'environ 90 m vers le large.

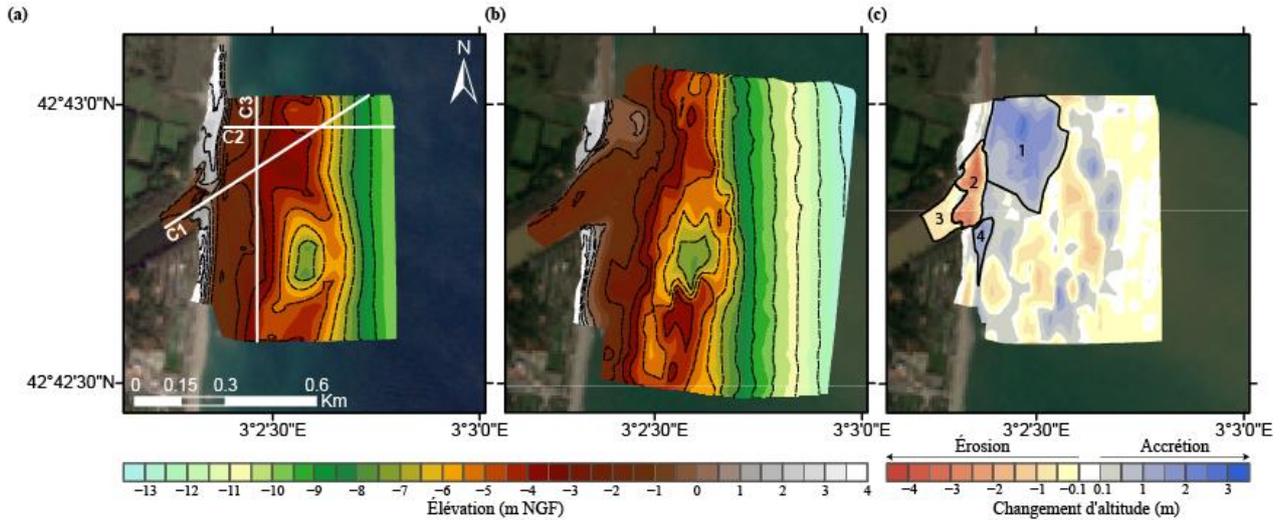


Figure VI.6: (a) Modèle numérique de terrain avant l'événement Gloria, (b) modèle numérique de terrain après l'événement Gloria, et (c) différentiel acquis à partir des deux modèles précédents. Les lignes pointillées et noires correspondent aux isocontours topographiques/bathymétriques et aux zones de calcul de volume numérotées de 1 à 4, respectivement. Les lignes blanches correspondent aux évolutions des profils présentées dans la figure VI.7.

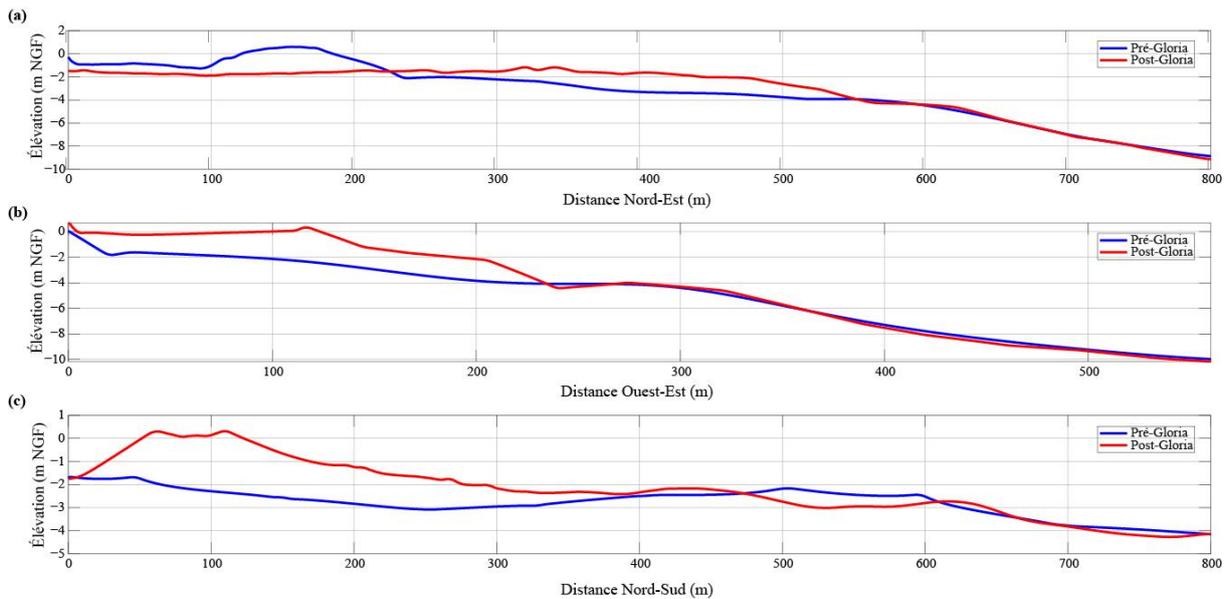
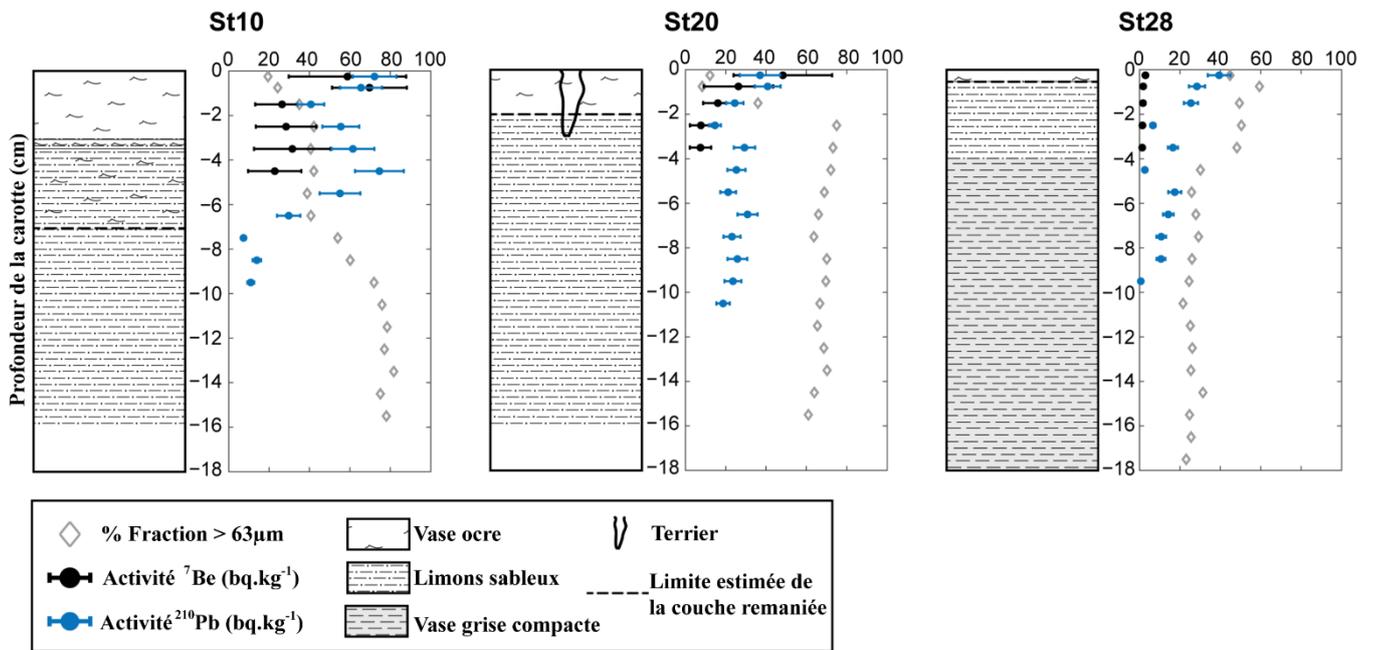


Figure VI.7: (a) Évolution du profil longitudinal (C1), (b) évolution du profil cross-shore (C2), et (c) évolution du profil longshore (C3).

VI.2.4. Caractéristiques de la sédimentation côtière

La description des faciès et l'analyse granulométrique ont été réalisées sur les trois carottes sédimentaires prélevées à 10, 20 et 28 m de profondeur, en face de la Têt (St10, St20 et St28 sur la Figure 1b). L'analyse a révélé quatre couches sédimentaires distinctes (Figure VI.8). La première couche est caractérisée par de la vase ocre, principalement composé de sédiments fins (de 12 à 45% de $> 63 \mu\text{m}$), la proportion de fins augmentant avec la distance à l'embouchure de la rivière. Son épaisseur est de 3 cm pour St10, 2 cm pour St20 et 0,5 cm pour

St 28. Cette couche a été interprétée comme étant le dépôt de la crue Gloria pour St10 et St20. La deuxième couche n'est présente que dans St10 (à des profondeurs de 3 à 7 cm). Elle est composée d'un mélange de dépôts de crue (sable et silts ; 40% de $> 63 \mu\text{m}$) et de sédiments plus grossiers. La troisième couche est composée de silts sableux, la proportion de sédiments $> 63 \mu\text{m}$ augmentant rapidement avec la profondeur de la carotte pour St10. Les sédiments sont devenus plus fins et la proportion de sédiments $> 63 \mu\text{m}$ a diminué progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure de la Têt. Cette couche est présente à partir de 7 cm pour St10, à partir de 2 cm pour St20, et de 0,5 à 4 cm pour St28. La dernière couche est composée de vase grise compacte (entre 20 et 30% de $> 63 \mu\text{m}$), et n'est présente que dans St28 en dessous de 4 cm. Les couches remaniées ont été estimées sur la base de la présence d'excès de ^{210}Pb dans les sédiments pour St10, St20 et St28 à des profondeurs respectives de 7, 2 et 0,5 cm.



Dans la carotte St10, le radio-isotope ^7Be ($T_{1/2} = 53,2$ jours) présente une activité de 70 Bq kg^{-1} , qui diminue rapidement avec la profondeur de la carotte (jusqu'à 25 Bq kg^{-1}). Son activité est beaucoup plus faible dans la carotte St20, mais avec la même tendance à la diminution selon la profondeur de carotte (jusqu'à $7,5 \text{ Bq kg}^{-1}$). Une faible activité de ^7Be a été trouvée dans la carotte la plus profonde (St28) (maximum $2,9 \text{ Bq kg}^{-1}$).

L'activité du ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22,3$ ans) est plus variable dans la carotte St10, et présente d'abord une diminution, avec des valeurs comprises entre 72 et 25 Bq.kg^{-1} , suivie d'une légère augmentation avant de diminuer progressivement avec l'augmentation de la profondeur de la carotte (jusqu'à 7 Bq.kg^{-1}). Son activité est beaucoup plus faible dans la carotte St20, mais elle suit la même tendance avec l'augmentation de la profondeur de la carotte (jusqu'à 20 Bq.kg^{-1}). L'activité du ^{210}Pb dans la carotte St28 a montré une diminution régulière avec la profondeur de la carotte de 40 à 0,6 Bq.kg^{-1} .

VI.2.5. Flux de sédiments

Le tableau 1 résume les flux de sédiments par rapport à l'apport fluvial estimé lors de l'événement Gloria. La quantité de MES totale atteignant la mer pendant cette crue a été estimée à 198.000 ± 28.000 t. La fraction de sable a été estimée à 23.500 ± 600 t (14.700 ± 400 m^3), représentant 12% de la charge totale en suspension pendant cette crue. L'estimation du charriage était de $22\ 000 \pm 3\ 100$ t pour un volume de sable estimé à $19\ 800 \pm 2\ 800$ t ($12\ 400 \pm 1\ 800$ m^3).

Tableau VI-1: Résumé des flux sédimentaires estimés pendant l'événement Gloria

Types de transport	Total (t)	Sable (t)	Volume de sable (m^3)
MES	$198\ 000 \pm 28\ 000$	$23\ 500 \pm 600$	$14\ 700 \pm 400$
Charriage	$22\ 000 \pm 3\ 100$	$19\ 800 \pm 2\ 800$	$12\ 400 \pm 1\ 800$

VI.3. Discussion

VI.3.1. Modèle conceptuel de la rupture d'une flèche lors d'un événement fluvial/marin

Le suivi de l'embouchure de la Têt décrit dans cette étude permet de proposer un modèle conceptuel de son évolution morphologique en réponse à la concomitance des processus fluviaux/marins lors de l'événement Gloria (Figure VI.9). Ce modèle vise à compléter les modèles proposés par [Orford and Carter \(1982\)](#), [Sallenger \(2000\)](#), [Lorenzo-Trueba and Ashton, \(2014\)](#), et [Suanez et al. \(2018\)](#), qui s'intéressaient principalement à la réponse d'un cordon sableux/graveleux aux processus marins en y ajoutant l'impact d'un événement concomitant. Ce modèle est divisé en cinq étapes. L'étape 1 présente la morphologie initiale et la situation hydrodynamique avant l'événement. Les niveaux fluvial (NF) et marin (NM) sont similaires, ce qui permet un écoulement naturel de la rivière, même si la largeur de l'embouchure est réduite par la présence des flèches littorales. Au cours de l'étape 2, malgré une augmentation de la pression atmosphérique et des vents du large, on observe une augmentation du niveau marin et de la hauteur significative des vagues, qui est associée aux conditions de houle générées entre

la France et la Corse. En raison de la faible élévation (1 à 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer) et de la forme étroite (quelques dizaines de mètres de large) des flèches littorales, le franchissement s'est produit sur leurs parties les plus basses. Ceci a provoqué une augmentation du niveau d'eau dans la partie fluviale de l'embouchure, renforcée par la difficulté d'écoulement dans l'embouchure en raison des vagues déferlantes. Au cours de la phase 3, les franchissements ont été plus fréquents, provoquant l'érosion de la crête des flèches et une première phase d'inondation. Ces événements de submersion ont induit un transport de sédiments vers l'intérieur des terres (dépôts d'overwash). Parallèlement, l'infiltration des eaux marines et fluviales à travers les flèches littorales et la saturation de la nappe ont probablement contribué à son affaiblissement. Le stade 4 correspond au pic de la tempête, marqué par de forts vents marins (E-SE). Le niveau marin, les H_s et les franchissements atteignent leur maximum. Les précipitations qui ont eu lieu plus tôt sur le bassin versant ont initié la crue de la rivière, contribuant à augmenter davantage le niveau fluvial, ce qui a conduit à la rupture de la flèche littorale. L'ampleur et l'étendue de cette brèche ne peuvent être estimées (sauf qu'elle a commencé au nord), en raison des fortes vitesses mesurées dans l'embouchure de la rivière, attestant du fort débit de vidange de l'embouchure de la rivière vers la zone littorale. Enfin, le stade 5 est caractérisé par la diminution des processus marins et le pic de crue, conduisant à la destruction totale des flèches littorales. Malgré des débits fluviaux élevés, les vagues incidentes (S-E) ont induit le dépôt de la majeure partie des sédiments exportés dans la partie nord de l'embouchure en eau peu profonde, à l'exception de la fraction sédimentaire la plus fine, qui a été transportée plus loin sur le littoral. Les processus marins ont contribué à l'affaiblissement des flèches et à l'initiation de leur rupture, l'impact exceptionnel de la crue qui a suivi ayant contribué à amplifier la rupture, conduisant ainsi à la destruction complète de l'embouchure. Ce phénomène démontre la complexité de ces événements simultanés de tempête et de crue.

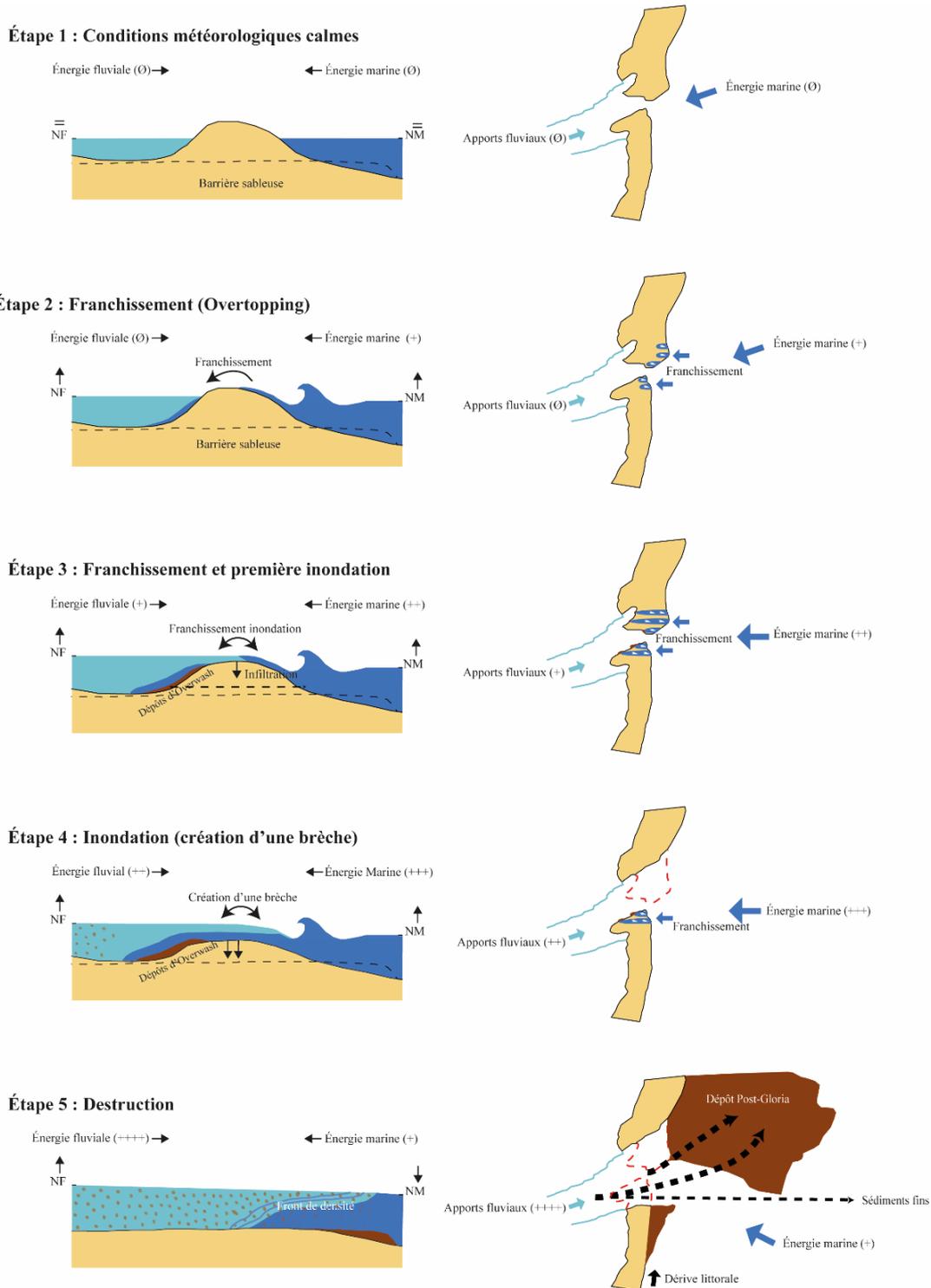


Figure VI.9: Modèle conceptuel de l'évolution de l'embouchure de la Têt lors de l'événement Gloria.

VI.3.2. Rôle des conditions hydrodynamiques dans la rupture des flèches littorales

L'évaluation des risques d'inondation côtière et des changements morphologiques dans les zones d'embouchure des fleuves sont généralement basées sur des approches dans lesquelles les crues fluviales (Lichter and Klein, 2011; Madsen, 2013) et les tempêtes (Muis et al., 2016;

(Nienhuis et al., 2021) se produisent séparément. Cependant, elles peuvent également découler d'une cause météorologique commune, ce qui rend ces événements concomitants. Le faible décalage temporel entre ces deux événements (comme dans le cas de l'événement Gloria) varie entre 1 et 13 jours en fonction de la configuration du bassin versant (c'est-à-dire la présence de barrages ou d'autres influences anthropiques) ou des caractéristiques météorologiques (Ganguli and Merz, 2019; Petroliagkis et al., 2016). C'est le cas dans le Golfe du Lion, où les "tempêtes humides" sont typiques et se caractérisent par des tempêtes et des crues qui se succèdent (Guillén et al., 2006). Récemment, ces événements concomitants ont été principalement étudiés en termes d'inondation côtière sous le nom de "Compound flooding" (inondation composée) (Paprotny et al., 2018; Petroliagkis et al., 2016). Cependant, la réponse morphologique est moins documentée, alors que leur réponse est nécessairement différente et plus complexe. Dans cette étude, le faible décalage temporel entre les processus fluviaux et marins a permis de mieux discriminer l'influence de chaque processus sur la morphodynamique de l'embouchure.

L'impact des processus marins sur la rupture des flèches littorales est bien connu, les tempêtes entraînant une vulnérabilité au déferlement des vagues et au franchissement de la flèche (Plomaritis et al., 2018; Wang and Roberts Briggs, 2015). Le franchissement et le transport de grandes quantités de sédiments vers l'intérieur des terres sous la forme de dépôts d'overwash (Engelstad et al., 2018), contribue donc à réduire la hauteur de la flèche, l'affaiblissant ainsi (Nienhuis et al., 2021; Stretch and Parkinson, 2006). De même, le transfert d'eau par franchissement et la perturbation de l'écoulement par la tempête peuvent participer à l'établissement d'un décalage de niveau important entre les deux côtés de la flèche, qui, par pression et infiltration, peut conduire à l'initiation d'une brèche (Kraus et al., 2008; Pierce, 1970; Shin, 1996). Dans notre étude, nous avons observé les mêmes processus au début de l'événement, qui ont conduit à l'affaiblissement des flèches sableuses et à l'initiation de leur brèche. Ces processus marins ont ensuite été limités par l'arrivée de la crue, qui a réduit l'action des vagues. L'impact des crues sur la morphodynamique des flèches littorales est également bien connu et peut conduire à l'érosion du chenal fluvial et de l'embouchure (Zăinescu et al., 2019). Lorsque le débit de la rivière est suffisant, on peut observer une brèche dans la flèche (Measures et al., 2020; Orescanin et al., 2021), ce qui entraîne une baisse rapide du niveau de l'eau (James, 2005). Lors d'événements extrêmes, une destruction totale peut se produire, comme dans la rivière Santa Clara (Californie) (Barnard and Warrick, 2010) ou lors de l'événement Gloria décrit dans notre étude.

Nos résultats montrent que les tempêtes et les crues peuvent susciter des réponses opposées, en particulier en termes de transport de sédiments, mais qu'elles participent toutes deux à la rupture des flèches littorales. Lorsque ces événements se produisent en même temps, de grandes évolutions morphologiques peuvent être observées, même dans des cas où la prise en compte de l'un ou l'autre de ces facteurs pris séparément ne serait pas particulièrement important (Ganguli and Merz, 2019). C'est la conséquence de la concomitance de deux événements dans un court laps de temps. Néanmoins, les principaux mécanismes expliquant la rupture sont restés obscurs. Les premiers travaux de Balouin et al. (2020) sur l'embouchure de la Têt ont suggéré que le jet fluvial lui-même (pour une crue $< 241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ne contribuait que très faiblement à l'ouverture de l'embouchure. Dans cette étude, nous avons confirmé le rôle des processus marins dans l'initiation de la brèche. Cependant, en raison de son intensité exceptionnelle, l'impact de la crue sur la destruction de l'embouchure est clair. Elle a détruit les flèches restantes et élargi le chenal à son maximum.

VI.3.3. Transferts de sédiments

L'événement Gloria a conduit à la destruction complète de l'embouchure de la Têt, avec un important transport de sable vers la zone côtière. Nous avons observé la création d'un grand delta subaquatique (zone 1 sur la figure VI.6) qui a été légèrement décalé vers le nord par rapport à l'axe principal du chenal. Le même comportement a été observé par Bourrin et al. (2008) lors d'un événement précédent, et pourrait être le résultat de plusieurs mécanismes. Pendant la destruction de la flèche, le jet fluvial devient plus fort que les courants littoraux, faisant que la circulation en zone côtière est dominée par le jet fluvial (Zăinescu et al., 2021), ce qui est attesté par la petite zone d'accrétion au sud. Dans ce cas, un delta subaquatique se dépose dans la direction du jet fluvial, en suivant l'axe du chenal (N-E). Comme le montre Shaw et al. (2018), la présence de barres, agissant comme des obstacles bathymétriques devant le jet fluvial, est capable de modifier les schémas d'écoulement locaux au point de supprimer la structure d'écoulement en forme de jet. Zăinescu et al. (2021) soutient que ces barres provoquent la propagation latérale et l'inhibition de la propagation verticale du jet fluvial. Par conséquent, la présence de barres perturbe le jet fluvial, limitant son extension vers le large et le soumettant au courant longshore.

Le volume de sédiments de ce grand delta subaquatique (zone 1) est estimé à $90\,000 \pm 10\,000 \text{ m}^3$. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer sa provenance. Tout d'abord, on peut déterminer que l'érosion interne des 100 premiers mètres de l'embouchure, ainsi que la destruction des flèches sableuses, y ont participé pour environ 50% ($45\,300 \pm 4\,700 \text{ m}^3$). En

outre, on estime que les apports fluviaux ont contribué à hauteur de 30 % par le biais de MES et du transport par charriage. L'apport estimé de MES à la station 2 ($198\,000 \pm 28\,000$ t sur 8 jours) correspond à 4,4 fois la charge moyenne annuelle totale en suspension de la rivière Têt ($45\,000 \pm 35\,000$ t.an⁻¹ (Sadaoui et al., 2016)). La fraction sableuse représente environ 12 % de cette quantité ($23\,500 \pm 600$ t), ce qui est une proportion plus faible que celle observée sur l'Eel River, une rivière montagneuse plus importante sur la marge californienne (~24 %, (Crockett and Nittrouer, 2004)) ou lors de la crue de 2004 sur la Têt (~25 %, (Bourrin et al., 2008)). Ceci peut s'expliquer par le fait que le maximum de précipitations a été localisé en amont du barrage de Vinça, contrairement à la crue de 2004, qui s'est produite principalement dans la partie inférieure du bassin versant de la Têt (Bourrin et al., 2008). En effet, Garcia Esteves (2005) a montré qu'environ 40 % des particules en suspension étaient retenues dans le barrage de Vinça. Cependant, cette valeur est similaire à celles observées dans des rivières plus importantes telles que le Rhône (~15%, (Antonelli, 2002)). Néanmoins, il est également possible que cette estimation du transport de sable en suspension ait été légèrement sous-estimée. En effet, son estimation est basée sur la quantité de sable collectée en surface, mais comme ce sédiment a une distribution verticale moins homogène que les particules fines, cela peut conduire à une sous-estimation du flux de sable en suspension. Par conséquent, le sable contenu dans les MES représente 16 % du dépôt du delta subaquatique ($14\,700 \pm 400$ m³). Quant au transport par charriage, sa participation a été estimée à 14% ($12\,400 \pm 1800$ m³). Malgré ces différentes hypothèses et leurs incertitudes, le bilan sédimentaire de ces dépôts n'est pas équilibré (déficit de 20%). Nous suggérons que la remobilisation des sédiments côtiers lors de la tempête et leur transport vers le nord sous l'action de la dérive littorale et des vagues sud-est ont joué un rôle. Bien que les carottes suggèrent que la resuspension n'est été observée qu'à une profondeur de 10 m (comme déterminé par le radioisotope ²¹⁰Pb, Figure VI.8), le déplacement vers le large des barres ne nous permet pas d'avancer une contribution interne à cette resuspension. De même, l'accumulation au sud de l'embouchure (côte dérive) suggère un piégeage sédimentaire associé à la barrière hydraulique induite par le jet fluvial lors du pic de crue. La contribution des sédiments de la côte amont transportés par la dérive littorale au delta subaquatique peut alors être considérée comme négligeable. Une autre hypothèse est l'érosion du chenal en amont de la zone d'étude. Dans cette étude, il n'a été possible de quantifier l'érosion du chenal que pour les 100 premiers mètres, représentant 9% du delta subaquatique déposé, et une contribution supplémentaire du chenal est probable. Lorsque l'embouchure est fermée, une accumulation dans le chenal est observée, et cette accumulation affecte probablement plus que les 100 premiers mètres. Cette dernière hypothèse est liée à la sédimentation de particules fines près de

l'embouchure (dans le delta subaquatique). La présence de sédiments majoritairement fins dans la couche de dépôts de crue observable sur les carottes St10 et St20 (déterminée par le radioisotope ^7Be , Figure VI.8) confirme qu'une grande partie des sédiments fins a été exportée vers le large, contrairement aux sédiments sableux qui se sont déposés dans le delta subaquatique. Cependant, une quantité importante de sédiments fins pourrait avoir été piégée dans le delta subaquatique par floculation, augmentant ainsi le volume total, comme cela a été observé dans le delta du Rhône dans (Naudin et al., 1997; Thill et al., 2001). Ces deux dernières hypothèses seront étudiées dans des travaux futurs.

VI.3. Conclusions

Cette étude montre, pour la première fois, le suivi d'un événement concomitant extrême qui a reçu relativement peu d'attention dans la littérature. Il a été observé que les processus hydrodynamiques ont montrés un faible décalage temporel, les processus marins intervenant en premier. Ces processus ont participé à l'affaiblissement des flèches de sable et à l'initiation de brèches. L'impact exceptionnel de la crue qui a suivi a contribué à amplifier le phénomène de brèche, conduisant à la destruction complète de l'embouchure. Ainsi, la concomitance de la tempête et de la crue lors de l'événement Gloria a amplifié l'impact morphodynamique et a conduit à un résultat différent de celui qui aurait pu être observé si l'un ou l'autre de ces événements avait agi sur le système de manière indépendante. Cela montre l'importance d'étudier ces événements concomitants dans le contexte de changement climatique et de leur augmentation potentielle en fréquence et en intensité dans un avenir proche. De plus, notre étude met en évidence la relation entre la destruction de l'embouchure et les apports fluviaux conduisant à la création d'un vaste delta subaquatique post-Gloria. Même en tenant compte de l'incertitude de nos estimations, la moitié des apports provient de la destruction de l'embouchure, alors que seulement 30 % sont causés par la crue du fleuve. Il est important de noter que le fleuve ne contribue que faiblement au delta subaquatique en cas de crue extrême, par rapport à des événements de moindre ampleur. La localisation des précipitations, en particulier dans les bassins versants contrôlés par des barrages, est donc une considération majeure qui peut fortement affecter l'apport de sédiments à la côte. L'ensemble des apports qui participent à la création de ce delta subaquatique n'a pu être expliqué, mais au vu des différentes pistes avancées, des travaux complémentaires devraient être menés pour les approfondir.

Références

- Amores, A., Marcos, M., Carrió, D.S., Gómez-Pujol, L., 2020. Coastal impacts of Storm Gloria (January 2020) over the north-western Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20, 1955–1968. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1955-2020>
- Antonelli, C., 2002. Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval (Thèse de doctorat). Aix-Marseille 1.
- Balouin, Y., Bourrin, F., Meslard, F., Palvadeau, E., Robin, N., 2020. Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France). *Journal of Coastal Research* 95, 351. <https://doi.org/10.2112/SI95-068.1>
- Barnard, P.L., Warrick, J.A., 2010. Dramatic beach and nearshore morphological changes due to extreme flooding at a wave-dominated river mouth. *Marine Geology* 271, 131–148. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.018>
- Bourrin, F., Friend, P.L., Amos, C.L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Thompson, C.E.L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 28, 1895–1910. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.06.005>
- Bourrin, F., Monaco, A., Aloïsi, J.-C., Sanchez-Cabeza, J.-A., Lofi, J., Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Jeanty, G., Buscail, R., Saragoni, G., 2007. Last millennia sedimentary record on a micro-tidal, low-accumulation prodelta (Têt NW Mediterranean). *Marine Geology* 243, 77–96. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.009>
- Crockett, J.S., Nittrouer, C.A., 2004. The sandy inner shelf as a repository for muddy sediment: an example from Northern California. *Continental Shelf Research* 24, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.09.004>
- de Alfonso, M., Lin-Ye, J., García-Valdecasas, J.M., Pérez-Rubio, S., Luna, M.Y., Santos-Muñoz, D., Ruiz, M.I., Pérez-Gómez, B., Álvarez-Fanjul, E., 2021. Storm Gloria: Sea State Evolution Based on in situ Measurements and Modeled Data and Its Impact on Extreme Values. *Front. Mar. Sci.* 8, 646873. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.646873>
- Engelstad, A., Ruessink, B.G., Hoekstra, P., Vegt, M., 2018. Sand Suspension and Transport During Inundation of a Dutch Barrier Island. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 3292–3307. <https://doi.org/10.1029/2018JF004736>
- Ganguli, P., Merz, B., 2019. Extreme Coastal Water Levels Exacerbate Fluvial Flood Hazards in Northwestern Europe. *Sci Rep* 9, 13165. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49822-6>
- Garcia Esteves, J., 2005. Géochimie d'un fleuve côtier méditerranéen : la Têt en Roussillon : Origines et transferts de matières dissoutes et particulaires de la source jusqu'à la mer (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology* 234, 129–142. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.018>
- James, G.W., 2005. *Surface Water Dynamics at the Carmel River Lagoon Water Years 1991 through 2005*. Monterey Peninsula Water Management Agency, Monterey, CA 2005.
- Kergadallan, X., Le Berre, A., Sanquer, R., Leclerc, B., 2022. Candhis : analyses 2022 des états de mer - Tome 2 Méditerranée.
- Kim, H.-S., Lim, J.-Y., Kim, J.-H., 2017. Change of Sea Sand Density by Washing. *Journal of the Korean Institute of Resources Recycling* 26, 66–70. <https://doi.org/10.7844/kirr.2017.26.2.66>
- Kraus, N.C., Patsch, K., Munger, S., 2008. Barrier Beach Breaching from the Lagoon Side, With Reference to Northern California 76, 12.
- Lichter, M., Klein, M., 2011. The effect of river floods on the morphology of small river mouths in the southeastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie* 55, 317–340. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0042>

- López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., 2020. Causes meteorològiques i contextualització climàtica de la precipitació del temporal Glòria. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia* 39–54. <https://doi.org/10.2436/20.3002.01.190>
- Lorenzo-Trueba, J., Ashton, A.D., 2014. Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 779–801. <https://doi.org/10.1002/2013JF002941>
- Madsen, H.O., 2013. Floodfreq COST Action ES0901 - European procedures for flood frequency estimation: a review of applied methods in Europe for flood-frequency analysis in a changing environment : WG4 - Flood frequency estimation methods and environmental change. Centre for Ecology & Hydrology : COST, S. l.
- McDougall, T.J., Barker, P.M., 2011. Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. Trevor J McDougall, Battery Point, Tas.
- Measures, R.J., Hart, D.E., Cochrane, T.A., Hicks, D.M., 2020. Processes controlling river-mouth lagoon dynamics on high-energy mixed sand and gravel coasts. *Marine Geology* 420, 106082. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106082>
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology* 91, 1–21. <https://doi.org/10.1086/628741>
- Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H.C., Aerts, J.C.J.H., Ward, P.J., 2016. A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nat Commun* 7, 11969. <https://doi.org/10.1038/ncomms11969>
- Naudin, J.J., Cauwet, G., Chrétiennot-Dinet, M.-J., Deniaux, B., Devenon, J.-L., Pauc, H., 1997. River Discharge and Wind Influence Upon Particulate Transfer at the Land–Ocean Interaction: Case Study of the Rhone River Plume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45, 303–316. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0190>
- Nienhuis, J.H., Heijkers, L.G.H., Ruessink, G., 2021. Barrier Breaching Versus Overwash Deposition: Predicting the Morphologic Impact of Storms on Coastal Barriers. *JGR Earth Surface* 126. <https://doi.org/10.1029/2021JF006066>
- Orescanin, M.M., Coughlin, J., Young, W.R., 2021. Morphological response of variable river discharge and wave forcing at a bar-built estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 258, 107438. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107438>
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Research* 52, 265–278. <https://doi.org/10.1306/212F7F2C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Paprotny, D., Vousdoukas, M.I., Morales-Nápoles, O., Jonkman, S.N., Feyen, L., 2018. Compound flood potential in Europe (preprint). *Hydrometeorology/Mathematical applications*. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-132>
- Pérez-Gómez, B., García-León, M., García-Valdecasas, J., Clementi, E., Möso Aranda, C., Pérez-Rubio, S., Masina, S., Coppini, G., Molina-Sánchez, R., Muñoz-Cubillo, A., García Fletcher, A., Sánchez González, J.F., Sánchez-Arcilla, A., Álvarez Fanjul, E., 2021. Understanding Sea Level Processes During Western Mediterranean Storm Gloria. *Front. Mar. Sci.* 8, 647437. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.647437>
- Petroliagkis, T.I., Voukouvalas, E., Disperati, J., Bidlot, J., European Commission, Joint Research Centre, 2016. Joint probabilities of storm surge, significant wave height and river discharge components of coastal flooding events: utilising statistical dependence methodologies & techniques. Publications Office, Luxembourg.
- Pierce, J.W., 1970. Tidal Inlets and Washover Fans. *The Journal of Geology* 78, 230–234. <https://doi.org/10.1086/627504>
- Plomaritis, T.A., Ferreira, Ó., Costas, S., 2018. Regional assessment of storm related overwash and breaching hazards on coastal barriers. *Coastal Engineering* 134, 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.09.003>
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation

- of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47, 92–107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., Lescinski, J., 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering* 56, 1133–1152. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006>
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012>
- Sallenger, A.H., 2000. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research* 16, 890–895.
- Shaw, J.B., Miller, K., McElroy, B., 2018. Island Formation Resulting From Radially Symmetric Flow Expansion. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 363–383. <https://doi.org/10.1002/2017JF004464>
- Shin, C.S., 1996. A One-Dimensional Model for Storm Breaching of Barrier Islands.
- Sotillo, M.G., Mourre, B., Mestres, M., Lorente, P., Aznar, R., García-León, M., Liste, M., Santana, A., Espino, M., Álvarez, E., 2021. Evaluation of the Operational CMEMS and Coastal Downstream Ocean Forecasting Services During the Storm Gloria (January 2020). *Front. Mar. Sci.* 8, 644525. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.644525>
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stretch, D., Parkinson, M., 2006. The Breaching of Sand Barriers at Perched, Temporary Open/Closed Estuaries — A Model Study. *Coastal Engineering Journal* 48, 13–30. <https://doi.org/10.1142/S0578563406001295>
- Suanez, S., Stéphan, P., Floc’h, F., Autret, R., Fichaut, B., Blaise, E., Houron, J., Ammann, J., Grandjean, P., Accensi, M., André, G., Arduin, F., 2018. Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany). *geomorphologie* 24, 403–428. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12677>
- Thill, A., Naudin, J.-J., Bottero, J.-Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rho# ne river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 14.
- Valentini, N., Balouin, Y., Palvadeau, E., Submitted. Role of storm-induced erosion on the vulnerability of the Occitanie coastal area to marine flooding phenomena. *Paralia*.
- van Beek, P., Souhaut, M., Lansard, B., Bourquin, M., Reyss, J.-L., von Ballmoos, P., Jean, P., 2013. LAFARA: a new underground laboratory in the French Pyrénées for ultra low-level gamma-ray spectrometry. *Journal of Environmental Radioactivity* 116, 152–158. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.10.002>
- Wang, P., Roberts Briggs, T.M., 2015. Storm-Induced Morphology Changes along Barrier Islands and Poststorm Recovery, in: *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier, pp. 271–306. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00010-8>
- Zăinescu, F., Anthony, E., Vespremeanu-Stroe, A., 2021. River Jets Versus Wave-Driven Longshore Currents at River Mouths. *Front. Mar. Sci.* 8, 708258. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.708258>
- Zăinescu, F., Vespremeanu-Stroe, A., Anthony, E., Tătui, F., Preoteasa, L., Mateescu, R., 2019. Flood deposition and storm removal of sediments in front of a deltaic wave-influenced river mouth. *Marine Geology* 417, 106015. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106015>

Chapitre VII - Synthèse et perspectives

Préambule

Ce dernier chapitre a pour but de faire la synthèse des résultats majeurs, ainsi que des avancées dans l'amélioration des connaissances sur la compréhension du fonctionnement des embouchures intermittentes et leurs interactions avec les apports en sédiments des fleuves qui y sont associés selon un continuum terre-mer. Une attention particulière est mise sur les systèmes se trouvant en contexte microtidal méditerranéen.

La première partie de ce chapitre consiste en un bref rappel des objectifs et du travail réalisé durant cette thèse. La seconde partie présente une synthèse des résultats majeurs et des avancées dans l'amélioration des connaissances obtenues. La troisième partie propose quant à elle une réflexion de gestion sur les systèmes étudiés ainsi que l'implication sociétale des résultats obtenus. Enfin la dernière partie porte quant à elle sur les perspectives de recherche permettant de poursuivre et d'approfondir ce travail de thèse.

VII.1. Rappel des objectifs et du travail réalisé

Le but de ce travail de thèse était d'alimenter les connaissances sur la compréhension du fonctionnement des systèmes d'embouchures intermittentes développant des flèches sableuses et le rôle des petits fleuves côtiers de montagne dans les apports en sédiments en zone côtières, en particulier de sable. La particularité de ce travail résidait dans l'étude de l'interconnexion de ces domaines selon un continuum terre-mer et avec une approche spatio-temporelle multi-échelle. Afin d'y répondre, nous nous sommes intéressés au fleuve Têt, un fleuve côtier méditerranéen illustrant parfaitement le comportement des autres fleuves côtiers du Golfe du Lion que ce soit dans leurs modes de fonctionnement ou bien dans les caractéristiques de leurs embouchures. Ces dernières présentent des spécificités comme le caractère presque atidal, le caractère brutal mais très occasionnel des tempêtes et des crues ou encore certaines conditions de forçages qui ne sont quasiment pas étudiées dans le monde, notamment l'impact de forts vents de terre sur la morphodynamique des embouchures rendant leur étude particulièrement intéressante. Durant ce travail de thèse, nous nous sommes attachés à :

- Comprendre la morphodynamique d'une embouchure microtidale intermittente aux forçages fluvio-météo-marins et anthropiques ainsi que le rôle de la morphologie préexistante dans ces évolutions et l'impact que cette dynamique peut avoir sur l'évolution du trait de côte à sa proximité (chapitre IV).

- Améliorer les estimations de matières en suspension mais surtout apporter les premières estimations de transport de sable en suspension et à proximité du fond tout en s'intéressant également au rôle des événements de crues ou non sur le transport des sédiments (chapitre V).

- Comprendre le rôle de la morphologie de l'embouchure sur le transfert des flux de sédiments au sein du continuum terre-mer (chapitre V).

- Améliorer la compréhension des événements concomitants de tempête et de crue sur la chronologie de la dynamique de réponse morphologique et du transport sédimentaire associé (chapitre VI).

VII.2. Synthèse des résultats majeurs

VII.2.1. Morphodynamique d'une embouchure microtidale intermittente et interaction avec le littoral adjacent

L'étude de la morphodynamique de l'embouchure de la Têt a permis d'avoir une compréhension globale de sa dynamique, de la façon dont elle est influencée par les différents forçages externes ainsi que des rétroactions de la morphologie héritée pour pouvoir évaluer la

façon dont elle réagira aux changements des forçages externes et ceci et à différentes échelles spatiales et temporelles. De même l'impact de la dynamique de l'embouchure sur les évolutions du littoral adjacent a également été pris en compte.

VII.2.1.1. Impact longshore d'une embouchure microtidale intermittente sur le littoral adjacent

L'influence des embouchures sur l'évolution du trait de côte adjacent est quelque chose de relativement connu dans le monde. Dans le cas de l'embouchure de la Têt, le littoral adjacent est composé de deux plages sableuses d'environ un kilomètre, situées de part et d'autre de cette dernière et délimitées au sud par le Port de Canet-en-Roussillon et celui de Sainte-Marie-la-Mer au nord. A l'échelle pluri-décennale, ces deux ports semblent être le facteur de premier ordre qui contrôle la dynamique du trait de côte, comparé à l'influence potentielle de l'embouchure ou du système d'avant-côte. En revanche, à l'échelle pluriannuel et plurimensuel, mais également plus localement l'évolution du trait de côte est régie soit par la migration de l'embouchure soit par celui de l'impact des barres. Ainsi, lorsque la migration n'impacte pas la dynamique du trait de côte, celui-ci montre une sinuosité importante résultant d'un couplage entre le système de barres en croissant et le trait de côte. A l'inverse quand l'embouchure migre, celle-ci prend alors le contrôle de la dynamique du trait de côte conduisant à une érosion importante de la plage adjacente et à une avancée importante du trait de côte dit externe. Ainsi, même si l'impact de l'embouchure en elle-même reste limitée, sa migration lui permet d'impacter une zone plus importante. De même les apports fluviaux et ceux résultants de la destruction de son système de flèche durant des événements concomitants de tempête et de crue peuvent conduire à des avancées importantes du trait de côte, mais assez localisées et seulement sur quelques mois.

VII.2.1.1. Réponse d'une embouchure microtidale intermittente aux processus auto-allo-cycliques

Les embouchures intermittentes sont caractérisées par de fortes évolutions morphologiques en réponse aux forçages fluvio-météo-marins qu'elles subissent. En milieu microtidal et en contexte méditerranéen, ces embouchures sont majoritairement soumises aux conditions de beau temps qui peuvent persister pendant de longues périodes. Ainsi, du fait de débit relativement faible et d'un niveau marin restant relativement statique, même les processus hydrodynamiques les plus faibles peuvent s'exprimer, l'énergie des vagues ou le jet de rive étant concentré sur une zone très mince le long de la face de la plage (Bertoni et al., 2013; Cooper, 1994; Sedrati et al., 2009). Ces processus vont donc conduire à de longues phases

d'évolution des embouchures qui va passer majoritairement par la construction progressive d'une flèche sableuse et ainsi entrainer la migration de l'embouchure. Mais ces longues périodes sont interrompues par des événements particulièrement énergiques de tempêtes et de crues qui conduisent à de brusques évolutions morphologiques, souvent caractérisées par des phases de destruction des flèches d'embouchure et d'importants transferts de sédiments (soit sous la forme d'un contournement (« by-pass ») lors des tempêtes ou d'un delta subaquatique lors des crues ou de leur concomitance avec les tempêtes). De ce fait, ces embouchures intermittentes sont influencées par des processus fluvio-météo-marins à l'intensité et à la récurrence différente induisant une évolution de l'ensemble du système à des échelle spatiales et temporelles différentes, mais définissant l'ensemble de la dynamique du système à l'échelle annuelle.

Dans le cas de l'embouchure de la Têt, le suivi des réponses morphologiques aux différents forçages fluvio-météo-marins ainsi que le rôle de la morphologie héritée ou de la position des stocks sédimentaires a permis de mettre en avant que ce système était régi par des processus allocycliques et autocycliques interagissant ensemble, pouvant conduire à une intervention anthropique dans certains cas. Ainsi lors des conditions de faibles énergies (marine et fluviale) mais qui perdurent sur de longues périodes, la morphologie de l'embouchure va être caractérisée par la formation puis l'évolution de flèches sableuses qui selon les conditions hydro-météorologiques et l'existence ou non d'un stock sédimentaire va montrer un sens préférentiel de migration. L'action des faibles houles conduisant à la création d'un transit sédimentaire lié à la dérive littorale orientée vers le nord va participer à la construction d'une flèche au sud de l'embouchure qui va migrer dans sa direction. Ce comportement est celui qui est le plus observé au niveau de l'embouchure et que l'on retrouve également au niveau des autres fleuves côtiers méditerranéens. En revanche lors des conditions avec des vents de terre (Tramontane) suffisants, son action sur les vagues va conduire localement à la génération d'une dérive littorale inversée qui si elle a accès à un stock sédimentaire localisée au nord de l'embouchure va participer à la construction d'une flèche au nord qui va migrer vers le sud. On peut supposer que lors de l'épuisement de ce stock, cette flèche est vouée à disparaître (comme ce fut le cas lors des migrations observées entre octobre 2017 à mars 2018 et février à avril 2019) au profit d'un retour sur une dynamique plutôt nord. Durant la période de suivi de thèse, ce comportement n'a pas été directement observée sur les autres fleuves côtiers pourtant soumis à des forçages identiques, nous permettant de supposer le rôle des ouvrages portuaires de part

et d'autre de l'embouchure et pouvant participer à l'affaiblissement de l'intensité de la dérive littorale ou bien celui de la position stratégique d'un disponible sédimentaire.

En revanche lors des conditions plus énergiques qui se déroulent sur de courtes périodes (tempêtes et crues), cette dynamique de construction des flèches d'embouchure est interrompue par des épisodes brutaux et brefs de ruptures qui conduisent à une relocalisation de la position de l'embouchure sur une position plus proche de son chenal principal. Ce phénomène est majoritairement observé pendant les épisodes de tempêtes dont la rupture de la partie la plus distale de la flèche va être intégrée au littoral adjacent conduisant ainsi à des épisodes de contournement instantané (Andrew and Cooper, 1990; Hart, 2007; Kirk, 1991). Outre une destruction, les tempêtes et en particulier leur intensité, vont également conduire à des réponses morphologiques différentes allant de l'engraissement à l'élargissement voire la migration vers les terres de la flèche et dont nous avons pu établir une échelle d'impact selon le type de franchissement. Ces réponses peuvent être variables longitudinalement selon la morphologie héritée de la flèche et permettre d'augmenter son « établissement » la rendant alors moins vulnérable aux ruptures. Enfin même s'ils provoquent également une rupture des flèches d'embouchures, les événements de crues, qui dans le contexte méditerranéen sont quasiment tous le temps associé à des tempêtes, vont quant à eux conduire à un transfert des sédiments vers la zone côtière sous la forme d'un delta subaquatique auquel va s'ajouter une part de sédiments apportés par les crues. De même ils vont généralement conduire à une relocalisation de l'embouchure dans l'axe du chenal principal, pouvant être considérée comme une « réinitialisation » du système.

VII.2.2. Estimation des flux de sédiments d'un fleuve côtier méditerranéen

Disposer de quantification sédimentaire précise en zone côtière est un enjeu crucial en particulier dans un contexte de montée du niveau marin et de recul du trait de côte. C'est ainsi que nous avons pu affiner les précédentes estimations de flux de MES mais surtout apporter une première quantification des flux de sable par un petit fleuve côtier méditerranéen et voir son évolution sur les 52 dernières années. Ainsi, à l'aide d'une méthode se basant sur une classification des débits et avec l'ajustement d'un modèle de régression à deux droites, nous avons pu estimer les flux moyens annuels de MES à $0,0376 \pm 0,0597 \text{ Mt.an}^{-1}$ et de sable à $0,0045 \pm 0,0060 \text{ Mt.an}^{-1}$ pour le fleuve Têt. La fraction sableuse représente donc en moyenne 12% de la totalité des sédiments en suspension. Enfin, même si une part non négligeable du flux de sédiments en suspension a lieu en dehors des événements de crue, en particulier lors de petits événements dont les valeurs de débits ne permettent pas de les considérer comme des

crues, la majorité du transport a lieu pendant les événements de crue. En effet ces événements particulièrement rapides et intenses contribuent à environ 74% du flux de MES et 57% de celui de sable alors qu'ils s'étalent en moyenne sur 4,4 jours par an. Cela est d'autant plus important durant certaines années particulières comme en 2020 où leur contribution annuelle peut représenter 92% du flux en suspension total.

Le suivi du transport par charriage étant toujours un challenge pour la communauté scientifique, sa dynamique reste donc largement inconnue dans la plupart des systèmes fluviaux du monde entier (Cohen et al., 2022). Son suivi est encore plus compliqué dans le cas des petits fleuves côtiers méditerranéens dont la majorité du transport se fait durant des événements intenses mais brefs rendant leur suivi particulièrement difficile. Dans le cas de la Têt nous avons pu développer une méthode d'extrapolation à partir d'un suivi ADCP haute fréquence et de prélèvements de sédiments permettant de suivre le transport de sable au sein de la colonne d'eau (aussi appelée suspension graduée) et d'essayer d'approcher au mieux le charriage, via le suivi du transport à proximité du fond. Ainsi nous avons pu voir qu'en moyenne, environ 30% du flux total de sable transitait à proximité du fond sur une couche ne représentant qu'environ 15% de la hauteur d'eau totale. Tout comme pour le transport en suspension, le flux de sable au sein de cette couche se fait majoritairement pendant les événements où l'on peut y observer jusqu'à quasiment 50% du flux total de sable sur seulement quelques dizaines de centimètres. De même, les tentatives de suivi granulométrique des sédiments qui y transitent à l'aide de pièges intégrateurs nous ont permis de mettre en avant la forte proportion de sable qui y transite (\approx 73% de la totalité des sédiments mais pouvant monter à \approx 85% durant les événements). Ces premières approximations du flux de sable à proximité du fond montrent donc l'importance d'essayer de suivre le charriage afin de mieux estimer les budgets sédimentaires en sable, notamment dans un contexte de carence sédimentaire.

VII.2.3. Rôle de la morphologie d'embouchure sur les échanges terre-mer

Il est souvent admis que les flux de sédiments estimés en amont correspondent à ce qui est exporté en zone côtière par les fleuves. Or ces estimations sont souvent faites en amont à plusieurs kilomètres et sans que le rôle de la morphologie de l'embouchure soit pris en compte. Or dans le cas des embouchures intermittentes, dont l'exutoire peut être partiellement obstrué voir fermé par une flèche sableuse, l'impact de la morphologie peut rendre difficile l'estimation de bilans sédimentaires réels. Ainsi le suivi des concentrations à l'intérieur de l'embouchure de la Têt durant plusieurs événements concomitants de tempête et de crue a permis de mettre en évidence le rôle de la morphologie des flèches sur le blocage des sédiments en suspension

arrivant depuis l'amont jusqu'à ce qu'une rupture se produise. Celle-ci entraîne alors une brusque vidange du système interne, qui s'accompagne de fortes vitesses ainsi que de l'export des sédiments et dont la relation entre les deux conduit à la génération d'hystérésis différentes entre les MES et les sables. Les MES sont les premières à être exportées, ce qui conduit rapidement à l'appauvrissement de la source en amont et donc à une diminution progressive de leur exportation malgré une augmentation des courants de vidange. À l'inverse, les sables nécessitant des vitesses plus importantes pour être remobilisés, ces derniers vont être exportés dans un second temps, du fait d'une ressource mobilisable en amont encore importante et ceci jusqu'à la diminution des courants de vidange. Cette mobilisation d'un stock sédimentaire amont peut également conduire durant les événements à des flux de sable au niveau de l'embouchure plus importants que ce qui peut être estimé. À l'inverse lorsque la crue conduit directement à une rupture de la flèche sans qu'il y ait de blocage, cela conduit à des flux similaires entre ce qui est estimé en amont et au niveau de l'embouchure. Enfin, dans le cas où la totalité des flèches d'embouchure ne sont pas rompues, elles peuvent également conduire à un stockage important des sédiments dans la partie interne de l'embouchure, et influencer la position du delta subaquatique résultant de la destruction partielle de l'embouchure et des apports liés à une crue (comme ce fut le cas suite à l'événement de crue de fin avril 2020 et qui a conduit à un important stockage en amont de la flèche ainsi qu'à la création d'un delta subaquatique majoritairement situé au sud de l'embouchure). Ceci montre donc l'importance dans le cas des embouchures intermittentes d'effectuer les bilans sédimentaires d'apports en zone côtière plutôt au niveau des embouchures qu'à plusieurs kilomètres en amont.

VII.2.4. Impact des événements concomitants sur les processus hydro-sédimentaire d'une embouchure microtidale intermittente

Même si les mécanismes de rupture de flèche ainsi que de transport sont relativement bien connus dans le cas des événements de tempête et de crue, le contexte particulier du climat méditerranéen fait que ces événements sont la plupart du temps concomitants, rendant le suivi chronologique et cinétique de ce type d'événements particulièrement difficile à appréhender. Mais dans le cadre d'un événement extrême, la tempête Gloria, nous avons pu suivre la chronologie de ce type d'événement et en proposer un schéma conceptuel de fonctionnement. La tempête, se produisant en premier, a fortement participé à l'affaissement des flèches d'embouchure, initiant leur rupture. Celle-ci a été poursuivie par l'impact exceptionnel de la crue, provoquant alors la destruction complète de l'embouchure. La concomitance de ces deux événements a sans doute conduit à une amplification de l'impact morphologique et une réponse

morphogénique différente que ce qui aurait pu être observé si chacun de ces événements avait agi indépendamment sur le système. De plus, nous avons également pu mettre en avant que la destruction de l'embouchure et l'érosion du chenal ont participé pour moitié à la construction d'un delta subaquatique, les apports en sédiment liés à la crue du fleuve ne contribuant qu'à environ 30% de sa totalité. Cette contribution reste faible pour une crue exceptionnelle, mais montre l'importance de la localisation des précipitations, en particulier dans le cas où elles se situent majoritairement en aval d'un bassin versant contrôlé par un barrage.

VII.3. Apports de ce travail de thèse en termes de gestion ainsi qu'au niveau sociétal

Les littoraux sont au cœur des problématiques environnementales et sociétales actuelles, d'autant plus dans un contexte de montée du niveau marin, de recul du trait de côte et de pressions grandissantes. En s'intéressant à la compréhension du fonctionnement des systèmes d'embouchures intermittentes méditerranéens ainsi qu'au rôle des petits fleuves côtiers de montagne dans les apports en sédiments en zone côtière, ce mémoire de thèse doit permettre d'aider les acteurs locaux chargés de mettre en place des plans de gestion de ces environnements. En effet, le site de l'embouchure de la Têt a déjà fait l'objet de deux opérations d'ouverture mécanique du fait de sa migration, conduisant à des problèmes d'érosion importants au sud et entraînant la mise à découvert de nombreux décombres et ferraille pouvant entraîner de graves problèmes de sécurité, en particulier sur une zone de forte attraction économique (proximité du Brasilia, camping 5 étoiles qui accueille entre 30 et 35 000 touristes par an). Depuis la mi-septembre 2023, l'embouchure est repartie dans une dynamique de migration vers le sud qui risque sûrement de conduire à une nouvelle opération d'ouverture mécanique par les services de Perpignan Méditerranée Métropole au cours de l'année 2024.

Ainsi dans un contexte méditerranéen où l'on observe une réduction des précipitations et dont les projections continuent dans ce sens (Christensen et al., 2007; Collins et al., 2013; Lionello, 2012; Ulbrich et al., 2012) mais avec une hausse du nombre d'événements extrêmes et de leur intensité pour la rive nord du bassin (Lionello and Scarascia, 2018; Tramblay and Somot, 2018), le bassin versant de la Têt montre quant à lui une diminution de ces précipitations (de l'ordre de -18%) et de ces débits (-36%) qui continueraient dans ce sens mais avec à l'inverse plutôt une diminution de ses précipitations extrêmes (Labrousse, 2021; Labrousse et al., 2020). Concernant le régime de tempête dans le Golfe du Lion, les tendances sont beaucoup plus compliquées à mettre en avant. Certains auteurs montrent une absence de tendance (Balouin et al., 2009) tandis que d'autres montrent de faibles tendances mettant en avant une légère diminution de leur fréquence (Déqué, 2003; Lionello et al., 2002; Yates-Michelin et al.,

2010) ainsi qu'une légère augmentation de leur intensité et de leur durée (Ullmann and Moron, 2008; Yates-Michelin et al., 2010). On peut donc tout d'abord s'attendre à une diminution des apports en sédiments, qui se feront majoritairement pendant les crues et dont les flux dépendront fortement de la localisation des précipitations, du disponible sédimentaire amont et de l'humidité des sols. Mais on peut surtout s'attendre au niveau de l'embouchure à de longues périodes de migration et de construction des flèches d'embouchure, interrompues par des événements brefs qui pourront conduire à la rupture des flèches (et au transfert de sédiments) mais également à leur engraissement et donc leur stabilisation selon l'intensité des tempêtes et la morphologie des flèches (dont nous avons pu établir une échelle d'impact), les rendant alors de moins en moins sensibles aux événements. Selon le sens de migration des flèches, il est possible qu'elles posent alors des problèmes aux gestionnaires comme ce fut le cas ces dernières années. Il est évident que si des interventions doivent avoir lieu, elles doivent se faire selon une gestion intégrée prenant en compte les enjeux naturels, économiques et sociétales tout en ayant une bonne connaissance du fonctionnement complexe de ce type d'environnement afin d'en avoir une gestion efficace. Au vu des connaissances apportées par cette thèse, on ne peut que proposer de prendre particulièrement en compte la localisation des disponibles sédimentaires en zone côtière, ce qui peut être obtenue à l'aide des données OBSCAT acquises de façon saisonnière. De plus un suivi régulier des variations volumétriques de la flèche nord pourrait également permettre de savoir si on est dans une dynamique de construction ou bien d'auto-alimentation de son élongation, témoignant ainsi de l'épuisement ou non de son stock sédimentaire amont. De même que certains petits événements ont pu modifier le sens de migration, il serait peut-être intéressant de tester durant des conditions favorables à ce que l'on souhaite obtenir (dans le cas d'annuler une migration vers le sud, une période sans vent de Tramontane et suite à l'épuisement de stock sédimentaire au nord) de petites modifications de l'orientation du chenal de l'exutoire afin d'inverser sa migration.

VII.4. Perspectives de recherche

Ce travail de thèse a mis en évidence un certain nombre d'incertitudes, d'améliorations et de questions scientifiques qu'il serait particulièrement intéressant de lever en mettant en œuvre des moyens et méthodes d'études complémentaires.

VII.4.1. Morphodynamique des embouchures intermittentes

- La détection automatique du trait de côte à partir des images satellites (Vos et al., 2019) est un outils particulièrement intéressant qui s'il était appliqué à l'ensemble du littoral du Golfe du Lion permettrait d'identifier les zones en érosion, en accrétion ou stable. Mais au niveau des

embouchures intermittentes, cette méthode présente un biais en ne prenant en compte que le trait de côte dit externe, témoignant ainsi d'une avancée alors que le trait de côte dit interne est quant à lui en érosion. En utilisant son équivalent pour les images Planet (Doherty et al., 2022), nous avons pu voir que la plus grande résolution des images (3 m) permet quant à elle de détecter le trait de côte dit interne, mais également les limites de la flèche (trait de côte externe et limite du chenal). Ainsi, afin d'affiner les évolutions du trait de côte au niveau des embouchures, il serait donc intéressant de prendre en compte ces deux traits de côte lors de leur interprétation, permettant ainsi de mettre en avant les avancées liées à un transfert de sédiments vers la plage et non liées au développement d'une flèche.

- Le suivi long terme de la migration de l'embouchure à partir des images satellites a permis de mettre en avant les différences phase de migration et leur interruption par des événements. Dans le cas de l'embouchure de la Têt, nous avons pu remarquer que les phases de migration vers le sud étaient un phénomène assez rare, récent et lié à la localisation d'un stock amont au nord dont la remobilisation était provoquée par l'action de la Tramontane sur les vagues. Sur la même période, les autres embouchures des fleuves côtiers méditerranéens n'ont pas montré cette migration vers le sud alors qu'ils étaient pourtant soumis au même forçage éolien. Pourtant en regardant brièvement les images satellites on peut également observer des phases de migration vers le sud de certaines de ces embouchures (comme pour l'embouchure du Tech entre juillet 2016 et 2018). Ce suivi de migration de l'embouchure à partir des images satellites pourrait être généralisée à d'autres embouchures du Golfe du Lion afin de voir si ce phénomène de migration opposé à la dérive littorale est un phénomène assez rare et récent ou bien observable depuis longtemps et régulier. En complétant ces observations avec les données OBSCAT existantes et les conditions de forçages mesurées à proximité (vent, houle), on pourrait également voir si ce processus est uniquement lié à la présence d'un stock sédimentaire au nord de l'embouchure remobilisé par l'action de la Tramontane sur les vagues ou non. Ceci permettrait alors de généraliser ce processus à l'ensemble des embouchures du Golfe du Lion ou bien de savoir s'il est propre à la Têt et dans ce cas possiblement lié à la proximité des deux ports et leur impact sur la dérive littorale.

- Outre une action sur les vagues conduisant à une migration vers le sud, l'impact de la Tramontane sur le transport de sable n'a pas du tout été étudié durant cette thèse. Même si des valeurs de flux à partir des formules et des granulométries in-situ ont été effectuées, elles ont été utilisées que comme proxy des périodes de vent énergiques et aucune analyse sur ces flux n'a été effectuée. Quand on sait que des études réalisées à proximité sur le site de Leucate ont montré que ce vent de terre pouvait engendrer un export de $326 \text{ kg.m}^{-1}.\text{h}^{-1}$ de sable depuis la

plage aérienne vers le trait de côte (Feyssat, 2023), il serait particulièrement intéressant d'étudier ce transport au niveau de la flèche. En particulier afin de savoir si une fois qu'il est arrivé dans le milieu marin, il participe ou non et si oui dans quelle proportion à l'élongation de la flèche.

- Durant ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à l'évolution du système de barre d'avant côte afin de savoir s'il pouvait jouer un rôle important ou non sur la dynamique d'évolution du trait de côte du fait d'un couplage entre les deux. Son suivi d'évolution sur la période 2000-2023 nous a permis de voir qu'il était fortement perturbé par la présence des deux ports, mais également par la migration de l'embouchure ainsi que par l'évolution des dépôts résultants des événements concomitants. Ce travail pourrait être approfondi en regardant plus finement les interactions entre les évolutions du système d'avant côte et la migration de l'embouchure. En effet, nous avons pu voir que la migration de l'embouchure conduisait également à une migration des barres internes, il serait donc intéressant d'étudier les mécanismes de forçages entre ces deux systèmes et de voir ainsi l'interaction entre eux. Ceci permettrait de comprendre comment répond le système de barre à la migration de l'embouchure, mais surtout de savoir si sa présence joue un rôle important ou non sur sa migration (ralentissement, blocage ou orientation dans une direction).

- Un grand jeu de données photo et vidéo a été acquis durant le suivi de thèse mais a été peu exploité principalement par rapport au fait que la position de l'embouchure était située la majorité du temps en dehors du champ de vision. Pourtant l'utilisation de ces images pourrait permettre d'approcher plus finement les réponses de la flèche aux forçages externe. Ainsi dans le cas où l'embouchure est visible, l'exploitation des images pourrait permettre d'affiner sa migration à l'échelle horaire et ainsi obtenir des vitesses de migration plus précise. De même la génération de « time stacks » pourrait permettre de suivre un peu plus finement les évolutions cross-shore de la flèche sur différents transects. Mais son utilisation serait surtout pertinente sur le suivi côtier de la houle (hauteur, direction, période) et des courants longitudinaux (vitesse et direction) (Idier et al., 2005). En effet, nos mesures ont été réalisées un peu plus au large, à 10 m de fond soit bien avant le passage du système de barre d'avant côte par la houle. Or il a été montré que les barres d'avant côte pouvaient modifier les caractéristiques de la houle, notamment l'atténuer ou changer sa trajectoire (Falqués et al., 2021; Ferrer, 2010; Gervais, 2012), ainsi l'exploitation de ces données pourrait permettre d'affiner encore plus les forçages côtiers.

- L'analyse spectrale des données acquises durant les événements de tempêtes nous a permis d'identifier des ondes infragravitaires. Sachant que durant les tempêtes nous avons

également pu observer à deux reprises une fermeture complète de l'embouchure et que le rôle de ces ondes dans la fermeture des embouchures intermittentes est connu (Bertin et al., 2019; McSweeney et al., 2020; Melito et al., 2022, 2018), il serait intéressant d'explorer un peu plus ce domaine.

- Enfin connaître la contribution de sable nouvellement apporté par l'embouchure versus remanié par les processus littoraux dans la construction des flèches d'embouchure serait également une donnée intéressante afin de connaître la part de chacune de ses sources. De même connaître la part de sédiments provenant de l'érosion de la plage adjacente ou de l'auto-alimentation de la flèche versus une source amont permettrait de mieux appréhender son évolution en fonction du disponible sédimentaire amont et de mieux prévoir ses changements de sens de migration.

VII.4.1. Transport sédimentaire par les fleuves côtiers

- Dans le but d'affiner encore plus les courbes de tarage que nous avons obtenues et donc les bilans de sédiments en suspension pour la Têt, il serait judicieux d'intégrer des mesures in-situ complémentaires. Le CEFREM possède une grosse base de données historiques de suivi des MES, qui a d'ailleurs pu être utilisé dans l'étude de Sadaoui et al. (2016) pour l'établissement de leur modèle SiRCA. L'intégration de ces données aux nôtres pourrait permettre d'affiner encore plus notre courbe de tarage pour les MES. Il serait également intéressant de voir si au sein de cette base de données se trouve également des suivis de sable en suspension (via notamment une relation entre les concentrations obtenues par filtration et les granulométries faites avec un granulomètre laser) afin de rajouter ces données aux nôtres dans le but d'améliorer également notre courbe de tarage de sable. Enfin, comme cette base de données comprend également des données sur les autres fleuves côtiers, l'utilisation de données de suivi de sable en suspension si elles existent pourrait permettre d'essayer d'établir également des estimations des flux de sable pour ces fleuves et permettre leur comparaison, comme cela a été fait par (Sadaoui et al., 2016).

- Le suivi de l'évolution des spectres granulométriques des sédiments en suspension en fonction des conditions de débit et de vitesse de courant avait été initié durant ce travail de thèse (via des relations entre le débit/vitesse des courants avec le $d_{50}/d_{90}/\text{mode}$) mais mis de côté du fait d'autres priorités. Ce travail pourrait être poursuivi afin de voir si des tendances granulométriques se dégagent selon les conditions hydriques ou non. De même que le sens des hystérésis peut indiquer un appauvrissement ou un enrichissement de la source en amont, celle-ci peut aussi s'observer au niveau de la taille des grains. En général lors de l'appauvrissement

de la source amont on observe une hystérésis débit-taille des grains dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Dinehart, 1998; Rubin et al., 1998; Topping et al., 1999) et à l'inverse lors de l'enrichissement une hystérésis débit-taille des grains dans le sens des aiguilles d'une montre (Dinehart, 1998; Heidel, 1956; Kleinhans et al., 2007). Il pourrait être intéressant de voir si ce comportement est également observé au niveau des embouchures intermittentes lors de la rupture de la flèche ou non. L'installation d'un LISST-100 au niveau de l'embouchure a d'ailleurs été suggéré, mais du fait du caractère torrentiel du fleuve et de la perte de la station de mesure durant l'événement Gloria, cette idée a été abandonnée. En revanche dans le cadre du projet Dem'Eaux, un LISST-StreamSide avait été intégré dans le système de pompage de la station CEFREM, ce qui avait rendu son utilisation compliquée. Il vient d'être réinstallé au niveau d'une nouvelle de station de mesure, permettant peut-être d'approfondir cette perspective dans les années à venir.

- Nous avons pu suivre l'évolution des concentrations de sable en suspension, appelé également suspension graduée, à haute fréquence à l'aide de données ADCP. Mais du fait de biais méthodologique (blanc de l'instrument, instrument installé sur une structure au fond), il a été nécessaire d'extrapoler ces données en passant par le calage de profils théoriques. Or ces lois sont souvent conditionnées par une concentration de référence à proximité du fond qui dans le cadre de ce travail a été estimée. Afin d'améliorer l'incertitude de ces profils verticaux, il serait donc nécessaire de compléter les prélèvements de surface par des prélèvements de sédiments qui transitent au fond et cela plus particulièrement pendant les événements de crues où les concentrations peuvent être particulièrement importantes. Ces prélèvements permettraient également de mieux appréhender l'évolution de la granulométrie des sédiments qui transitent au fond.

- De même que d'améliorer l'extrapolation verticale des profils, il est également nécessaire d'améliorer les extrapolations horizontales de ces profils à l'aide de mesures le long de section. Même si dans ce travail nous avons essayé d'extrapoler au mieux les données obtenues en essayant d'intégrer la variabilité spatiale des concentrations en sable, nous avons été limités par le manque de mesure lors des crues du fait de la quasi-absence de ces événements durant le suivi de thèse. Il est donc primordial dans l'avenir, d'intensifier ces mesures lors de différentes conditions de débit, et plus particulièrement lors de crues d'intensités différentes (pendant la montée, le pic et la décrue) afin de pouvoir suivre au mieux les variabilités du flux de sable. Ceci est d'autant plus important dans le cas des embouchures intermittentes afin d'établir des budgets sédimentaires les plus réels possibles.

- Le suivi du flux de sable à proximité du fond nous a montré l'importance d'essayer de mesurer le sable qui transite par charriage. Ainsi même si son suivi reste encore un challenge en particulier dans des fleuves comme la Têt il est nécessaire de mettre au point une méthode de quantification de celui-ci. Dans le cadre de ce travail de thèse nous avons tenté une première approche via le suivi de déplacement du fond mais dont les premiers résultats restent encore à améliorer (surtout lié à des incertitudes) et nécessitent de nouvelles acquisitions qui devront être faites lors d'événements de crue.

Références

- Andrew, J., Cooper, G., 1990. Ephemeral stream-mouth bars at flood-breach river mouths on a wave-dominated coast: Comparison with ebb-tidal deltas at barrier inlets. *Marine Geology* 95, 57–70. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90021-B](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90021-B)
- Balouin, Y., Gervais, M., Belon, R., Le Cozannet, G., Lecacheux, S., Krien, Y., Idier, D., Pedreros, R., 2009. Caractérisation des tempêtes et de leur évolution sur le littoral du Golfe du Lion, in: Edition 1, Hammamet, Tunisie. Presented at the Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime - Coastal and Maritime Mediterranean Conference, Editions Paralia, pp. 79–82. <https://doi.org/10.5150/cmcm.2009.020-2>
- Bertin, X., Mendes, D., Martins, K., Fortunato, A.B., Lavaud, L., 2019. The Closure of a Shallow Tidal Inlet Promoted by Infragravity Waves. *Geophys. Res. Lett.* 46, 6804–6810. <https://doi.org/10.1029/2019GL083527>
- Bertoni, D., Grottoli, E., Ciavola, P., Sarti, G., Benelli, G., Pozzebon, A., 2013. On the displacement of marked pebbles on two coarse-clastic beaches during short fair-weather periods (Marina di Pisa and Portonovo, Italy). *Geo-Mar Lett* 33, 463–476. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0341-3>
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., 2007. Regional climate projections. Chapter 11.
- Cohen, S., Syvitski, J., Ashley, T., Lammers, R., Fekete, B., Li, H., 2022. Spatial Trends and Drivers of Bedload and Suspended Sediment Fluxes in Global Rivers. *Water Resources Research* 58, e2021WR031583. <https://doi.org/10.1029/2021WR031583>
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M.F., Allen, M.R., Andrews, T., Beyerle, U., Bitz, C.M., Bony, S., Booth, B.B.B., 2013. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility, in: *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 1029–1136.
- Cooper, J.A.G., 1994. Lagoons and microtidal coasts. *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics* 219–265.
- Déqué, M., 2003. Impacts des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent de température et de précipitations (IMFEX). Rapport technique.
- Dinehart, R.L., 1998. Sediment Transport at Gaging Stations Near Mount St. Helens, Washington, 1980-90: Data Collection and Analysis. U.S. Government Printing Office.
- Doherty, Y., Harley, M.D., Vos, K., Splinter, K.D., 2022. A Python toolkit to monitor sandy shoreline change using high-resolution PlanetScope cubesats. *Environmental Modelling & Software* 157, 105512. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2022.105512>
- Falqués, A., Ribas, F., Mujal-Colilles, A., Puig-Polo, C., 2021. A New Morphodynamic Instability Associated With Cross-Shore Transport in the Nearshore. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL091722. <https://doi.org/10.1029/2020GL091722>
- Ferrer, P., 2010. Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Feyssat, P., 2023. Modélisation conceptuelle du fonctionnement d'une plage microtidale à barres en festons (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Hart, D.E., 2007. River-mouth lagoon dynamics on mixed sand and gravel barrier coasts. *Journal of Coastal Research* 927–931.
- Heidel, S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. AGU* 37, 56. <https://doi.org/10.1029/TR037i001p00056>
- Idier, D., Mallet, C., Lenôtre, N., 2005. Utilisation de l'imagerie vidéo numérique oblique pour le suivi du littoral : étude de faisabilité et bibliographie (No. RP-53522). BRGM.

- Kirk, R.M., 1991. River-beach interaction on mixed sand and gravel coasts: a geomorphic model for water resource planning. *Applied Geography* 11, 267–287. [https://doi.org/10.1016/0143-6228\(91\)90018-5](https://doi.org/10.1016/0143-6228(91)90018-5)
- Kleinhans, M.G., Wilbers, A.W.E., Ten Brinke, W.B.M., 2007. Opposite hysteresis of sand and gravel transport upstream and downstream of a bifurcation during a flood in the River Rhine, the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 86, 273–285. <https://doi.org/10.1017/S0016774600077854>
- Labrousse, C., 2021. Changements climatiques et hydrologiques en Méditerranée nord-occidentale : évolutions au cours des 60 dernières années, pour le 21ème siècle, et impacts sur l’activité viticole (Thèse de doctorat). Perpignan.
- Labrousse, C., Ludwig, W., Pinel, S., Sadaoui, M., Lacquement, G., 2020. Unravelling Climate and Anthropogenic Forcings on the Evolution of Surface Water Resources in Southern France. *Water* 12, 3581. <https://doi.org/10.3390/w12123581>
- Lionello, P., 2012. The climate of the Mediterranean region: From the past to the future. Elsevier.
- Lionello, P., Dalan, F., Elvini, E., 2002. Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Climate Research* 22, 147–159.
- Lionello, P., Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Regional Environmental Change* 18, 1481–1493.
- McSweeney, S.L., Stout, J.C., Kennedy, D.M., 2020. Variability in infragravity wave processes during estuary artificial entrance openings. *Earth Surf. Process. Landforms* 45, 3414–3428. <https://doi.org/10.1002/esp.4974>
- Melito, L., Parlagreco, L., Devoti, S., Brocchini, M., 2022. Wave- and Tide-Induced Infragravity Dynamics at an Intermediate-To-Dissipative Microtidal Beach. *JGR Oceans* 127. <https://doi.org/10.1029/2021JC017980>
- Melito, L., Postacchini, M., Sheremet, A., Calantoni, J., Zitti, G., Darvini, G., Brocchini, M., 2018. Wave-Current Interactions and Infragravity Wave Propagation at a Microtidal Inlet, in: EWaS3 2018. Presented at the The EWaS International Conference on “Insights on the Water-Energy-Food Nexus,” MDPI, p. 628. <https://doi.org/10.3390/proceedings2110628>
- Rubin, D.M., Nelson, J.M., Topping, D.J., 1998. Relation of inversely graded deposits to suspended-sediment grain-size evolution during the 1996 flood experiment in Grand Canyon. *Geol* 26, 99. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0099:ROIGDT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0099:ROIGDT>2.3.CO;2)
- Sadaoui, M., Ludwig, W., Bourrin, F., Raimbault, P., 2016. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Journal of Hydrology* 540, 1002–1015. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.012>
- Sedrati, M., Ciavola, P., Reyns, J., Armaroli, C., Sipka, V., 2009. Morphodynamics of a microtidal protected beach during low wave-energy conditions. *Journal of Coastal Research* 198–202.
- Topping, D.J., Rubin, D.M., Nelson, J.M., Kinzel, P.J., Bennett, J.P., 1999. Linkage between grain-size evolution and sediment depletion during Colorado River floods, in: Webb, R.H., Schmidt, J.C., Marzolf, G.R., Valdez, R.A. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 71–98. <https://doi.org/10.1029/GM110p0071>
- Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Climatic Change* 151, 289–302. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>
- Ulbrich, U., Lionello, P., Belušić, D., Jacobeit, J., Knippertz, P., Kuglitsch, F.G., Leckebusch, G.C., Luterbacher, J., Maugeri, M., Maheras, P., Nissen, K.M., Pavan, V., Pinto, J.G., Saaroni, H., Seubert, S., Toreti, A., Xoplaki, E., Ziv, B., 2012. Climate of the Mediterranean, in: *The Climate of the Mediterranean Region*. Elsevier, pp. 301–346. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00005-7>
- Ullmann, A., Moron, V., 2008. Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 28, 159–171.
- Vos, K., Splinter, K.D., Harley, M.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery.

Environmental Modelling & Software 122, 104528.
<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528>

Yates-Michelin, M., Le Cozannet, G., Balouin, Y., 2010. Rapport final. Etat des connaissances sur les effets potentiels du changement climatique sur les aléas côtiers en Languedoc-Roussillon.

Liste des figures

Figure 1 : Schématisation et définition des sous-zones et terminologies d'une plage en système microtidal (Aleman, 2013).	3
Figure 2 : Les différentes échelles spatiales et temporelles de la morphodynamique du système côtier (modifiée d'après Cowell and Thom, 1994).	6
Figure I.1 : Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié de Smith, 1984 dans Balouin, 2001).....	15
Figure I.2 : Classification des embouchures tidales selon l'importance des processus tidaux et de houle (modifié d'après Davis and Hayes (1984).	17
Figure I.3 : Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (FitzGerald et al., 2000).	19
Figure I.4 : Distribution mondiale des embouchures intermittentes (McSweeney et al., 2017b).	21
Figure I.5 : Modèle conceptuel des processus de fermetures des embouchures intermittentes par : a) des processus de flux longshore et b) des processus de flux crossshore (McSweeney et al., 2018 d'après Ranasinghe et al., 1999; Ranasinghe and Pattiaratchi, 2003).....	22
Figure I.6 : Mode de formation d'une flèche sableuse dans le cas d'un changement d'orientation du trait de côte (modifié de van Rijn, 1998 dans Robin, 2007).....	25
Figure I.7 : Zones hydrodynamiques sur une plage sableuse (figure de Kathirine Sentas, modifiée de Svendsen et al., 1978 dans Power, 2020).	29
Figure I.8 : Schéma des processus de surcote et de run-up en zone côtière.....	30
Figure I.9 : Modèle d'impact sur le haut de plage (d'après Sallenger, 2000 dans Gervais, 2012).....	31
Figure I.10 : Modèle hydro-morphodynamique conceptuel pour la zone d'embouchure du fleuve dans des conditions extrêmes a) de crue et b) de tempête (Zăinescu et al., 2019).....	33
Figure I.11 : Distinction entre le bassin versant topographique et le bassin versant hydrogéologique (d'après Roche, 1963 dans Sadaoui, 2016).....	35
Figure I.12 : Principales catégories de modèles de chenaux. Les images de gauche à droite sont : la rivière Chitina (Alaska, USA) ; haut du fleuve Columbia (Colombie-Britannique, Canada) ; la rivière Wabash (Indiana, USA) ; rivière Jurua (Brésil) (Rhoads, 2020).....	38
Figure I.13 : Concept de budget sédimentaire : sources, transferts et puits (Sadaoui, 2016). .	39
Figure I.14 : Diagramme de Hjulstrom.	45
Figure I.15 : Schéma des modèles de transport dans un cours d'eau (modifié d'après Mei et al., 2022).....	46
Figure II.1 : Morphologie du Golfe du Lion vue depuis le sud-est avec ajout des principaux fleuves (traits bleus) et des vents dominants (flèches). La position du Golfe du Lion est indiquée par le carré rouge sur la carte générale de la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Durrieu de Madron et al., 2008)	74
Figure II.2 : Carte des principales caractéristiques du Golfe du Lion (Aleman et al., 2015). .	76
Figure II.3 : Schémas montrant les principaux mécanismes d'échanges côte-large dans le Golfe du Lion sous l'influence des vents continentaux (a) et sous l'influence des vents marins de SE (b) (modifiée d'après Bourrin, 2007).....	77
Figure II.4 : Scénarios de dérive potentielle annuelle, du Roussillon au Golfe d'Aigues-Mortes (Kulling, 2017).	80

Figure II.5 : Budgets sédimentaires des 4 grands compartiments du Golfe du Lion pour la période a) 1895-1984, b) 1984-2009 et c) 1895-2009.	81
Figure II.6 : Carte géographique des Pyrénées-Orientales et du bassin versant de la Têt.	82
Figure II.7 : Carte géologique du bassin versant de la Têt (BRGM).	83
Figure II.8 : Evolutions morphologiques de l'embouchure de la Têt avec l'embouchure située a) au nord (17/11/2022) et b) au sud (16/02/2022).	85
Figure II.9 : a) Diagramme de Gumbel et b) période de retour des débits observés à la station de jaugeage de Perpignan sur la période 1971-2022. Les traits en pointillés représentent l'intervalle de confiance à 95 %.	86
Figure II.10 : Rose des vents à la station Météo France de Torreilles pour la période 2013 à 2022.	87
Figure II.11 : Rose des houles (a) à la bouée de Banyuls pour la période 2007 à 2022 et (b) à la station mer pour la période 2018 à 2022.	88
Figure II.12 : Période de retour des houles observées à la bouée de Banyuls (Kergadallan et al., 2022). Les lois exponentielle et « generalized pareto distribution » (GPD) sont utilisées pour calculer les périodes de retour.	88
Figure II.13 : Mode de fonctionnement du barrage de Vinça (Département des Pyrénées-Orientales, 2023).	89
Figure III.1 : Positionnement des différentes stations de mesures hydro-météorologiques.	96
Figure III.2 : Courbe de correction entre les débits mesurés à la station de Rodès et du pont Joffre (Perpignan). Les lignes en pointillées représentent l'intervalle de confiance de la régression à 95 %.	97
Figure III.3 : a) Déploiement de l'ADCP M9 sur son hydroboard télécommandée et positionné à l'aide d'une antenne Trimble R8s à proximité de l'embouchure de la Têt. b) Représentation schématique d'une mesure ADCP le long d'un transect et illustrant les zones mesurées et non mesurées.	99
Figure III.4 : Stations instrumentées de part et d'autre de l'embouchure de la Têt : a) Cage instrumentée contenant l'Aquapro. b) Coffret d'alimentation et d'envoi des données. c) Platine instrumentée contenant l'AWAC. d) Bouée d'envoi des données.	100
Figure III.5 : Schéma synthétique du fonctionnement a) d'un levé topographique et b) d'un levé bathymétrique en utilisant le système DGPS-RTK connecté à un réseau de stations de référence.	102
Figure III.6 : Chronogramme des acquisition topo-bathymétriques avant et pendant la thèse.	104
Figure III.7 : a) Autogire procédant à un levé photogrammétrique durant une campagne OBSCAT (source équipe terrain OBSCAT 2017). b) Préparation au déploiement du drone Phantom 4 RTK avant un levé de l'embouchure. c) Prise d'un point de contrôle fixe à la perche D-RTK2 avant un levé drone.	105
Figure III.8 : a) Fenêtre d'affichage de Pix4d après importation des photos acquises lors d'un vol et qui montre le plan de vol en grille croisée. b) Exemple de points aberrants et d'objets comme une voiture nécessitant un nettoyage manuel du modèle en nuage de point dense. ...	106
Figure III.9 : Déploiement d'un LiDAR YellowScan Surveyor monté sur un OnyxStar Altigator lors d'un levé sur l'embouchure de la Têt.	107
Figure III.10 : a) Levé topographique en mode continu avec l'antenne R8s montée sur une claie de portage. b) Semis de points obtenus lors d'un levé complet de la zone. c) Semis de points lors d'un levé « petits fonds ».	109

Figure III.11 : a) Drone bathymétrique Rimouski en levé dans l’embouchure de la Têt (source rapport OBSCAT). b) Semis de points obtenus après une campagne.....	110
Figure III.12 : Acquisition bathymétrique en mer durant une campagne OBSCAT (source OBSCAT). b) Semis de points obtenus après une campagne bathymétrique en mer.	111
Figure III.13 : a) Photo du montage intégrant les deux SolarCam sur le mat. b) Image brute obtenue lors d’une tempête avec des houles de 2,5 m. c) Image ortho-rectifiée et géoréférencée obtenue en post-traitement.....	112
Figure III.14 : Positionnement des différentes stations de mesures de transport sédimentaire.	113
Figure III.15 : a) Station de mesure du CEFREM. b) Système de pompage interne de la station raccordé à un préleveur ISCO 67412FR. c) Radeau permettant les prélèvements des eaux en subsurface. d) Préleveur ISCO 2900 déployé à proximité de l’embouchure.	114
Figure III.16 : Relation entre la turbidité et la concentration en MES. Les lignes en pointillées représentent l’intervalle de confiance de la régression à 95 %.	115
Figure III.17 : Granulomètre laser Malvern Mastersizer 3000 équipé d’une unité de dispersion.	116
Figure III.18 : Relation entre les valeurs d’atténuation du signal rétrodiffusé de l’Aquapro et le logarithme des concentrations en sable prélevées à l’embouchure. Les lignes en pointillées représentent l’intervalle de confiance de la régression à 95 %.	119
Figure III.19 : Relation entre les valeurs de tension mesurées par l’OBS et les concentrations en MES à proximité de l’Aquapro.	120
Figure III.20 : a) Schéma d’un piège Philipps (modifiée de Phillips et al. (2000)). b) Vue sous-marine des pièges avant leur récupération.	121
Figure III.21 : a) Localisation des zones de carottage en zone côtière. b) Photo de deux carottes échantillonnées à la première station à 10 m de fond.	122
Figure III.22 : a) Localisation des zones de prélèvements des sédiments de surface. b) Déploiement du cône de Berthois lors de la campagne d’acquisition.....	123
Figure IV.1 : Organigramme de programmation décrivant les fonctionnalités de CoastSat (Vos et al., 2019b).	129
Figure IV.2 : Chaîne de traitement des données OBSCAT.....	130
Figure IV.3: a) Carte de positionnement des limites des flèches nord et sud. Le trait rouge correspond à la position du profil. b) Profil topographique ouest-est de la flèche sud illustrant la zone où sont calculés les volumes.....	131
Figure IV.4 : Courbes de correction directionnelle entre les Hs mesurées à la bouée de Banyuls et à l’AWAC. Les lignes en pointillées représentent l’intervalle de confiance de la régression à 95 %.	132
Figure IV.5 : Evolution de la position du trait de côte de part et d’autre de l’embouchure de la Têt entre 1984 et 2022. Les points sont des observations, les courbes colorées des moyennes mobiles (n=5) et les traits en pointillés verticaux des points de rupture.....	136
Figure IV.6 : Evolution de la position moyenne du trait de côte de part et d’autre de l’embouchure de la Têt ainsi que de sa migration entre 1984 et 2022. Les points sont des observations reliées par une courbe.	138
Figure IV.7 : Evolution de la position du système d’avant-côte à proximité de l’embouchure de la Têt entre 2000 et 2022.	140
Figure IV.8 Rôle de l’impact des barres sur le trait de côte dans a) la mise en place d’une sinuosité de plage, b) la mise en place d’une sinuosité de plage à proximité de l’embouchure et c) en présence d’une migration importante de l’embouchure vers le sud.	142

Figure IV.9 : Séries temporelles allant de 1984 à 2022 de : a) l'évolution de la position de l'embouchure, b) la hauteur significative des vagues et c) les débits de la Têt. Les traits en pointillés violets correspondent aux cassures provoquées par les tempêtes, vert celles provoquées par les événements concomitants de tempête et de crue et jaune d'origine anthropique.....	144
Figure IV.10 : Orthophotos drone montrant la morphologie de l'embouchure a) avant et b) après la tempête du 13/02/2022. Le trait rouge correspond à la position du trait de côte avant le passage de la tempête.	146
Figure IV.11 : Cartes saisonnières des volumes de sédiments déplacées entre a) avril et octobre 2018, b) octobre 2018 et avril 2019, c) avril et novembre 2019, d) avril/novembre 2019 et mars 2020, e) mars et septembre 2020, f) septembre 2020 et mars 2021, g) mars et septembre 2021, h) septembre 2021 et avril 2022, i) avril et octobre 2022. Les traits en pointillés représentent les zones où les volumes ont été calculés.	149
Figure IV.12 : Evolution des volumes des flèches d'embouchure au-dessus de 0,5 mNGF. 151	151
Figure IV.13 : Séries temporelles a) du taux d'évolution de l'élongation des flèches d'embouchures, b) d'évolution de position de l'embouchure (les flèches représentent les événements de brèches), c) du taux d'évolution volumétrique des flèches d'embouchures, d) d'énergie totale des vagues, e) d'énergie totales des vagues cumulée entre les vols drone, f) d'énergie longshore des vagues, g) d'énergie longshore des vagues cumulée entre les vols drone (la lettre représente la direction dominante), h) de débit de la Têt, i) de vent moyen, j) des flux de sable et k) des flux de sable cumulés entre les vols drone. Les traits en pointillés délimitent les périodes encadrées par les vols drone.....	155
Figure IV.14 : Identification des différents cas d'évolution appliquées aux séries temporelles a) d'évolution de position de l'embouchure (les flèches représentent les événements de brèches), b) d'énergie des vagues, c) d'énergie longshore des vagues, d) de débit de la Têt, e) de vent moyen et f) de flux de sables. Les traits en pointillés délimitent les périodes encadrées par les vols drone.....	156
Figure IV.15 : Evolution de l'altitude de la crête de la flèche nord le long d'un transect longshore (nord-sud) au cours de chaque épisode de tempête.	161
Figure IV.16 : Evolution de la position de la crête de la flèche nord, transect cross-shore et photographie de la SolarCam pendant les tempêtes. La ligne bleue représente l'emplacement du transect cross-shore.	162
Figure IV.17 : Relation entre le niveau d'impact morphologique et divers indicateurs d'intensité des tempêtes et l'altitude maximale de la zone de franchissement.	164
Figure V.1 : Schéma présentant le principe de classification du modèle SiRCA (Sadaoui, 2016).....	183
Figure V.2 : Evolution des événements de crues sur la période 1971-2022 avec a) le nombre d'événements par an et b) l'intensité des événements. Les points noirs représentent la moyenne annuelle et les barres verticales les valeurs minimales et maximales des événements.	189
Figure V.3 : Fréquence mensuelle des événements de crue.....	190
Figure V.4 : Flux de MES obtenus par le modèle SiRCA et évolution du nombre de jours de crue pour la Têt sur la période 1971-2022. Les barres d'erreurs représentent l'erreur du modèle SiRCA. Les astérisques représentent les années où le flux de MES peut être considéré comme douteux.	191
Figure V.5 Distribution granulométrique des sédiments en suspension transportés par la Têt	192

Figure V.6 : Relation entre le débit liquide et les concentrations en a) MES et b) sables sur la Têt en dehors des périodes de crue.....	193
Figure V.7 : Hydrogramme des crues a) de type I et b) de type II.....	194
Figure V.8 : Ajustement des courbes de tarage sédimentaire pour les crues de la Têt de type I. Les courbes de (a,b) correspondent à l'ajustement d'un modèle de régression linéaire, celles de (c,d) à l'ajustement d'un modèle polynomiale d'ordre 2 et celles de (e,f) à l'ajustement d'un modèle à double régression linéaire avec détection de point de rupture. Les courbes de tarage sont pour les MES à gauche et les sables à droite.	195
Figure V.9 : Courbes de tarage pour les crues de la Têt de type II. Les courbes de tarage sont pour les MES à gauche et les sables à droite.....	196
Figure V.10 : Courbes de tarage pour a) les MES et b) les sables applicables au fleuve Têt.	197
Figure V.11 : Comparaison des flux de a) MES et b) sables événementiels observés (F observés) avec les flux estimés par les courbes de tarage événementiel (F tarage événementiel), le modèle à double régression linéaire entre les classes de débit et de concentration (F tarage général) et la méthode SiRCA (F SiRCA). Les barres d'erreurs sont représentées pour tous les flux calculés. Pour les sables, les comparaisons considèrent seulement les heures qui ont été couvertes par un échantillonnage.	197
Figure V.12 : Flux de a) MES et b) de sable obtenus par les modèles à double régression linéaire entre les classes de débit et de concentration pour la Têt sur la période 1971-2022. Les barres d'erreurs représentent l'erreur du modèle. Les astérisques représentent les années où le flux de MES peut être considéré comme douteux.....	198
Figure V.13 : Relation entre vitesse et a) turbidité (proxy des MES) b) concentration en sable. Les flèches rouges représentent le sens de l'hystérésis et les ronds rouges l'initiation de la rupture de flèche.....	200
Figure V.14 : Relation entre débit maximal et quantité totale de sédiments récupérés à la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque.....	201
Figure V.15 : Quantités journalières de sédiments récupérées par les pièges Philipps à la station de mesure de Villelongue-de-la-Salanque. Les rectangles rouges correspondent aux périodes où l'échantillonnage à eu lieu pendant des événements de crue.	202
Figure V.16 : Répartition granulométrique des sédiments récupérés par les pièges Philipps. Les D ₅₀ et D ₉₀ sont calculés uniquement pour la fraction sableuse. Les rectangles rouges correspondent aux périodes de crue.	203
Figure V.17 : Ajustement a) des lois logarithmiques et de Prandtl sur les vitesses mesurées à l'aquapro et b) du profil de Rouse et exponentiel sur les concentrations en sable mesurées à l'aquapro.....	204
Figure V.18 : Estimation des flux de sables mensuels totaux et au sein de la couche limite de fond obtenus à partir des profils verticaux extrapolés à l'aquapro.	205
Figure V.19 : Section transversale du flux de sable en suspension au niveau de l'aquapro. .	206
Figure V.20 : Comparaison des flux de sable mensuels estimés à partir de la courbe de tarage applicative au fleuve Têt et à partir de l'extrapolation des données de l'aquapro. Les astérisques représentent les mois où les estimations présentent des différences significatives.....	207
Figure V.21 : Évolutions morphologiques de la bathymétrie interne du chenal entre a) le 30 janvier 2020 (post-Gloria) et le 22 mai 2020, b) le 22 mai 2020 et le 21 mars 2023. Le trait rouge représente la morphologie de l'embouchure juste avant l'événement de fin avril 2020.	208

Figure V.22 : Carte sédimentaire du dernier kilomètre du fleuve Têt. Les valeurs représentent le D ₅₀ . Le trait rouge représente la position maximale atteinte par les flèches d'embouchure.	209
Figure VI.1: Stations instrumentées sur l'embouchure de la Têt : (a) cage instrumentée de la station 3 ; (b) boîtier d'alimentation et de transmission des données ; (c) plaque instrumentée de la station 4 ; (d) bouée de surface de transmission des données.	226
Figure VI.2 Précipitations cumulées du 18 au 26 janvier 2020 sur une grille de 8 km de résolution (SAFRAN). Les limites des départements français sont indiquées par des polygones noirs, le bassin versant de la Têt par un polygone blanc, et les rivières par des lignes bleues. La position du barrage de Vinça est indiquée par l'étoile brune.....	229
Figure VI.3: Séries temporelles du 18 au 26 janvier 2020 de : (a) pression atmosphérique locale (aéroport de Perpignan), (b) vitesse et direction moyennes horaires du vent représentées respectivement par la ligne noire et les points (station de Torreilles), (c) débit horaire de la Têt (station 1), et (d) hauteur et direction significatives des vagues représentées respectivement par la ligne noire et les points (station 4). Par convention, la direction du vent indique son origine, et la Hs la direction de son écoulement.....	230
Figure VI.4: Séries temporelles du 18 au 26 janvier 2020 de : (a) niveau marin (station 4), (b) Set-up et Run-up max calculés, (c) niveau de l'eau fluviale (chaque station est indiquée dans la légende), (d) direction et vitesse moyenne du courant dans l'embouchure intérieure (station 3), (e) vitesse dans la colonne d'eau (station 3) et (f) concentration de MES mesurée au large à la station 4 à une profondeur de 10 m de profondeur (station 4). Par convention, les bâtons de courant représentent la direction vers laquelle le courant s'écoule.	231
Figure VI.5: Morphologie de la bouche de la Têt à (a) 21 janvier 2020 à 12:00 et (b) 24 janvier 2020 à 11:30	233
Figure VI.6: (a) Le modèle numérique d'élévation avant l'événement Gloria, (b) le modèle numérique d'élévation après l'événement Gloria, et (c) le modèle numérique d'élévation différentiel acquis par la comparaison des deux modèles précédents. Les lignes pointillées et noires correspondent aux isocontours topographiques/bathymétriques et aux zones de calcul de volume numérotées de 1 à 4, respectivement. Les lignes blanches correspondent aux évolutions des profils présentées dans la figure VI.7.....	234
Figure VI.7: (a) Évolution du profil longitudinal (C1), (b) évolution du profil cross-shore (C2), et (c) évolution du profil longshore (C3).	234
Figure VI.8:Logs sédimentaires des carottes de sédiments à 10, 20 et 28 m de profondeur du 12 janvier 2020 montrant les profils descendants de la fraction de particules >63 µm, les activités ⁷ Be et ²¹⁰ Pb.....	235
Figure VI.9: Modèle conceptuel de l'évolution de l'embouchure de la Têt lors de l'événement Gloria.....	238

Liste des tableaux

Tableau I-1 : Paramètres et processus contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche en contexte d'embouchure (Kraus, 1999).	25
Tableau I-2 : Classification granulométrique des sédiments avec les terminologie française et anglaise (d'après Wentworth, 1922 et Camenen and Melun, 2021).	42
Tableau I-3 : Techniques de mesures de la matière en suspension (d'après Schindl et al., 2005).	49
Tableau I-4 : Techniques de mesure de la matière transportée par charriage.	50
Tableau II-1 : Caractéristiques morphologiques des fleuves côtiers bordant le GdL (d'après Bourrin, 2007; Sadaoui et al., 2016).	78
Tableau IV-1 : Synthèse de l'ensemble des évolutions morphologiques et des paramètres hydrométéorologiques observés durant les 28 périodes encadrées les vols drones.	156
Tableau IV-2 : Principales caractéristiques hydrodynamiques à l'apogée de chaque tempête sélectionnée.	158
Tableau V-1 : Comparaison des différentes méthodes de mesures du transport des sédiments	215
Tableau VI-1: Résumé des flux de sédiments estimés pendant l'événement Gloria	236

Annexes

Index des annexes

Annexe 1 : Article de conférence Meslard, F., Balouin, Y., Robin, N., Bourrin, F., Hebert, B., 2022. Coastal flooding thresholds and morphological evolution of a Mediterranean spit-barrier. XVII^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Editions Paralia.

Annexe 2 : Article Meslard, F., Balouin, Y., Robin, N., Bourrin, F., 2022. Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics. Water.

Annexe 3 : Orthophotographies drone de l'embouchure de la Têt acquises durant le suivi de thèse.

Annexe 4 : Modèle conceptuel de l'évolution de l'embouchure de la Têt lors de sa migration vers le sud.

Coastal flooding thresholds and morphological evolution of a Mediterranean spit-barrier

Florian MESLARD¹, Yann BALOUIN², Nicolas ROBIN¹, François BOURRIN¹,
Bertil HEBERT¹

1. CEFREM, Université de Perpignan Via Domitia, 52 avenue Paul Alduy, 66000 Perpignan, France.

florian.meslard@univ-perp.fr

2. BRGM-Université de Montpellier, 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France.

Abstract:

Many river mouths presenting a seasonal variation of flow suffer of periodically (semi-) closure of their channels by the development of sand spits. Due to their low elevations, they are subject to different levels of coastal flooding during storm events. This is the case of the microtidal mouth of the Têt (Canet en Roussillon, Occitanie) which has a persistent sandy spit in its northern part. In order to study the impact of marine energy events on the morphology of this spit, high-frequency hydrodynamic measurements, video and topographic surveys by UAV were set up on a monthly basis and before and after each potentially morphogenic event. The analysis of twelve marine storms showed a linear relationship between the significant wave height and the mode of overtopping over the spit, ranging from a few localised overtopping to complete coastal flooding for several hours. Four morphogenic response thresholds were identified, allowing us to predict the behaviour of this sandy spit as a function of coastal flooding hazards. On the other hand, it seems that the pre-existing morphology of the spit, in particular the altitude of its crest, modulates the extent of the overtopping, although there does not seem to be any systematic control.

Keywords:

Coastal flooding, Coastal hydrodynamics, Storm, UAV, Video monitoring.

1. Introduction

In a context of climate change and sea level rise, the coastline and the people living there are at increased risk of flooding and damage from the wave overtopping, particularly during storm events. River mouths are especially vulnerable to coastal flooding because of their low elevations and densely populated cities (EDMONDS *et al.*, 2020). Many mouths, with low or variable fluvial discharge during the year, are subject to a seasonal (semi) closure of their channel due to the development of a sand or gravel spit. The spit develops itself when the wave-driven longshore sediment transport exceeds the ability of the river flow to remove sediment from the channel

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

(MCSWEENEY *et al.*, 2018; RANASINGHE & PATTIARATCHI, 2003). During marine storm events, spits are natural coastal defenses acting as protective barriers, but because of their low elevation, they are easily overtopped. Depending on the initial morphology and wave characteristics, various morphological responses can be observed: from the narrowing of the spit by swash processes to major evolution such as spit breaching. If all these processes were widely described, the definition of morphological/hydrodynamics threshold is a still challenging question when one wants to anticipate coastal flooding during storms. In this study, we aim to analyze the behavior of a Mediterranean sandy spit during several storm events to determine coastal flooding thresholds (hydrodynamic vs. inherited morphology) and better document morphological evolution during these events.

2. Regional settings

The Têt is a small mountainous river (about 100 km) that drains a catchment basin extending over 1 400 Km² and flows in the SW of the Gulf of Lions, along the Mediterranean coast (France) (figure 1).

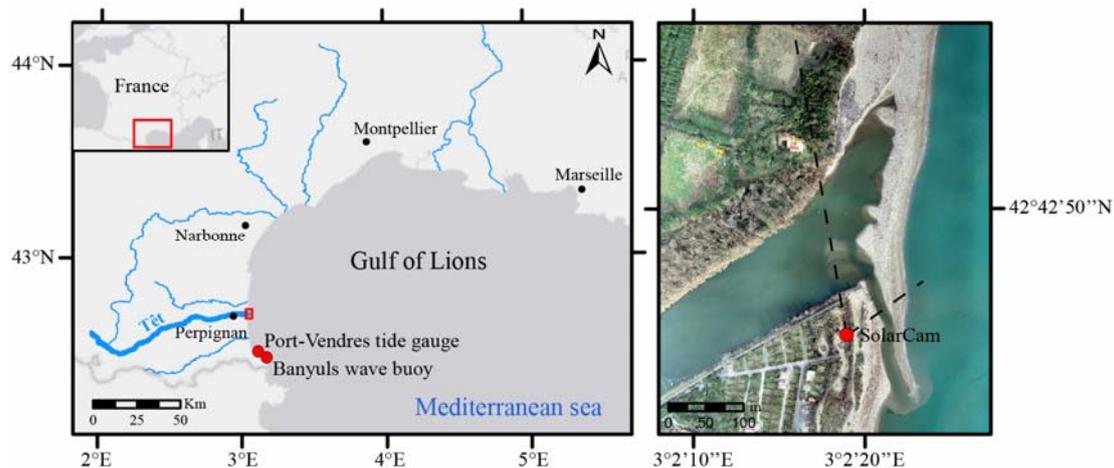


Figure 1. Location of the study site and positioning plan of the instruments.

The field site is a microtidal (< 0.30 m at mean spring tides) and wave-dominated environment (ALEMAN, 2013). Mean offshore significant wave heights (H_s) are generally low ($H_s < 0.3$ m for 75% of the time and $H_s < 1.5$ m for 94%), but can exceed more than 4 m during each winter storm (BALOUIN *et al.*, 2020), and more than 7 m during the most energetic events. With an average width of 150 m, the mouth of the river is often disturbed by the presence of one or two sand spits which can reduce its opening (about 20 m) and modify the alongshore location of its outlet over nearly 1 km, that can result in its partial closure (BALOUIN *et al.*, 2020). These spits are narrow (20 m), with a low elevation (1-2 m above mean sea level), inducing a vulnerability about

flooding processes during marine storms. Their development is caused by the effect of prevailing SE waves (northward migration) or during onshore wind events (Tramontane) which generates short NE waves (southward migration) during low flow periods. This behavior matches with the definition of Intermittently Open/Closed Estuaries (IOCESs) (MCSWEENEY *et al.*, 2018).

3. Materials and methods

3.1 Hydrodynamic data

Offshore wave conditions were recorded at the south of the study area at the Banyuls buoy moored at a depth of 50 m by the CANDHIS network (CEREMA / DREAL Occitanie). An analysis of Hs between November 2020 and November 2021 identified a series of 11 storms (for Hs > 2 m). An extreme event in January 2020, Storm Gloria, was also included in this study. Set-up and run-up were calculated using the formula of STOCKDON *et al.*, (2006). The sea water level was recorded at the tide gauge of Port-Vendres by the REFMAR network (<https://data.shom.fr/>). Even if major floods play a decisive role in the spits breaching (MESLARD *et al.*, 2022), the period studied only presented 2 flood events (> 100 m³ s⁻¹) whose limited water discharge did not allow the generation of breaches (BALOUIN *et al.*, 2020).

3.2 Morphologic data

Topographic monitoring of the mouth at a monthly frequency and before/after each potentially morphogenic event was carried out using a UAV Phantom 4 RTK®. Ground Control Points were measured using a centimetric DGPS-RTK, in order to improve the calibration of the Digital Surface Model generated by photogrammetry under Pix4Dmapper®. The altitude and position of the crest of the northern spit were then extracted and cross-shore transects were carried out. In addition, a video monitoring by the low-cost SolarCam® system (<https://www.solarcam.fr/>) allowed the continuous monitoring of flooding periods. The images were rectified (transposed into an orthonormal coordinate system) and georeferenced using ground control points previously measured with a DGPS Trimble® R6 using Matlab® tools developed for coastal monitoring (VALENTINI & BALOUIN, 2020).

4. Results and discussion

4.1. Selected storm events

The one-year survey allows to identify 11 storms with Hs during the apex up to 2 m. The storm Gloria (January 2020) is also included on the data base. The main hydrodynamic characteristics of each event are summarised in table 1. The topographic

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

monitoring of storms 1 and 2 being too far from the events, only the visual observation of overtopping and the presence of breaches were considered.

Table 1. Main hydrodynamic characteristics during the apex of each selected storms.

<i>Name</i>	<i>Start – End Dates</i>	<i>Hs (m)</i>	<i>Tp (s)</i>	<i>Direction (°)</i>
<i>Storm 1</i>	<i>01/19/2020 08:00 - 01/23/2020 18:30</i>	<i>6.1</i>	<i>11.4</i>	<i>91.1</i>
<i>Storm 2</i>	<i>11/07/2020 12:00 - 11/07/2020 13:00</i>	<i>2.1</i>	<i>7.1</i>	<i>162</i>
<i>Storm 3</i>	<i>11/19/2020 23:30 - 11/20/2020 16:00</i>	<i>2.1</i>	<i>6.3</i>	<i>165</i>
<i>Storm 4</i>	<i>11/26/2020 10:00 - 11/26/2020 11:00</i>	<i>2</i>	<i>6.3</i>	<i>96</i>
<i>Storm 5</i>	<i>11/27/2020 16:30 - 11/29/2020 04:30</i>	<i>3.9</i>	<i>9.1</i>	<i>105</i>
<i>Storm 6</i>	<i>01/09/2021 12:00 – 01/10/2021 15:30</i>	<i>3.1</i>	<i>10</i>	<i>82</i>
<i>Storm 7</i>	<i>02/06/2021 01:30 – 02/06/2021 22:30</i>	<i>2.8</i>	<i>9.1</i>	<i>83</i>
<i>Storm 8</i>	<i>02/14/2021 09:30 – 02/14/2021 17:00</i>	<i>2.3</i>	<i>6.7</i>	<i>110</i>
<i>Storm 9</i>	<i>02/21/2021 13:00 – 02/23/2021 08:30</i>	<i>5.1</i>	<i>10</i>	<i>104</i>
<i>Storm 10</i>	<i>05/09/2021 17:00 – 05/10/2021 00:30</i>	<i>2.5</i>	<i>7.7</i>	<i>113</i>
<i>Storm 11</i>	<i>11/10/2021 18:00 – 11/11/2021 15:30</i>	<i>3.1</i>	<i>8.3</i>	<i>114</i>
<i>Storm 12</i>	<i>11/23/2021 18:00 – 11/24/2021 18:30</i>	<i>2.7</i>	<i>8.3</i>	<i>81</i>

4.2 Morphological impact of storm events

Figures 2 and 3 showed a similar morphological evolution of the North Spit to the different types of overtopping observed. During the less energetic storms (storm 3 and 4), the absence of overtopping did not lead to any morphological evolution of the crest (morphologic impact level 0). However, a gain of sediment on the top of the beach face by swash deposits can be observed. A localized elevation and slight offshore migration of the crest can be observed on the lowest areas of the spit (morphologic impact level 1, storm 2, 8 and 10). These mechanisms can also be observed at the scale of the entire spit when the overtopping was generalised (morphologic impact level 2, storms 6, 7 and 11). In this case, the rise of the crest as well as the weak offshore migration takes place along the entire length of the spit. During the overtopping process, the infiltration of the uprush reaching the crest diminishes the intensity of the backwash and the crest is therefore accreted. The higher energy levels lead to large overwash causing a strong landward migration of the crest, reaching 10 m (morphologic impact level 3, storms 5, 9 and 12). The altitude evolution of the crest was then very variable illustrating the complex sediment transport during these energetic events. For example, during the storm 5, the landward movement of the spit occurred with no vertical variations except in the southern part where the river channel is filled. Storm 9 showed accretion zones in the north and south areas whereas the center part is an erosion. Storm 12 showed an accretion in the north and erosion in the south. Finally, when the overflow results in the total coastal flooding of the spit (morphologic impact level 4, storm 1), an erosion of the beach face and the crest occurred, and an initiation of a breach take place.

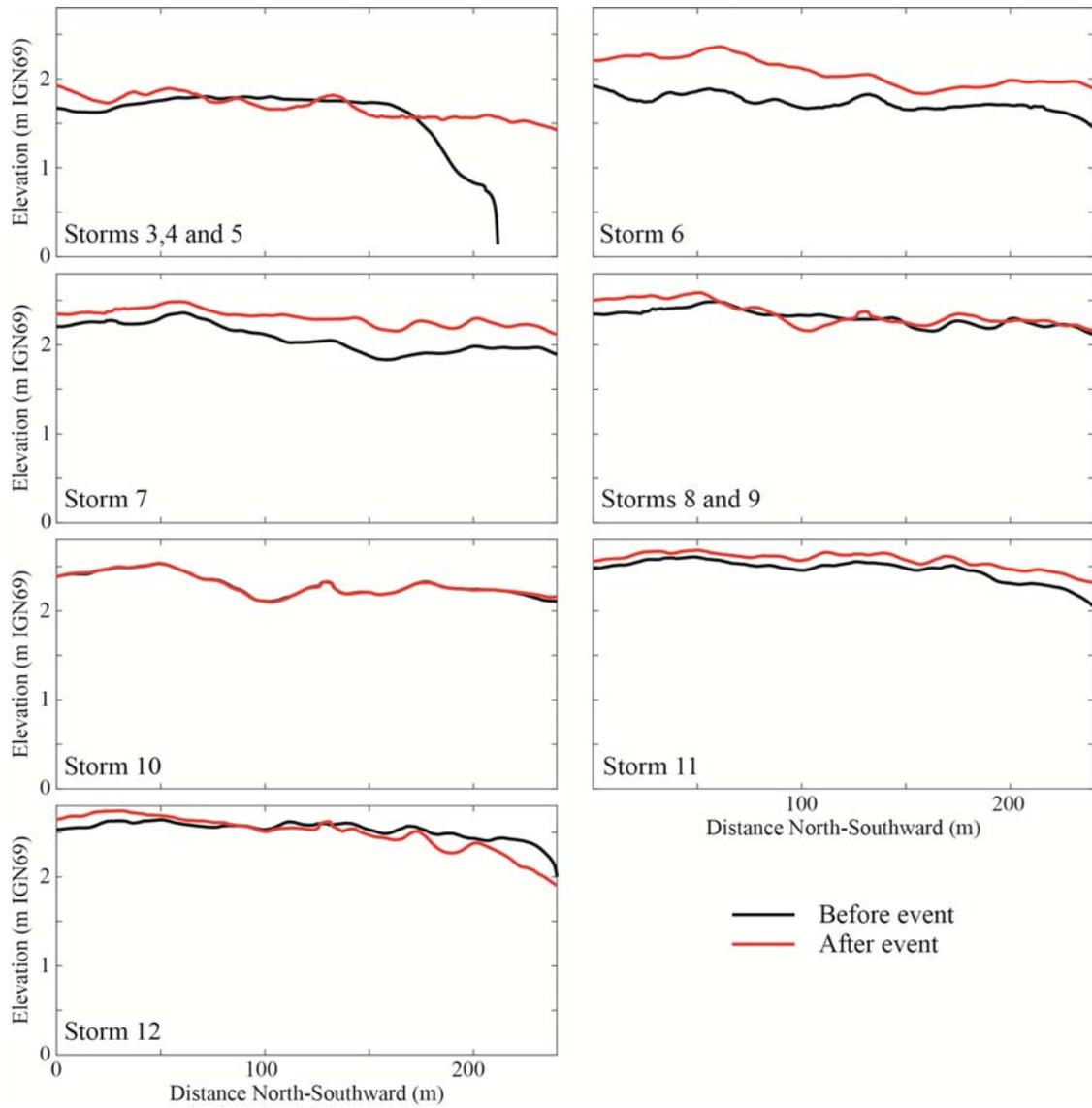


Figure 2. Evolution of the northern spit crest's altitude along a longshore (north-south) transect during each storm event.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

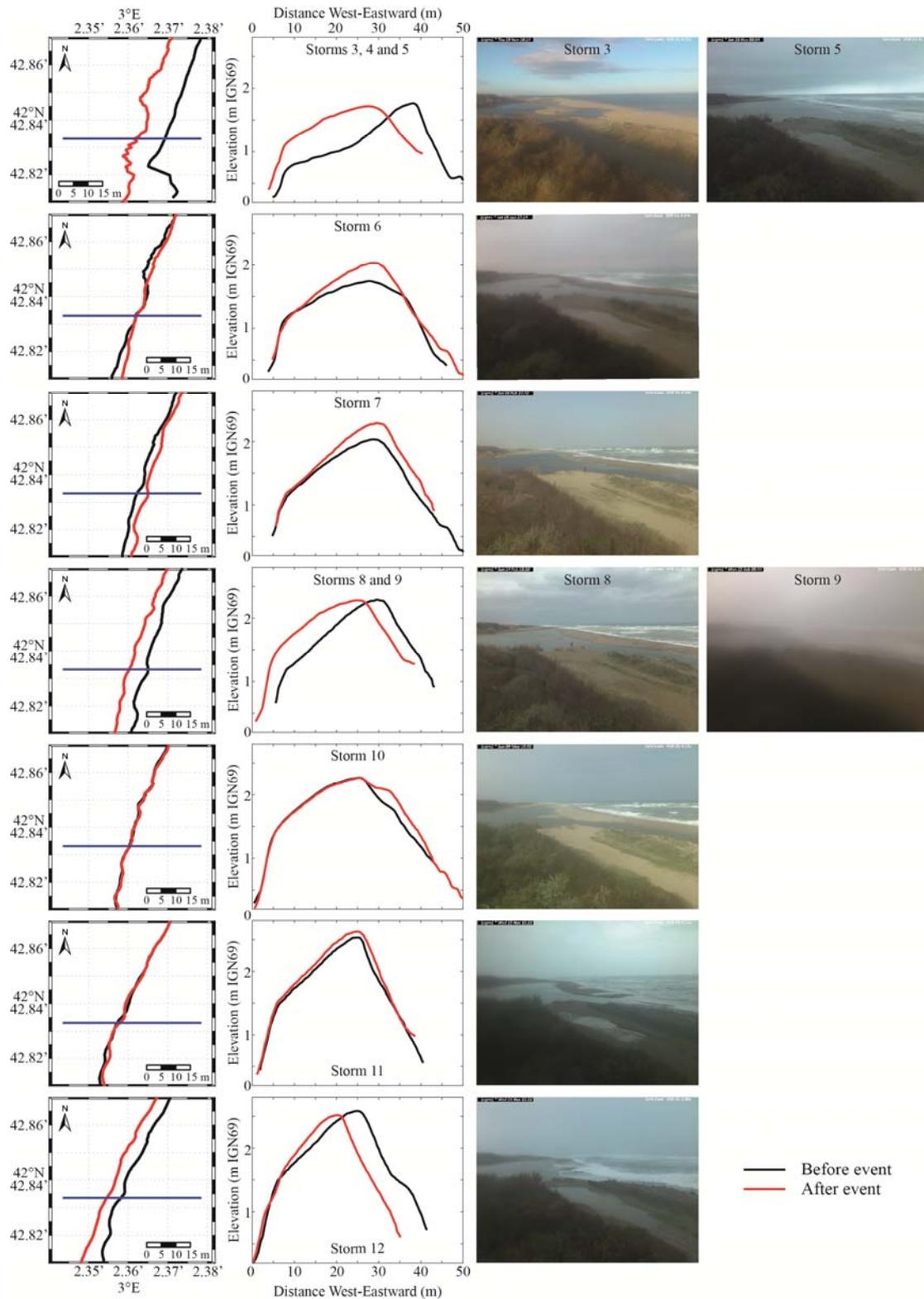


Figure 3. Evolution of the northern spit crest's position, cross-shore transect and photography of SolarCam® during storm events. Blue line represents the location of the cross-shore transect.

4.2 Coastal flooding thresholds

Various hydrodynamic and morphological parameters were compared with the previously defined morphologic impact levels. The analysis clearly demonstrated the relationship between the H_s or maximum elevation reached by the set-up and run-up, with the degree of impact (figure 4). Other indicators associated with H_s like period and wave power showed a fairly good relationship with the degree of impact. Sea level elevation and direction of waves do not provide any information except the fact that oblique waves are more dissipated by refraction and do not generate major impacts. The pre-storm maximum altitude of the overtopping area did not show any clear trends. For this last parameter, this may be due to the low amplitude of the crest elevation in the database (1.4 to 2.6 m). Thus, for a certain wave height, a greater altitude of the crest could be submerged, which the correlation does not reflect. These results indicate that offshore wave parameters are the more appropriate to explain spit overtopping and coastal flooding. Similar work on the Mediterranean coast at the Lido de Sète by GERVAIS *et al.*, (2012), also highlighted the importance of H_s in the resulting morphological impacts. Our results indicate the following H_s thresholds: for $H_s < 2.5$ m there was no overtopping. Spit flooding remained localised or even moderate over the whole spit for H_s ranging from 2.5 to 3.5 m. It became important when the H_s reached 3.5 and became intensive for $H_s > 6$ m.

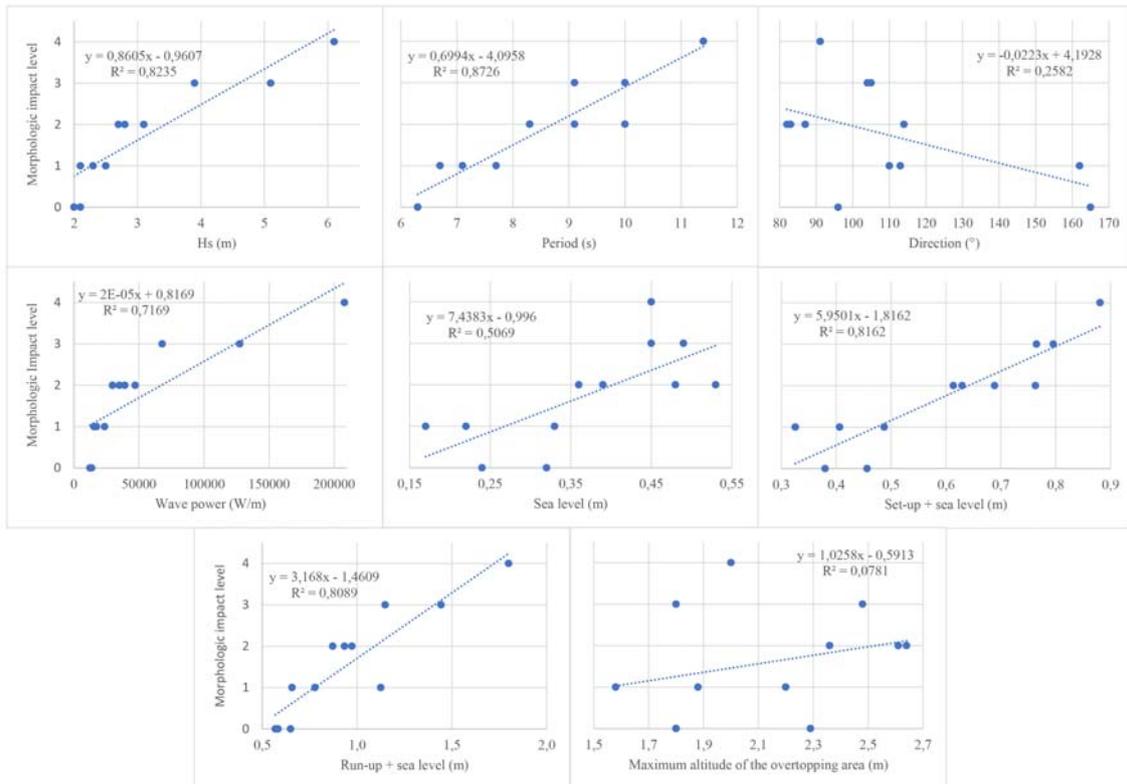


Figure 4. Relationship between the morphologic impact level and various storm intensity indicators and the maximum altitude of the overtopping area.

5. Conclusions

The analysis of twelve marine storms shows a linear relationship between the offshore H_s and the mode of overtopping of the spit, ranging from a few localized points overtopping to complete coastal flooding for several hours. Other indicators like period and wave power and show a fairly good relationship with the degree of overtopping and can therefore be considered to a lesser extent on the coastal flooding thresholds. In this study, we propose a storm impact scale defined by four levels of impact, ranging from the elevation and localised offshore migration of the crest to the destruction of the spit. Thus, morphological response thresholds can be identified with: a) no change for moderate wave conditions ($H_s < 2.5$ m), b) elevation gain and localised offshore migration, or generalized to the whole crest for stronger conditions ($2.5 < H_s < 3$ m), c) more important evolutions leading to a strong generalized landward migration for the most important storms ($3.5 < H_s < 5.5$ m) and d) breach generation for extreme storms ($H_s > 6$ m). Our storm impact scale applied on a sandy spit completed the gravel dominated barrier model of ORFORD & CARTER (1982) or of SUANEZ *et al.*, (2018), which is adapted for spit barriers where longshore drifting also controls morphodynamic processes. The pre-existing morphology of the spit, in particular the altitude of the crest, modulates the extent of the overtopping, although there seems to be no systematic control. Even if site-specific, these results provide a first storm impact scale allowing to anticipate coastal flooding processes. Further comparison with other Mediterranean sites will help to refine the storm impact indicators needed for coastal management purposes.

Acknowledgements

This work was funded by Occitanie Region, BRGM and the University of Perpignan-Via Domitia through a Phd grant (ASPLEC) and supported by the Dem'Eaux project.

6. References

- ALEMAN N. (2013). *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires: le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR*. Thèse Université de Perpignan Via Domitia.
- BALOUIN Y., BOURRIN F., MESLARD F., PALVADEAU E., ROBIN N. (2020). *Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France)*. Journal of Coastal Research 95, 351. <https://doi.org/10.2112/SI95-068.1>
- EDMONDS D.A., CALDWELL R.L., BRONDIZIO E.S., SIANI S.M.O. (2020). *Coastal flooding will disproportionately impact people on river deltas*. Nature Communications 11, 4741. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18531-4>

- GERVAIS M., BALOUIN Y., BELON R. (2012). *Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France*. *Geomorphology* 143–144, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.035>
- MCSWEENEY S.L., KENNEDY D.M., RUTHERFURD I.D. (2018). *The daily-scale entrance dynamics of intermittently open/closed estuaries*. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 791–807. <https://doi.org/10.1002/esp.4280>
- MESLARD F., BALOUIN Y., ROBIN N., BOURRIN F. (2022). *Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics*. *Water* 14, 2463. <https://doi.org/10.3390/w14162463>
- ORFORD J.D., CARTER R.W.G. (1982). *Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland*. *Journal of Sedimentary Research* 52, 265–278. <https://doi.org/10.1306/212F7F2C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- RANASINGHE R., PATTIARATCHI C. (2003). *The seasonal closure of tidal inlets: causes and effects*. *Coastal Engineering Journal* 45, 601–627. <https://doi.org/10.1142/S0578563403000919>
- STOCKDON H.F., HOLMAN R.A., HOWD P.A., SALLENGER A.H. (2006). *Empirical parameterization of setup, swash, and runup*. *Coastal Engineering* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- SUANEZ S. STEPHAN P. FLOC'H F. AUTRET R. FICHAUT B. BLAISE E. HOUON J. AMMANN J. GRANDJEAN P. ACCENSI M. ANDRE G. ARDHUIN F. (2018). *Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany)*. *Geomorphologie* 24, 403–428. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12677>
- VALENTINI N. BALOUIN Y. (2020). *Assessment of a Smartphone-Based Camera System for Coastal Image Segmentation and Sargassum monitoring*. *Journal of Marine Science and Engineering* 8, 23. <https://doi.org/10.3390/jmse8010023>

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

Article

Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics

Florian Meslard ¹, Yann Balouin ², Nicolas Robin ¹ and François Bourrin ^{1,*}

¹ Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens, Université de Perpignan Via Domitia, UMR 5110, 52 Avenue Paul Alduy, CEDEX, 66860 Perpignan, France

² Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Université de Montpellier, 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

* Correspondence: fbourrin@univ-perp.fr

Abstract: River mouths are highly dynamic environments responding very rapidly to changes in wave energy or river floods. While the morphological response during floods or during marine storm events has been widely documented in the literature, little is known about the mechanisms acting during the co-occurrence of fluvial and marine hazards. This concomitance of river flood and marine storm is quite common in the western Mediterranean Sea, and was the case for the Gloria event, considered to be the most extreme event in recent decades. During this event, monitoring of hydrodynamics and morphological evolution was implemented, making it possible to better understand the impact of concomitant marine storm and fluvial flood during an extreme meteorological event on spit breaching of a small Mediterranean river mouth. Monitoring using a combination of high-resolution hydrodynamic measurements, topographic and bathymetric surveys, and sediment cores was used before, during, and after the storm “Gloria”. The results suggest an amplification of the morphological impact of the events and a different morphogenetic response than if each of the events had acted independently on the system. The marine storm, occurring first, weakened the spit and initiated its breaching, which was continued by the extreme fluvial flood, thus leading to the complete destruction of the mouth. The destruction of the spit acted as a sediment source for subaqueous large delta deposition amounting to 50% of the total volume. The contribution of the river, estimated at 30%, was quite low for an exceptional event, showing the importance of locating rainfall in a catchment area controlled by a dam. For this event, extreme morphological evolution was observed, as well as the importance of water levels in the river mouth, which probably increased flood hazards, demonstrating the importance of including the compounding effect of extreme coastal water levels in river flood risk management.

Keywords: extreme event; river mouth; spit breaching; concomitant marine storm and fluvial flood; IOCE



Citation: Meslard, F.; Balouin, Y.; Robin, N.; Bourrin, F. Assessing the Role of Extreme Mediterranean Events on Coastal River Outlet Dynamics. *Water* **2022**, *14*, 2463. <https://doi.org/10.3390/w14162463>

Academic Editors: Bruno Charrière and Dominique Aubert

Received: 1 July 2022

Accepted: 5 August 2022

Published: 9 August 2022

Publisher’s Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Coastal river outlets are dynamic landforms at the transition between fluvial and marine environments [1–3]. They are important from both economic (protection of port and marina access, sediment reservoir, etc.) and environmental (fish habitats and migration, water quality, etc.) standpoints (e.g., [4–6]). Coastal river outlets can be observed in a wide variety of environments, ranging from micro–mesotidal (e.g., [7–9]) to macro–megatidal environments (e.g., [10–12]), and influence the morphodynamic behavior and sediment budgets of adjacent shorelines over several kilometers [13,14]. Their morphology and evolution are dependent on the complex interaction between river outflow, waves and tides acting over a broad spatial and temporal scales, and inherited outlet morphology or geological framework [15–17]. In wave-dominated microtidal systems with low or variable fluvial discharge, a periodic sand or gravel spit (narrow with low-elevation) built by long-shore drift can occur. The dynamics of the spit can partially or fully close the river outlet

during the dry season when the wave-driven longshore sediment transport surpasses the ability of the river flow to remove sediment from the channel [18–20]. Therefore, a periodic evolution at a seasonal to pluriannual time scale of the outlet location and its open/close configuration can be observed. Such developments are not without consequence for the management of these environments. The degree of closure results in the increased vulnerability of coastal areas to the risk of flooding [5]. However, sand spits are also efficient natural coastal defenses, acting as protective barriers during marine storm events. These environments are commonly referred to in the literature as Intermittently Open/Closed Estuaries (IOCEs) [18], Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons (ICOLLs) [3,21], Temporarily Open/Closed Estuaries (TOCEs) [22,23], bar-built estuaries [24], or seasonally open inlets [19]. In the present study, we refer to these systems as Intermittently Open/Closed Estuaries (IOCEs).

Accurate prediction of the occurrence and morphological consequences of both fluvial floods and marine storms on coastal river outlets is of obvious importance for coastal flood risk assessment and management and erosion mitigation strategies. This knowledge is also crucial in the context of climate change and prediction of the increase in high energy events (floods, storms and surges) [25–27]. Fluvial floods and marine storms are common energetic events that drastically modify the morphology of the outlets and the sediment circulation pattern, in particular at IOCEs. Fluvial flood events provide a large amount of fresh water and sediments exported within the river jet and the surface plume in the nearshore zone. The coarser sediments are directly deposited on the delta close to the outlet, and the finest sediments are transported across the shoreface and deposited by flocculation processes [28,29]. An erosion of the river channel and the outlet also occurs by the action of jet scouring [30]. In contrast, during marine storm events, sediment transport is controlled by waves [31], which can transfer a large amount of sediment from the delta to the river channel when the outlet is no-barred [30]. In cases where a sand spit is present, fluvial flooding can lead to its breaching, and waves can erode or even breach it by overtopping and/or overwashing. This can induce river jet flushing [32] and/or large sand bypass amounts [33,34]. Breaching of the sand spit can be controlled by either fluvial flood and/or marine storms, but the impact of their concomitance remains poorly understood. Indeed, due to the presence of a temporal shift ranging from 1 and 13 days between the storm and flood peak, most of these events have been studied separately and not concomitantly, although they are linked [35,36]. This lack comes partly also from the difficulty of monitoring this type of environment by means of in situ measurements. While their survey on the basis of topographic observations has been more frequent in recent decades thanks to the development of instruments such as LiDAR, UAV, and video [14,37–39], the recording of hydrodynamic processes inside and outside the outlet remains a challenge and is relatively scarce, especially during high energy periods (fluvial and/or marine) [9,40]. This type of data is, however, fundamental to linking the observed morphological evolution, estimating transport rates by empirical formulas or feeding numerical models [41,42]. Consequently, the discrimination and influence of each control parameter are difficult to determine, and many more case studies from various and contrasting environments are needed for a better morphodynamic characterization of river outlets.

The aim of this study is to contribute to a better understanding of the impact of concomitant fluvial flooding and marine storm during an extreme meteorological event on a typical small Mediterranean river mouth (Têt River, SE France). To address this aim, monitoring using a combination of high-resolution hydrodynamic measurements and topographic and bathymetric surveys was performed before, during and after the high-energy storm “Gloria”, which occurred in January 2020 along the SW Mediterranean coasts, and induced dramatic damages [43]. The overall study had three primary objectives: (i) evaluate the impact of hydrodynamic conditions on sand spit evolution and determine the mechanisms responsible for its destruction, (ii) estimate and quantify the transport pathways during spit breaching, and (iii) estimate the behavior of the sediment transport pattern in the nearshore.

2. Regional Setting

2.1. The Têt Fieldsite

2. Regional Setting

2.1. The Têt Fieldsite

The Têt River is a small mountainous river (about 100 km long) located in the SW of the Gulf of Lions (southern France), along the Mediterranean coast (Figure 1a). It drains a catchment basin extending over 1400 km² and is impacted by two dams, one of which is the dam reservoir of Vinça, located 55 km from the field site. The Têt River is subjected to long dry periods punctuated by flash flood events, typical of the Mediterranean climate regime. Annual precipitation is, on average, 750 mm year⁻¹ [44], and usually occurs during short but intense rainfall events. The mean water discharge is 11 m³ s⁻¹, but can exceed 1800 m³ s⁻¹ under high energetic conditions [28], including an export of 90% of annual water and sediment flux to the estuarine zone [28] in a small number of days [44]. The site is a water rich, wave dominated coastal zone with a small range of tides (<0.30 m at mean spring tides). Nevertheless, large variations in sea water level can occur and can exceed 1 m near the shore [46]. Mean offshore significant wave heights (H_s) are generally low (H_s mean = 0.67 m with H_s < 0.3 m for 75% and H_s < 1.5 m for 94% of the time, respectively), but can exceed more than 4 m during winter storms [40,45], and more than 7 m during the most energetic events. The prevailing wave direction from S-E leads to a residual northerly alongshore sediment drift estimated at 200,000 m³ year⁻¹ [47].

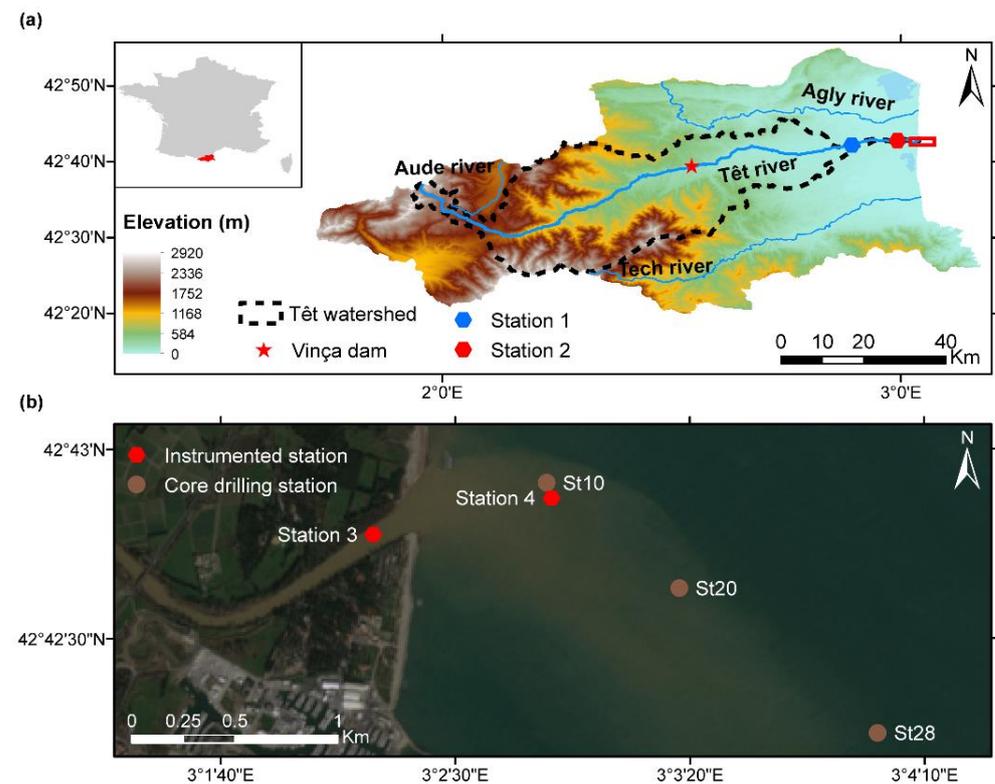


Figure 1. Location of the study area: (a) the position of hydrologic stations, the red frame corresponds to a zoom of (b) Sentinel 2 image measured on 28 January 2020, including the position of hydrodynamic stations and the core drilling location.

The Têt River mouth (entire area) is 150 m wide (cross-section), but is often shorter as a result of the dynamics of the outlet (closed and quite ending its opening (the river mouth) from the sea). Location of the outlet of the river mouth is very shallow, on average 1 m deep, and can reach 1.20 m in the northern part (Figure 1b). The outlet can quickly migrate alongshore by sand spit development under prevailing SE waves (northward migration), and can reach 1.20 m in the northern part (Figure 1b). The outlet can quickly migrate or during offshore wind (Tramontane), generating short NE waves (southwards migration). The amplitude of the outlet migration can reach 1 km, causing the partial closure of the

river mouth [40]. This pattern matches the definition of Intermittently Open/Closed Estuaries (IOCESs) [18]. The sand spit is narrow (20 m) with low elevation (1 to 2 m above mean sea level), making it highly vulnerable to overwash processes during marine storms. The subaqueous delta is quite close to the outlet, with a very limited offshore extension (<100 m). The granulometry of the upper beach presents a D_{50} of 0.67 mm and 0.3 mm on the nearshore [45]. The adjacent beach is classified as an intermediate barred beach with two nearshore crescentic bars [48]. The inner bar can be interrupted by rip channels and the outer bar is uninterrupted with oblique crescents [49].

2.2. Storm Gloria Event

Storm Gloria was a low-pressure atmospheric system that formed northward of the Azores Islands on 17 January 2020 and made landfall in the northwestern part of the Iberian Peninsula. In the subsequent days, this system moved towards the south-east until it reached the western Mediterranean Sea on 19 January, where it intensified, severely affecting the northern and eastern regions of the Iberian Peninsula, including the Balearic Islands and the Gulf of Lions. On 20 to 23 January, an intense anticyclone over the British Isles (1050 hPa, setting the historical record measured by the United Kingdom MetOffice since 1957 [43]) induced a strong barometric gradient between the British Isles and the south of Spain. It generated strong north-easterly winds, which caused a marine storm and intense rain, inducing severe flooding. Finally, the low-pressure system was absorbed by a larger low-pressure system located over the Alboran Sea, and lasted until 26 January [50,51]. Storm Gloria was characterized by a striking pattern of extreme waves (leading to record-breaking waves heights and periods in the western Mediterranean), storm surge (beating the record along Valencia's coastline), rain (return period: 20/30 years with a secular return for the month of January), and fluvial discharges that caused unprecedented erosion of both beaches and mouths, and several casualties, particularly in Spain [43,50,52,53].

3. Materials and Methods

As part of a regional monitoring program (DEM'EAUX) with the aim of studying the impact of meteorological events on the coastal area, hydrodynamic, topographic and bathymetric data were acquired and used to analyze the impact of an extreme storm and flood event (the Storm Gloria event) on the Têt River mouth.

3.1. Meteorological Data

Atmospheric data were analyzed from two meteorological stations of the French national meteorological service (Météo-France, <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>, accessed on 26 November 2021) located at Perpignan airport (14 km west of the study site, hourly atmospheric pressure data) and Torreilles (7 km N-W of the study site, hourly wind speed and direction). Daily rainfall data were issued from SAFRAN, a mesoscale data analysis model on a regular 8 km grid [54]. Surface liquid and solid precipitation were added in order to obtain the total precipitation over the entire Têt River catchment.

3.2. Hydrodynamic and Sediment Flux Data

Four hydrodynamic stations (named 1 to 4) were implemented along the river (1, 2 and 3) and on the nearshore (4) to obtain water levels, water discharge, current velocities, wave data, and concentrations of suspended particulate matter.

3.2.1. Station 1 (Hydrodynamic)

Station 1 is located at Perpignan (13 km upstream from the outlet) and consists of a gauging station (code Y0474030). Hourly water levels and water discharge have been measured since the 1980s, and data are provided by the HYDRO database (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>, accessed on 22 November 2021).

3.2.2. Station 2 (Sediment Flux)

Station 2 is located at Villelongue de la Salanque (4.5 km upstream from the outlet). Measurement devices include a pumping system and a refrigerated sampler Teledyne ISCO 6712FR allowing hourly surface water sampling. The suspended particulate matter (SPM) contained in the water samples was analyzed using a Malvern Mastersizer 3000 after five minutes of ultrasonification to determinate the primary particle size distribution (PSD). The estimation of PSD was performed using the Mie theory to describe suspended particles between 0.01 and 3500 μm . Each sample was measured five times, and data were then averaged.

To determine mass concentrations, water samples were filtered in triplicate on pre-weighed 0.7 μm GF/F Whatman filters. Then, the filters were rinsed with deionized water, dried at 50 $^{\circ}\text{C}$, and re-weighed. The data were averaged to determine the absolute mass concentration of SPM and uncertainties in the measurements. The sand mass concentration was then calculated by applying the percentage of sands determined by the PSD on the absolute mass concentration of SPM.

A least squares regression method was used to estimate the relationship between the SPM and sand mass concentration in suspension (g L^{-1}) with the water discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) (Equations (1) and (2)).

$$[SPM] = 1.8946 (\pm 0.088) \times \text{water discharge} \quad (r^2 = 0.90) \quad (1)$$

$$[\text{Sand mass concentration in suspension}] = 0.2247 (\pm 0.018) \times \text{water discharge} \quad (r^2 = 0.76) \quad (2)$$

These relations were finally applied to calculate the total SPM and sand flux, in terms of both whole mass and volume (a density of 1.6 t m^{-3} was used for sand [55]), occurring during the event in the river.

For the estimation of the bedload, Ref. [56] estimated that it represents 10% of the total load. Ref. [28] confirmed this value of 10% for the Têt River, and estimated the proportion of sand within the bedload to be 90% [57]. These percentages were applied to estimate the whole mass and volume of the bedload.

3.2.3. Stations 3 and 4 (Hydrodynamic and Sediment Flux)

Station 3 is located 200 m upstream of the outlet, and Station 4 at a depth of 10 m on the nearshore at a distance of 800 m from the shoreline in front of the outlet. Each station was equipped with an Optical Backscatter Sensor (Campbell Scientific OBS 3+) and an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) (Figure 2). During the survey, Station 3 was destroyed by the high level of water discharge, accompanied by river flow debris, just before the fluvial peak. To fill in these missing data, the numerical X-Beach model (eXtreme Beach behavior [58]) was used to simulate the water fluvial level (for model validation, see [59]).

The current profiler of Station 3 (Figure 2a) is an ADCP Aquaprop 1 MHz (©Nortek) fixed 30 cm from the bottom and oriented upwards, providing time series by averaging 60 s of measurements of pressure, temperature and vertical velocity profile (intensity and direction) every 10 min. Pressure is transformed into depth and then into water level, which was adjusted from the French National Geodesic referential (NGF) using in situ bathymetric data. The vertical velocity profile, with 30 cells of 10 cm each, was re-processed for beam-mapping using the Storm software (©Nortek).

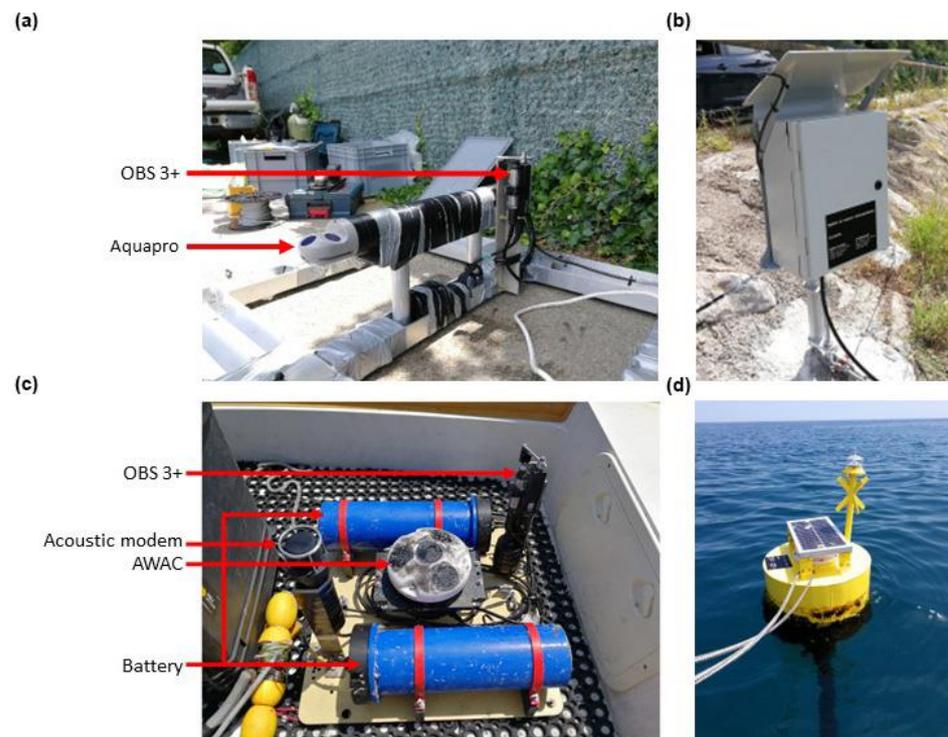


Figure 2. Instrumented stations on the Têt mouth: (a) Station 3 instrumented cage; (b) power supply and data transmission box; (c) Station 4 instrumented plate; (d) data transmission surface buoy.

The current profiler of Station 4 (Figure 2c) is an ADCP AWAC 1-MHz (©Nortek) fixed on the bottom and oriented upwards, providing time series averaging 60 s of measurements of pressure, temperature and vertical velocity profiles (intensity and direction) every 30 min. Water depth was derived from pressure using the Thermodynamic Equation Of Seawater equations (TEOS-10) [69]. The water level was then adjusted to the tide gauge measurements of Port-Vendres (<https://data.shom.fr/>, accessed on 24 November 2021) to obtain a time series based on the NGF referential. The vertical velocity profile, consisting of 10 cells of 1 m, was re-processed for beam-mapping using the Storm software (©Nortek). The AWAC also provides wave data (H_s and direction) every 30 min (510-s burst average). A calibration of the optical signal of the OBS was performed in the laboratory, using in situ samples collected at a depth of 10 m close to Station 4, in order to estimate SPM concentrations. Samples were used to establish a concentration range from 0 to 0.1, 0.1 to 1, 1 to 10 and 10 to 15 $g L^{-1}$ in intervals of 0.05, 0.1, 1 and 5 $g L^{-1}$, respectively. Each concentration was agitated and exposed at the OBS connected to a multimeter. The second-order polynomial regression method was used to estimate the relationship between the mass concentration of SPM ($g L^{-1}$) and the voltage of OBS (Equation (3)).

$$[SPM\ concentration] = 516.15x^2 + 3096.6x + 27.309 \quad (0 \leq x \leq 9.99) \quad (3)$$

where x is the voltage of OBS (V).

3.3. Wave Set-Up and Run-Up

A time series of the highest elevation of wave set-up (S_{high}) and run-up (R_{high}) was calculated. They were estimated as the sum of the still water level of the sea, η , including tide and surge, and the set-up and run-up calculated using the formulas presented in [61].

$$S_{high} = \eta + 0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (4)$$

$$R_{high} = \eta + 1.1 \left(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (5)$$

where β_f is beachface slope (0.05), H_0 is significant deep-water wave height and L_0 is the deep-water wave length. Offshore wave conditions were recorded by the CANDHIS network at the Banyuls buoy (CEREMA/DREAL Occitanie/Observatoire Océanologique de Banyuls) moored to the south of the study area at a depth of 50 m. The sea water level was recorded by the REFMAR network at the tide gauge of Port-Vendres (<https://data.shom.fr/>, accessed on 24 November 2021).

3.4. Collection and Analysis of Topographic/Bathymetric Data

The LiDAR dataset is composed of two surveys on 04 November 2019 and 28 January 2020, conducted by a LiDAR YellowScan VX20 mounted on a DJI M600 UAV. N-S and E-W amplitudes for the LiDAR flight were 850 and 250 m, respectively (0.215 km²) with a final resolution of 10 cm. The Z accuracy was ± 0.025 m. Additional topographic data were monitored using a kinematic DGPS Trimble R6, with an accuracy of ± 0.05 m, on 15 November 2019 and 30 January 2020.

Two bathymetric surveys were carried out on the river side of the mouth on 15 November 2019 and 30 January 2020, and two others were conducted in the nearshore area on 08 April 2019 and 13 February 2020. A single-beam echosounder Tritech PA500 coupled to a RTK-GNSS antenna Trimble R6 or R8 was used, working in VRS mode, through Hypack software (Z accuracy of ± 0.1 m). Cross-shore and longshore survey lines were measured from 300 m upstream to the river mouth to a depth of -14 m in the nearshore zone. Outliers and spikes were manually removed from the output files and smoothing was performed (7 times the wave period) using Hypack[®] software.

To compute the volume changes, Digital Elevation Models (DEMs) were generated using a GIS software package (ESRI ArcGIS[®]) with the natural neighbor interpolation method.

3.5. Sediment Cores

Three sediment cores (namely, St10, St20 and St28 in Figure 1b) were collected in triplicate by SCUBA divers using transparent Perspex tubes (20 cm length, 4 cm diameter) at water depths of 10, 20 and 28 m on 12 February 2020. Each core was described and sectioned into 1-cm-thick slices, except for the first cm, which was sectioned into two 0.5 cm layers. Grain-size analyses were performed on sonicated samples for 5 min with MilliQ-filtered water using a Malvern Mastersizer 3000 particle size analyzer. The radioisotope ⁷Be and ²¹⁰Pb activities were determined at the LAFARA gamma spectrometry laboratory (Université Toulouse III Paul Sabatier, <https://lafara.obs-mip.fr/>, accessed on 13 January 2022). The samples were analyzed on gamma spectrometers equipped with electric cooling systems. The spectrometers were placed underground under 85 m of rock, thus protecting them from cosmic (see [62] for detailed methodology).

4. Results

4.1. Local Characterization of Storm Gloria

The Gloria event impacted the Têt River, and its area from 18 to 26 January 2020 and was characterized by intense precipitation. Most rainfall was concentrated in the SE part of the Têt catchment area, upstream of the Vinça dam (cumulative rainfall during the event was >300 mm, with a maximum of 560 mm), whereas downstream of the dam, rainfall was less significant (between 130 and 250 mm) (Figure 3).

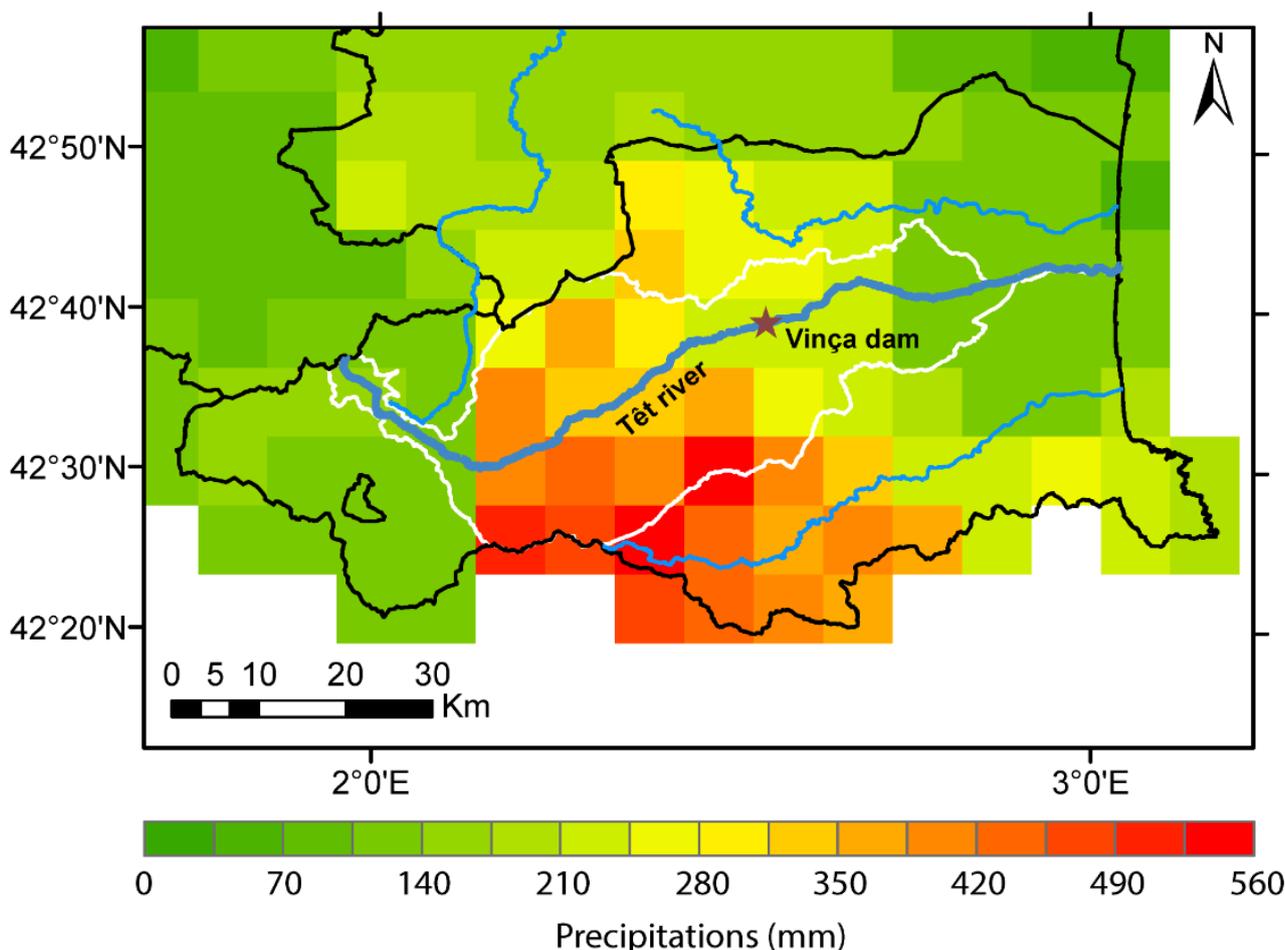


Figure 3. Accumulated precipitation from 18 to 26 January 2020 on a grid of 8 km resolution (SAFRAN). The limits of the French departments are indicated by black polygons, the Têt catchment area by white polygon, and the rivers by blue lines. The position of the Vinça dam is indicated by the brown star.

The meteorological conditions first indicated a decrease in atmospheric pressure between 18 January at 09:00 UTC and 19 January (1031 to 1022 hPa) (Figure 4a), accompanied by fairly weak easterly winds (2.5 to 3.4 m s⁻¹) (Figure 4b). Until 21 January, a rapid increase in atmospheric pressure (to 1036 hPa) was observed without significant change in wind characteristics. From 21 to 24 January, a second decrease in atmospheric pressure occurred, with moderate winds (up to 12 m s⁻¹) and a shift from an easterly to an S-E direction. After 24 January, the atmospheric pressure stabilized around 1022 hPa, and the wind characteristics were weak. From 21 to 24 January, a second decrease in atmospheric pressure occurred, with moderate winds (up to 12 m s⁻¹) and a shift from an easterly to an S-E direction. After 24 January, the atmospheric pressure stabilized around 1022 hPa, and the winds became weak. Precipitation, mostly concentrated on 21 January, led to a rapid increase in the Têt River discharge from 5 to 1000 m³ s⁻¹ (22 January at 16:00) (Figure 4c). After a decrease in the river discharge over a small number of hours, a second peak reaching 1280 m³ s⁻¹ was observed on 25 January at 12:00 H (according to the HYDRO database, the return period of this flood event was estimated to be more than 50 years). Finally, the water discharge decreased progressively until to 26 January. The Hs was below 1.5 m (East to N-E direction) until 20 January at 08:00 (Figure 4d). From there, a rapid increase was observed, reaching 6.3 m (according to the CANDHIS database, the return period was estimated to 15 years for the zone, [63]) 21 January at 12:00. The decrease in Hs started on 22 January at 07:00 and lasted until 26 January, with waves coming from the southeast.

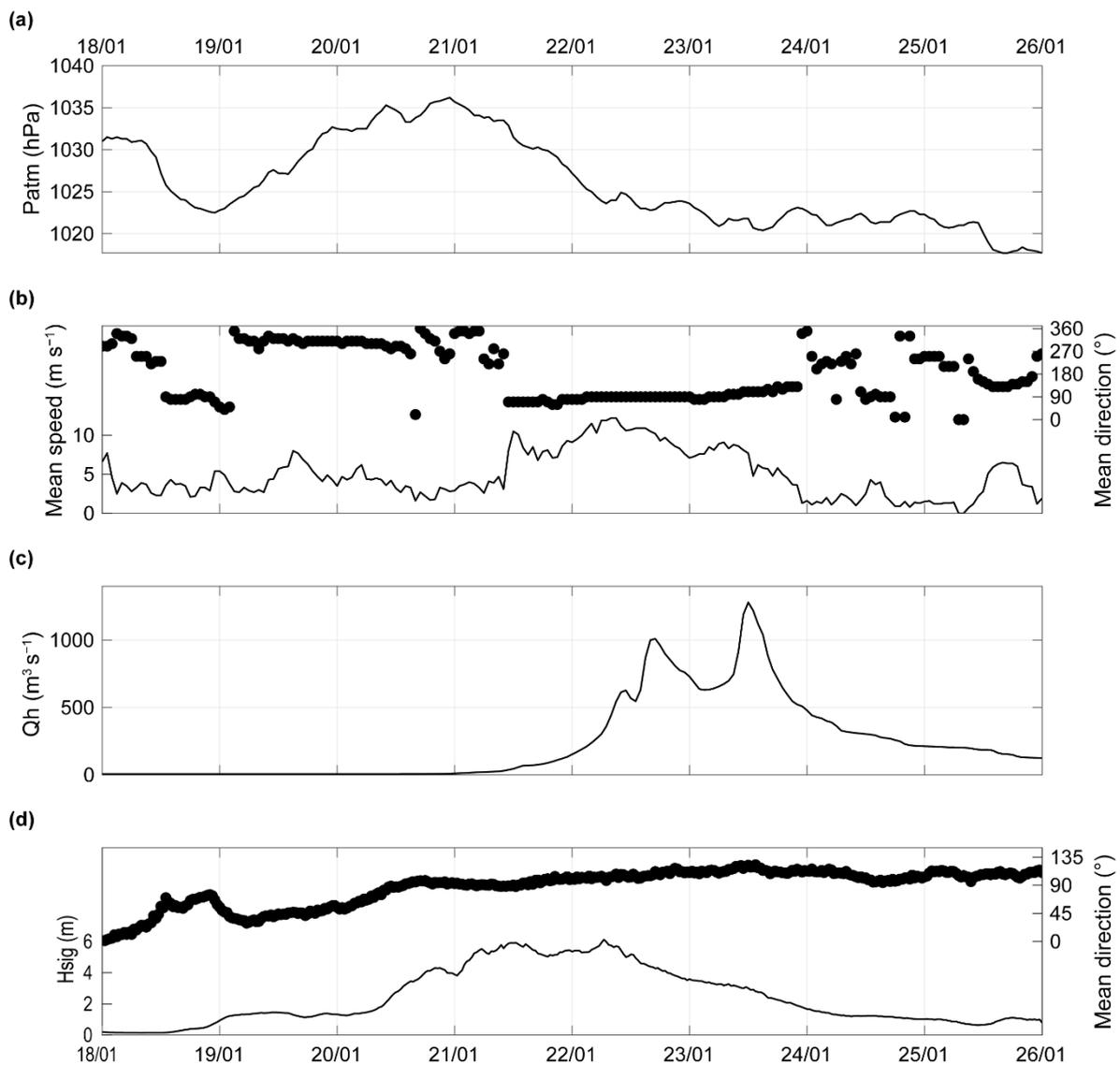


Figure 4. Time series from 18 to 26 January 2020 of: (a) local atmospheric pressure (Perpignan airport), (b) hourly mean wind speed and direction represented by black line and dots, respectively (Torreilles station), (c) Tet hourly discharge (Station 1), and (d) significant wave height and direction represented by black line and dots, respectively (Station 4). By convention, wind direction indicates its origin, and the H_s the direction of its flow.

4.2. River Mouth Hydrodynamics

Analysis of H_s data made it possible to highlight three periods during Storm Gloria: the waxing storm, the storm peak, and the waning storm (Figure 5).

Waxing storm: During this period (H_s : 0.16 to 5.5 m), sea water level, set-up and run-up max showed increases of 0.4, 0.7 and 1.9 m, respectively, with a slight tidal signature (Figure 5a,b). The fluvial level of the Têt River was characterized by different behaviors between Stations 1 and 3. The first station presented a relatively stable fluvial level until 21 January (0.3 m), whereas Station 3 showed an increase by 1 m from 19 to 21 January at 06:00 (Figure 5c). River currents in this last station were weak (0.1 m s^{-1}) and oriented to the north (Figure 5d,e). The concentration of SPM measured at Station 4 at a depth of 10 m first showed an increase from 19 January at 21:00, and remained moderate (around 6 g m^{-3}) (Figure 5f).

Storm peak: The peak of the storm was characterized by an H_s of 5.5 m for 25 h. This induced high values of sea water level, and set-up and run-up max exhibited maximum

ing wave conditions (Figure 5a,b). An increase in fluvial level at the station continued until 2.9 m on 22 January at 16:00, before falling to 3.2 m on 23 January at 12:00 (peak of the fluvial flood). After that, the Têt's level decreased progressively until to 26 January. Model outputs at Station 3 showed that only during this a period did the fluvial level decrease (Figure 5c). A first rapid increase in SPM was recorded at Station 4 (up to 15 g L⁻¹); then, a second occurred on 23 January at 15:00 (up to 26 g L⁻¹), saturating the sensor. On 25 January, the concentration rapidly decreased (down to 0.9 g L⁻¹ in 3 h).

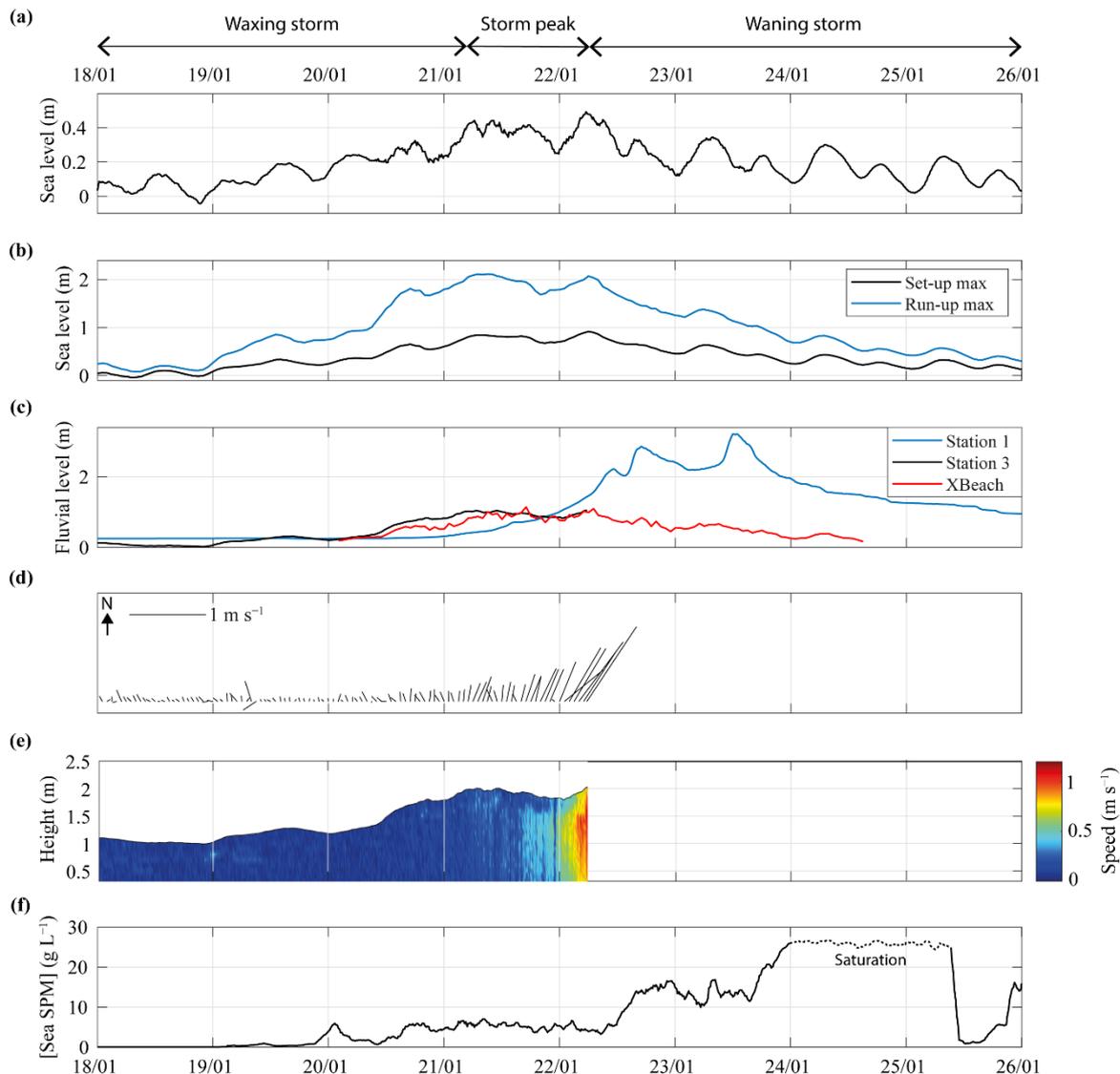


Figure 5. Time series from January 18 to 26, 2020 of: (a) sea water level (Station 4), (b) calculated set-up and run-up max, (c) fluvial water level (each stations are indicated in legend), (d) mean current direction and velocity in the inland mouth (Station 3), (e) velocity in the water column (Station 3) and (f) concentration of SPM measured offshore at Station 4 at a depth of 10 m depth (Station 4). By convention, current sticks represent the direction towards which the current is flowing.

Storm peak: The peak of the storm was characterized by an H_S of 5.5 m for 25 h. This induced high values of sea water level, and set-up and run-up max exhibited maximum values of 0.5, 0.92 and 2.1 m (Figure 5a,b). Fluvial level started to increase at Station 1 and remained stable up to 1 m at Station 3 until its destruction (Figure 5c). River current velocity at Station 3 showed a rapid and brutal increase (0.3 to 1 m s⁻¹ in 6 h), with an orientation towards the North-East (i.e., the main river channel direction) (Figure 5d,e). The concentration of SPM at Station 4 remained moderate, at around 6 g L⁻¹ (Figure 5f).

Waning storm: During this period (H_S : 6.3 to 0.6 m), sea water level, set-up and run-up max decreased progressively to 0.1, 0.1 and 0.3 m, respectively, in relation to decreasing wave conditions (Figure 5a,b). An increase in fluvial level at the station continued until 2.9 m on 22 January at 16:00, before falling to 3.2 m on 23 January at 12:00 (peak of the fluvial flood). After that, the Têt's level decreased progressively until to 26 January. Model outputs at Station 3 showed that only during this a period did the fluvial level decrease (Figure 5c). A first rapid increase in SPM was recorded at Station 4 (up to 15 g L⁻¹); then, a second

occurred on 23 January at 15:00 (up to 26 g L^{-1}), saturating the sensor. On 25 January, the concentration rapidly decreased (down to 0.9 g L^{-1} in 3 h).

Figure 6a shows the important morphological evolutions of the Têt mouth with the northern spit breaching (Figure 6a) and the complete destruction of the mouth 2H30 before the peak of the fluvial flood (Figure 6b).

(a)



(b)



Figure 6. Morphology of the Têt mouth at (a) 21 January 2020 at 12:00 and (b) 24 January 2020 at 11:30.

4.34 Morphological Changes

Before the Gloria event, the Têt outlet was very narrow (20 m) and was partially closed by two sand spits on the southern updrift side (90 m long) and on the northern downdrift side (50 m long) (Figure 7a). Their maximum elevation was low, at around 1.2 m above mean sea level. The fluvial part of the mouth was characterized by a deep channel close to the northern bank of the river (up to 2.8 m water depth), with a very large shallow platform (around 1 m water depth) in the central and southern part. The nearshore zone was characterized by a shallow crescentic delta in front of the main axis of the river, and a wide elevated area only 5 m above depth in front of the Gloria delta. The total width of the outlet was approximately 250 m wide and 1.5 m deep (Figure 7b, 8a). Sediment loss in this area is estimated to be around $-37,000 \pm 2800 \text{ m}^3$ (zone 2). The water depth of the channel in the fluvial part increased due to an erosion of around 0.7 m ($8300 \pm 1900 \text{ m}^3$, zone 3) (Figure 7a), while the rest of this part of the mouth did not change significantly. Important changes in the nearshore area were observed, with a large accretion zone with a thickness of 1.6 m, reaching a maximum of 2.7 m, just northwards of the outlet ($90,000 \pm 10,000 \text{ m}^3$, zone 4) (Figure 7c, 8b). Its geometry was a triangle with a slope of 1:1 on its north side and a gentler slope on its south side. During the event, the crescentic bar moved offshore by approximately 90 m. During the event, the crescentic bar moved offshore by approximately 90 m.

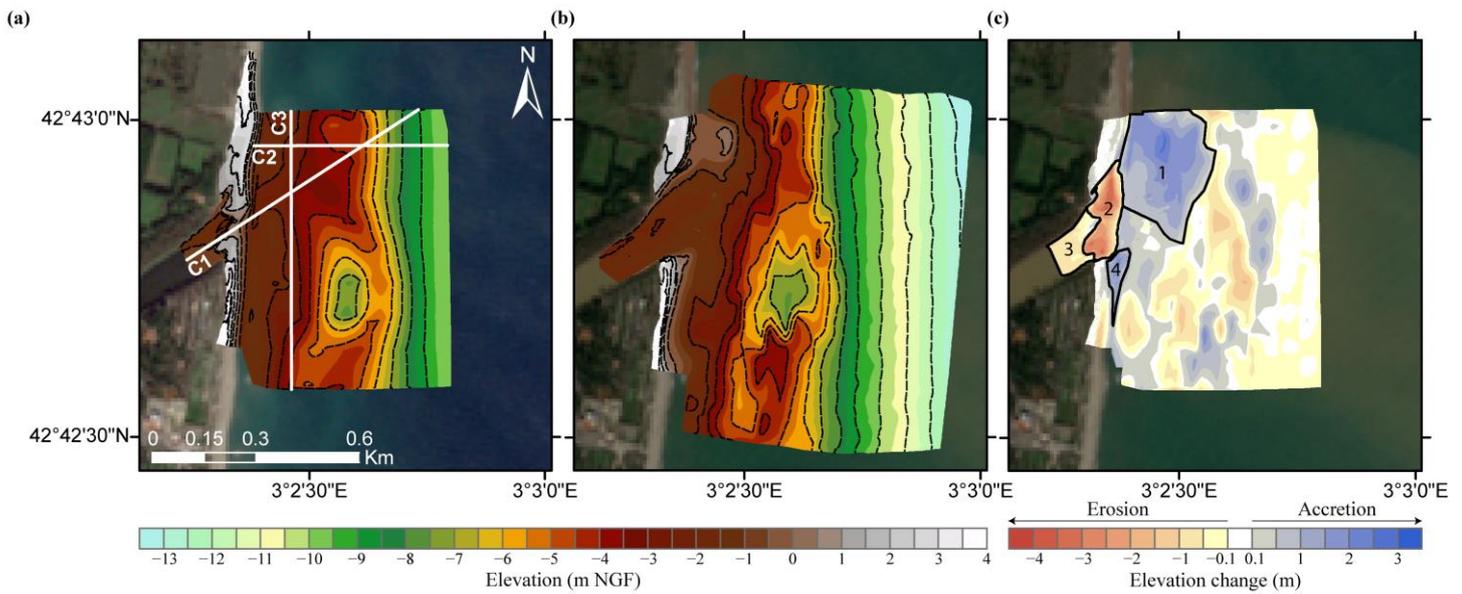
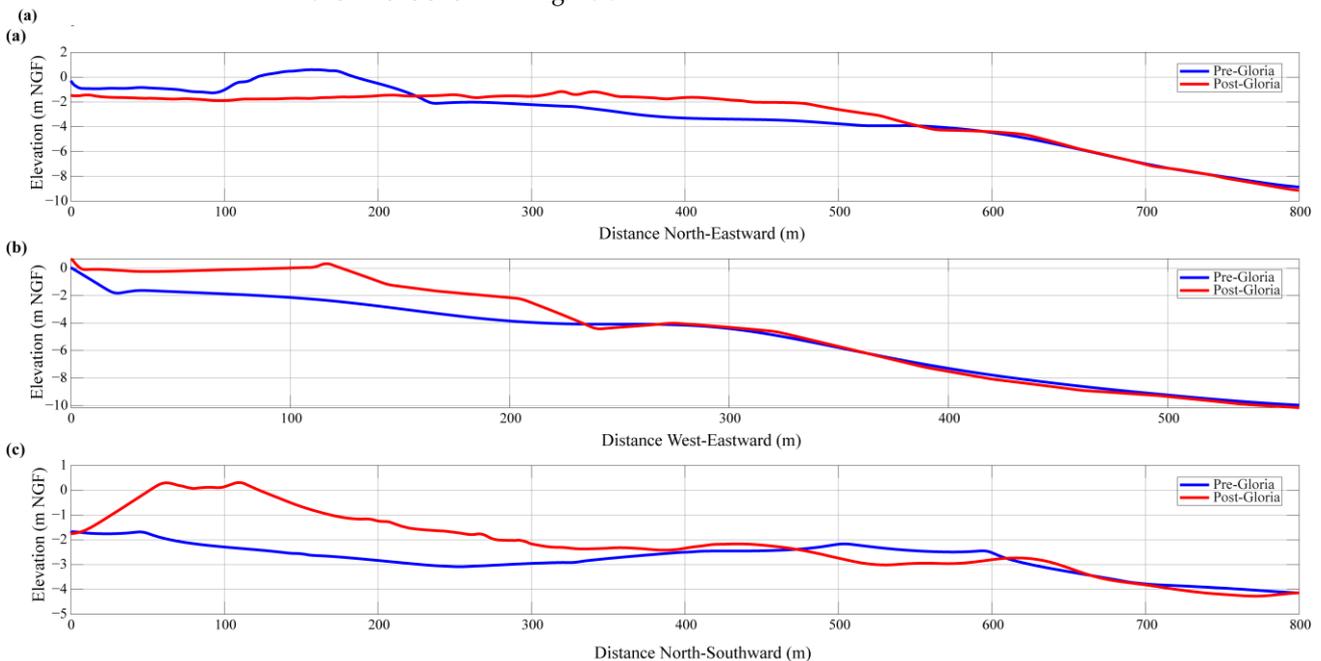


Figure 7. (a) The digital elevation model before the Gloria event, (b) the digital elevation model after the Gloria event, and (c) the differential digital elevation model acquired from the comparison of the two previous ones. Dashed and black lines correspond to topographic/bathymetric isocontours and the volume calculation areas numbered from 1 to 4, respectively. White lines correspond to the profile evolutions shown in Figure 8.



shore profile evolution (C3).

Figure 8. (a) Longitudinal profile evolution (C1), (b) cross-shore profile evolution (C2), and (c) long-shore profile evolution (C3).

4.4. Coastal Sedimentation Characteristics
 Facies description and grain size analysis were performed on the three sediment cores at depths of 10, 20 and 28 m, in front of the Têt River (St10, St20 and St28 on Figure 1b). Analysis revealed four distinct sedimentary layers (Figure 9). The first layer was characterized by silty material, mostly composed of fine sediment (from 12 to 65% of silt and) with the fine proportion increasing with distance to the river mouth. Its thickness was 3 cm for St10, 2 cm for St20 and 1 cm for St28. This layer was interpreted as being the Gloria flood deposit for St10 and St20. The second layer was only present in St20 at depths from 3 to 7 cm. It was composed of a mixture of flood deposit (sand and silts (40%

increasing distance from the river mouth. This layer was present from 7 cm for St10, from 2 cm for St20, and from 0.5 to 4 cm for St28. The last layer was composed of mud (between 20 and 30% of >63 μm), and was only present in St28 below 4 cm. Reworked layers were estimated on the basis of the presence of excess ²¹⁰Pb values in the sediment for St10, St20 and St28 at depths of 7, 2 and 0.5 cm, respectively. 13 of 21

For the St10 core, the radioisotope ⁷Be (T_{1/2} = 53.2 days) presented an activity of 70 Bq kg⁻¹, which decreased rapidly with increasing depth (up to 25 Bq kg⁻¹). Its activity was much lower in the St20 core, but with the same trend in depth (up to 7.5 Bq kg⁻¹). Little ⁷Be activity was found in the deepest core (St28) (maximum 2.9 Bq kg⁻¹). The activity of ²¹⁰Pb (T_{1/2} = 22.3 years) was more variable in the St10 core, which first exhibited a decrease with values between 72 to 25 Bq kg⁻¹, followed by a slight increase before falling gradually with increasing depth (up to 7 Bq kg⁻¹). Its activity was much lower in the St20 core, but it followed the same trend with increasing depth (up to 20 Bq kg⁻¹). The activity of ²¹⁰Pb in the St28 core showed a regular decrease with depth from 40 to 0.6 Bq kg⁻¹ and St28 at depths of 7, 2 and 0.5 cm, respectively.

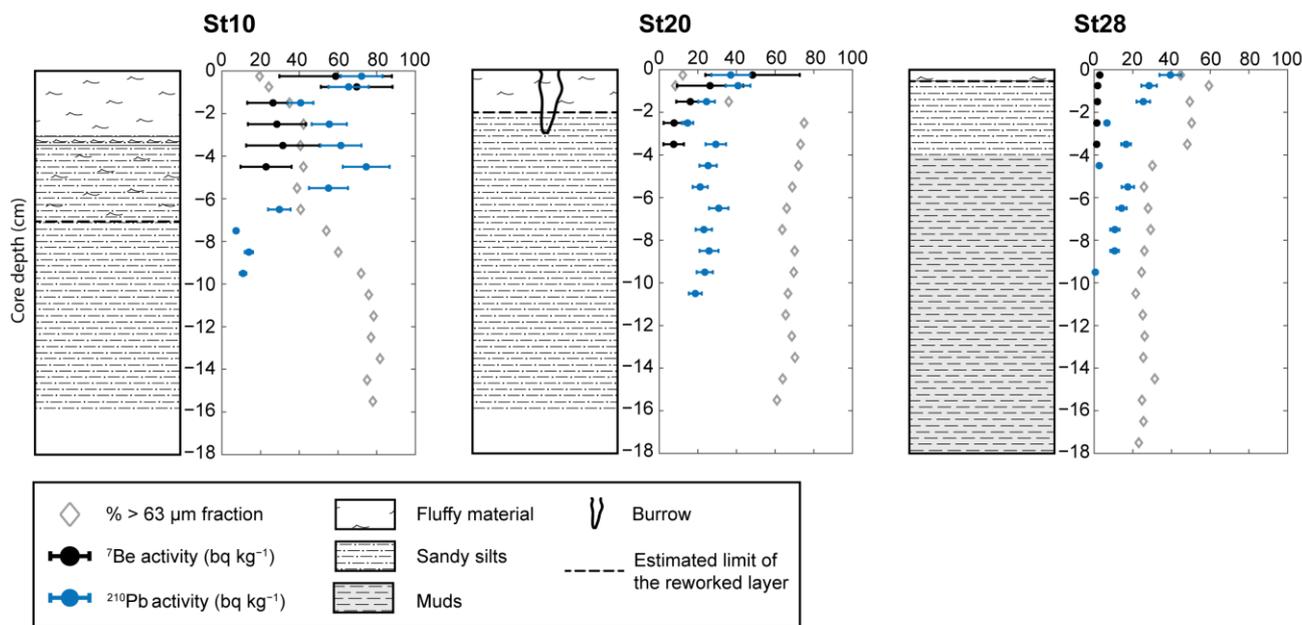


Figure 9. Sedimentary logs of sediment cores at 10, 20 and 28 m depth from 12 January 2020 showing down-core profiles of the fraction of particles >63 μm, the Be⁷ and the ²¹⁰Pb activities.

4.5. Sediment Fluxes

For the St10 core, the radioisotope ⁷Be (T_{1/2} = 53.2 days) presented an activity of 70 Bq kg⁻¹, which decreased rapidly with increasing depth (up to 25 Bq kg⁻¹). Its activity was much lower in the St20 core, but with the same trend in depth (up to 7.5 Bq kg⁻¹). Little ⁷Be activity was found in the deepest core (St28) (maximum 2.9 Bq kg⁻¹). The activity of ²¹⁰Pb (T_{1/2} = 22.3 years) was more variable in the St10 core, which first exhibited a decrease with values between 72 to 25 Bq kg⁻¹, followed by a slight increase before falling gradually with increasing depth (up to 7 Bq kg⁻¹). Its activity was much lower in the St20 core, but it followed the same trend with increasing depth (up to 20 Bq kg⁻¹). The activity of ²¹⁰Pb in the St28 core showed a regular decrease with depth from 40 to 0.6 Bq kg⁻¹.

Type of Transport	Total (t)	Sand (t)	Sand Volume (m ³)
SPM	198,000 ± 28,000	23,500 ± 600	14,700 ± 400
Bedload	22,000 ± 3,100	19,800 ± 2800	12,400 ± 1800

Table 1 summarizes the sediment fluxes with respect to the fluvial input estimated during the Gloria event. The total SPM reaching the sea during this flood was estimated to be 198,000 ± 28,000 t. The sand fraction was estimated to be 23,500 ± 600 t (14,700 ± 400 m³), representing 12% of the total suspended load during this flood. The estimation of the bedload was to 22,000 ± 3100 t for an estimated sand volume of 19,800 ± 2800 t (12,400 ± 1800 m³).

Table 1. Summary of the estimated sediment fluxes during the Gloria event.

Type of Transport	Total (t)	Sand (t)	Sand Volume (m ³)
SPM	198,000 ± 28,000	23,500 ± 600	14,700 ± 400
Bedload	22,000 ± 3 100	19,800 ± 2800	12,400 ± 1800

5. Discussion

5.1. Conceptual Model of Spit Breaching during Fluvial/Marine Event

The monitoring of the Têt River mouth described in this study makes it possible to propose a conceptual model of its morphological adjustment in response to the concomitance of fluvial/marine processes during the Gloria event (Figure 10). This model is intended to complement the models proposed by [64–67], which focused mainly on the response of a sand/gravel barrier to marine process by adding the impact of a concomitant event. This model is divided into five stages. Stage 1 displays the initial morphology and hydrodynamic situation before the event. The fluvial and marine level are similar, allowing a natural outflow of the river even if the outlet width is reduced by the presence of the spits. During Stage 2, despite an increase in atmospheric pressure and offshore winds, an increase in sea level and significant wave heights is observed, which is associated with the swell conditions generated between France and Corsica Island. Due to a low elevation (1 to 2 m above mean sea level) and narrow shape (a few tens of meters width) of the spits, overtopping occurred on their lowest parts. This caused an increase in the water level in the fluvial part of the mouth, reinforced by the difficulty of outflow on the outlet due to breaking waves. During Stage 3, overtopping was more frequent, inducing erosion of the crest of the spits and an early phase of inundation. These overwash events induced a landward sediment transport (overwash deposits). At the same time, the seepage of marine and river water through spits and the saturation of the table probably contributed to its weakness. Stage 4 corresponds to the peak of the storm, marked by strong marine winds (E-SE). Coastal sea level, H_S , and overtopping reach their maximum. The precipitation that took place earlier on the watershed at this point initiated flooding of the river, helping to further increase the water fluvial level, leading to the breaching of spit. The magnitude and extent of this breaching cannot be estimated (except that it started in the north), due to the strong offshore velocities measured in the river mouth, attesting to the flushing flow from the river mouth to the nearshore area. Finally, Stage 5 is characterized by the decrease in marine processes and the peak of the flood, completing the total destruction of the spits. Despite high fluvial flows, incident waves (S-E) induced the deposition of the major part of exported sediment in the northward part of the mouth in shallow water, except for the finest sediment fraction, which was transported further on the nearshore. Marine processes contributed to the weakening of the spits and the initiation of their breaching, with the exceptional impact of the subsequent flooding helping to amplify the breaching, leading to the complete destruction of the mouth. This phenomenon demonstrates the complexity of such concurrent storm and flood events.

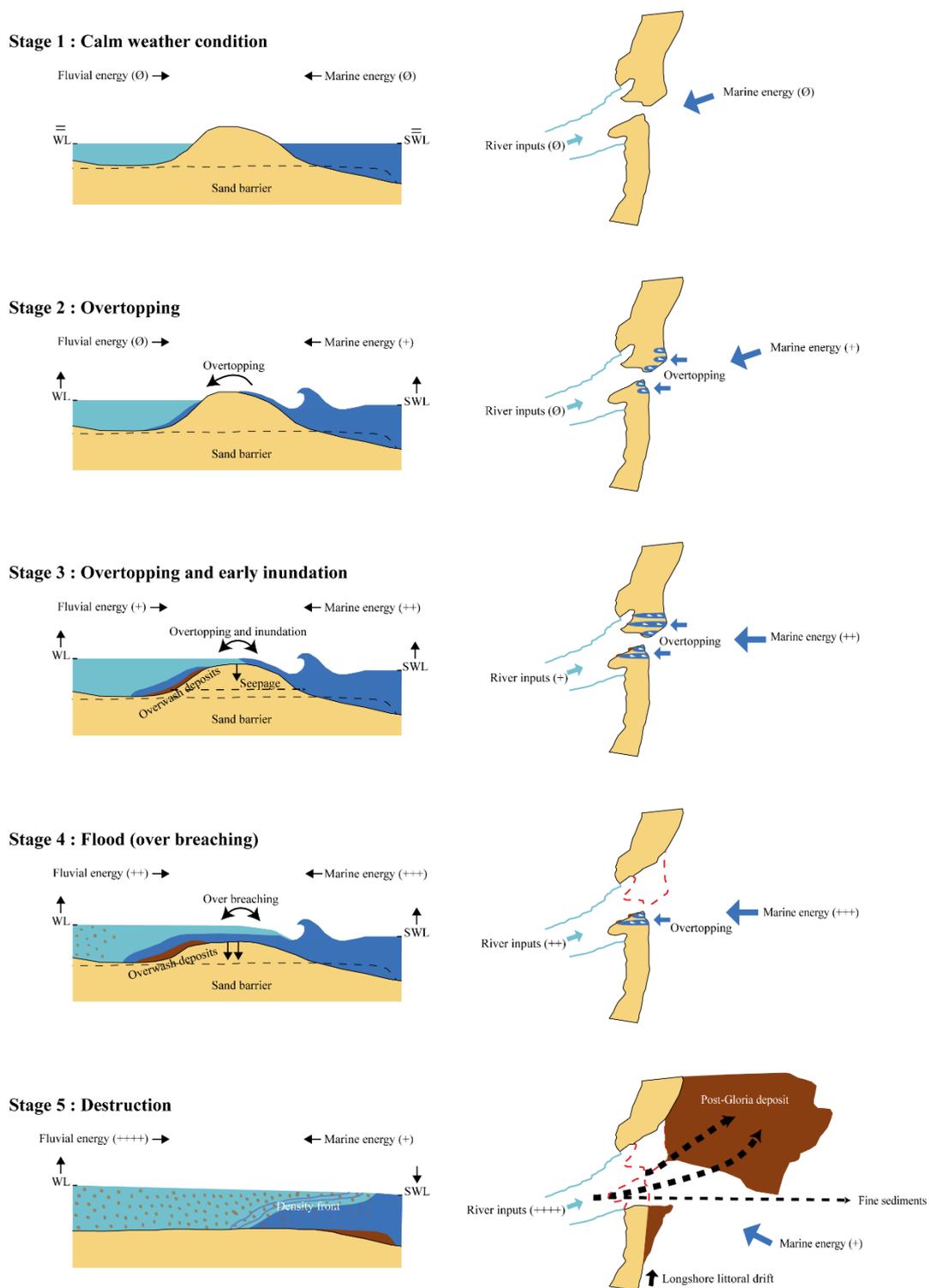


Figure 10. Conceptual model of evolution of the Têt River mouth during the Gloria event.

5.2. Role of Hydrodynamic Condition in Spit Breaching

Coastal flood risk assessments and morphological changes in river mouth areas are generally based on approaches in which fluvial floods [8,68] and storm surges [69,70] occur separately. However, they may additionally stem from a common meteorological cause, making these events concomitant. The small temporal shift between these two events (as in the case of the Gloria event) varies between 1 and 13 days depending on the catchment area configuration (i.e., the presence of dams or other anthropogenic

catchment area configuration (i.e., the presence of dams or other anthropogenic influences) or meteorological characteristics [35,36]. This is the case in the Gulf of Lions, where “wet storms” are typical, and are characterized by back-to-back storm and flood events [71]. Recently, these concomitant events have mainly been studied in terms of coastal flooding under the name of “Compound flooding” [36,72]. However, morphological response is less documented, while their adjustment is necessarily different and more complex. In this study, the small temporal shift between fluvial and marine processes enabled better discrimination of the influence of each process on the morphodynamics of the outlet.

The impact of marine processes on spit breaching is well known, whereby storm events lead the vulnerability to wave run-up and to overtopping over the coastal barrier [73,74]. Overtopping, the transport of large amounts of sediment landward in the form of overwash deposits [75], therefore contributes to reducing the height of the spit, thus weakening it [22,70]. Similarly, the transfer of water by overtopping and the perturbation of the outflow by the storm can participate in the establishment of a significant level shift between the two sides of the spit, which, by pressure and seepage, can lead to the initiation of a breach [32,76,77]. In our study, we observed the same processes at the beginning of the event, which led to the weakening of the sand spits and the initiation of their breaching. These marine processes were then limited by the oncoming flood, which reduced the wave action. The impact of flooding on spit morphodynamics is also well known, and can lead to the erosion of the river channel and the outlet [30]. When river discharge is sufficient, breach of the spit can be observed [9,78], resulting a rapid drop in the water level [79]. During extreme events, total destruction can occur, as in the Santa Clara River (California) [80] or during the Gloria event described in our study.

Our results show that storm and flood events may elicit opposite responses, particularly in terms of sediment transport, but both participate in spit breaching. When these events occur at the same time, great morphological evolutions can be observed, even in cases where the consideration of either driver alone would not be particularly severe [35]. This is the consequence of the concomitance of two events within a short space of time. Nevertheless, the main mechanisms explaining breaching remained unclear. The first works [40] on the Têt River mouth suggested that the river jet itself (for flood $<241 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) made a very small contribution to the opening of the river mouth. In this study, we confirmed the role of marine processes in the initiation of breaching. However, due to its exceptional intensity, the impact of the flood on the destruction of the outlet is clear. It flushed out the remaining spits and enlarged the channel at its maximum.

5.3. Sediment Transfers

The Gloria event led to the complete destruction of the Têt River mouth, with a large seaward sand transport to the nearshore. We observed the creation of a large subaqueous delta (zone 1 on Figure 7) that was shifted slightly northwards from the main axis of the channel. The same behavior was observed by [28] in a previous event, and could be the result of several mechanisms. During the destruction of the spit, the river jet becomes stronger than the longshore currents, and offshore circulation is jet-dominated [81], which is attested by the small accretion area in the south. In this case, a subaqueous delta is deposited in the direction of the river jet, following the axis of the channel (N-E). As shown in [82], the presence of bars, acting as bathymetric obstacles in front of the river jet, are able to modify local flow patterns to the point of suppressing the jet-like flow structure. Ref. [81] argued that these bars cause the spread of lateral momentum and the inhibition of vertical spreading. Therefore, the presence of bars disturbs the river jet, limiting its offshore extension and subjecting it to longshore current.

The sediment volume of this large subaqueous delta (zone 1) is estimated at $90,000 \pm 10,000 \text{ m}^3$. Several hypotheses can explain its source. First, it can be determined that the erosion of the first 100 m of the inner mouth, as well as the destruction of the sandy spits, participated about 50% ($45,300 \pm 4700 \text{ m}^3$). In addition, it is estimated that the river inputs contributed to 30% by means of SPM and bedload transport. The estimated

input of SPM at Station 2 ($198,000 \pm 28,000$ t over 8 days) corresponds to 4.4 times the total mean annual suspended load of the Têt River ($45,000 \pm 35,000$ t year⁻¹ [83]). The sandy fraction represents about 12% of this amount ($23,500 \pm 600$ t), which is a lower proportion than that observed on the Eel River, a larger mountainous river on the Californian margin ($\sim 24\%$, [84], or during the flood of 2004 on the Têt ($\sim 25\%$, [28]). This can be explained by the fact that the maximum rainfall was located upstream of the Vinça dam, unlike the flood of 2004, which occurred mainly in the lower part of the Têt River catchment [28]. In effect, Ref. [85] showed that about 40% of suspended particulate matter was retained in the Vinça dam. However, the value is similar to those observed in larger rivers such as the Rhône ($\sim 15\%$, [86]). Nevertheless, it is also possible that this estimate of suspended sand transport has been slightly underestimated. Indeed, its estimation is based on the amount of sand collected on the surface, but as this sediment has a less homogeneous vertical distribution than the fine particles, this may lead to an underestimation of the suspended sand flux. Therefore, the sand contained in the SPM represents the deposition of 16% of the subaqueous delta ($14,700 \pm 400$ m³). With respect to bedload transport, its participation was estimated at 14% ($12,400 \pm 1800$ m³). Despite these various hypotheses and their uncertainties, the sediment balance of these deposits was not in equilibrium (20% deficit). We suggest that the remobilization of coastal sediments during the storm event, and their transport northwards by the action of the longshore drift and S-E waves, played a role. Although the cores suggest that resuspension is only observed at a depth of 10 m (as determined by the radioisotope ²¹⁰Pb, Figure 9), the offshore displacement of the bars does not allow us to put forward an onshore contribution from this resuspension. Similarly, the accumulation to the south of the mouth (updrift coast) suggests a sediment trapping associated with the hydraulic barrier induced by the river jet during the flood peak. The contribution of the updrift coast sediment transported by the littoral drift to the subaqueous delta can then be considered to be negligible. One other hypothesis is the erosion of the channel upstream of the survey area. In this study, it was only possible to quantify the channel erosion for the first 100 m, representing 9% of the subaqueous delta deposited, and an extra contribution from the channel is probable. When the river mouth is closed, an accumulation in the channel is observed, and this accumulation probably affects more than the first 100 m. This latter hypothesis is related to the sedimentation of fine particles close to the river mouth (in the subaqueous delta). The presence of mostly fine sediments within the layer of flood deposits observable on cores St10 and St20 (determined by the radioisotope ⁷Be, Figure 9) confirms that a large proportion of fine sediments was exported offshore, unlike the sandy sediments, which were deposited in the subaqueous delta. However, a significant amount of fine sediment could have been trapped in the subaqueous delta by flocculation, increasing the total volume, as was observed in the Rhône delta in [87,88]. These last two hypotheses will be investigated in future work.

6. Conclusions

This study shows, for the first time, the monitoring of an extreme concomitant event that has been paid relatively little attention in the literature. It was observed that hydrodynamic processes were involved in the small temporal shift, with marine processes intervening first. These processes participated in weakening the sand spits and initiating breaching. The exceptional impact of the subsequent flooding helped to amplify the breaching phenomenon, leading to the complete destruction of the mouth. Thus, the concomitance of storm and flood during the Gloria event amplified the morphodynamic impact and led to a different result than would have been observed if either of these events had acted on the system independently. This shows the importance of studying these concomitant events in the context of climate change, and their potential increase in frequency and intensity in the near future. Moreover, our study highlights the relationship between the destruction of the mouth and the fluvial inputs leading to the creation of a large post-Gloria subaqueous delta. Even considering the uncertainty in our estimates, half of the inputs originated from the destruction of the river mouth, while only 30% were caused by the river flood. It is

important to note that the river contributes only a small part to the subaqueous delta in extreme flooding, compared to smaller events. The location of rainfall, particularly in catchment areas controlled by dams, is therefore a major consideration that can strongly affect the supply of sediment to the coast. The totality of the inputs that take part in the creation of this subaqueous delta could not be explained, but in view of the different avenues put forward, further work should be carried out to explore them in greater depth.

Author Contributions: Conceptualization, methodology, and writing, F.M., Y.B., N.R. and F.B.; analyses, F.M. and Y.B.; funding acquisition, Y.B. and F.B. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: The corresponding author is funded through a PhD grant of French Occitanie Region and Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). This work was supported by the DEM'EAUX project funded by the regional council Occitania and the FEDER.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: All data acquired in the framework of the DEM'EAUX project are available at the following address: <https://demeauxroussillon.follow.solutions/>.

Acknowledgments: We thank Météo France for supplying meteorological data, the DREAL Occitanie for hydrologic data and CEREMA/DREAL Occitanie/Observatoire Océanologique de Banyuls for wave data. We thank P. Feysat and O. Raynal for the acquisition of post-Gloria bathymetry and N. Valentini for the X-Beach modeling. Thanks to the three anonymous reviewers, and the journal editor for their constructive and thoughtful comments and suggestions.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Boyd, R.; Dalrymple, R.; Zaitlin, B.A. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* **1992**, *80*, 139–150. [[CrossRef](#)]
2. Cooper, J. Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology* **2001**, *40*, 99–122. [[CrossRef](#)]
3. Roy, P.; Williams, R.; Jones, A.; Yassini, I.; Gibbs, P.; Coates, B.; West, R.; Scanes, P.; Hudson, J.; Nichol, S. Structure and Function of South-east Australian Estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2001**, *53*, 351–384. [[CrossRef](#)]
4. Becker, A.; Laurenson, L.J.; Bishop, K. Artificial mouth opening fosters anoxic conditions that kill small estuarine fish. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2009**, *82*, 566–572. [[CrossRef](#)]
5. Behrens, D.K.; Bombardelli, F.A.; Largier, J.L.; Twohy, E. Characterization of time and spatial scales of a migrating rivermouth. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L09402. [[CrossRef](#)]
6. Davidson, M.; Morris, B.; Turner, I. A simple numerical model for inlet sedimentation at intermittently open–closed coastal lagoons. *Cont. Shelf Res.* **2009**, *29*, 1975–1982. [[CrossRef](#)]
7. Cooper, J.G. Sedimentary processes in the river-dominated Mvoti estuary, South Africa. *Geomorphology* **1994**, *9*, 271–300. [[CrossRef](#)]
8. Lichter, M.; Klein, M. The effect of river floods on the morphology of small river mouths in the southeastern Mediterranean. *Z. Für Geomorphol.* **2011**, *55*, 317–340. [[CrossRef](#)]
9. Measures, R.J.; Hart, D.E.; Cochrane, T.A.; Hicks, D.M. Processes controlling river-mouth lagoon dynamics on high-energy mixed sand and gravel coasts. *Mar. Geol.* **2020**, *420*, 106082. [[CrossRef](#)]
10. Lesourd, S.; Lesueur, P.; Brun-Cottan, J.; Garnaud, S.; Poupinet, N. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2003**, *58*, 3–16. [[CrossRef](#)]
11. Robin, N.; Levoy, F. Stage and rate of formation of a complex spit in a megatidal environment. *Z. Für Geomorphol.* **2007**, *51*, 337–360. [[CrossRef](#)]
12. Thomas, T.; Lynch, S.; Phillips, M.; Williams, A. Long-term evolution of a sand spit, physical forcing and links to coastal flooding. *Appl. Geogr.* **2014**, *53*, 187–201. [[CrossRef](#)]
13. Hein, C.J.; Fallon, A.R.; Rosen, P.; Hoagland, P.; Georgiou, I.Y.; Fitzgerald, D.M.; Morris, M.; Baker, S.; Marino, G.B.; Fitzsimons, G. Shoreline Dynamics Along a Developed River Mouth Barrier Island: Multi-Decadal Cycles of Erosion and Event-Driven Mitigation. *Front. Earth Sci.* **2019**, *7*, 103. [[CrossRef](#)]
14. Robin, N.; Levoy, F.; Anthony, E.J.; Monfort, O. Sand spit dynamics in a large tidal-range environment: Insight from multiple LiDAR, UAV and hydrodynamic measurements on multiple spit hook development, breaching, reconstruction, and shoreline changes. *Earth Surf. Process. Landf.* **2020**, *45*, 2706–2726. [[CrossRef](#)]

15. Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Res.* **1992**, *62*, 1130–1146. [[CrossRef](#)]
16. Galloway, W.E. *Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems*; Houston Geological Society: Houston, TX, USA, 1975; pp. 87–98.
17. Van Niekerk, L.; Van Der Merwe, J. The hydrodynamics of the Bot River Estuary revisited. *Water SA* **2005**, *31*, 73–86. [[CrossRef](#)]
18. McSweeney, S.L.; Kennedy, D.M.; Rutherford, I.D. The daily-scale entrance dynamics of intermittently open/closed estuaries. *Earth Surf. Process. Landf.* **2018**, *43*, 791–807. [[CrossRef](#)]
19. Ranasinghe, R.; Pattiaratchi, C.; Masselink, G. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coast. Eng.* **1999**, *37*, 1–36. [[CrossRef](#)]
20. Ranasinghe, R.; Pattiaratchi, C. The Seasonal Closure of Tidal Inlets: Causes and Effects. *Coast. Eng. J.* **2003**, *45*, 601–627. [[CrossRef](#)]
21. McSweeney, S.; Kennedy, D.; Rutherford, I.; Stout, J. Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons: Their global distribution and boundary conditions. *Geomorphology* **2017**, *292*, 142–152. [[CrossRef](#)]
22. Stretch, D.; Parkinson, M. The Breaching of Sand Barriers at Perched, Temporary Open/Closed Estuaries—A Model Study. *Coast. Eng. J.* **2006**, *48*, 13–30. [[CrossRef](#)]
23. Whitfield, A.K.; Bate, G.C.; South Africa; Water Research Commission. *A Review of Information on Temporarily Open/Closed Estuaries in the Warm and Cool Temperate Biogeographic Regions of South Africa, with Particular Emphasis on the Influence of River Flow on These Systems*; Water Research Commission: Gezina, South Africa, 2007; ISBN 978-1-77005-518-6.
24. Largier, J.; Taljaard, S. The dynamics of tidal intrusion, retention, and removal of seawater in a bar-built estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **1991**, *33*, 325–338. [[CrossRef](#)]
25. Boudet, L.; Sabatier, F.; Radakovitch, O. Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: Role of storm and flood events. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2017**, *198*, 568–582. [[CrossRef](#)]
26. Castelle, B.; Dodet, G.; Masselink, G.; Scott, T. Increased Winter-Mean Wave Height, Variability, and Periodicity in the Northeast Atlantic Over 1949–2017. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 3586–3596. [[CrossRef](#)]
27. Rohmer, J.; Louisor, J.; Cozannet, G.L.; Naveau, P.; Thao, S.; Bertin, X. Attribution of Extreme Wave Height Records along the North Atlantic Coasts using Hindcast Data: Feasibility and Limitations. *J. Coast. Res.* **2020**, *95*, 1268. [[CrossRef](#)]
28. Bourrin, F.; Friend, P.; Amos, C.; Manca, E.; Ulses, C.; Palanques, A.; de Madron, X.D.; Thompson, C. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lions. *Cont. Shelf Res.* **2008**, *28*, 1895–1910. [[CrossRef](#)]
29. Many, G.; Bourrin, F.; de Madron, X.D.; Pairaud, I.; Gangloff, A.; Doxaran, D.; Ody, A.; Verney, R.; Menniti, C.; Le Berre, D.; et al. Particle assemblage characterization in the Rhone River ROFI. *J. Mar. Syst.* **2016**, *157*, 39–51. [[CrossRef](#)]
30. Zăinescu, F.; Vespremeanu-Stroe, A.; Anthony, E.; Tătui, F.; Preoteasa, L.; Mateescu, R. Flood deposition and storm removal of sediments in front of a deltaic wave-influenced river mouth. *Mar. Geol.* **2019**, *417*, 106015. [[CrossRef](#)]
31. Dufois, F.; Verney, R.; Le Hir, P.; Dumas, F.; Charmasson, S. Impact of winter storms on sediment erosion in the Rhone River prodelta and fate of sediment in the Gulf of Lions (North Western Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* **2014**, *72*, 57–72. [[CrossRef](#)]
32. Kraus, N.C.; Patsch, K.; Munger, S. Barrier Beach Breaching from the Lagoon Side, with Reference to Northern California. *Shore Beach* **2008**, *76*, 12.
33. Balouin, Y.; Howa, H. Sediment transport pattern at the Barra Nova inlet, south Portugal: A conceptual model. *Geo-Marine Lett.* **2001**, *21*, 226–235. [[CrossRef](#)]
34. FitzGerald, D.M.; Kraus, N.C.; Hands, E.B. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. *Environ. Sci. Eng.* **2000**, *11*.
35. Ganguli, P.; Merz, B. Extreme Coastal Water Levels Exacerbate Fluvial Flood Hazards in Northwestern Europe. *Sci. Rep.* **2019**, *9*, 13165. [[CrossRef](#)]
36. Petroliaqkis, T.I.; Voukouvalas, E.; Disperati, J.; Bidlot, J.; European Commission; Joint Research Centre. *Joint Probabilities of Storm Surge, Significant Wave Height and River Discharge Components of Coastal Flooding Events: Utilising Statistical Dependence Methodologies & Techniques*; Publications Office: Luxembourg, 2016; ISBN 978-92-79-57665-2.
37. Bas, X.P.L.; Levoy, F. Bar Migrations on a Macrotidal Ebb Delta over a Period of Six Years Using Lidar Survey. *J. Coast. Res.* **2018**, *85*, 146–150. [[CrossRef](#)]
38. Long, N.; Millescamps, B.; Guillot, B.; Pouget, F.; Bertin, X. Monitoring the Topography of a Dynamic Tidal Inlet Using UAV Imagery. *Remote Sens.* **2016**, *8*, 387. [[CrossRef](#)]
39. Morris, B.D.; Davidson, M.A.; Huntley, D.A. Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. *Mar. Geol.* **2001**, *175*, 251–272. [[CrossRef](#)]
40. Balouin, Y.; Bourrin, F.; Meslard, F.; Palvadeau, E.; Robin, N. Assessing the Role of Storm Waves and River Discharge on Sediment Bypassing Mechanisms at the Têt River Mouth in the Mediterranean (Southeast France). *J. Coast. Res.* **2020**, *95*, 351. [[CrossRef](#)]
41. Bertin, X.; Mendes, D.; Martins, K.; Fortunato, A.B.; Lavaud, L. The Closure of a Shallow Tidal Inlet Promoted by Infragravity Waves. *Geophys. Res. Lett.* **2019**, *46*, 6804–6810. [[CrossRef](#)]
42. Sherwood, C.R.; Long, J.W.; Dickhudt, P.J.; Dalyander, P.S.; Thompson, D.M.; Plant, N.G. Inundation of a barrier island (Chandeleur Islands, LA, USA) during a hurricane: Observed water-level gradients and modeled seaward sand transport. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2014**, *119*, 1498–1515. [[CrossRef](#)]

43. Sotillo, M.G.; Mourre, B.; Mestres, M.; Lorente, P.; Aznar, R.; García-León, M.; Liste, M.; Santana, A.; Espino, M.; Álvarez, E. Evaluation of the Operational CMEMS and Coastal Downstream Ocean Forecasting Services During the Storm Gloria (January 2020). *Front. Mar. Sci.* **2021**, *8*, 644525. [[CrossRef](#)]
44. Serrat, P.; Ludwig, W.; Navarro, B.; Blazi, J.-L. Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen: La Têt (France). *Comptes Rendus L'Académie Sci.—Ser. IIA—Earth Planet. Sci.* **2001**, *333*, 389–397. [[CrossRef](#)]
45. Aleman, N.; Robin, N.; Certain, R.; Anthony, E.; Barusseau, J.-P. Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology* **2015**, *241*, 175–191. [[CrossRef](#)]
46. Certain, R. Morphodynamique D'une Côte Sableuse Microtidale à Barres: Le Golfe Du Lion (Languedoc-Roussillon). Ph.D. Thesis, Université de Perpignan, Perpignan, France, 2002.
47. Kulling, B. Déformation Du Rivage et Dérive Littorale Des Plages Du Golfe Du Lion. Ph.D. Thesis, Aix-Marseille University, Aix-Marseille, France, 2017.
48. Aleman, N.; Robin, N.; Certain, R.; Vanroye, C.; Barusseau, J.-P.; Bouchette, F. Typology of Nearshore Bars in the Gulf of Lions (France) Using LIDAR Technology. *J. Coast. Res.* **2011**, *SI64*, 721–725.
49. Aleman, N. Morphodynamique à L'échelle Régionale D'une Avant-Côte Microtidale à Barres Sédimentaires: Le Cas du Languedoc-Roussillon à L'aide de la Technologie LiDAR. Ph.D. Thesis, Université de Perpignan, Perpignan, France, 2013.
50. Amores, A.; Marcos, M.; Carrió, D.S.; Gómez-Pujol, L. Coastal impacts of Storm Gloria (January 2020) over the north-western Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2020**, *20*, 1955–1968. [[CrossRef](#)]
51. López-Bustins, J.A.; Martín-Vide, J. Causes meteorològiques i contextualització climàtica de la precipitació del temporal Glòria. *Treb. Soc. Catalana Geogr.* **2020**, *89*, 39–54. [[CrossRef](#)]
52. de Alfonso, M.; Lin-Ye, J.; García-Valdecasas, J.M.; Pérez-Rubio, S.; Luna, M.Y.; Santos-Muñoz, D.; Ruiz, M.I.; Pérez-Gómez, B.; Álvarez-Fanjul, E. Storm Gloria: Sea State Evolution Based on in situ Measurements and Modeled Data and Its Impact on Extreme Values. *Front. Mar. Sci.* **2021**, *8*, 646873. [[CrossRef](#)]
53. Pérez-Gómez, B.; García-León, M.; García-Valdecasas, J.; Clementi, E.; Aranda, C.M.; Pérez-Rubio, S.; Masina, S.; Coppini, G.; Molina-Sánchez, R.; Muñoz-Cubillo, A.; et al. Understanding Sea Level Processes During Western Mediterranean Storm Gloria. *Front. Mar. Sci.* **2021**, *8*, 647437. [[CrossRef](#)]
54. Quintana Seguí, P.; Le Moigne, P.; Durand, Y.; Martin, E.; Habets, F.; Baillon, M.; Canellas, C.; Franchisteguy, L.; Morel, S. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Clim.* **2008**, *47*, 92–107. [[CrossRef](#)]
55. Kim, H.-S.; Lim, J.-Y.; Kim, J.-H. Change of Sea Sand Density by Washing. *J. Korean Inst. Resour. Recycl.* **2017**, *26*, 66–70. [[CrossRef](#)]
56. Milliman, J.D.; Meade, R.H. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *J. Geol.* **1983**, *91*, 1–21. [[CrossRef](#)]
57. Bourrin, F.; Monaco, A.; Aloisi, J.-C.; Sanchez-Cabeza, J.-A.; Lofi, J.; Heussner, S.; De Madron, X.D.; Jeanty, G.; Buscail, R.; Saragoni, G. Last millennia sedimentary record on a micro-tidal, low-accumulation prodelta (Têt NW Mediterranean). *Mar. Geol.* **2007**, *243*, 77–96. [[CrossRef](#)]
58. Roelvink, D.; Reniers, A.; Van Dongeren, A.; van Thiel De Vries, J.; McCall, R.; Lescinski, J. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coast. Eng.* **2009**, *56*, 1133–1152. [[CrossRef](#)]
59. Valentini, N.; Balouin, Y.; Palvadeau, E. Role of Storm-Induced Erosion on the Vulnerability of the Occitanie Coastal Area to Marine Flooding Phenomena. *Paralia*. submitted.
60. McDougall, T.J.; Barker, P.M. *Getting Started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*; Trevor J McDougall: Battery Point, Australia, 2011; ISBN 978-0-646-55621-5.
61. Stockdon, H.F.; Holman, R.A.; Howd, P.A.; Sallenger, A.H., Jr. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* **2006**, *53*, 573–588. [[CrossRef](#)]
62. van Beek, P.; Souhaut, M.; Lansard, B.; Bourquin, M.; Reyss, J.-L.; von Ballmoos, P.; Jean, P. LAFARA: A new underground laboratory in the French Pyrénées for ultra low-level gamma-ray spectrometry. *J. Environ. Radioact.* **2013**, *116*, 152–158. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
63. Kergadallan, X.; Le Berre, A.; Sanquer, R.; Leclerc, B. *Candhis: Analyses 2022 Des États de Mer—Tome 2 Méditerranée*; Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement (CEREMA): Plouzané, France, 2022; p. 202.
64. Orford, J.D.; Carter, R.W.G. Crestal Overtop and Washover Sedimentation on a Fringing Sandy Gravel Barrier Coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *J. Sediment. Res.* **1982**, *52*, 265–278. [[CrossRef](#)]
65. Sallenger, A.H. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *J. Coast. Res.* **2000**, *16*, 890–895.
66. Lorenzo-Trueba, J.; Ashton, A.D. Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2014**, *119*, 779–801. [[CrossRef](#)]
67. Suanez, S.; Stéphan, P.; Floc'h, F.; Autret, R.; Fichaut, B.; Blaise, E.; Houron, J.; Ammann, J.; Grandjean, P.; Accensi, M.; et al. Fifteen years of hydrodynamic forcing and morphological changes leading to breaching of a gravel spit, Sillon de Talbert (Brittany). *Geomorphologie* **2018**, *24*, 403–428. [[CrossRef](#)]
68. Madsen, H.O. *Floodfreq COST Action ES0901—European Procedures for Flood Frequency Estimation: A Review of Applied Methods in Europe for Flood-Frequency Analysis in a Changing Environment: WG4—Flood Frequency Estimation Methods and Environmental Change*; Centre for Ecology & Hydrology: Lancaster, UK, 2013; ISBN 978-1-906698-36-2.
69. Muis, S.; Verlaan, M.; Winsemius, H.; Aerts, J.C.J.H.; Ward, P.J. A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nat. Commun.* **2016**, *7*, 11969. [[CrossRef](#)]

70. Nienhuis, J.H.; Heijkers, L.G.H.; Ruessink, G. Barrier Breaching Versus Overwash Deposition: Predicting the Morphologic Impact of Storms on Coastal Barriers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2021**, *126*, e2021JF006066. [[CrossRef](#)]
71. Guillén, J.; Bourrin, F.; Palanques, A.; de Madron, X.D.; Puig, P.; Buscail, R. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Mar. Geol.* **2006**, *234*, 129–142. [[CrossRef](#)]
72. Paprotny, D.; Voudoukas, M.I.; Morales-Nápoles, O.; Jonkman, S.N.; Feyen, L. *Compound Flood Potential in Europe*; Hydrometeorology/Mathematical applications; European Geosciences Union: Munich, Germany, 2018.
73. Plomaritis, T.A.; Ferreira, Ó.; Costas, S. Regional assessment of storm related overwash and breaching hazards on coastal barriers. *Coast. Eng.* **2018**, *134*, 124–133. [[CrossRef](#)]
74. Wang, P.; Briggs, T.M.R. Storm-Induced Morphology Changes along Barrier Islands and Poststorm Recovery. In *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters*; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015; pp. 271–306. ISBN 978-0-12-396483-0.
75. Engelstad, A.; Ruessink, B.G.; Hoekstra, P.; van der Vegt, M. Sand Suspension and Transport During Inundation of a Dutch Barrier Island. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2018**, *123*, 3292–3307. [[CrossRef](#)]
76. Pierce, J.W. Tidal Inlets and Washover Fans. *J. Geol.* **1970**, *78*, 230–234. [[CrossRef](#)]
77. Shin, C. A One-Dimensional Model for Storm Breaching of Barrier Islands. Ph.D. Thesis, Old Dominion University, Norfolk, VA, USA, 1996. [[CrossRef](#)]
78. Orescanin, M.M.; Coughlin, J.; Young, W.R. Morphological response of variable river discharge and wave forcing at a bar-built estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2021**, *258*, 107438. [[CrossRef](#)]
79. James, G.W. *Surface Water Dynamics at the Carmel River Lagoon Water Years 1991 through 2005*; Monterey Peninsula Water Management Agency: Monterey, CA, USA, 2005.
80. Barnard, P.L.; Warrick, J.A. Dramatic beach and nearshore morphological changes due to extreme flooding at a wave-dominated river mouth. *Mar. Geol.* **2010**, *271*, 131–148. [[CrossRef](#)]
81. Zăinescu, F.; Anthony, E.; Vespremeanu-Stroe, A. River Jets Versus Wave-Driven Longshore Currents at River Mouths. *Front. Mar. Sci.* **2021**, *8*, 708258. [[CrossRef](#)]
82. Shaw, J.B.; Miller, K.; McElroy, B. Island Formation Resulting from Radially Symmetric Flow Expansion. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2018**, *123*, 363–383. [[CrossRef](#)]
83. Sadaoui, M.; Ludwig, W.; Bourrin, F.; Raimbault, P. Controls, budgets and variability of riverine sediment fluxes to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *J. Hydrol.* **2016**, *540*, 1002–1015. [[CrossRef](#)]
84. Crockett, J.; Nittrouer, C. The sandy inner shelf as a repository for muddy sediment: An example from Northern California. *Cont. Shelf Res.* **2004**, *24*, 55–73. [[CrossRef](#)]
85. Garcia Esteves, J. Géochimie d'un Fleuve Côtier Méditerranéen: La Têt En Roussillon: Origines et Transferts de Matières Dissoutes et Particulaires de La Source Jusqu'à La Mer. Ph.D. Thesis, University de Perpignan, Perpignan, France, 2005.
86. Antonelli, C. Flux Sédimentaires et Morphogénèse Récente Dans Le Chenal Du Rhône Aval. Ph.D. Thesis, Aix-Marseille University, Aix-Marseille, France, 2002.
87. Naudin, J.; Cauwet, G.; Chrétiennot-Dinet, M.-J.; Deniaux, B.; Devenon, J.-L.; Pauc, H. River Discharge and Wind Influence Upon Particulate Transfer at the Land–Ocean Interaction: Case Study of the Rhone River Plume. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **1997**, *45*, 303–316. [[CrossRef](#)]
88. Thill, A.; Moustier, S.; Garnier, J.-M.; Estournel, C.; Naudin, J.-J.; Bottero, J.-Y. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: Influence of salt flocculation. *Cont. Shelf Res.* **2001**, *21*, 2127–2140. [[CrossRef](#)]

01/05/2020



22/05/2022



30/06/2020



07/10/2020



11/11/2020



30/11/2020



07/01/2021



28/01/2021



09/02/2021



03/03/2021



04/14/2021



18/05/2021



21/06/2021



06/09/2021



22/09/2021



02/11/2021



13/11/2021



18/11/2021



30/11/2021



14/12/2021



16/02/2022



25/03/2022



29/03/2022



08/04/2022



13/06/2022



17/11/2022



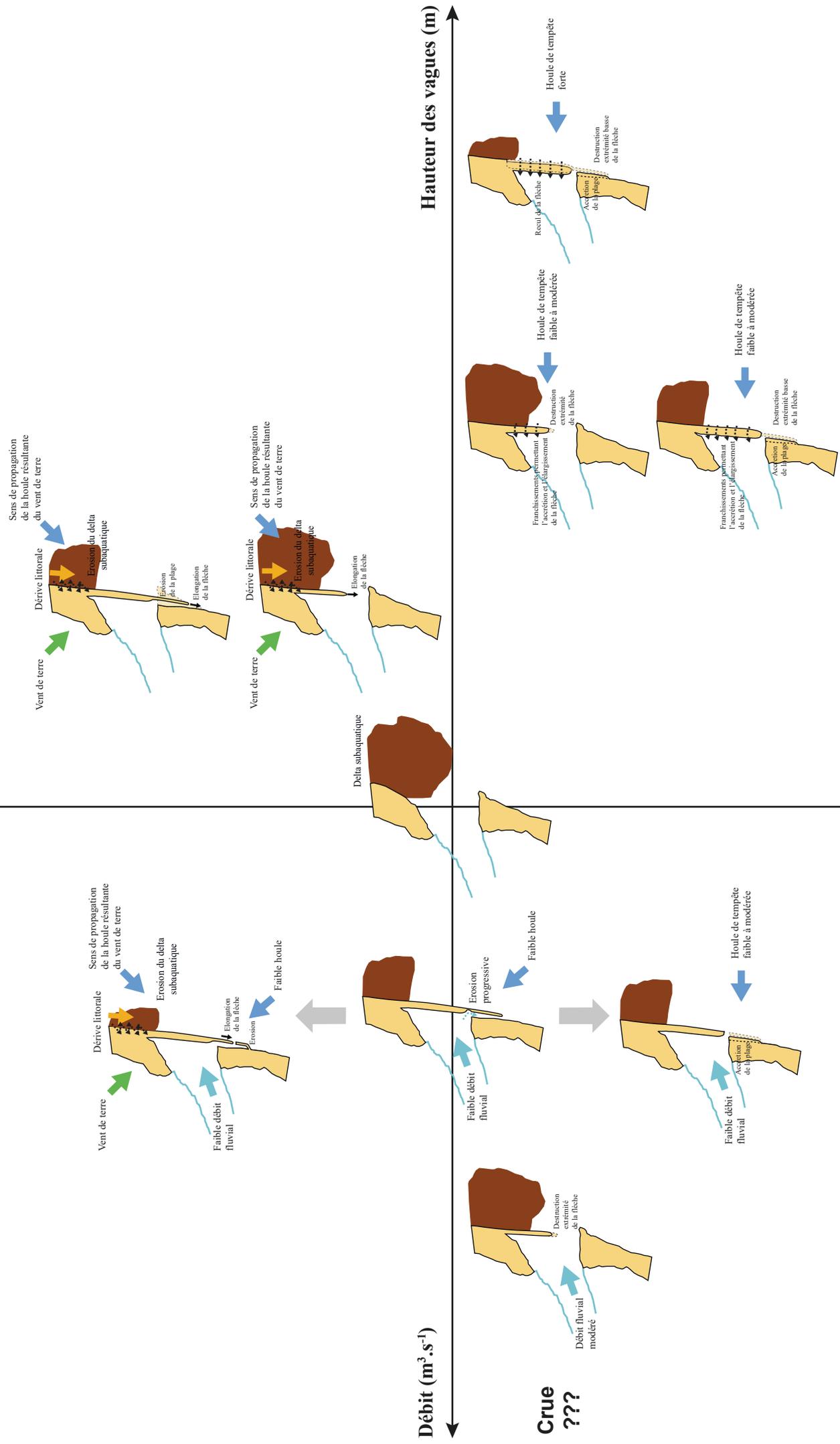
11/01/2023



13/02/2023



Vent de terre (Tramontane)



Absence de vent de terre (Tramontane)

Résumé

Obtenir des estimations précises des bilans sédimentaires sur le continuum terre-mer et comprendre comment ces bilans affectent la dynamique des littoraux est devenu un enjeu crucial dans le contexte actuel de montée du niveau marin et de recul du trait de côte. Les fleuves côtiers méditerranéens, du fait d'un caractère torrentiel lié à des événements météorologiques intenses, sont caractérisés par des épisodes de crues brefs mais violents durant lesquels la majorité du flux d'eau et de sédiments est apportée à la zone côtière en quelques jours. Ce mode de fonctionnement épisodique impacte également leurs embouchures qui peuvent se retrouver obstruées par le développement de flèche sableuse et conduire durant la concomitance des événements de tempête et de crue à de fortes submersions en zone littorale. Cette thèse a pour objectif de mieux comprendre le fonctionnement de ces embouchures intermittentes et leurs interactions avec les apports en sédiments des fleuves qui y sont associés selon un continuum terre-mer. Une approche spatio-temporelle multi-échelles (terre-mer) couplant des données d'observations morphologiques, hydro-météorologiques et de suivi du transport sédimentaire a été appliquée sur le fleuve Têt, un exemple de fleuve côtier méditerranéen. Les résultats ont permis de 1) mieux comprendre le fonctionnement de ce système d'embouchure intermittente régie par des processus auto-allo-cycliques et anthropiques, 2) améliorer les estimations de flux de matières en suspension, apporter les premières estimations de flux de sable en suspension et à proximité du fond ainsi que de comprendre le rôle de la morphologie sur leur transfert vers la zone côtière et 3) améliorer la compréhension des événements concomitants de tempête et de crue sur la dynamique de réponse morphologique et du transport sédimentaire associé.

Mots clés : Embouchure intermittente, destruction de flèche, submersion marine, événements de tempête et de crue, transport de sable

Abstract

Obtaining accurate estimates of sediment budgets on the land-sea continuum and understanding how these budgets affect coastal dynamics has become a crucial issue in the current context of rising sea levels and retreating coastlines. The torrential nature of mediterranean coastal rivers, linked to intense meteorological events, is characterized by brief but violent flooding episodes, during which most of the water and sediment discharge is delivered to the coastal zone in a few days. This episodic behavior of operation also has an impact on their river outlet as well, which can become obstructed by the development of sandy spits, leading to heavy flooding in coastal areas during concomitant storm and flood events. The aim of this thesis is to improve our understanding of intermittent river mouths processes, and to assess their interaction with the sediment transport in a land-sea continuum. A multi-scales (land-sea) spatio-temporal approach combining morphological, hydro-meteorological and sediment transport monitoring data was applied to the Têt River, an example of a mediterranean coastal river. The results provided with 1) a better understanding of the mechanisms at this intermittent river mouth system governed by auto-allo-cyclic and anthropogenic processes, 2) an improved estimates of suspended solids fluxes, provided by the first estimates of suspended and near-bottom sand fluxes, as well as understanding the role of morphology on their transfer to the coastal zone, and 3) an improved understanding of concomitant storm and flood events on the dynamics of the morphological response and the associated sediment transport.

Keywords : Intermittent mouth, spit breaching, coastal flooding, storm and flood events, sand fluxes